



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

OLAS DE CALOR MARINAS EN EL PACIFICO SUR ORIENTAL

POR

DAVID IGNACIO CARRASCO FLORES

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

Mayo, 2020.

Concepción, Chile.

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

OLAS DE CALOR MARINAS EN EL PACIFICO SUR ORIENTAL

POR

DAVID IGNACIO CARRASCO FLORES

Tesis presentada al Departamento de Geofísica de 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 de evaluación: Dr. Aldo Montecinos, Dr. Martin Jacques

Mayo, 2020.

Concepción, Chile.

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

©DAVID IGNACIO CARRASCO FLORES 2020

*Dedicado a todos los que construyeron,
construyen y construirán los cimientos de la ciencia.*

AGRADECIMIENTOS

Comenzaré agradeciendo a mi familia por el apoyo y comprensión que me han brindado durante toda mi vida, en especial agradeceré el esfuerzo de mi mamá, por ser un pilar fundamental en el cumplimiento de mis sueños y por todo el cariño que me ha dado, y que junto a mis abuelos, tías y tíos, me criaron y cuidaron de mí siempre, por lo cual les estaré eternamente agradecido, de no ser por ellos nunca habría podido cumplir esta meta y desarrollarme como la persona que soy ahora. También, haré un agradecimiento especial a mi hermana pequeña, por el cariño que me brinda y la inspiración que me entrega el intentar crear un mejor mundo para ella y las generaciones futuras, razones que me guiaron por el camino de las ciencias.

Continuaré agradeciendo a mi prima y a su esposo, por dejarme vivir con ellos todos los años que llevo en Concepción, son una excelente compañía y siempre me he sentido como en casa. Además, durante mi estadía en esta hermosa ciudad, conocí a personas geniales, con algunas solo viví un par de buenos momentos y con otras logré establecer entrañables amistades. Siempre recordaré todas las singulares historias vividas con mis amigos de Conce, realmente lo pasé muy bien en esta etapa y espero seguir acompañado por ellos en las etapas que vienen. Asimismo, en los últimos años de esta travesía, conocí a mi actual compañera de vida, quien me ha entregado todo su amor, apoyo y ayuda en el cumplimiento de esta meta y por ello le dedico un cariñoso agradecimiento.

Por último, quiero agradecer a todos los educadores que me guiaron en el camino, sin

ellos nunca hubiera obtenido las herramientas necesarias para cumplir mis sueños, por un lado, gracias a los profesores de mi adolescencia, por inspirar mi amor por las ciencias, y por otro, gracias a mis profesores de la universidad por darme las herramientas necesarias para convertirme en un científico y por orientar mi camino hacia la oceanografía, ya que desde esta disciplina espero contribuir con mi granito de arena en el desarrollo del conocimiento que nos guiará hacia un mejor futuro.

Índice

Resumen	XVII
1. Introducción	1
1.1. Olas de Calor en el Mar	2
1.2. Extremos impactos de las Olas de Calor en el mar	3
1.3. Influencia de los Modos de Variabilidad Climática en el PSO	4
1.4. OCM y el Cambio Climático	5
2. Antecedentes generales	7
2.1. Balance de calor en el océano	7
2.2. Circulación general del océano y de la atmósfera en el PSO	8
2.3. Sistema de corrientes de Perú-Chile	10
2.4. El Niño Oscilación del Sur	13
2.5. Modelos acoplados océano-atmósfera asociados al ENOS	18
2.5.1. Teoría del Oscilador Rezagado	18
2.5.2. Teoría del oscilador de descarga-recarga	19
3. Planteamiento del problema	21
3.1. Hipótesis	21
3.2. Objetivos	22
4. Metodología	23

4.1. Zona de estudio y base de datos	23
4.2. Cálculo de la temperatura climatológica y anomalías	25
4.3. Valores umbrales	26
4.4. Definición de Olas de Calor Marinas	28
4.5. Caracterización de las OCM	28
4.6. Influencia del ENOS	30
4.7. Distribución de las OCM	33
4.8. Cálculo de tendencia de las OCM	36
4.9. Forzamiento de las OCM	38
5. Resultados	40
5.1. Temperatura Superficial del Mar	40
5.2. Presión atmosférica superficial y vientos	41
5.3. Caracterización de las OCM	41
5.4. Caracterización sin la influencia ENOS	43
5.5. Tendencia de las OCM	46
5.6. Tendencia de las OCM sin la influencia del ENOS	47
5.7. Distribución espacial de las OCM	48
5.8. Distribución de las OCM sin la influencia del ENOS	50
5.9. Forzantes de las OCM	51
5.10. Figuras pertenecientes a los resultados	54

6. Discusión	72
6.1. Patrón dominante en las OCM y su forzante asociado.	72
6.2. Tendencias de las OCM y su relación con el ENOS.	75
6.3. Mecanismos asociados a la generación de OCM	76
7. Conclusiones	84
Bibliografía	86

Índice de cuadros

1. Resumen de los datos utilizados y sus características.	25
---	----

Índice de figuras

1.	Figura 1. Corrientes oceánicas superficiales pertenecientes al Pacífico Sur.	8
2.	Figura 2. Variabilidad estacional del Anticiclón del Pacífico Sur.	9
3.	Figura 3. Sistema de corrientes de Perú-Chile.	11
4.	Figura 4. Procesos oceánicos y atmosféricos asociados a la configuración típica de la dinámica ecuatorial.	14
5.	Figura 5. Patrón promedio y de anomalías de TSM y viento asociados a las diferentes fases del ENOS.	15
6.	Figura 6. Regiones utilizadas para el calculo de los índices del ENOS. . .	17
7.	Figura 7. Correlaciones (X_{10}) de la presión media anual al nivel del mar con la presión en Darwin	17
8.	Figura 8. Esquema de la oscilación entre la carga y descarga de la poza cálida	20
9.	Figura 9. Zona de estudio.	23
10.	Figura 10. Climatología diaria de la TSM promediada en las diferentes estaciones del año.	54
11.	Figura 11. Comparación entre los valores umbrales y la climatología diaria de la TSM promediados en las diferentes estaciones del año.	55
12.	Figura 12. Climatología diaria del viento y la PAS promediada en las diferentes estaciones del año.	56
13.	Figura 13. Características principales de las OCM	57

14.	Figura 14. Características secundarias de las OCM	58
15.	Figura 15. Características principales de las OCM sin el ENOS	59
16.	Figura 16. Características secundarias de las OCM sin el ENOS	60
17.	Figura 17. Tendencias del campo de anomalías de TSM original.	61
18.	Figura 18. Tendencias del campo de anomalías de TSM sin la influencia del ENOS.	61
19.	Figura 19. Tendencias de las Características de las OCM	62
20.	Figura 20. Tendencia de las Características de las OCM sin la influencia del ENOS	63
21.	Figura 21. Distribución de las OCM	64
22.	Figura 22. Diagrama de North	64
23.	Figura 23. OCM asociadas a eventos El Niño extremos	65
24.	Figura 24. OCM asociadas a eventos El Niño de mediana intensidad	66
25.	Figura 25. Distribución de las OCM sin el ENOS	67
26.	Figura 26. Diagrama de North	67
27.	Figura 27. OCM presentes en periodos posteriores al ENOS	68
28.	Figura 28. OCM presentes en periodos neutros	69
29.	Figura 29. Patrones resultantes de los análisis de compuestos de las zonas costeras.	70
30.	Figura 30. Patrones resultantes de los análisis de compuestos de las zonas oceánicas.	71

31.	Figura 31. Correlación entre las series que representan la distribución de OCM y los índices de El Niño.	73
32.	Figura 32. Términos relevantes para el balance de radiación en las zonas asociadas a la distribución de las OCM sin la señal ENOS.	78
33.	Figura 33. Términos relevantes para el balance de radiación en la zona elegida de la región costera del norte de Chile.	80
34.	Figura 34. Términos relevantes para el balance de radiación en la zona elegida de la región costera del centro de Chile.	81
35.	Figura 35. Términos relevantes para el balance de radiación en la zona elegida de la región costera del sur de Chile.	82
36.	Figura 36. Términos relevantes para el balance de radiación en la zona oceánica elegida del Pacífico Sur	83

Resumen

En las últimas décadas, el estudio de los eventos extremos oceanográficos se ha vuelto de vital importancia debido a la sensibilidad que presentan los ecosistemas marinos hacia estos fenómenos, para los cuales se ha observado y estimado un aumento alarmante en su frecuencia e intensidad, ocasionado por el cambio climático antropogénico y la variabilidad natural del sistema océano - atmósfera. Siendo este el caso de las Olas de Calor Marinas (OCM), definidas como un evento extremo de calor en el océano con una persistencia de al menos 5 días sobre el percentil 90 de las temperaturas, afectando a todo el planeta. Específicamente, en el siguiente estudio se analiza la influencia de las OCM en el Pacífico Sur Oriental (PSO), zona con escasa documentación acerca de estos fenómenos. Se investiga la evolución de las características de las OCM: frecuencia, duración, intensidad promedio, entre otras; obteniendo en estos rasgos una tendencia significativamente positiva en la mayoría del PSO y negativa en regiones de la costa de Chile. Además, se analiza la distribución de las OCM y sus características, estimando las zonas más afectadas por estos fenómenos y los posibles factores que contribuyen al forzamiento de estos eventos. El principal factor analizado es la contribución de El Niño Oscilación del Sur, ya que su dinámica domina en la variabilidad climática del PSO y se encontró que el desarrollo de los eventos ENOS tienen una alta correlación con la presencia de OCM en el PSO. Por otra parte, se encontró que procesos como la disminución de la surgencia, condiciones favorables al aumento de radiación solar incidente y la disminución de la evaporación también son factores esenciales al examinar el forzamiento de las OCM en el PSO.

1. Introducción

Asociado al cambio climático antropogénico que experimenta el planeta, se ha observado y pronosticado, un incremento en la intensidad y frecuencia de los eventos climáticos extremos (Ummenhofer & Meehl, 2017). Estos incluyen eventos de precipitación, temperatura del aire (olas de calor y de frío), vientos, entre otros. Al igual que las Olas de Calor Atmosféricas, definidas a partir de eventos extremos de la temperatura del aire sobre los continentes, es posible definir OCM basándose en la temperatura del mar. Estas OCM pueden tener impactos importantes sobre los ecosistemas marinos al modificar, por una parte, la temperatura superficial del mar (TSM), y por otra, la estratificación y la mezcla vertical. Por ejemplo, en regiones de surgencia costera como el Pacífico Sur Oriental (PSO), se suele asociar a días particularmente soleados y calmos, florecimientos anormales de algas planctónicas. Estos días también pueden generar importantes aumentos de la TSM dando origen a una OCM. Sin embargo, la TSM del PSO depende de otros factores que son relevantes para el balance de calor de la capa superficial del mar.

El aumento de la estratificación, puede reducir también el aporte de nutrientes a las capas superficiales y los flujos de oxígeno desde la atmósfera hacia el interior del océano, intensificando tanto la termoclina como la oxiclina y eventualmente, modificando su profundidad. En general, las OCM pueden impactar de diferentes maneras a los ecosistemas del PSO, ya sea disminuyendo la productividad primaria, aumentando la tasa de mortalidad de algunas especies marinas, generando floraciones de algas nocivas, además de otros impactos a las cadenas tróficas marinas (e.g., Di Lorenzo & Mantua, 2016, Frolicher &

Laufkotter, 2018). Sin embargo, las respuestas de los diferentes ecosistemas a estos eventos de temperatura anormalmente cálida y a otros eventos climáticos extremos pueden ser variables y difíciles de predecir, debido a que dependen de la calidad de la resolución espacial y temporal de los parámetros físicos y biológicos monitoreados, y de como evaluar el comportamiento de las múltiples interacciones entre la variabilidad climática y los sistemas físicos y biológicos (Ummenhofer & Meehl, 2017).

1.1. Olas de Calor en el Mar

Los eventos extremos de temperatura cálida presentes en el océano o la atmósfera se denominan Olas de Calor. Para definirlos cuantitativamente se utiliza un valor umbral de temperatura, que al ser superado por una cierta cantidad de días se considerará como una Ola de Calor. Las distintas maneras de definir el umbral y la persistencia (duración) dependen del objetivo final del estudio, por lo que no existe una definición oficial (única) de Olas de Calor. En el presente trabajo, se adoptó la definición proporcionada por Hobday et al. (2016) para la definición de OCM, ya que está basada en un análisis que considera la variación intrínseca de cada punto geográfico, lo cual permite comparar diferentes regiones y usar dominios de diferentes tamaños, independientemente de la no normalidad de las series de datos; este criterio puede definir óptimamente las OCM. De esta forma, estos fenómenos se definen como un evento discreto (qué es identificable temporalmente) de temperatura anormalmente cálida y prolongada, es decir, aquella temperatura que sobrepasa cierto valor umbral por un periodo de al menos d días. En el presente estudio $d=5$

días, este valor es adecuado considerando las escalas de tiempo típicas en el océano, y a la vez, ha sido usado en otros estudios globales y regionales (e.g. Hobday et al., 2018; Oliver et al., 2018; Frolicher et al., 2018), siendo análogo al criterio propuesto en trabajos similares sobre Olas de Calor Atmosféricas (e.g. perkins & alexander, 2013), lo cual permite una comparación con múltiples trabajos sobre Olas de Calor.

1.2. Extremos impactos de las Olas de Calor en el mar

El aumento excesivo en las características de las OCM ha demostrado que genera significativos impactos. Por un lado, eventos como la gran mancha cálida observada en el mar de Tasmania del sudeste de Australia durante 2015/2016; esta Ola de Calor que duró 251 días, abarcando un área 21 veces mayor que la de Tasmania y alcanzando una intensidad máxima de 2,9°C, es la OCM más larga e intensa jamás registrada en la región, este evento afectó la biodiversidad marina, atrayendo especies propias de regiones más cálidas a la zona, bajando el rendimiento de las industrias pesqueras y acuícolas costeras, ya que, las altas temperaturas fueron un factor estresante para las especies de la zona y además, proliferó un síndrome de mortalidad en ciertas especies de moluscos (Oliver et al., 2017). Y por otra parte, las condiciones anormalmente cálidas en la TSM pueden jugar un papel importante en las condiciones atmosféricas y el tiempo local de regiones sobre los continentes, como en el caso del invierno extremadamente frío en América del Norte durante 2013/2014, el cual aparentemente fue forzado por patrones cálidos en la TSM del Pacífico Occidental Tropical (Hartman, 2015).

Siguiendo la tendencia de aumento que han tenido los eventos extremos en los ecosistemas oceánicos y atmosféricos, se ha documentado que en las últimas décadas ha ocurrido un aumento en la frecuencia e intensidad de las OCM (Oliver et al., (2018)), observando además un alarmante incremento de 24 % en el área donde ocurren OCM de gran intensidad (hobday et al., 2018); y considerando que estos fenómenos se pueden forzar y modular por diferentes modos de variabilidad atmosférica de gran escala, asociados con cambios en la TSM en escalas de tiempo interanuales (NAO y ENSO), así como en escalas de tiempo interdecadales (PDO y AMO) (Scannell et al., 2016; Di Lorenzo & Mantua 2016), se ha podido concluir que todos estos factores afectan drásticamente en la frecuencia de las OCM.

1.3. Influencia de los Modos de Variabilidad Climática en el PSO

Considerando que la variabilidad del Pacífico Sur a diferentes escalas de tiempo está fuertemente dominada por señales provenientes del ecuador, particularmente relevante son los ciclos ENOS, los cuales generan ondas de Kelvin forzadas por anomalías en los vientos alisios en la zona ecuatorial que profundizan la termoclina y modifican la surgencia, generando anomalías cálidas de TSM que se propagan hasta el continente americano. Al interactuar con la costa, las ondas de Kelvin generan Ondas Atrapadas a la Costa (OAC), que propagan las anomalías por la zona costera en ambos hemisferios (McPhaden & Yu., 1999; Shaffer et al., 1997). La propagación de estas anomalías cálidas por las costas de Su-

América, genera una persistencia de calor en las zonas de Ecuador, Perú, y norte de Chile (Enfield & Allen, 1980); Pizarro et al., 1994). Estas condiciones anormalmente cálidas aumentan la probabilidad de que ocurran en las regiones costeras anteriormente mencionadas.

Por otra parte, la variabilidad de la TSM en la región austral de la zona de estudio (35°S - 55°S) es afectada por el Modo Anular del Sur (SAM, por sus siglas en inglés), puesto que la fase positiva del SAM está asociada con un desplazamiento hacia el sur del paso de los ciclones, provocando por un lado, un calentamiento anómalo en las costas del sur de Chile y la península Antártica, asociado con condiciones de sequía; y por otro, un enfriamiento en el resto de la Antártica acompañado con condiciones lluviosas (Gillett et al., 2006). Notando, además, que la fase positiva del SAM ha presentado una tendencia positiva en las últimas décadas (Marshall, 2003), es preciso considerar que estas condiciones podrían contribuir a la generación de OCM en las costas del sur de Chile.

1.4. OCM y el Cambio Climático

Siguiendo las políticas actuales sobre la reducción de las emisiones globales de carbono, se prevé un calentamiento global de aproximadamente 3,7°C para finales del siglo XXI (IPCC, 2014). Considerando que entre 1982 y 2016 se ha detectado que el número de días afectados por eventos de OCM ha aumentado al doble (Frolicher et al., 2018), los pronósticos realizados por estos autores para finales de siglo proyectan un aumento en la

probabilidad de generación de OCM que es 40 veces mayor a la obtenida para el 2016, bajo el escenario actual de calentamiento pronosticado de 3,7°C. Además, estos eventos tendrán una extensión espacial promedio 21 veces más grande que en tiempos preindustriales, con una duración de 112 días, alcanzando anomalías máximas de temperatura de la superficie del mar de 2,5°C. La frecuencia de OCM, bajo un escenario de calentamiento más favorable de 1,5°C (IPCC, 2018), sería de solo el 40% de la cantidad bajo el escenario más pesimista de 3,7°C. Asimismo, el cambio relativo en la extensión espacial de una OCM típica sería del 25%, la duración del 35% y la intensidad máxima del 45% (Frolicher et al., 2018).

Estudios de OCM particulares para ciertas regiones del mundo, revelan que el calentamiento global antropogénico aumenta la frecuencia de OCM y al conjugarse con la variabilidad climática de gran escala, provoca la generación de OCM de gran impacto (Walsh et al., 2018 ; Oliver et al., 2017 ; hobday et al., 2018).

2. Antecedentes generales

2.1. Balance de calor en el océano

Existen varios mecanismos que contribuyen en la generación o pérdida de calor para una masa de agua en el océano. Los diferentes procesos pueden ser representados mediante la siguiente ecuación:

$$Q_T = Q_s + Q_v + Q_b + Q_h + Q_e \quad (1)$$

donde Q_T es el calor ganado por el cuerpo de agua; Q_s corresponde al flujo de calor neto de onda corta, término que representa el calor que llega en forma directa desde el sol; Q_v corresponde al transporte de calor por advección, el cual es positivo si el flujo de calor es hacia la masa de agua; Q_b corresponde al flujo de calor neto de onda larga, variable que representa la radiación que es emitida por el océano hacia la atmósfera; Q_h corresponde el flujo de calor sensible, explicado como el transporte de calor por conducción entre el océano y la atmósfera; y Q_e corresponde al flujo de calor latente, término que representa el calor que el océano gana o cede a la atmósfera mediante la condensación o evaporación respectivamente. Todos los términos radiativos son positivos, si su flujo neto es hacia el océano (e.g. Pickard & Emery, 1961).

2.2. Circulación general del océano y de la atmósfera en el PSO

El Anticiclón del Pacífico Sur (APS) afecta fuertemente la dinámica del PSO. Por un lado, modifica las corrientes superficiales, forzando una circulación superficial anticiclónica que da lugar a la corriente oceánica de Perú-Chile (COPC), la corriente del Pacífico Sur (CPS) y la corriente Ecuatorial Sur (CES) junto con la Corriente Australiana del este (CAE) en el extremo occidental, formando el giro oceánico subtropical del Pacífico Sur (Fig. 1). Por otro lado, el APS genera un bloqueo de los sistemas ciclónicos, asociados comúnmente a frentes de mal tiempo, que viajan hacia el este alcanzando el continente sudamericano. De este modo, el APS contribuye a generar condiciones de buen tiempo en las regiones del norte y centro de Chile.

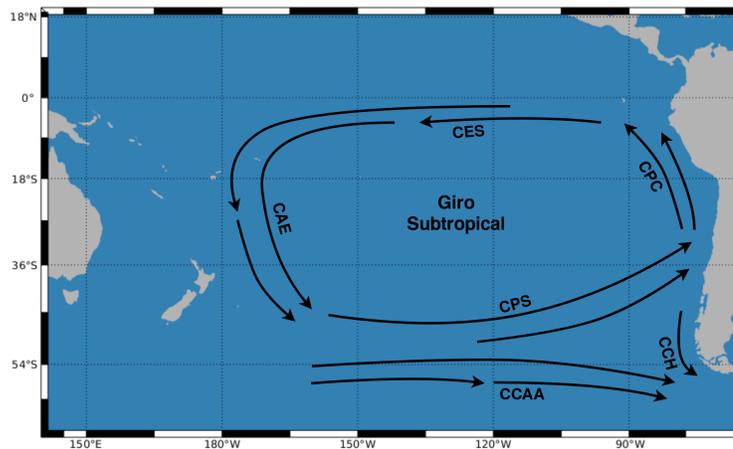


Figura 1: Corrientes oceánicas superficiales pertenecientes al Pacífico Sur como la Corriente Ecuatorial Sur (CES), la Corriente de Perú-Chile (CPC), la Corriente Australiana del Este (CAE), la Corriente del Pacífico Sur (CPS), la Corriente Circumpolar Antártica (CCAA) y la Corriente del Cabo de Hornos (CCH).

El APS modifica su posición estacionalmente, desplazándose desde su punto más cer-

cano al ecuador centrado en $\sim 25^{\circ}\text{S}$ en invierno, hasta una ubicación más austral centrada en $\sim 35^{\circ}\text{S}$ en verano (Fig. 2). Este desplazamiento genera que las rutas de los frentes de mal tiempo se modifiquen meridionalmente, lo que provoca una variabilidad en las condiciones favorables a la radiación, los vientos y la advección de calor en el océano y la atmósfera, y por lo tanto, una alteración de la TSM en las costas del centro y sur de Chile.

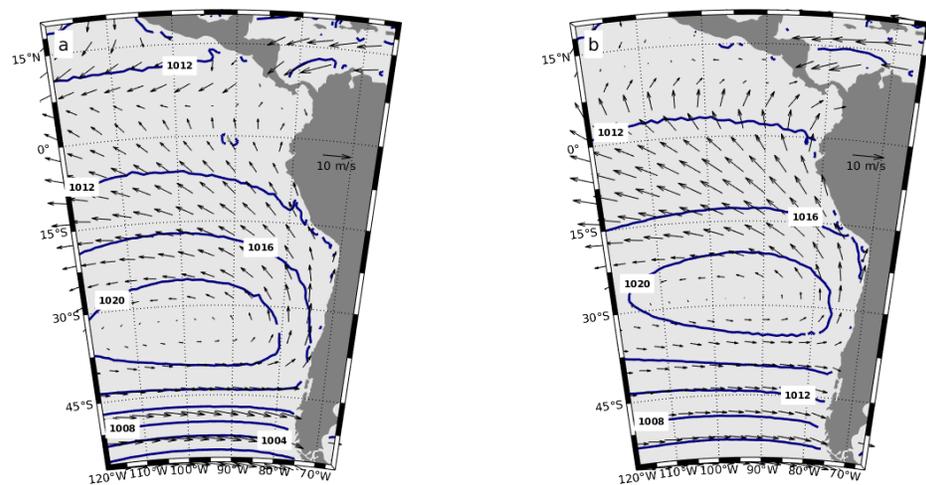


Figura 2: Variabilidad estacional del Anticiclón del Pacífico Sur, mostrando en contornos la PAS (en hPa) y con vectores el viento superficial (en m/s) entre **a** la estación de verano y **b** la estación de invierno.

Al sur del giro anticiclónico se encuentran los vientos del oeste, típicos de latitudes medias, mientras que al norte del APS están los vientos alisios del este, típicos de zonas tropicales. En la costa occidental del continente sudamericano, los vientos del sur dan lugar al gran sistema de surgencia costero que caracteriza al PSO. La surgencia transporta hacia la superficie del mar aguas frías y ricas en nutrientes.

2.3. Sistema de corrientes de Perú-Chile

El sistema de corrientes del PSO está formado por un conjunto de flujos predominantemente meridionales: la Corriente Perú-Chile (CPC), la Corriente Costera de Chile (CCC), la Contra Corriente Perú-Chile (CCPC) y la Corriente Subsuperficial Perú-Chile (CSSPC) (Figuras 1 y 3). La CPC también llamada Corriente de Humboldt (CH) fluye hacia el norte y forma parte del giro subtropical del Pacífico Sur. Esta corriente es relativamente débil y transporta aguas frías y de baja salinidad (Strub et al., 1995; Silva et al., 2009). El límite occidental de esta corriente es difuso, en promedio toda la región del PSO presenta un transporte superficial hacia el norte y que podría ser relacionado con esta corriente. Por ejemplo, el transporte geostrófico en los primeros ~ 1000 m, entre la costa y los 110°W es de 15 Sv a $32,5^{\circ}\text{S}$. Shaffer et al., (2004); Fuenzalida et al., (2008) y Aguirre et al., (2012) muestran que en la zona de transición costera, frente a las costas central y norte de Chile, se desarrolla un flujo hacia el norte relativamente intenso durante primavera y verano. Este flujo transporta aproximadamente 3 Sv y puede ser bien definido por las observaciones de altimetría satelital (cf. Aguirre et al., 2012; Fuenzalida et al., 2008). La CPC se origina a

partir de la CPS, la cual conforma el límite sur del giro subtropical.

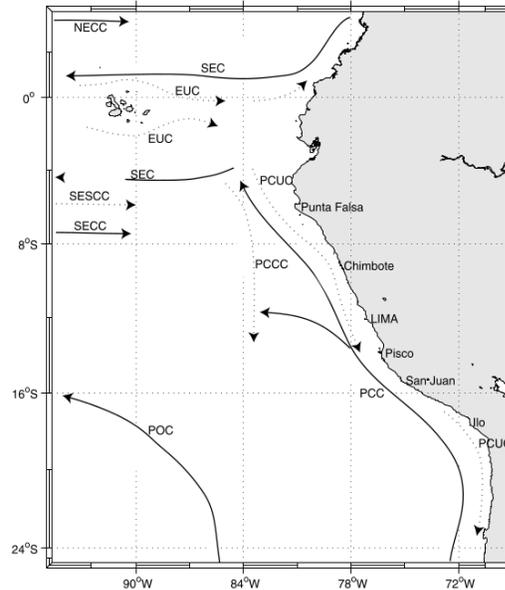


Figura 3: Sistema de corrientes de Perú-Chile (Penven et al., 2005).

La CCC es un flujo somero hacia el norte, observado comúnmente en las primeras decenas de metros y se distingue de la CPC porque es forzado principalmente por los vientos costeros y está ligado estrechamente a la dinámica de la surgencia costera. En contraste, la CPC es una corriente típicamente oceánica y es forzada principalmente por el rotor del esfuerzo del viento que es predominantemente anticiclónico en el PSO (Strub et al., 2013). La CCC experimenta una enorme variabilidad a diferentes escalas de tiempo. A escala anual, esta corriente se puede relacionar al ciclo anual de los vientos a lo largo de la costa. A escalas interdiarias, los eventos de surgencia asociados a cambios sinópticos de los vientos generan importantes variaciones de la CCC, mientras que la presencia de ondas atrapadas a la costa de origen ecuatorial modulan la CCC a escalas interdiarias, intraestacionales e interanuales. Las propiedades de las aguas superficiales costeras varían

considerablemente en relación con las fluctuaciones de la CCC y los ciclos de surgencia, además de los efectos asociados a cambios en los flujos de calor y a los flujos de agua dulce de origen continental en la zona centro y sur de Chile.

El otro flujo superficial presente en las costas de Perú y Chile es la CCPC. Esta contracorriente transporta aguas superficiales hacia el sur y da origen a una lengua de agua cálida y salina que se extiende desde Perú ($\sim 8^{\circ}\text{S}$) hasta Chile central (35°S), con un núcleo ubicado a 100-300km de la costa aproximadamente (Strub et al., 1998). Este flujo es forzado por el rotor ciclónico del esfuerzo del viento presente cerca de la costa (Penven et al., 2005; Aguirre et al., 2012; Strub et al., 2013). Comúnmente, este flujo se superpone con la CSSPC formando un gran flujo hacia el sur (e.g. Fonseca, 1985). Sin embargo, la dinámica de la CSSPC es diferente a la dinámica de la CCPC, esta última es un flujo que se intensifica en superficie en respuesta al rotor del viento, mientras que la primera tiene un núcleo subsuperficial bien definido.

La CSSPC transporta hacia el sur Agua Ecuatorial Subsuperficial (AESS), una masa de agua que se caracteriza por ser relativamente cálida, salina, con un muy bajo contenido de oxígeno disuelto y rica en nutrientes. Esta corriente subsuperficial es relativamente costera, con un núcleo ubicado en la parte superior del talud y quiebre de la plataforma continental y se extiende desde los $\sim 5^{\circ}\text{S}$ hasta los $\sim 45^{\circ}\text{S}$ (Silva & Neshyba, 1979; Chaigneau et al., 2013). Esta corriente es el arquetipo del flujo hacia el polo presente en la mayoría de los sistemas de surgencia de borde oriental y su dinámica está relacionada con un gradiente de presión a lo largo de la costa (que apunta hacia el ecuador) que resulta de

las variaciones espaciales del esfuerzo del viento promedio (e.g. McCreary, 1981; Pizarro, 1994). Sin embargo, el rotor ciclónico del esfuerzo del viento presente cerca de la costa también contribuye a la generación de este flujo (McCreary & Chao, 1985).

2.4. El Niño Oscilación del Sur

El Océano Pacífico presenta una gran variabilidad interanual asociada a El Niño Oscilación del Sur (ENOS), este fenómeno resulta de una interacción entre el océano y la atmósfera del Pacífico Tropical que se presenta con una alternancia entre 3 y 7 años. El ENOS genera una gran perturbación en la distribución de TSM del Pacífico Tropical. Esta región normalmente presenta una lengua de agua fría (Cold Tongue) en la parte oriental asociada a la surgencia ecuatorial y reforzada por la advección de aguas frías provenientes desde las costas de Sudamérica (Fig. 4, Fig. 5a). En contraste con la lengua de agua fría, en la parte occidental el Pacífico Ecuatorial presenta una poza de agua cálida (Warm Pool). Asociada a este contraste de TSM existe una celda de circulación atmosférica zonal conocida como celda de circulación de Walker (Fig. 4). Esta celda está conformada por masas de aire seco y denso que desciende en la parte oriental sobre la lengua de agua fría, el aire se desplaza posteriormente a lo largo del ecuador hacia la poza de agua cálida siguiendo la fuerza del gradiente de presión en superficie, dando origen a los vientos alisios, allí el aire se calienta e incrementa su humedad elevándose sobre la poza cálida, para regresar luego en altura al Pacífico Oriental siguiendo nuevamente la fuerza del gradiente de presión, el cual es contrario al gradiente observado en superficie, completando así la celda de

circulación de Walker (e.g. Bjerknes, 1969).

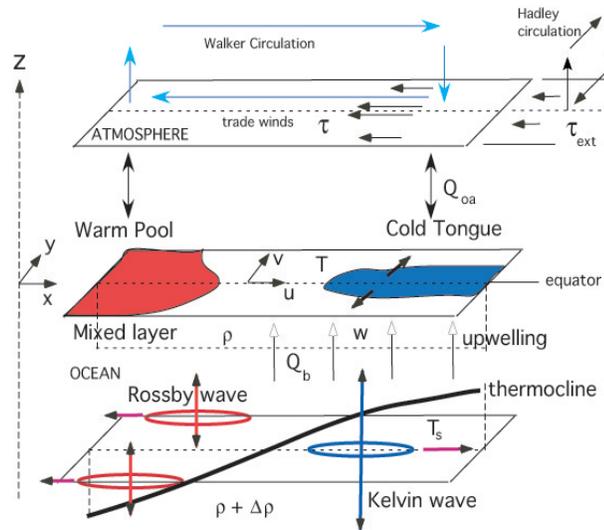


Figura 4: Procesos oceánicos y atmosféricos asociados a la configuración típica de la dinámica ecuatorial: la Circulación de Walker exhibe como es el movimientos de los vientos en la zona ecuatorial, la configuración de la temperatura generada por los flujos oceánicos típicos, las ondas oceánicas que se generan en el ecuador (Kelvin y Rossby) y como es su desplazamiento e interacción con la termoclina (Dijkstra, 2006).

La fase positiva del ENOS, denominada El Niño, consiste en una alteración de la celda de Walker. Una perturbación inicial en la celda de Walker puede crecer significativamente mediante el mecanismo denominado retroalimentación de Bjerknes: anomalías positivas en los vientos alisios que soplan hacia el oeste (es decir un debilitamiento de los vientos alisios) reducen la surgencia ecuatorial originando anomalías positivas de TSM sobre la lengua de agua fría. El aumento de la TSM reduce la presión atmosférica superficial allí y así el contraste zonal de presión, lo cual reduce aún más los vientos alisios y por ende la surgencia ecuatorial. Así estos mecanismos se retroalimentan positivamente pudiendo generar hasta un rompimiento de la circulación de Walker y una inversión de los vientos alisios. Las anomalías en los vientos alisios generan, además, ondas ecuatoriales de Kelvin

de hundimiento en el océano que son capaces de transportar las anomalías cálidas de TSM hacia el Pacífico Oriental, contribuyendo así al debilitamiento de la celda de circulación de Walker (Fig.4, Fig 5b). En la fase negativa del ENOS, denominada La Niña, sucede lo contrario, es decir los vientos alisios se refuerzan, aumenta la surgencia ecuatorial reduciendo la TSM en la lengua de agua fría, lo cual aumenta la presión atmosférica en superficie e intensifica los vientos alisios reforzando así la circulación de Walker (Fig. 5c).

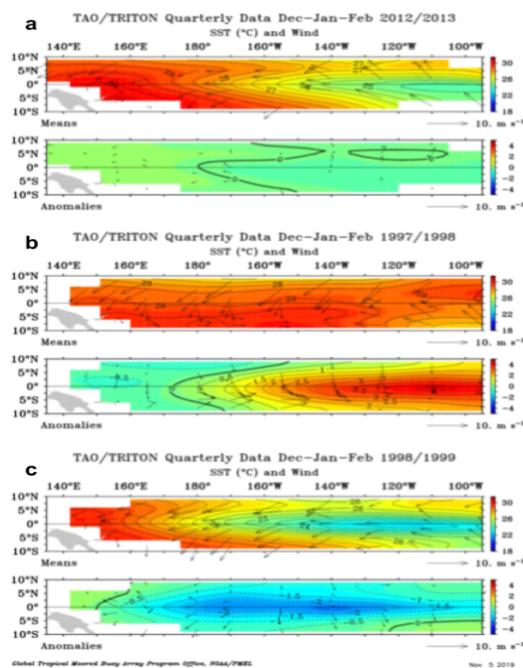


Figura 5: Patrón promedio (figura inferior) y de anomalías (figura superior) de TSM y viento asociados a las diferentes fases del ENOS: **(a)** fase neutra o configuración normal, **(b)** fase positiva o cálida y **(c)** fase negativa o fría (figura confeccionada con el [Data display](#) de las boyas TAO/TRITON).

Existen diferentes índices que permiten evaluar las características del ENOS, entre los más comunes está la TSM promedio en una región del Pacífico Ecuatorial Central conocida como región 3.4 (índice denominado comúnmente Niño 3.4, esta región inclu-

ye parte de las regiones 3 y 4 conocidas históricamente en el monitoreo del ENOS (Fig. 6). El Índice Oceánico de EL Niño (ONI), usado actualmente para definir condiciones El Niño (o la Niña) se basa también en la TSM de la región El Niño 3.4.(ver por ejemplo <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/sst/>). Otro índice, basado en las condiciones atmosféricas, es el Índice de Oscilación del Sur (IOS). Este da cuenta de la variabilidad del patrón de la PAS de gran escala que se presenta sobre Pacífico del Sur, conformado por un dipolo, cuyos centros de presiones se ubican cerca de Darwin, al norte de Australia, y en la isla de Tahití (Fig. 7). Las diferencias de presión entre estas localidades se asocian con la intensidad de la celda de Walker y sus fluctuaciones están relacionadas, además, a importantes cambios en los patrones de lluvia y viento sobre el sector tropical de los océanos Índico y Pacífico. Actualmente se suele usar también un índice basado en la serie de tiempo del modo principal de covariabilidad (EOF) de diferentes variables medidas en la región del Pacífico Tropical (entre 30°N, 30°S y 100°E y 70°W). Las variables usadas son: PAS, TSM, viento zonal y meridional, y radiación de onda larga emergente (OLR). Este índice se denomina Índice Multivariado del ENOS (MEI)

(<https://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/>).

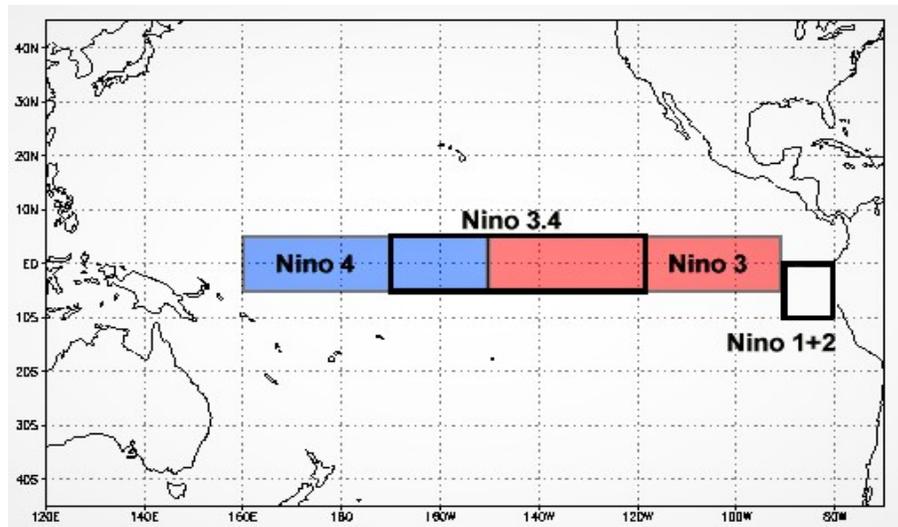


Figura 6: Regiones utilizadas para el cálculo de los índices del ENOS.

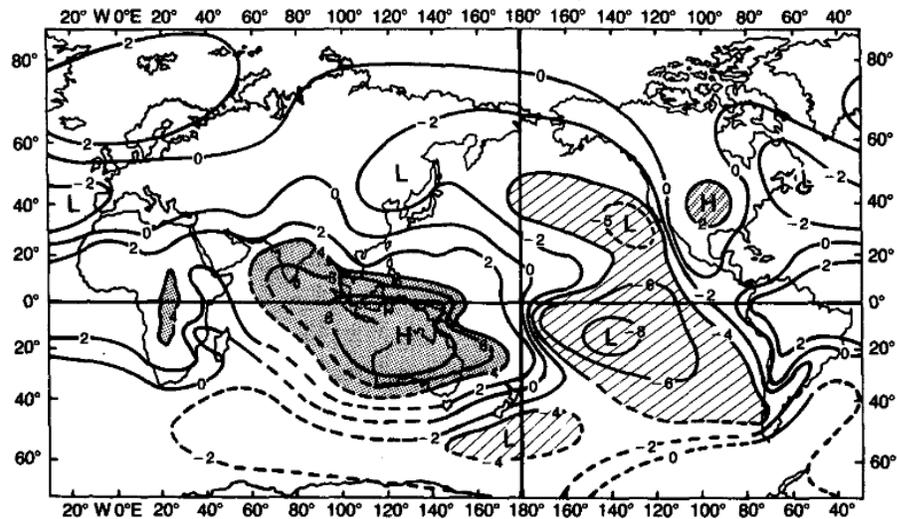


Figura 7: Correlaciones ($\times 10$) de la presión media anual al nivel del mar con la presión en Darwin, cuando la correlación supera los 0,4 se sombrea la zona y cuando la correlación es inferior a $-0,4$ la zona se rellena con líneas (Trenberth & Shea, 1978; Philander, 1990).

2.5. Modelos acoplados océano-atmósfera asociados al ENOS

2.5.1. Teoría del Oscilador Rezagado

La teoría del modelo de Oscilador Rezagado, comienza con un desplazamiento de la poza de agua cálida presente en el extremo occidental del Pacífico Ecuatorial hacia el este, debido al forzamiento de ondas de Kelvin ecuatoriales de hundimiento (downwelling) por anomalías de viento oeste (contrarias a la dirección típica de los vientos alisios). Estas ondas de Kelvin aumentan la profundidad de la termoclina a su paso, disminuyendo la surgencia ecuatorial, y por ende, aumentando la TSM. Lo anterior, provoca un mayor desplazamiento de la isoterma de $28,5^{\circ}\text{C}$ (el límite oriental de la poza cálida), generando una intensa advección atmosférica y aumentando las anomalías de viento oeste, que se trasladan junto con la poza cálida hacia el Pacífico Ecuatorial Central y Oriental (Clarke, 2008). Los procesos anteriormente mencionados, se retroalimentan positivamente entre sí, formando una región de fuerte acoplamiento atmosférico que se traslada en conjunto con la onda de Kelvin, desencadenando de esta manera las condiciones para un evento El Niño (tratadas en la sección anterior). En paralelo al mecanismo antes mencionado, se observa un forzamiento de Ondas de Rossby de surgencia (upwelling) debido a las anomalías de viento oeste en el Pacífico Ecuatorial Occidental, las cuales se desplazarán hacia el Oeste hasta chocar en el límite occidental del Pacífico Ecuatorial, demorando ~ 4 meses en realizar este trayecto, luego estas ondas se reflejan como ondas de Kelvin de surgencia y vuelven hacia la zona de fuerte acoplamiento atmosférico en un periodo de ~ 1 mes. Esto disminuye la profundidad de la termoclina y amortigua las condiciones cálidas desarrolla-

das en el Pacífico Ecuatorial (Li & Clarke, 1994), el aumento de la surgencia en el Pacífico Ecuatorial, disminuye la TSM a medida que la onda de Kelvin se desplaza hacia el límite oriental, lo cual fuerza a la poza cálida a volver a su posición inicial. Es así, como esta retroalimentación negativa ocasionada por el forzamiento de las ondas de Rossby, funciona como un oscilador retrasado, ya que amortigua las condiciones anormales (cálidas) en el ecuador con un cierto desfase inducido por el límite de la velocidad de desplazamiento de las ondas.

2.5.2. Teoría del oscilador de descarga-recarga

Para entender la teoría del oscilador de descarga-recarga, se comenzará explicando que a grandes rasgos esta teoría se basa en una acumulación de calor (recarga) en el límite occidental del Pacífico Ecuatorial (poza cálida), el cual posteriormente bajo condiciones El Niño se desplazará hacia el Pacífico Oriental (descarga), incluso pudiendo afectar latitudes más altas. Luego de la descarga del contenido de calor de la poza cálida, comienza a desarrollarse La Niña a medida que se enfría el Pacífico Ecuatorial por la pérdida del contenido de calor de la poza cálida. De esta manera, no se podrá desencadenar otro evento de El Niño hasta que se vuelva a recargar de calor el Pacífico Ecuatorial Occidental (Wang et al., 2017). La condición de descarga es impulsada por una disminución de la profundidad de la termoclina en el Pacífico Ecuatorial Occidental, asociada a la divergencia del transporte de Sverdrup provocada por un rotor ciclónico en la tensión del viento en esta región, posteriormente el contenido de calor descargado desarrolla la fase cálida del

ENOS, aumentando la TSM del Pacífico Ecuatorial Oriental y profundizando la termoclina en esta región (Jin, 1997a). El mecanismo de descarga-recarga se puede simplificar como un oscilador armónico entre la TSM del Pacífico Ecuatorial Oriental y la profundidad de la termoclina en el Pacífico Ecuatorial Occidental, observando que la evolución temporal de estos dos fenómenos se encuentran desfasadas por un cuarto de periodo (Fig. 8). Finalmente, se resume la teoría en que cuando el calor de la poza cálida es descargado, la termoclina se profundiza en la parte Oriental del Pacífico y se vuelve mas somera en el lado occidental, para luego invertirse este estado al cargarse (de contenido de calor) la poza cálida.

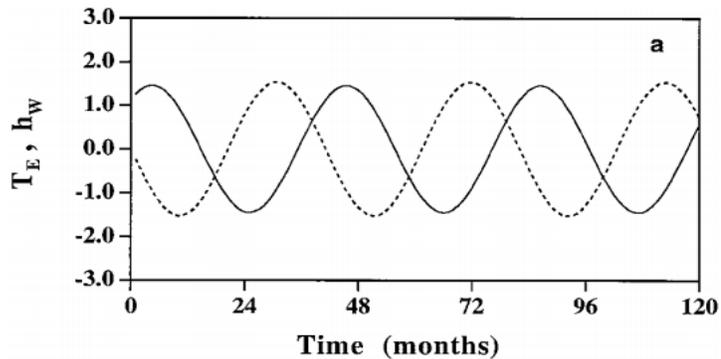


Figura 8: Esquema de la oscilación entre la carga y descarga de la poza cálida, representado por la serie de la TSM (en °C, línea sólida) del Pacífico Ecuatorial Oriental y la profundidad de la termoclina (en 10m, línea punteada) (Jin, 1997a).

3. Planteamiento del problema

El presente estudio abarca el análisis de las OCM en el PSO desde 3 perspectivas, en primer lugar se evalúan la cantidad de OCM presentes durante el periodo 1987-2018, caracterizándolas mediante diferentes métricas. En segundo lugar, se calculan las tendencias de los campos de TSM y de las características de las OCM. Mientras que en tercer lugar, se examinan algunos mecanismos sobre la generación de OCM, donde se explora el rol de los principales modos de variabilidad climática de la región, como el ENOS y el SAM, y además la contribución del forzamiento atmosférico a la variabilidad de las OCM.

3.1. Hipótesis

- *La frecuencia, intensidad y duración de las OCM en el PSO presentan tendencias positivas y estadísticamente significativas durante las últimas décadas del presente siglo.*
- *El ENOS es el principal forzante que domina la variabilidad de las OCM a escala interanual. Mientras que a mayores frecuencias, la presencia de anticiclones, la disminución de la evaporación y la advección de calor, son relevantes en la generación de OCM en el PSO.*

3.2. Objetivos

Objetivo general:

- Determinar las características intrínsecas de las OCM en el PSO (frecuencia, intensidad y duración), su evolución en el tiempo, y las condiciones oceanográficas y meteorológicas que las fuerzan y modulan.

Objetivos específicos:

- Cuantificar las OCM en el PSO y determinar sus propiedades principales: frecuencia, intensidad y duración.
- Analizar la significancia de las tendencias que presentan las características intrínsecas de las OCM.
- Analizar el rol del ENOS en el forzamiento y modulación de las OCM.
- Evaluar la contribución de distintos forzantes atmosféricos que podrían afectar el balance de calor en las capas superficiales del océano, provocando procesos que generarían un aumento de calor, y por ende, desencadenarían OCM en el PSO.

4. Metodología

4.1. Zona de estudio y base de datos

La zona de estudio abarca el territorio marítimo de Chile, Perú y Ecuador, en conjunto con toda la región oceánica comprendida entre 55°S - 20°N y 120°W y la costa de Sudamérica, ubicación que será denominada Pacífico Sur Oriental (Fig. 9).

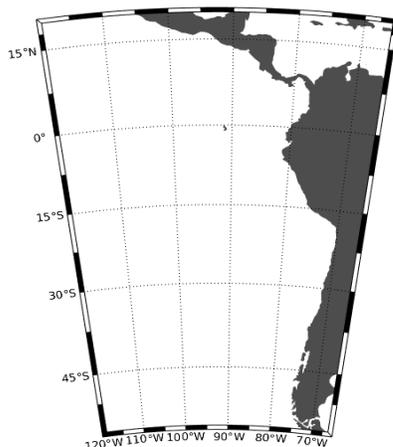


Figura 9: Representación geográfica de la Zona de estudio.

Con el fin de obtener climatologías lo suficientemente robustas, para asegurar la calidad de los resultados obtenidos a partir de estas, se usaron al menos 30 años de observaciones de las variables requeridas. La información está basada principalmente en observaciones satelitales, las cuales permiten una cobertura total de la región con alta resolución espacial y temporal.

La información de TSM fue obtenida del conjunto “Optimum Interpolation Sea Surface Temperature V2” (OISST V2) de la “National Oceanic and Atmospheric Adminis-

tration” (NOAA), cuyos datos se derivaron interpolando diariamente los valores de TSM obtenidos desde diferentes plataformas (boyas, cruceros y satélites), generando mapas globales de TSM con una grilla espacial de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$. Específicamente, para generar el campo extraído de OISST V2 se usaron los radiómetros AVHRR con una cobertura global desde 1987 hasta el 2018 (datos proporcionados por NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA desde su sitio web: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/>).

Los campos de Presión Atmosférica Superficial (PAS), Flujo de calor latente, Radiación de onda corta y larga, Viento zonal y meridional fueron obtenidos del reanálisis ERA5, producidos por el “European Centre for Medium-Range Weather Forecasts” (ECMWF), los cuales se generaron utilizando modelos avanzados y sistemas de asimilación de datos (e.g. Hersbach et al., 2019), para producir conjuntos con una resolución horaria, los cuales fueron promediados diariamente, cubriendo el periodo necesario desde 1987 hasta el 2018 en una grilla regular de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$. En la producción de ERA5 se tenían disponibles una serie de observaciones in situ y satélites detalladas en: <https://confluence.ecmwf.int/display/CKB/ERA5%3A+data+documentation#ERA5:datadocumentation-Observations>.

Base de datos	Variable	Resolución	Periodo
OISST V2	TSM	0,25° X 0,25°	1987-2018
ERA5	PAS	0,25° X 0,25°	1987-2018
ERA5	Viento	0,25° X 0,25°	1987-2018
ERA5	Radiación de onda corta	0,25° X 0,25°	1987-2018
ERA5	Radiación de onda larga	0,25° X 0,25°	1987-2018
ERA5	Flujo de calor latente	0,25° X 0,25°	1987-2018

Cuadro 1: Resumen de los datos utilizados y sus características.

4.2. Cálculo de la temperatura climatológica y anomalías

Los campos de TSM de la zona de estudio tienen una extensión temporal de 32 años (1987-2018), la cual es suficientemente alta para que la climatología diaria resultante de estos datos sea robusta según las consideraciones de Hobday et al. (2016). Por consiguiente, la climatología de las series se obtuvo usando una ventana de 11 días centrada en el día climatológico a calcular, para luego promediar todos los datos comprendidos dentro de este segmento del año y en todos los años disponibles.

La temperatura climatológica T_c se define como:

$$T_c(j) = \sum_{a=a_i}^{a_f} \sum_{d=j-5}^{j+5} \frac{T(a,d)}{N}, \quad (2)$$

donde j es el día del año donde se calculará la climatología, a_f y a_i son el inicio y el fin

del periodo base para el cálculo, $T(a, d)$ es la TSM en el día d del año a y N es la cantidad total de datos diarios que se usan en el cálculo.

Para estudiar las propiedades de las OCM se calculó los valores correspondientes a las anomalías de la temperatura, que resultan de la variación que está por sobre el rango climatológico diario. Esto se define como:

$$A(a, d) = T(a, d) - T_c(j), \quad (3)$$

donde A y T son los valores de la anomalía y de TSM, respectivamente, para el día d del año a y $T_c(j)$ son los valores climatológicos definidos anteriormente.

4.3. Valores umbrales

Para encontrar un evento de OCM se necesita saber en qué momento la temperatura de la región analizada deja de estar en el rango considerado típico o normal de la zona. Al valor de temperatura correspondiente a alguno de los extremos de este rango, se le denominó “valor umbral”. Para obtener el valor umbral, se utilizó una ventana de 11 días centrada en el día a analizar. Esta ventana se usó para extraer el mismo periodo de datos en todos los años disponibles, de esta manera se calculó el percentil 90 de estos datos y se le definió como valor umbral, es decir, cuando los valores de una serie sobrepasaron este

límite, se consideró que la temperatura fue anormalmente cálida. El empleo de esta definición permite obtener la variabilidad típica o normal de cada punto de grilla, ya que para cada uno de estos se obtiene un valor umbral diferente. A diferencia de utilizar un valor límite fijo (como la desviación estándar), este método permite capturar correctamente las diferencias de los rangos de temperatura entre regiones sin asumir ninguna distribución de las series, además, como el valor umbral va cambiando en el tiempo durante un año, se pueden encontrar eventos de temperatura extrema en cualquier época del año y no solo en las estaciones cálidas. Siguiendo la metodología recomendada por Hobday et al. (2016), luego de obtener los valores umbrales para cada día climatológico, estos se suavizaron con una media móvil de 30 días, lo que permitió suavizar la variabilidad intrínseca que presentan los datos climatológicos.

El valor umbral se definió como:

$$U_{90}(j) = P_{90}(X), \quad (4)$$

donde $P_{90}(X)$ es el percentil 90 de los datos X , es decir, el 90% de los datos se encuentran bajo el valor $P_{90}(X)$.

4.4. Definición de Olas de Calor Marinas

Una vez obtenidos los valores umbrales para cada posición geográfica (punto de grilla) y cada día climatológico del año, se procedió a encontrar los días que superan este umbral, y a su vez, cuando esta característica persistía por al menos 5 días. Estos criterios definen en nuestro trabajo la presencia de un evento discreto de OCM. Al tener identificados todos los periodos de tiempo que presentan OCM, se procedió a aislar los datos correspondientes a estos tiempos dentro de la matriz de anomalías de TSM, resultando una nueva matriz (AT-OCM) donde los días sin OCM se les asignó un valor de 0. Los días afectados por OCM mantuvieron en el arreglo AT-OCM su valor correspondiente a la anomalía de TSM. A partir de estos datos, se calcularon las diferentes características de las OCM.

4.5. Caracterización de las OCM

Los eventos de OCM se diferencian entre sí por una variedad de propiedades, y para caracterizarlas se usaron diferentes métricas que permiten estudiar consistentemente las diferencias que existen entre los eventos OCM de acuerdo a la región analizada y, asimismo, permiten estimar cómo es y será la evolución en el tiempo de estos eventos extremos. Además, con estas métricas, se puede estudiar, por una parte, cómo es la influencia de los diferentes forzantes atmosféricos y oceánicos en la naturaleza de las OCM y, por otra, se puede obtener una evaluación de los impactos que generan las OCM en su entorno.

Para describir las métricas que caracterizan las OCM, se dividieron sus características en principales y secundarias. Estas métricas están basadas en los trabajos de Hobday et al.

(2016) y Oliver et al., 2018.

Métricas para las características principales :

- Número de días afectados (N_d): Se define como la cantidad de días afectados por OCM (d_i) dentro de un número de días determinado (n).

$$N_d = \sum_{i=1}^n d_i \begin{cases} d_i = 1, & \text{si } i \text{ corresponde a un día afectado} \\ d_i = 0, & \text{si } i \text{ no corresponde a un día afectado} \end{cases} \quad (5)$$

- Duración del evento (D): la duración de la OCM es el periodo de tiempo comprendido entre el día en el cual se sobrepasa el valor umbral de temperatura (t_i) y el último día cuyo valor está por sobre este (t_f).

$$D = t_f - t_i \quad (6)$$

- Intensidad promedio del evento (i_{prom}): Es el promedio de los valores de anomalía de temperatura (I_i) de las OCM presentes dentro de la cantidad de días analizados (n).

$$i_{prom} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n I_i \quad (7)$$

Métricas para las características secundarias :

- Cantidad de eventos (C): Se define como la cantidad de eventos discretos (E) ocurridos dentro de una cantidad de días definidos (n).

$$C = \sum_{i=1}^n E \quad (8)$$

- Intensidad máxima del evento (i_{max}): Corresponde al valor de anomalía de temperatura más alto alcanzado durante los días d_e que dura el evento de OCM en el año a_e .

$$i_{max} = \max(A(a_e, d_e)) \quad (9)$$

- Intensidad acumulada (i_{cum}): Corresponde a la integral de la intensidad a lo largo de la duración del evento, es decir, la cantidad de días que dura el evento multiplicada por la temperatura promedio.

$$i_{cum} = Di_{prom} \quad (10)$$

4.6. Influencia del ENOS

Para comprender el rol que juegan el ENOS en el forzamiento y modulación de los eventos de OCM se utilizó la metodología usada por Oliver et al. (2018), en ella se contrastan los resultados obtenidos en un escenario con la influencia del modo climático, con un escenario con la señal del modo extraídos, para el cual se seguirá usando la climatología y umbrales originales, ya que estas son los que representan las condiciones reales

y estamos interesados en cómo los modos afectan las propiedades de las OCM bajo este contexto. Para este cálculo se utilizó una regresión lineal, donde se calculó el efecto del ENOS en cada píxel de la grilla, es decir, se ajustó a la serie de tiempo de cada posición geográfica, la serie de tiempo del (o los) índice climático y luego se extrajo de la serie original la serie ajustada. Haciendo esto, se puede remover de los diferentes mapas de TSM la señal ENOS (y de los otros índices climáticos). Es importante destacar que a pesar de usar este método, pueden quedar “rastros” de la señal de los modos climáticos extraídos, porque el ajuste que se utiliza nunca será perfecto y la suposición de una relación lineal entre los índices y la TSM no necesariamente es válida.

Para extraer la señal ENOS de los datos de TSM se utilizaron los índices C y E, propuestos por Takahashi et al (2011). Estos caracterizan a los eventos ENOS en dos tipos; los del tipo E que se caracterizan por influenciar las anomalías de TSM en todo el Pacífico Ecuatorial, generando un calentamiento moderado en la región central del Pacífico Ecuatorial y uno extremo en su límite oriental; y los del tipo C que destacan por provocar un fuerte calentamiento en la zona central del Pacífico Ecuatorial y no afectar su límite oriental. Siguiendo la metodología propuesta por el autor (Takahashi et al., 2011), para representar matemáticamente estos dos tipos de ENOS, es necesario aplicar el método de Funciones Ortogonales Empíricas (la teoría de este método se trata en profundidad en la siguiente sección) al campo de TSM perteneciente al Pacífico Ecuatorial, en un dominio entre 10°N y 10°S para el periodo comprendido desde 1987 hasta 2018. De esta manera se obtienen dos productos de este cálculo, el primero son los modos espaciales, los cua-

les representan la estructura que tienen los ENOS de tipo C y E, y el segundo son las componentes principales, las cuales se usaran para estimar la influencia que tienen los eventos ENOS sobre la TSM del PSO. El cálculo de la extracción de la señal del ENOS se representa mediante la siguiente ecuación:

$$y'_{sn}(x,t) = y'(x,t) - \alpha(x)C(t) - \beta(x)E(t) \quad (11)$$

donde:

- $y'_{sn}(x,t)$ es la serie de anomalías de TSM sin la señal del ENOS, para el punto geográfico x en el día t del periodo.
- $y'(x,t)$ es la serie de anomalías de TSM, para el punto geográfico x en el día t del periodo. representada por la ecuación:

$$y'(x,t) = y(x,t) - y_c(x,i) \quad (12)$$

donde $y(x,t)$ son los datos de TSM y $y_c(x,i)$ es la climatología de la temperatura en el día i .

- $\alpha(x)C(t)$ es la influencia lineal de los eventos ENOS de tipo C sobre el campo de TSM, en cada punto geográfico x y en el día t del periodo. Aquí $\alpha(x)$ es la pendiente de la estimación lineal y $C(t)$ es representado por la ecuación:

$$C(t) = \frac{PC1 + PC2}{\sqrt{2}} \quad (13)$$

donde $PC1$ y $PC2$ son las dos primeras componentes principales.

- $\beta(x)E(t)$ es la influencia lineal de los eventos ENOS de tipo E sobre el campo de TSM, en cada punto geográfico x y en el día t del periodo. Aquí $\beta(x)$ es la pendiente de la estimación lineal y $E(t)$ es representado por la ecuación:

$$E(t) = \frac{PC1 - PC2}{\sqrt{2}} \quad (14)$$

donde $PC1$ y $PC2$ son las dos primeras componentes principales.

4.7. Distribución de las OCM

Para representar las OCM en la zona de estudio y su evolución en el tiempo, se utilizó el campo AT-OCM con y sin la influencia del ENOS, el cual cuenta con series de tiempo $X_{i,j}(t)$ que forman una grilla regular de puntos (i, j) en el plano horizontal, abarcando valores para toda la zona y periodo de estudio analizado. Los datos anteriormente mencionados fueron usados en el cálculo de Funciones Ortogonales Empíricas (EOF por su sigla en inglés). Las EOF permiten representar el campo original de las series de TSM en un conjunto de modos, los cuales dan cuenta de la covarianza existente entre las series de tiempo originales. De esta manera, es posible descomponer la variabilidad del cam-

po original en nuevas series que contienen las mayores fracciones de varianza. El método transforma la configuración espacial de la TSM en una nuevo campo $\psi_m(t)$ definido como:

$$\psi_m(t) = X_{i,j} \quad m = 1, 2, \dots, ij \quad (15)$$

Si las series originales son anomalías de TSM, las nuevas series de $\psi_m(t)$ serán también anomalías. Previo al cálculo de EOF, se procedió a estandarizar los datos, ya que de esta manera se asegura que el análisis no esté dominado por la varianza de ninguna ubicación geográfica en específico. El campo de anomalías estandarizadas resultante $F_m(t)$ se define como sigue:

$$F_m(t) = \frac{\psi_m(t)}{\sigma_m} \quad (16)$$

donde σ_m es la desviación estándar de cada una de las m series temporales.

Se formó una matriz con el campo $F_m(t)$ denotada como \mathbf{F} , con una dimensión de $M \times N$, M filas representando el espacio y N columnas representando el tiempo. Luego, dada la naturaleza de $F_m(t)$, es posible obtenerla matriz de la covarianza de los datos $\mathbf{R}_{\mathbf{F}\mathbf{F}}$:

$$\mathbf{R}_{\mathbf{F}\mathbf{F}} = \mathbf{F} * \mathbf{F}^\dagger \quad (17)$$

Donde \mathbf{F}^\dagger es la matriz transpuesta de \mathbf{F} .

La matriz $\mathbf{R}_{\mathbf{F}\mathbf{F}}$ tiene dimensiones $M \times M$, es simétrica y cuadrada, incluso si \mathbf{F} no lo es.

Es importante notar que como estamos trabajando con series estandarizadas, $\mathbf{R}_{\mathbf{FF}}$ también es la matriz de correlación entre los datos.

El método de EOF consiste en repartir la varianza en conjunto del campo \mathbf{F} , representada con la matriz $\mathbf{R}_{\mathbf{FF}}$ y obtener series denominadas componentes principales (CPs), las cuales logran acumular la mayor cantidad de varianza en común de \mathbf{F} y ordenar el resultado de mayor a menor de la siguiente forma $CP_1 > CP_2 > \dots > CP_k$, la cantidad de CPs en este caso debería ser igual a la dimensión espacial M , pero para disminuir la capacidad de cálculo que necesita el problema solo se estimaron las primeras k CPs.

Para lograr lo anterior se necesita resolver el siguiente problema de valores y vectores propios:

$$\mathbf{R}_{\mathbf{FF}} * \mathbf{E} = \mathbf{E} * \Lambda \quad (18)$$

Lo que significa que $\mathbf{R}_{\mathbf{FF}}$ será descompuesta en las matrices \mathbf{E} y Λ . Notamos que Λ tiene dimensiones $K \times K$ y es una matriz diagonal que contiene los valores propios λ_k de $\mathbf{R}_{\mathbf{FF}}$, los cuales representan la varianza que explican cada una de las CPs.

La matriz \mathbf{E} es cuadrada y tiene dimensión $M \times K$, notando que las columnas de esta matriz E^k son los vectores propios de $\mathbf{R}_{\mathbf{FF}}$ correspondientes a cada valor propio λ_k , se observa que los E^k contienen el patrón espacial asociado a cada una de las CPs.

A la matriz que contiene todas las CPs se le denomina \mathbf{A} , esta se encuentra proyectando las series originales $F_m(t)$ sobre los vectores propios E^k y sumando todas las ubicaciones, lo que equivale a la operación matricial:

$$\mathbf{A} = \mathbf{E}^\dagger * \mathbf{F} \quad (19)$$

De esta manera, podemos encontrar cuales son los patrones más comunes que generan las OCM, observando los mapas que generan los vectores E^k , a los cuales les llamaremos Modos y se les calculará su magnitud física de la siguiente manera:

$$Modo_k = E_m^k * \sigma_m * \sqrt{\lambda_k} \quad (20)$$

Finalmente, nos damos cuenta que la influencia del Modo en el tiempo es mostrado por las CPs. Ahora, como medida de la eficiencia que tienen estos Modos y para explicar la distribución espacial de los campos AT-OCM se realiza lo siguiente:

$$\% \text{ Varianza Modo } k = \frac{\lambda_k}{\sum_{i=1}^K \lambda_i} * 100 \quad (21)$$

El método anteriormente mencionado se explica de la forma descrita en Venegas (2001).

4.8. Cálculo de tendencia de las OCM

Es de bastante interés determinar si la cantidad de OCM que se han producido en las últimas décadas en el PSO se ha mantenido constante, o si esta frecuencia de OCM

ha aumentado. Por lo anterior, se analizará la tendencia de aumento de estos eventos y sus características mediante un algoritmo de regresión lineal robusto no paramétrico de Theil-Sen, el cual ajusta una recta a la serie de datos original de la forma:

$$y = \beta x + \alpha \quad (22)$$

Donde se necesita calcular el parámetro β para obtener una medida de la tendencia de las series. El estimador β se calcula como la mediana de las $\binom{n}{2}$ pendientes, es decir, es el valor de la mediana de todas las combinaciones posibles entre las n pendientes de la serie Y en los tiempos t , definidas de la forma:

$$P_n = \frac{Y_j - Y_i}{t_j - t_i} \quad 1 \leq i < j \leq n \quad i \neq j \quad (23)$$

Observando que el parámetro β es igual a la mediana de P_n , su cálculo resulta muy sencillo. Para mayor detalle acerca del cálculo, este método se explica en Theil (1950) y Sen (1968), donde se puede apreciar entre las ventajas que presenta, el no ser sensible a la no normalidad de la serie o a la presencia de outliers, (ventaja frente al método de mínimos cuadrados) y ser confiable, a pesar de que el modelo lineal posea heterocedasticidad o una distribución sesgada. Una vez realizado el cálculo de las tendencias de aumento, se estimará la significancia estadística de estos resultados utilizando el método de Montecarlo,

que consiste en intercambiar una gran cantidad de veces los datos de una serie al azar y luego, realizar una regresión lineal por cada una de estas veces. De esta manera, podremos separar la variabilidad creada por el azar de la significativa a un cierto nivel de confianza (para este trabajo se usará un 90%).

4.9. Forzamiento de las OCM

Para analizar los factores que influyen en el forzamiento de las OCM, se realizó un análisis de compuestos con el fin de encontrar una relación entre la ocurrencia de OCM, los campos de viento, la PAS, la radiación de onda corta, la radiación de onda larga y el flujo de calor latente. En primer lugar, se definió una serie representativa de la influencia de las OCM en la región a estudiar $S(t)$, extrayendo del campo AT-OCM los datos correspondientes a esa ubicación $O_i(t)$, promediándolos y multiplicándolos por el área que abarcan las OCM encontradas en cada periodo de tiempo $A(t)$, de la forma:

$$S(t) = \frac{A(t)}{M} \sum_{i=1}^M O_i(t) \quad (24)$$

En segundo lugar, se identificaron los periodos que se encontraban por sobre dos desviaciones estándar, momentos que señalan cuando la región está mayormente afectada por OCM, y finalmente, se identificaron los patrones presentes en los campos de viento, PAS, flujo de calor latente, radiación de onda corta y de onda larga durante estos periodos.

También, se usaron las CPs de los Modos que explican la distribución de las OCM sin

el ENOS para un compuesto análogo al anterior, donde se eligieron de la misma forma los periodos que están sobre una desviación estándar en las CPs, identificando los patrones característicos de estos periodos en las variables atmosféricas.

Para encontrar cuáles de estos patrones son estadísticamente significativos, se usó un método de Monte Carlo, que consiste en desordenar aleatoriamente gran cantidad de veces (1000 veces en nuestro caso) la serie a utilizar en el compuesto. En cada ocasión se identificaron los patrones que muestran los campos de las diferentes variables cuando se supera una desviación estándar. Finalmente, se consideró que los campos generados por el azar son aquellos que se encuentran en la zona con mayor probabilidad de aparición en su distribución y, por el contrario, se concluyó que los campos que están bajo el percentil 2.5 y sobre el percentil 97.5 son significativos con un nivel de confianza del 95%. Estos patrones fueron posteriormente analizados a la luz de los mecanismos físicos (forzantes) que podrían explicarlos, es decir, se analizaron los mecanismos atmosféricos relevantes para cada zona estudiada y se determinó cuáles de estos concordarían y podrían generar los patrones obtenidos del análisis de compuesto.

5. Resultados

5.1. Temperatura Superficial del Mar

Se utilizó el campo de TSM como base para la definición y caracterización de las OCM, por consiguiente, primero se tuvo que calcular el comportamiento típico del campo de TSM a través de un año, el cual se representa a partir de la climatología diaria de los datos. Para resumir estos resultados, aquí se presentan solo promedios para las distintas estaciones del año. En la región oceánica del PSO se observa un notorio gradiente meridional de la TSM, el cual oscila entre los 30°S-50°S en verano-otoño y los 25°S-45°S en invierno-primavera, marcando una franja con una diferencia de al menos 10°C. En la zona costera se observa que este gradiente se encuentra desplazado hacia el norte, generando un gradiente zonal, donde la TSM disminuye a medida que nos acercamos a la costa. Estos rasgos son más marcados en las estaciones de invierno-primavera. Por último, podemos observar que los mayores valores de TSM se encuentran sobre el ecuador, obteniendo sus máximos en otoño entre 10°N y 15°N (Fig. 10). Esta región, conocida como la poza cálida del Pacífico Oriental (Xie et al., 2005), está estrechamente relacionada a la zona de convergencia intertropical y es de gran relevancia climatológica, ya que genera una de las regiones con mayor convección atmosférica (Mitchell and Wallace, 1992). Una vez conocido el campo típico de TSM, se extrajo este (valores climatológicos diarios) de los campos originales, obteniéndose anomalías diarias de TSM. Estas anomalías serán utilizadas en los análisis posteriores.

El otro producto que se derivó del campo de TSM, fueron valores umbrales, los cuales fueron luego usados como referencia para la definición de las OCM, ya que si la TSM excede estos valores por una persistencia de al menos 5 días se considerará un evento de OCM (ver metodología para más detalles). Los umbrales presentan un patrón similar al observado en la climatología, pero los valores de TSM son mayores (Fig. 11).

5.2. Presión atmosférica superficial y vientos

Con el fin de analizar la influencia que puede tener el forzamiento atmosférico en la generación de OCM, es importante conocer los campos promedios por estación de la PAS y de los vientos en la región (Fig. 12). En la figura se aprecia claramente el predominio del Anticiclón del Pacífico Sur, cuyo centro oscila entre $35^{\circ}\text{S}-95^{\circ}\text{W}$ en verano y $25^{\circ}\text{S}-90^{\circ}\text{W}$ en invierno con una extensión de miles de kilómetros, la PAS desciende levemente hacia el sur. En el borde sur del anticiclón existe un patrón constante de vientos del oeste durante todo el año. En el borde norte los vientos alisios soplan en dirección noroeste bajo el ecuador y suroeste sobre el ecuador (Fig. 12). Posteriormente, estos campos fueron sustraídos para generar campos de anomalías de las variables atmosféricas correspondientes que serán usados para el análisis del forzamiento de las OCM.

5.3. Caracterización de las OCM

En las características principales de las OCM; primero notamos que en los días afectados por las OCM (Fig. 13a), prácticamente toda la zona estudiada está afectada por una

cantidad de 20 a 30 días de OCM, indicando una frecuencia similar de eventos para todas las regiones y destacando que la mayor amplitud de OCM se observa en el Pacífico Tropical en la región comprendida entre 5°N y 20°S con una presencia de aproximadamente 30 días con OCM para prácticamente toda la región; en segundo lugar, se observa que la gran mayoría de OCM ocurridas en la zona estudiada, poseen una intensidad promedio entre 1°C y 2°C (Fig. 13c), a excepción de una franja en el Pacífico Ecuatorial comprendida entre 5°N y 5°S, la cual se extiende por las costas tropicales de Sudamérica y presenta las intensidades promedios más altas (entre 2°C y 3°C), observando además que generalmente las OCM que se presentan en las regiones costeras son más intensas que en zonas más oceánicas; en tercer lugar, se aprecia que la duración de las OCM presenta un patrón similar al obtenido para la intensidad, donde se observa que la duración de la gran mayoría de las OCM esta entre 5 y 10 días (Fig. 13e), a excepción de la zona comprendida en una franja entre 5°N y 10°S, la cual se extiende por las costas tropicales de Sudamérica, exhibiendo una duración entre 10 y 20 días para las OCM dentro de esta franja. Las series de tiempo asociadas a las 3 variables anteriormente mencionadas (Fig. 13b, d, f) presentan sus máximos en los periodos afectados por eventos El Niño extremos (1997/1998 y 2015/2016), observando además que para los años afectados por eventos El Niño de intensidad moderada, también presentan un alza en las métricas analizadas.

En las características secundarias; primero notamos que prácticamente en toda la zona de estudio se observan al menos 2 eventos de OCM al año, salvo por la región comprendida entre 5°N y 10°S (Fig. 14a), donde se aprecia una cantidad promedio de a lo más 1.5

eventos por año, es preciso comentar que en esta misma región se observaron OCM de más de 3 meses de duración en varias ocasiones durante el periodo analizado, antecedente a tener en cuenta para la discusión de estos resultados; en segundo lugar, se aprecia que la intensidad acumulada presenta una zona de gran relevancia en el Pacífico Ecuatorial entre 5°N y 5°S (Fig. 14c), extendiéndose por las costas occidental de Sudamérica, exhibiendo valores superiores a 60°Cd; en tercer lugar, se observa que generalmente las intensidades máximas de las OCM son de alrededor 2°C (Fig. 14e), salvo por una región ubicada en el Pacífico Ecuatorial entre 5°N y 5°S, la cual se extiende por la región costera del Pacífico Oriental Tropical con intensidades máximas entre 3 y 4°C. Las series de tiempo asociadas a las 3 variables anteriormente analizadas (Fig. 14b, d, f), al igual que en el caso de las características principales, presentan sus máximos en los años afectados por eventos El Niño, considerando que entre más extremo es el evento ENOS, genera un máximo cada vez mas exagerado en las métricas aquí analizadas.

5.4. Caracterización sin la influencia ENOS

De manera análoga al análisis realizado anteriormente, se calcularon las características de las OCM para la matriz AT-OCM pero extrayendo previamente de las series originales de TSM la influencia del ENOS (modos E y C; Takahashi et al. (2011)). Mediante este análisis, es posible estimar la importancia que tiene El Niño en la generación de OCM en la zona de estudio. Vale la pena recordar que AT-OCM es un arreglo que contiene las anomalías de la TSM en las posiciones y tiempos en que hay Olas de Calor y ceros cuando

no las hay (el criterio para definir las OCM se indicó previamente en la metodología).

En las características principales; primero notamos una clara disminución de los días afectados por OCM (Fig. 15a), observando que la región en el Pacífico Tropical que anteriormente (antes de extraer la señal ENOS) presentaba la mayor amplitud de OCM, ahora es la región menos afectada por estos eventos, con un promedio de 20 días de OCM para cada ubicación dentro de la región, y por el contrario, la zona que ahora domina en amplitud de OCM es la ubicada entre 15°S y 30°S , con un promedio de ~ 30 días afectados por OCM para la región al este de los 90°W y ~ 25 días para la región al oeste de este límite; en segundo lugar, se aprecia que la intensidad promedio de las OCM disminuyó en $\sim 0,5^{\circ}\text{C}$, en toda la zona de estudio (Fig. 15c), notando que el patrón de distribución de intensidades se mantiene prácticamente igual al obtenido en el caso donde se consideraba la señal del ENOS; en tercer lugar, se observa que para este caso la duración de las OCM exhibió un descenso general (Fig. 15e), resultando que ahora prácticamente todas las OCM de la zona de estudio tienen una duración entre 5 y 10 días, y destacando que la zona que presenta las OCM más duraderas (10 días) concuerda con la zona que presenta la mayor frecuencia de OCM. En las series de tiempo se observa que ahora los máximos de esta (Fig. 15b, d, f), ya no coinciden temporalmente con el desarrollo de los eventos de El Niño o La Niña (ver índices El Niño 3.4 y el Niño 1+2 en la Fig. 31), aunque se aprecia que los máximos más notorios coinciden con las etapas finales y posteriores a los eventos ENOS.

En las características secundarias; primero notamos que el promedio de OCM presen-

tes en el Pacífico Tropical al año aumento en $\sim 0,5$ eventos (Fig. 16a), pasando de ser la zona con la menor cantidad de eventos (antes de extraer la señal del ENOS), a abarcar la región con la mayor cantidad de OCM en una franja ubicada entre 5°N y 5°S con un promedio entre 2,5 a 3 eventos al año. Por otro lado, se observa que la cantidad de eventos promedios en toda la demás zona de estudio, se encuentra entre 2 a 2,5 eventos al año, destacando que la zona costera del PSO posee más eventos promedio que regiones más oceánicas; en segundo lugar, a diferencia del resultado obtenido para la métrica analizada anteriormente (cantidad de eventos), ahora se aprecia una considerable disminución de $\sim 60\%$ en la intensidad acumulada promedio del Pacífico Tropical (región comprendida entre 15°N y 15°S) (Fig. 16c), observando además, que la intensidad acumulada promedio perteneciente a las demás ubicaciones se mantiene en los mismos valores que cuando se considera la señal del ENOS; en tercer lugar, notamos que al igual que en la métrica anterior (intensidad acumulada), la intensidad máxima disminuye considerablemente en el Pacífico Tropical (región comprendida entre 15°N y 15°S) (Fig. 16e), observando una reducción en $\sim 1^{\circ}\text{C}$ en una delgada franja alrededor de la línea del ecuador y en $\sim 0,5^{\circ}\text{C}$ para el resto del Pacífico Tropical, también notamos que la intensidad máxima en las demás ubicaciones se mantiene en los mismos valores que al considerar la señal del ENOS. Por último, al igual que en las características principales se puede notar que en las series de tiempo asociadas a las diferentes métricas (Fig. 16b, d, f), los períodos afectados por eventos El Niño ya no concuerdan directamente con los máximos apreciables.

5.5. Tendencia de las OCM

Está bastante documentado en la literatura científica que existe una importante tendencia de calentamiento en prácticamente todo el planeta (IPCC, 2014; IPCC, 2018). En particular, la TSM en la zona de estudio exhibe una tendencia positiva en el Pacífico Tropical y en la región oceánica entre 30°S-45°S (Fig. 17). Además, la zona exhibe tendencias negativas en ciertas zonas costeras, frente a Sudamérica, que indican un enfriamiento localizado para la costa norte y sur de Chile (Falvey & Garreaud, 2009).

Para evaluar el impacto de las tendencias de la TSM en las OCM, se calcularon las tendencias de las diferentes características de las OCM descritas anteriormente. En primer lugar, se observa que las tendencias de la cantidad de días afectados por OCM y la duración de las OCM muestran valores positivos entre 25°S y 40°S, así como en el Pacífico Tropical. Mientras que en una pequeña región de las costas del norte de Chile, se observan tendencias negativas (Fig. 19a, b). De igual manera, los patrones obtenidos para la cantidad de eventos y la intensidad acumulada muestran las mismas zonas de aumento y disminución que las variables mencionadas anteriormente (Fig. 19e, f). En contraste, el campo de intensidades promedio muestra dos zonas de aumento importantes, una en el límite oriental del Pacífico Tropical y otra en la región oceánica entre 35°S y 40°S (Fig. 19c), mientras que, en la intensidad máxima existe una extensa zona de aumento entre los 30°S y 55°S (Fig. 19d).

5.6. Tendencia de las OCM sin la influencia del ENOS

Al extraer la señal del ENOS del campo de anomalías de TSM, se observaron leves modificaciones en su tendencia, puesto que mientras la señal de calentamiento en el Pacífico Tropical aumentó y se extendió, llegando hasta los 10°S , la tendencia en la región oceánica entre 30°S - 45°S , no se vió afectada mayormente por la extracción de la influencia ENOS (Fig. 18), asimismo, la señal de enfriamiento observada en las costas del norte y sur de Chile, se ve incrementada y extendida a lo largo de la costa de Sudamérica, afectando hasta las zonas costeras de Perú y Ecuador.

Al calcular las tendencias de las diferentes características de las OCM sin la influencia del ENOS, se obtuvo que los campos de números de días afectados por OCM y la duración de los eventos mostraron una zona con señales de aumento (tendencia positiva) en el Pacífico Tropical, que abarca desde los 20°N hasta los 10°S (Fig. 20a, b), notando un aumento en la tendencia de esa región de $\sim 5\text{d/dec}$ en comparación a los resultados obtenidos al considerar la señal del ENOS. Además, se puede notar que los patrones de tendencia positiva para la zona comprendida entre 25°S y 40°S indican la misma tasa y estructura que al considerar El Niño (Fig. 19a, b). Por otro lado, en la costas de Chile se observa una señal más clara de disminución (tendencia negativa) en el norte y sur del país (Fig. 20a,b). Asimismo, al examinar los campos asociados a la cantidad de eventos y a la intensidad acumulada (Fig. 20e, f), se encontró que se repiten patrones de tendencia similares a los observados en las métricas anteriormente analizadas (cantidad de días afectados y duración de los eventos), destacando que en en la región del Pacífico Tropical

comprendida entre 20°N y 10°S se observa un aumento de $\sim 1 \text{ evento/dec}$, y por otro lado, la tendencia negativa en las costas de Chile se encuentra en la zona costera del norte y sur del país con una disminución de $\sim 1 \text{ evento/dec}$. Por último, al examinar los campos de intensidad promedio e intensidad máxima se apreció una distribución de tendencias con predominancia de valores positivos (Fig. 20c, d), observando que a diferencia de las demás variables, estas no muestran una concentración de tendencias positivas en el Pacífico Tropical y tampoco exhiben los valores negativos apreciados en las regiones costeras de Chile, notando por otro lado, que la zona bajo los 30°S y las costas del centro y sur de Chile poseen la mayor concentración de tendencias positivas en estas métricas.

5.7. Distribución espacial de las OCM

Para analizar la co-variabilidad espacial de la distribución de las OCM, se aplicó un análisis de EOF al campo de OCM (matriz denominada anteriormente AT-OCM). El primer modo EOF explicó el 24% de la varianza total del campo, con una componente principal que estaba directamente relacionada con los eventos ENOS, ya que los máximos presentes en esta serie son muy evidentes y coinciden exactamente con los años afectados por eventos El Niño (Fig. 21b), presentando además, un patrón espacial acorde a este evento (Fig. 21a) (cf. Hartmann, 2015). En esta subsección solo se analizará el primer modo EOF, ya que los otros modos no se relacionan físicamente con este y se estudiarán una vez extraído el ENOS de los campos, notando también, que el diagrama de North muestra que los demás modos podrían no ser independientes entre sí (Fig. 22), razón que dificultaría

sus análisis.

Como se señaló anteriormente, la frecuencia de OCM es mayor en la zona del Pacífico Tropical, especialmente durante los años marcados por eventos positivos de ENOS. Estos años muestran una mayor proporción de OCM y mayor duración, particularmente en los eventos más intensos de 1997-1998 y 2015-2016. Durante estos eventos se observaron las OCM más extremas del período con una duración de más de 6 meses, una extensión espacial de cientos de kilómetros cubriendo la mayoría del Pacífico Tropical e intensidades máximas del orden de 5°C (Fig. 23).

En contraste, las OCM que se iniciaron en conjunto con el desarrollo de eventos ENOS de mediana intensidad (Fig. 24) disminuyeron considerablemente la amplitud de sus métricas en comparación con los eventos ENOS extremos. En este caso, las OCM más intensas se encuentran nuevamente en el Pacífico Tropical, aunque en una región más pequeña centrada en el ecuador, en comparación a lo observado en los eventos El Niño extremos. Además, la frecuencia de los eventos fue en estos casos considerablemente menor (Fig. 24a, c, e), el patrón espacial de las OCM en estos años muestra que, en general, la cantidad de días afectados por OCM es de alrededor de 20 días, con ciertas zonas puntuales donde se observan hasta un máximo de 80 días. Asimismo, se aprecia que bajo los 45°S existen núcleos de alta frecuencia de OCM, aunque con intensidades sólo de alrededor de 1°C , con máximos de 2°C . Es importante mencionar que los periodos de inicio y final presentados en las Figuras 23 y 24, se eligieron con el criterio de observar cuando el ENOS presenta una mayor influencia en las OCM.

5.8. Distribución de las OCM sin la influencia del ENOS

Para observar la disposición de las OCM extrayendo la señal del ENOS, se aplicó el método de EOF análogo al anterior, pero a los datos sin la señal ENOS. El patrón espacial asociado al primer modo muestra dos regiones de máximos de OCM, uno en el extremo sur del Pacífico Tropical y otro frente al sur de Chile (Fig. 25a). La primera componente principal explica un 17 % de la varianza del campo, esta muestra que el inicio de los periodos de mayor amplitud coincide con el final de los eventos El Niño de gran intensidad (1997-1998 y 2015-2019) (Fig. 25b), obteniendo en estos instantes OCM de más de 40 días de duración, con máximos de intensidades de 3°C cerca de la costa y una distribución de la frecuencia de OCM idéntica al patrón espacial del primer modo (Fig. 27). Cabe mencionar, que los demás modos no serán analizados dado que explican muy poca varianza y observando el diagrama de North (Fig. 26), se aprecia que estos modos podrían no ser independientes entre sí.

Finalmente se analizaron eventos de OCM presentes en periodos neutros, es decir, cuando la región no es afectada por un evento El Niño, ni La Niña de acuerdo con los índice El Niño 3.4 y el Niño 1+2 (Fig. 31). Los periodos donde ocurrieron estas OCM, corresponden a máximos relativos de la primera CP (sobre 3σ) (Fig. 25b), presentando importantes eventos de más de 40 días y temperaturas promedios entre 1 y 2°C (Fig. 28). Todo esto indicaría que la variabilidad exhibida por este modo no se relacionaría directamente con el ENOS.

5.9. Forzantes de las OCM

Para estudiar los posibles mecanismos que ocasionan las OCM, se consideran los datos sin la señal del ENOS, debido a que en esta sección nos interesa evaluar la contribución del forzamiento atmosférico en los diferentes procesos relacionados a la generación de OCM, y dado que la dinámica del ENOS es demasiado dominante en la variabilidad océano-atmósfera en el PSO, es necesaria la extracción de la señal del ENOS para evitar contaminación de esta en los procesos que serán estudiados.

Para este análisis se eligieron zonas de interés donde se evaluará el papel que juega el forzamiento atmosférico en la producción de OCM, las tres primeras regiones de interés corresponden a ubicaciones costeras de Chile, divididas en zona norte, centro y sur, localizadas en 10°S - 20°S , 20°S - 40°S y 40°S - 55°S respectivamente, con una extensión hacia afuera de la costa de aproximadamente 500 km, mientras que la última zona pertenece a la región oceánica situada entre 30°S - 45°S y 100°W - 120°W . La definición de las zonas de interés se realizó con la finalidad de agrupar las ubicaciones que presentarán una variabilidad similar océano-atmósfera en una misma zona. Finalmente, una vez definidas las regiones de interés, se calculó un índice que describiera la influencia de las OCM en el tiempo para la ubicación deseada. Este se definió como el producto entre el área que abarcan las OCM y su intensidad promedio (Fig. 29b,d,f; Fig 30b). Luego, se realizó un compuesto usando como criterio la excedencia sobre una desviación estándar del valor del índice correspondiente a cada zona. Este compuesto fue relacionado con algunas variables atmosféricas, particularmente, viento y PAS.

En la zona 1, ubicada en la zona costera del norte de Chile, el patrón de las OCM se relaciona con anomalías de viento del noroeste en torno a la isobara de $-50Pa$, las cuales disminuyen en intensidad a medida que se acercan a la zona afectada por las OCM (Fig. 29a). Estas anomalías forman un giro ciclónico centrado en $35^{\circ}S-85^{\circ}W$ y que se extiende entre $15^{\circ}S$ y $50^{\circ}S$ con intensas anomalías de vientos del este en el extremo sur, coincidente con anomalías positivas de presión. Es importante notar que sobre la región 1 afectada por las OCM, no se aprecian anomalías atmosféricas relevantes.

En la zona 2, ubicada en la zona costera del centro de Chile, el patrón asociado a las OCM es análogo al mostrado anteriormente, con una región de anomalías de viento del oeste que se observan entre $15^{\circ}S-35^{\circ}S$ (Fig. 29c), las cuales se acercan a la zona afectada por las OCM, pasando sobre ella y girando en dirección sur. Al igual que en el modo anterior, las anomalías forman un giro ciclónico, en este caso con un centro bien definido cerca de $40^{\circ}S-85^{\circ}W$, donde se observan anomalías negativas inferiores a $-150 Pa$. Esto sugiere que las OCM en las regiones 1 y 2 responden a una configuración atmosférica similar.

En la zona 3, ubicada en la zona costera del sur de Chile, se encontró que las OCM estaban asociadas a un dipolo en las anomalías de PAS este-oeste bajo los $35^{\circ}S$ (Fig. 29e), el cual exhibe una alta presión al norte de la zona 3 afectada por las OCM, con anomalías anticiclónicas en los vientos sobre esta alta, y con anomalías ciclónicas en los vientos sobre la baja presión ubicada en la región oceánica al oeste de los $95^{\circ}W$. Sobre los $20^{\circ}S$ las anomalías de PAS y viento son prácticamente nulas.

En la zona 4, ubicada en la región oceánica al oeste de 100°W , entre 30°S - 45°S , las OCM se relacionan con intensas anomalías positivas de PAS centradas en 45°S - 95°W (Fig. 30a), coincidiendo con prácticamente toda la región 4 afectada por las OCM. Consistentemente, las anomalías de los vientos muestran un claro giro alrededor de la alta presión.

Por otro lado, se le aplicó un método de compuesto análogo a los descritos anteriormente, a la primera componente principal de la EOF del campo AT-OCM sin la señal del ENOS (Fig. 30d). En este caso, también se eligieron los periodos sobre dos desviaciones estándar para la realización del análisis. El patrón atmosférico asociado al primer modo EOF es similar al obtenido para la zona 3, donde también se observa un dipolo este-oeste en las anomalías de PAS. Pero en el caso de la EOF, la alta presión cercana al sur de Chile está levemente más extendida hacia el oeste, con anomalías en los vientos en dirección suroeste sobre esta alta (Fig. 30c), y la baja presión ubicada en la región oceánica, al oeste de los 95°W , se encuentra más prolongada hacia el norte llegando hasta los 35°S , con un patrón ciclónico en las anomalías de los vientos alrededor de esta baja. Al norte de los 20°S , las anomalías de PAS son prácticamente insignificantes y las anomalías de los vientos son en dirección al sureste, al norte de los 10°S .

5.10. Figuras pertenecientes a los resultados

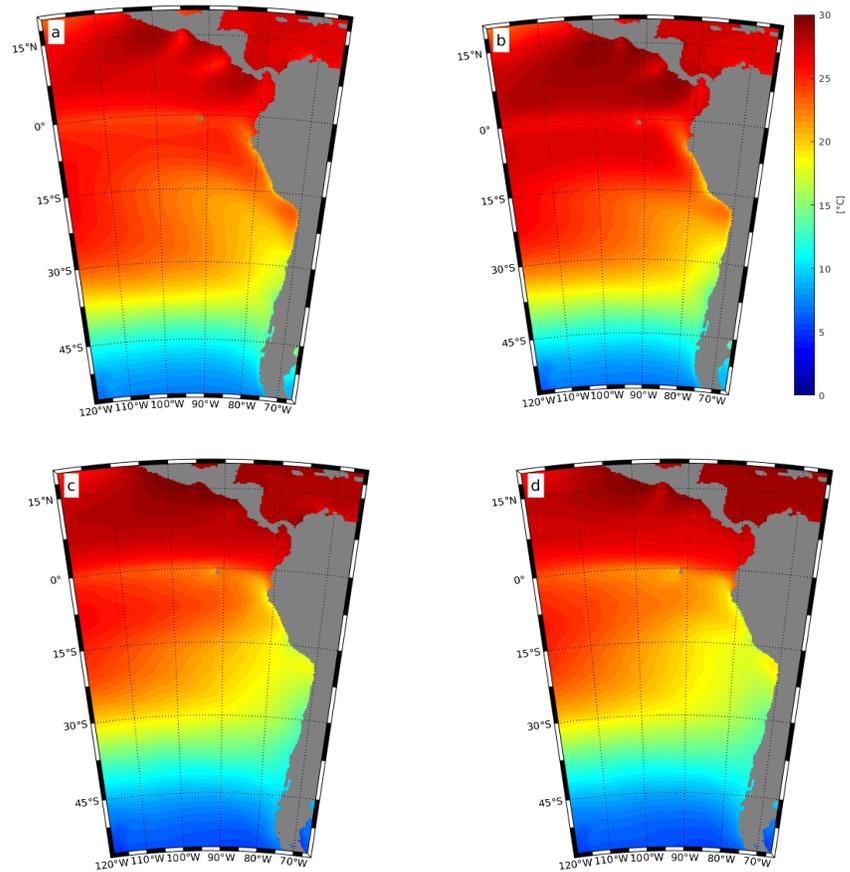


Figura 10: Climatología diaria de la TSM promediada en (a) verano, (b) otoño, (c) invierno y (d) primavera, calculada usando todos los datos dentro del periodo de estudio.

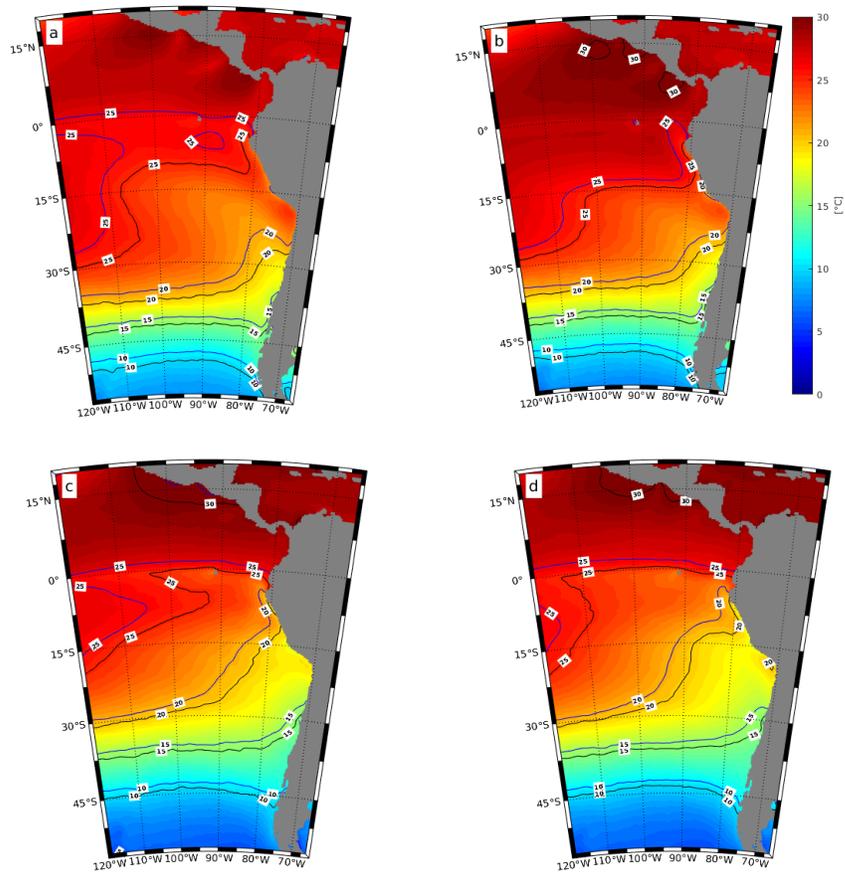


Figura 11: Comparación entre los valores umbrales y la climatología diaria de la TSM promediados en las diferentes estaciones del año. Los colores y los contornos negros muestran los valores umbrales promediados, y los contornos azules indican los valores climatológicos de la TSM para (a) verano, (b) otoño, (c) invierno y (d) primavera, calculada usando todos los datos dentro del periodo de estudio.

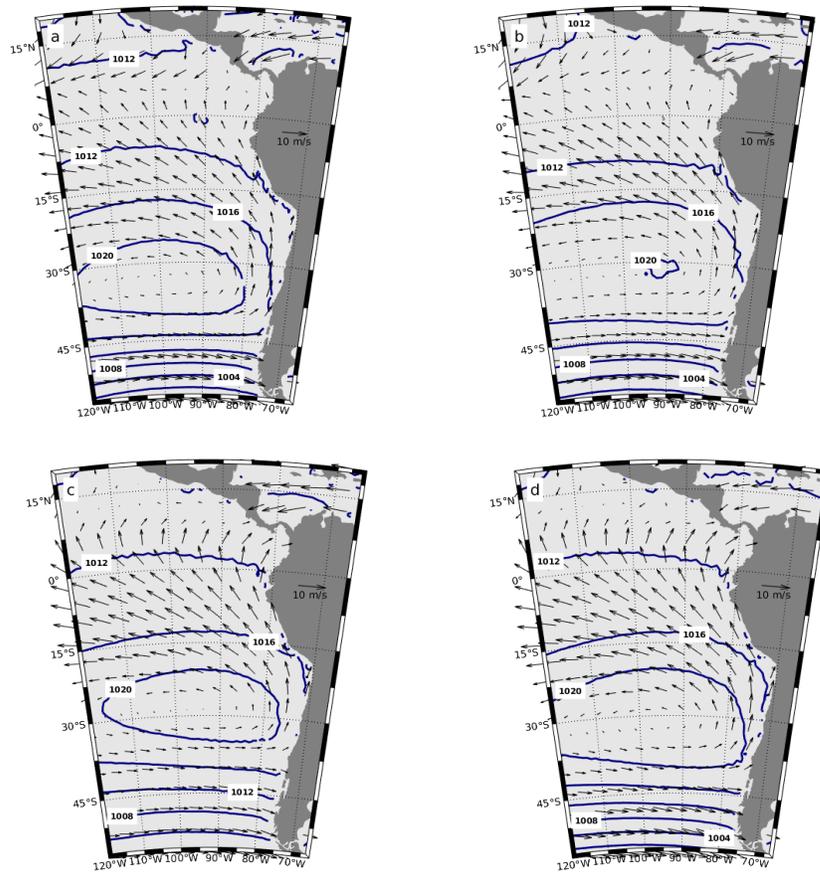


Figura 12: Climatología diaria del viento y la PAS promediada en **(a)** verano, **(b)** otoño, **(c)** invierno y **(d)** primavera, calculada usando todos los datos dentro del periodo de estudio.

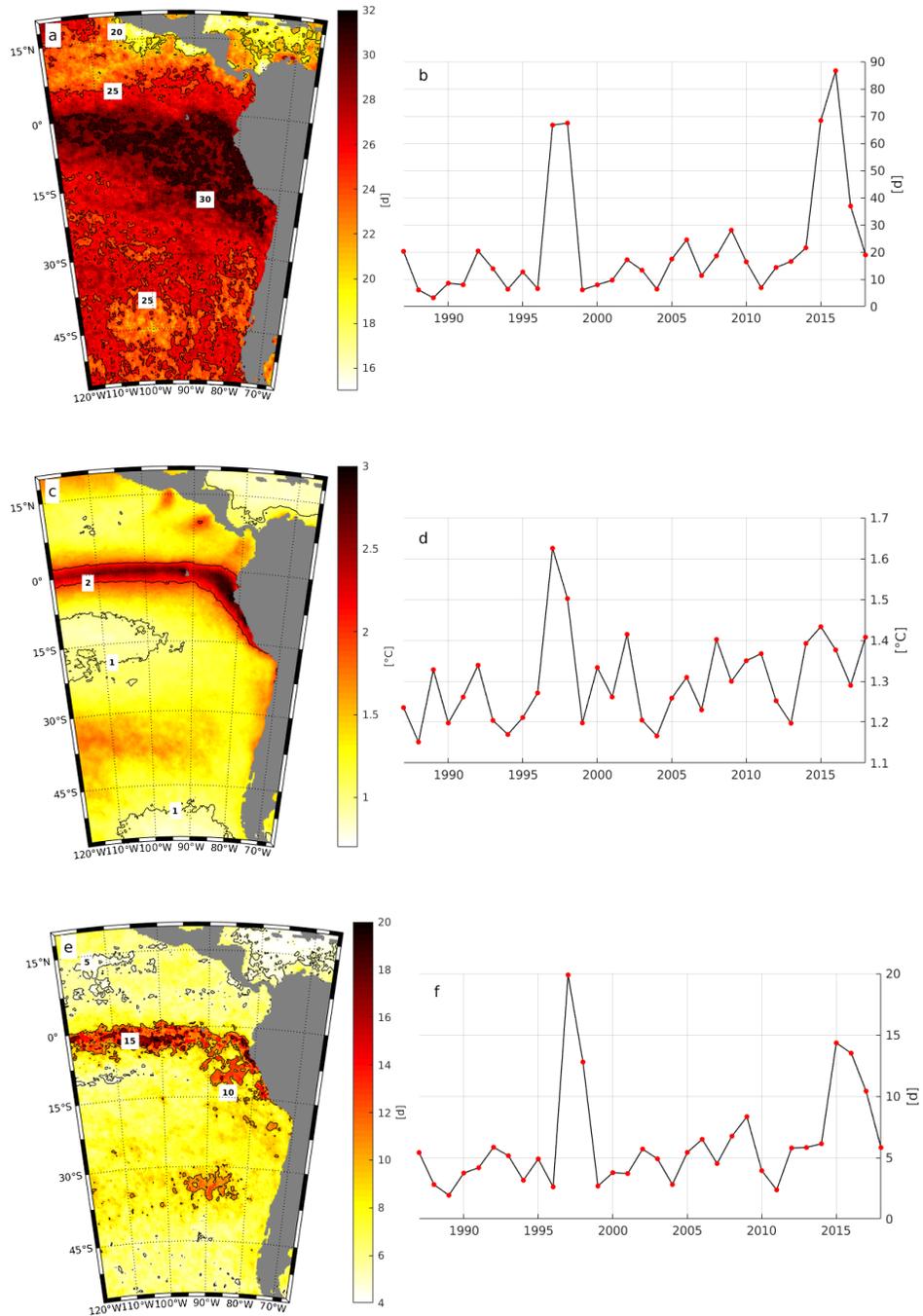


Figura 13: Características principales de las OCM: cantidad de días afectados, intensidad y duración de los eventos. Métricas calculadas en promedios anuales para todo el periodo de estudio, (a, c, e) promedio temporal por punto de grilla y (b, d, f) promedio espacial para cada año dentro del periodo.

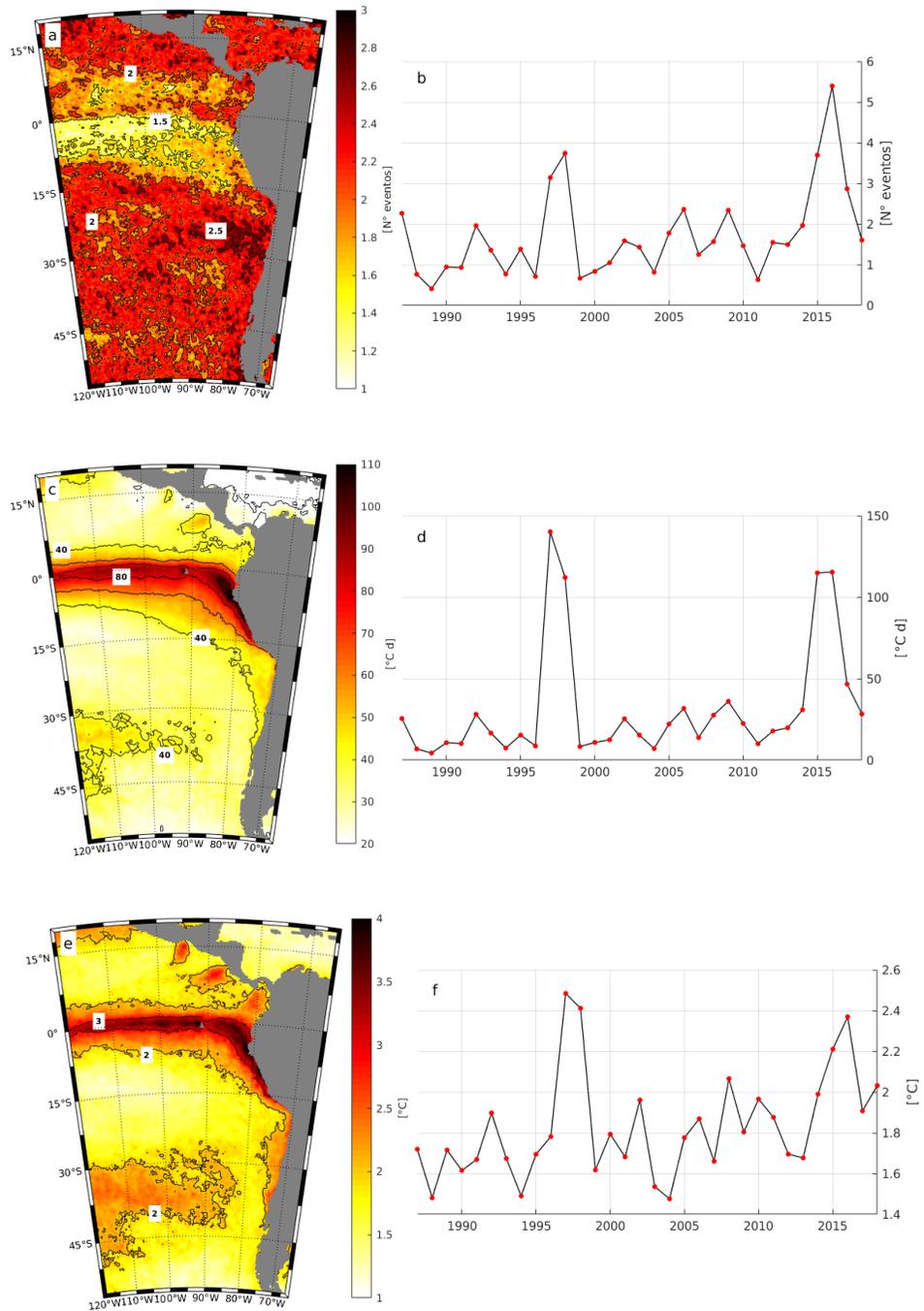


Figura 14: Características secundarias de las OCM: número de eventos discretos, intensidad acumulada y máxima de las OCM. Métricas calculadas en promedios anuales para todo el periodo de estudio, (a, c, e) promedio temporal por punto de grilla y (b, d, f) promedio espacial para cada año dentro del periodo.

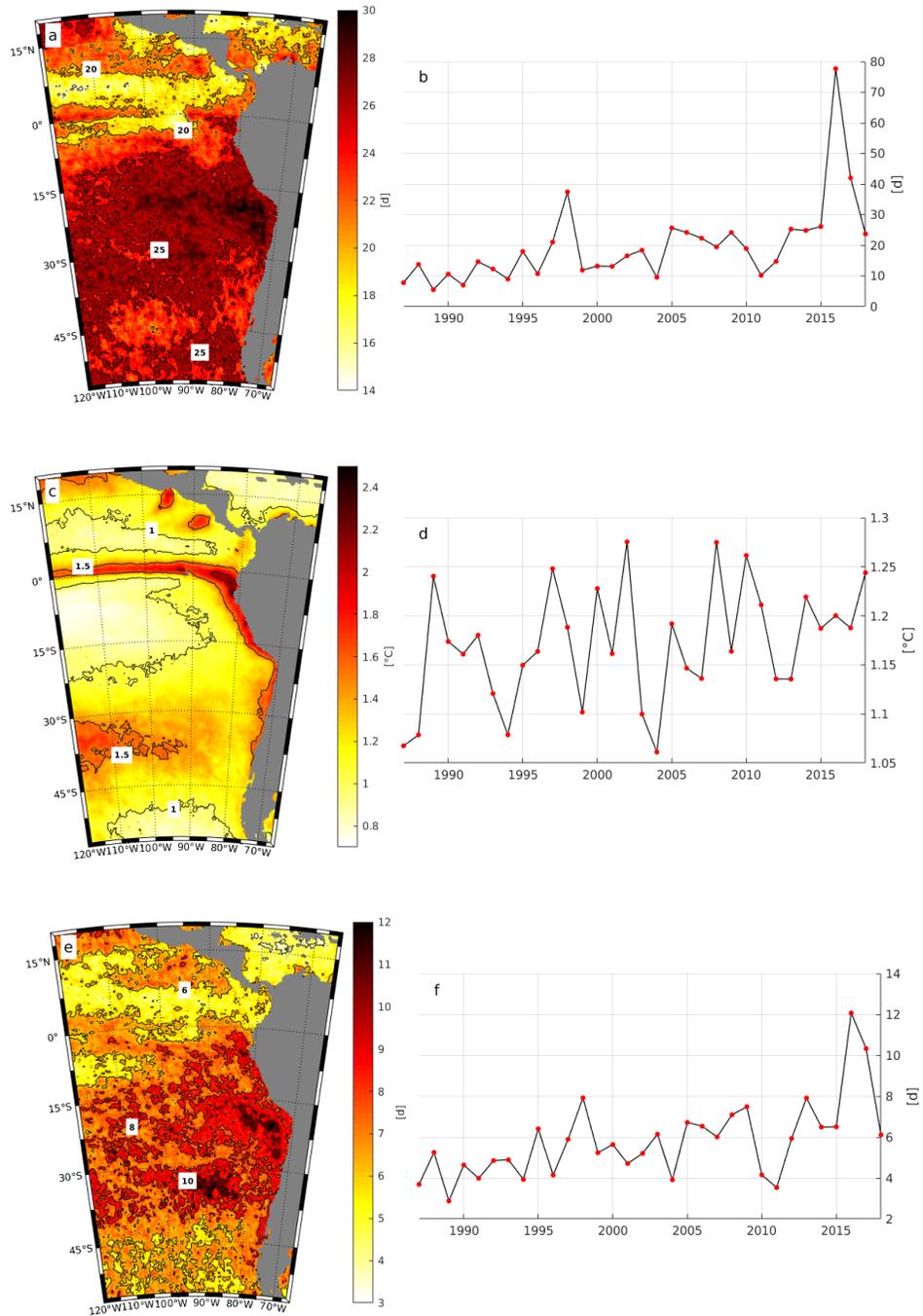


Figura 15: Características principales de las OCM sin la influencia del ENOS: cantidad de días afectados, intensidad y duración de los eventos. Métricas calculadas en promedios anuales para todo el periodo de estudio, (a, c, e) promedio temporal por punto de grilla y (b, d, f) promedio espacial para cada año dentro del periodo.

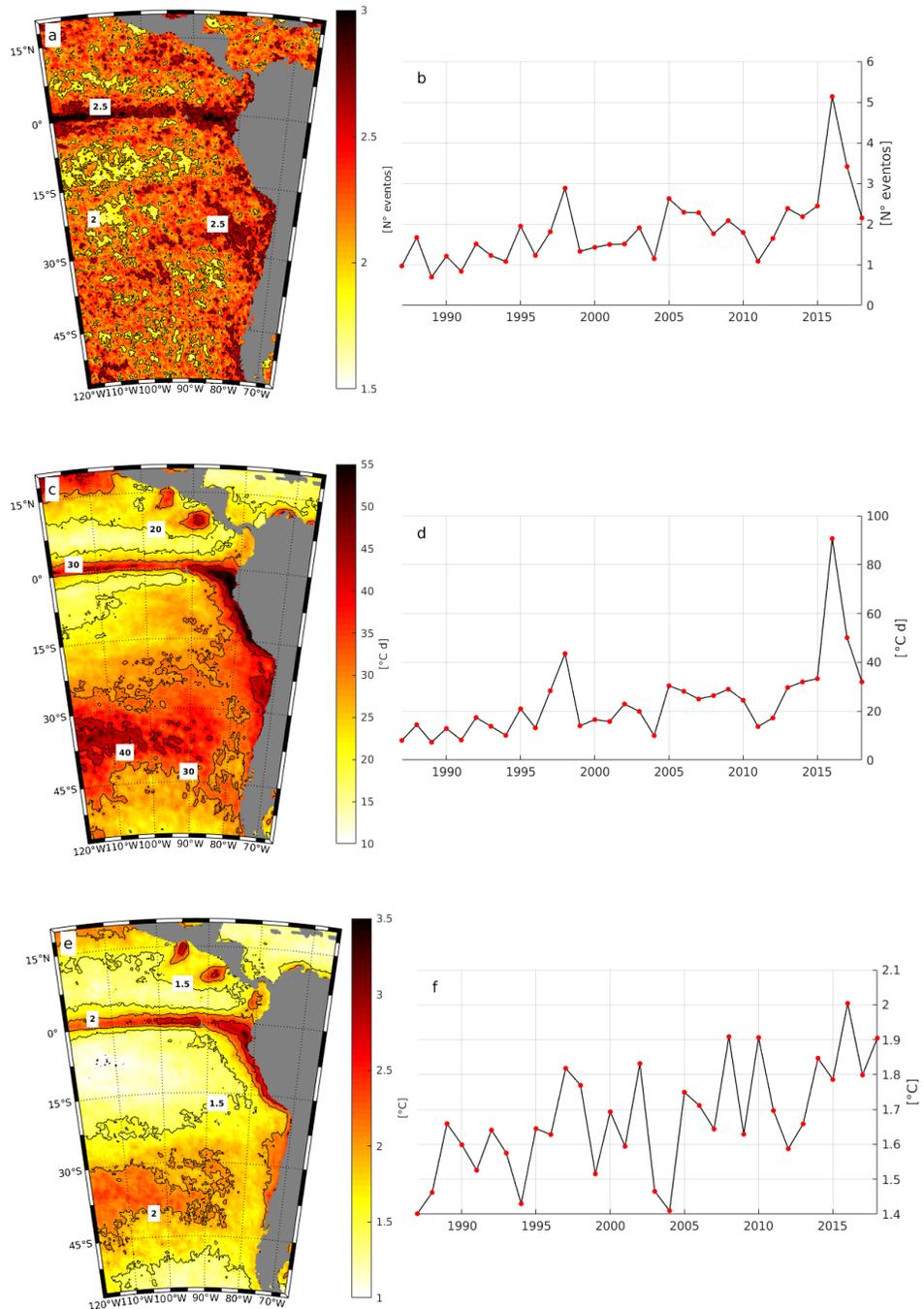


Figura 16: Características secundarias de las OCM sin la influencia del ENOS: número de eventos discretos, intensidad acumulada y máxima de las OCM. Métricas calculadas en promedios anuales para todo el periodo de estudio, (a, c, e) promedio temporal por punto de grilla y (b, d, f) promedio espacial para cada año dentro del periodo.

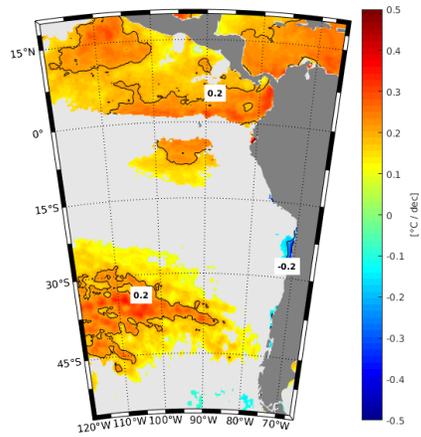


Figura 17: Tendencias significativas al 90% del campo de anomalías de TSM original.

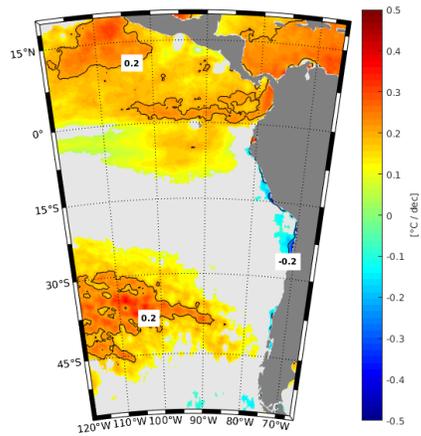


Figura 18: Tendencias significativas al 90% del campo de anomalías de TSM sin la influencia del ENSO.

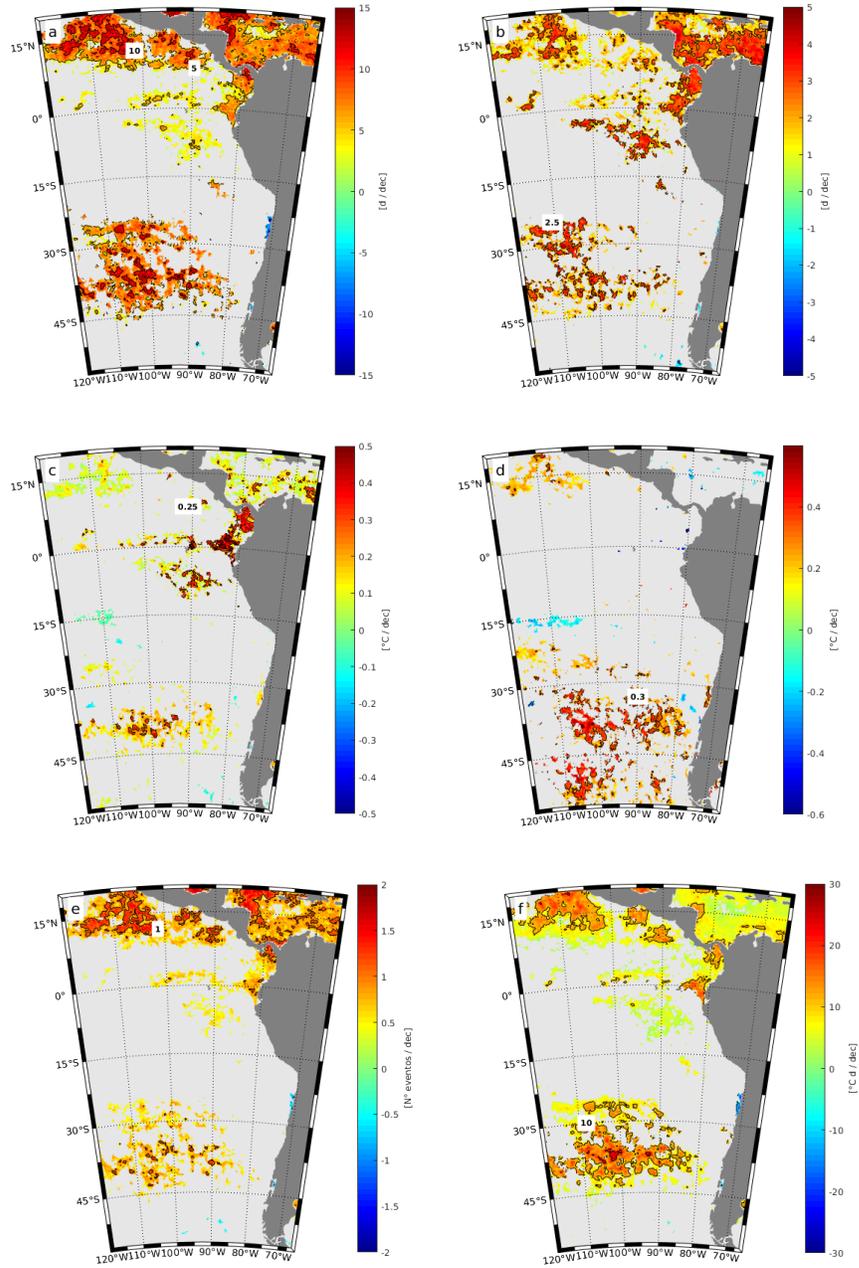


Figura 19: Tendencias significativas al 90%; de las características principales de los eventos (a,b,c) cantidad de días afectados, intensidad promedio y duración de las OCM; así como también, de las secundarias (e,d,f) cantidad de eventos discretos, intensidad máxima y acumulada de las OCM. Tendencias calculadas mediante el método de Theil-Sen, utilizando los campos de las métricas promediados anualmente.

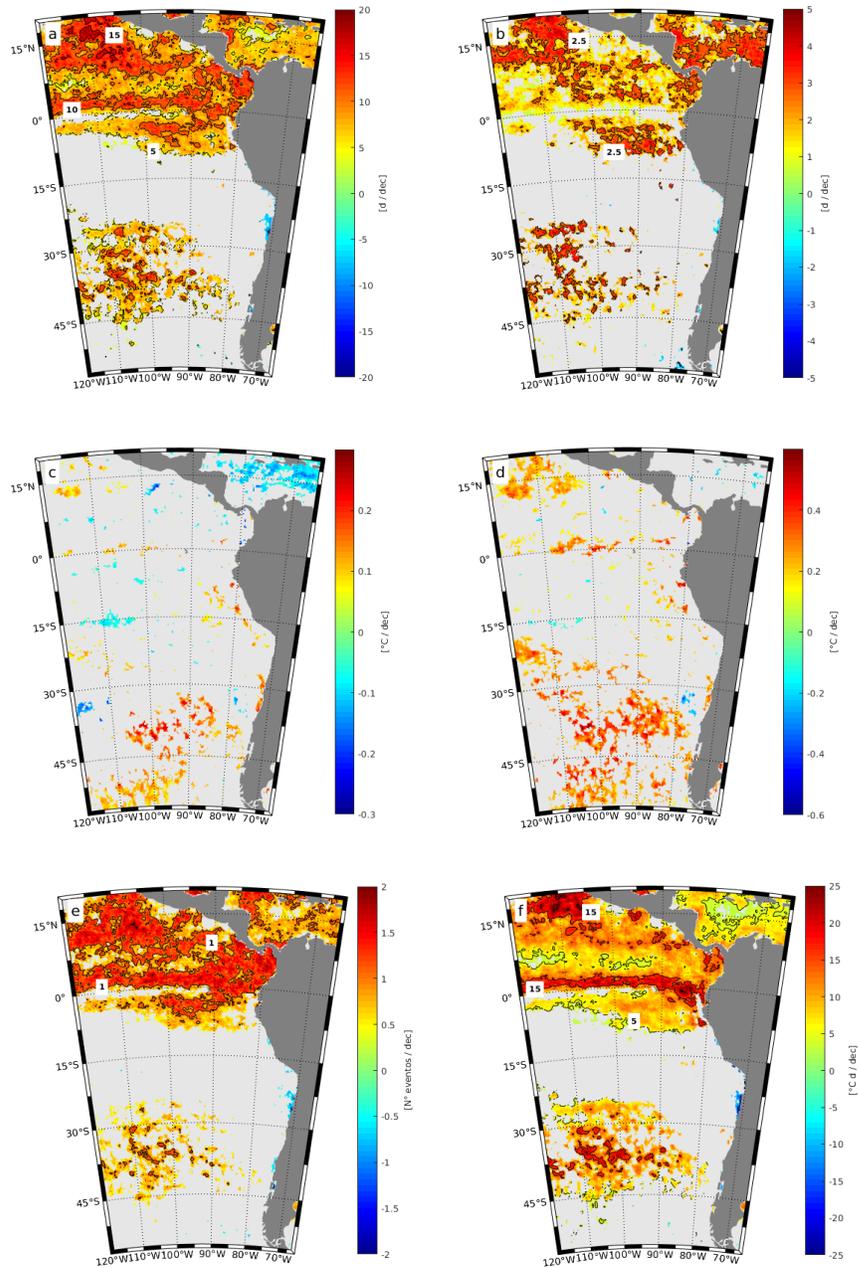


Figura 20: Tendencias significativas al 90% sin la influencia del ENOS; de las características principales de los eventos (**a,b,c**) cantidad de días afectados, intensidad promedio y duración de las OCM; así como también, de las secundarias (**e,d,f**) cantidad de eventos discretos, intensidad máxima y acumulada de las OCM. Tendencias calculadas mediante el método de Theil-Sen, utilizando los campos de las métricas promediados anualmente.

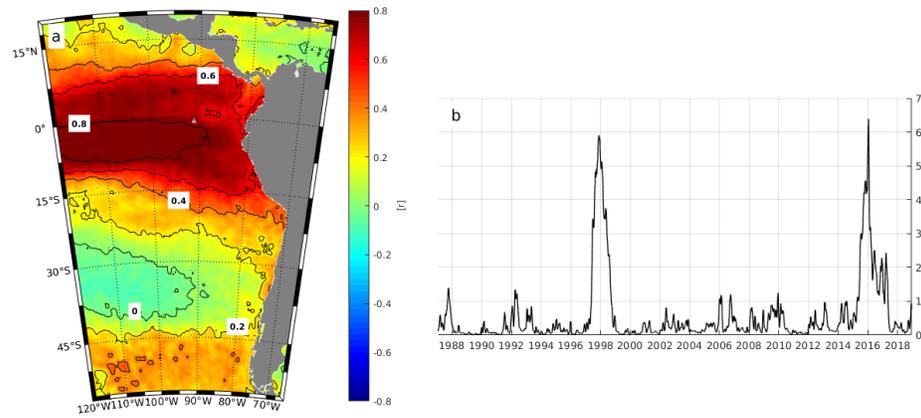


Figura 21: Distribución de las OCM, calculada usando el método de EOF al campo de anomalías de TSM en presencia de estos eventos extremos (AT-OCM); (a) Patrón espacial del primer modo, calculado como la correlación entre la primera CP y cada serie de tiempo dentro del campo AT-OCM y (b) la primera CP normalizada resultante de la EOF.

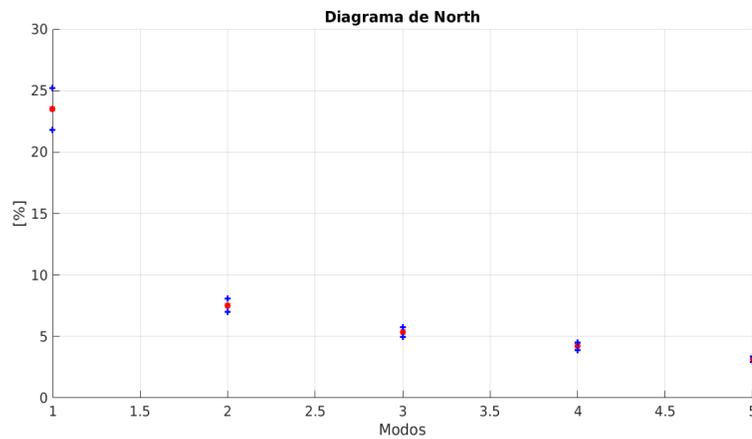


Figura 22: Diagrama de North resultante del método de EOF aplicado al campo de anomalías de TSM en presencia de estos eventos extremos (AT-OCM).

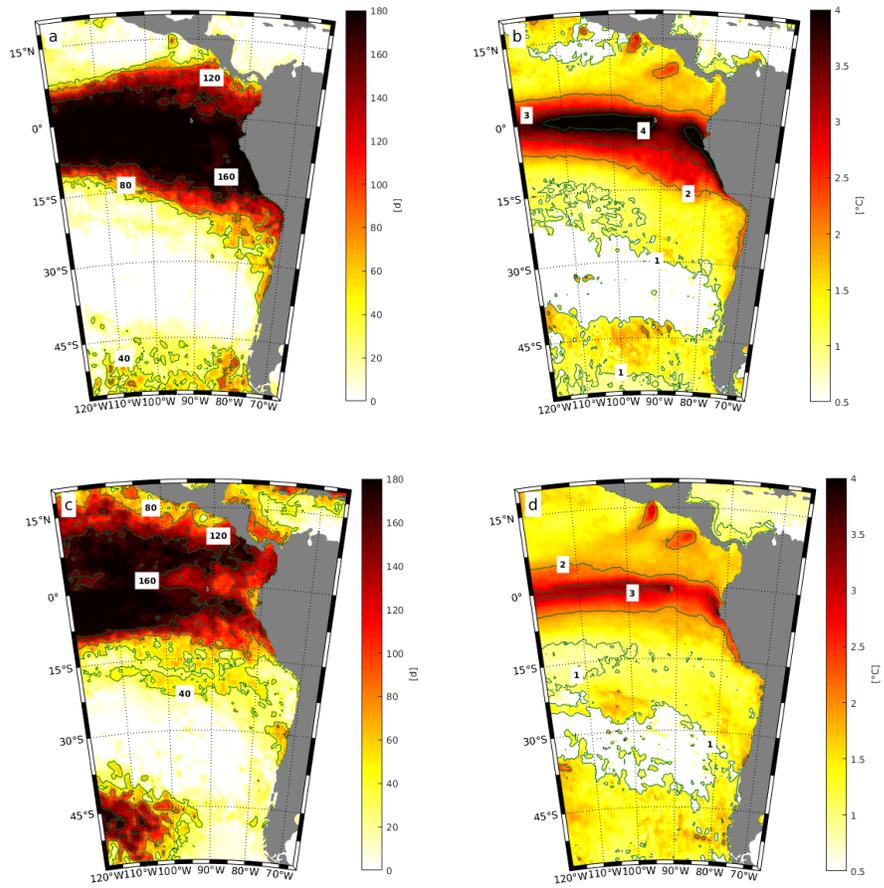


Figura 23: OCM asociadas a eventos El Niño de extrema intensidad; **(a,c,e)** la cantidad de días afectados por las OCM y **(b,d,f)** la intensidad promedio de los eventos, para los períodos 09/1997-02/1998 y 09/2015-02/2016 respectivamente.

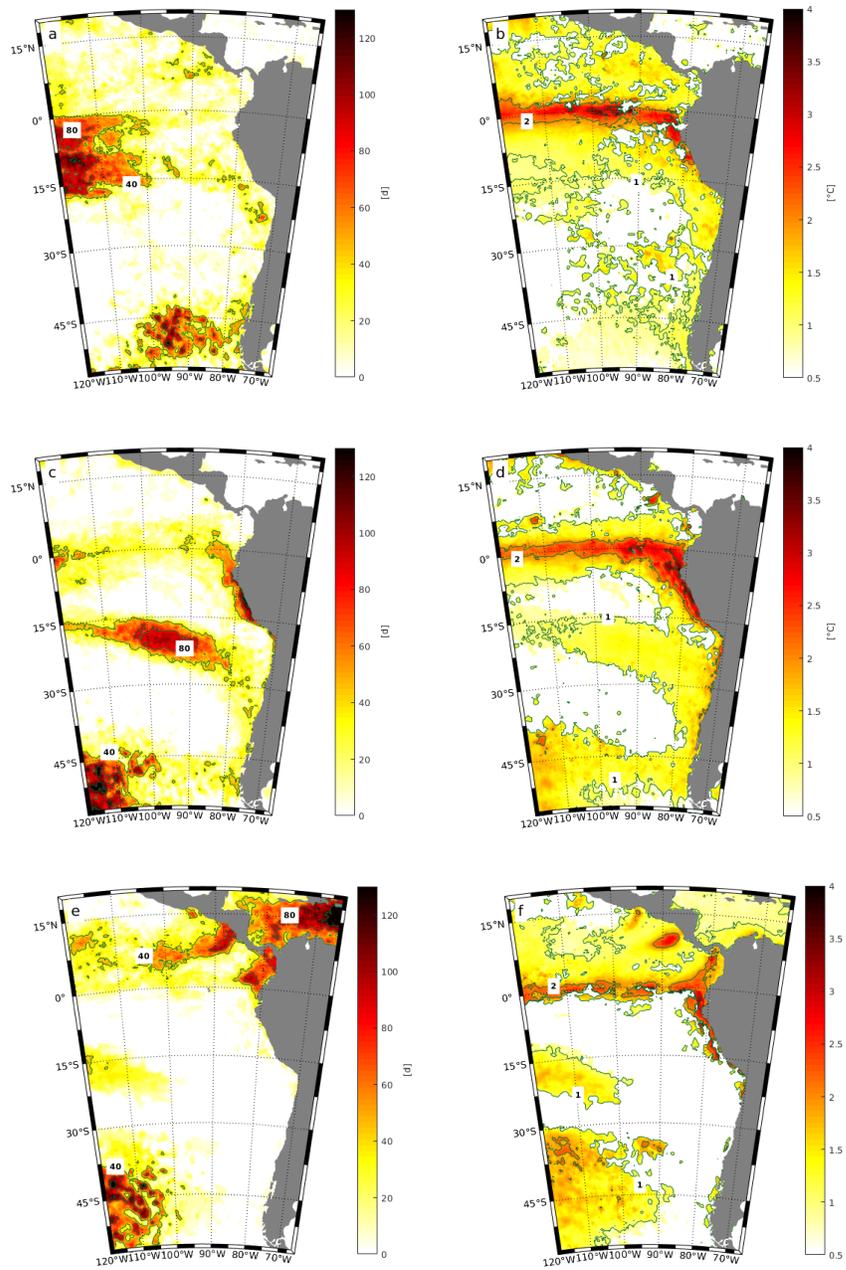


Figura 24: OCM asociadas a eventos El Niño de mediana intensidad; (a,c,e) la cantidad de días afectados por las OCM y (b,d,f) la intensidad promedio de los eventos, para los períodos 06/1987-11/1987, 12/1991-05/1992 y 12/2009-05/2010 respectivamente.

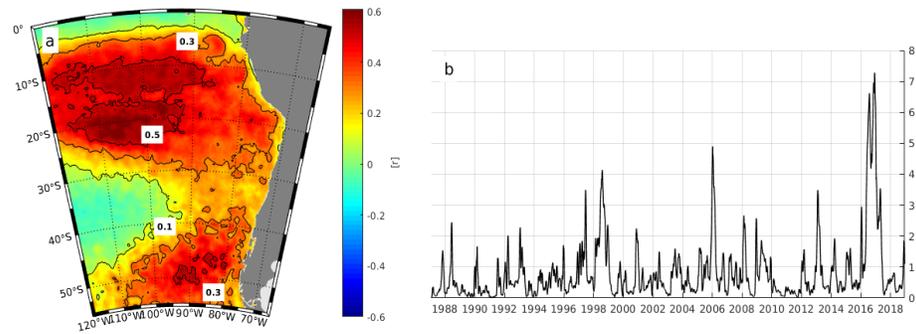


Figura 25: Distribución de las OCM calculada usando el método de EOF con el campo AT-OCM sin la influencia del ENOS; **(a)** Patrón espacial del primer modo, calculado como la correlación entre la primera CP y cada serie de tiempo dentro del campo AT-OCM sin el ENOS y **(b)** la primera CP normalizada resultante de la EOF.

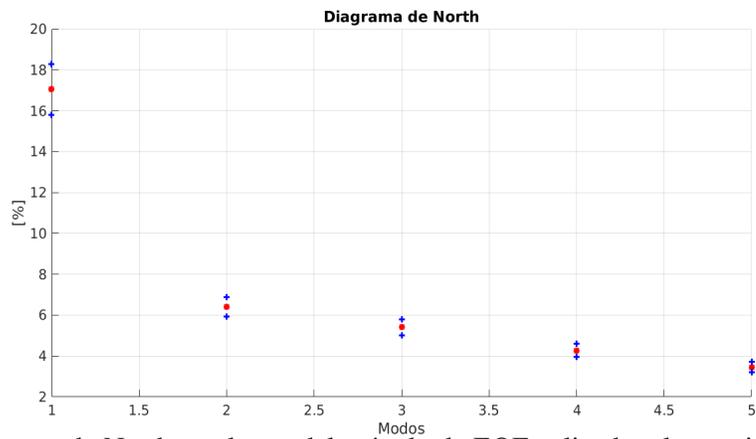


Figura 26: Diagrama de North resultante del método de EOF aplicado a la matriz AT-OCM sin la influencia del ENOS.

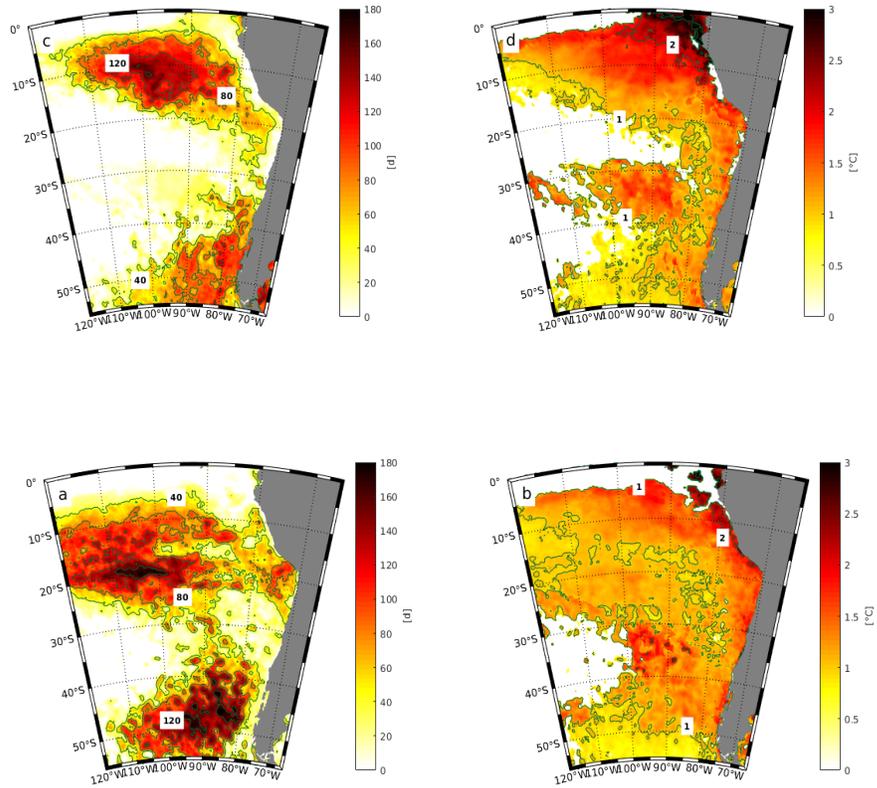


Figura 27: OCM presentes en periodos posteriores al ENOS; **(a,c)** la cantidad de días afectados por las OCM y **(b,d)** la intensidad promedio de los eventos para los períodos 06/1998-11/1998 y 06/2016-11/2016 respectivamente.

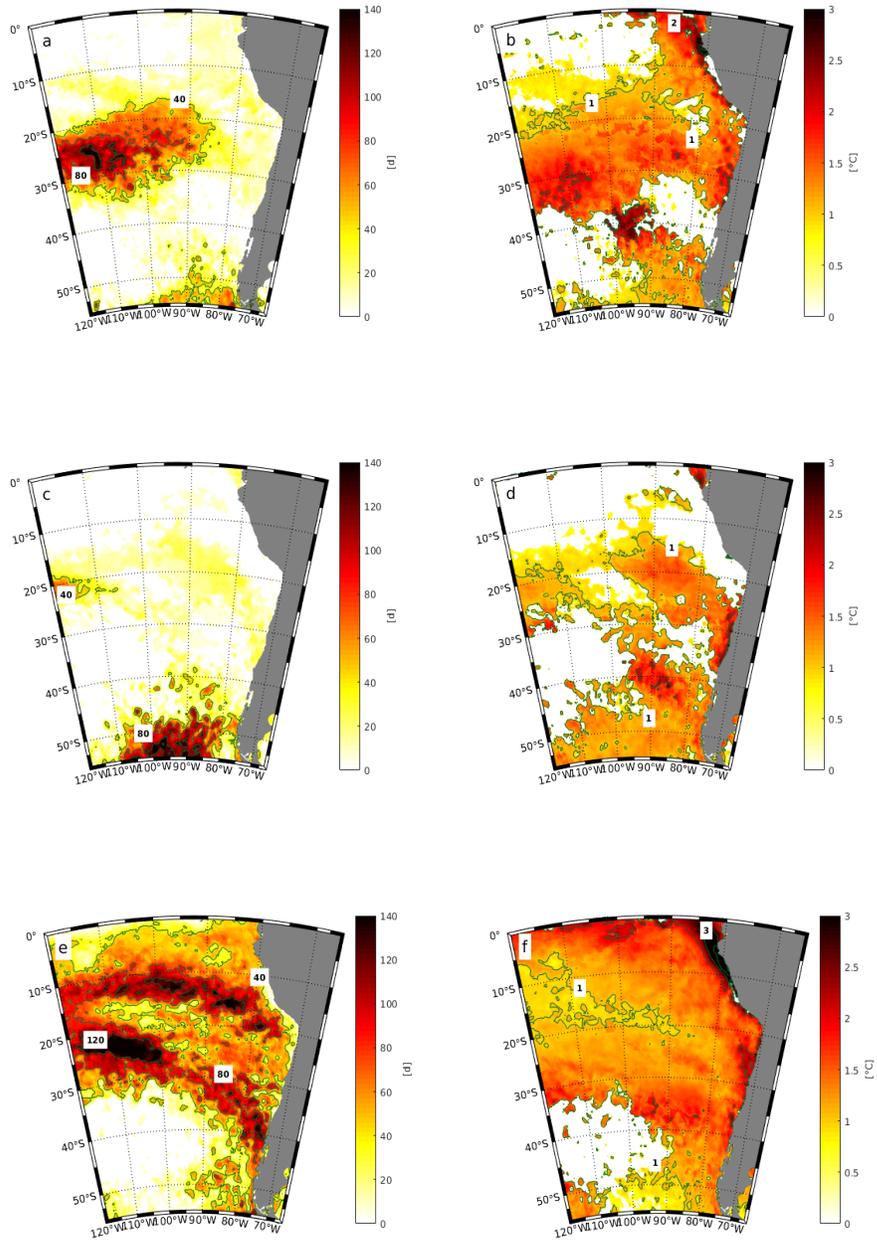


Figura 28: OCM presentes en períodos neutros; la cantidad de días afectados por el ENOS (**a,c,e**) y la intensidad promedio de los eventos (**b,d,f**) para los períodos 12/2005-05/2006, 12/2012-05/2013 y 12/2016-05/2017 respectivamente.

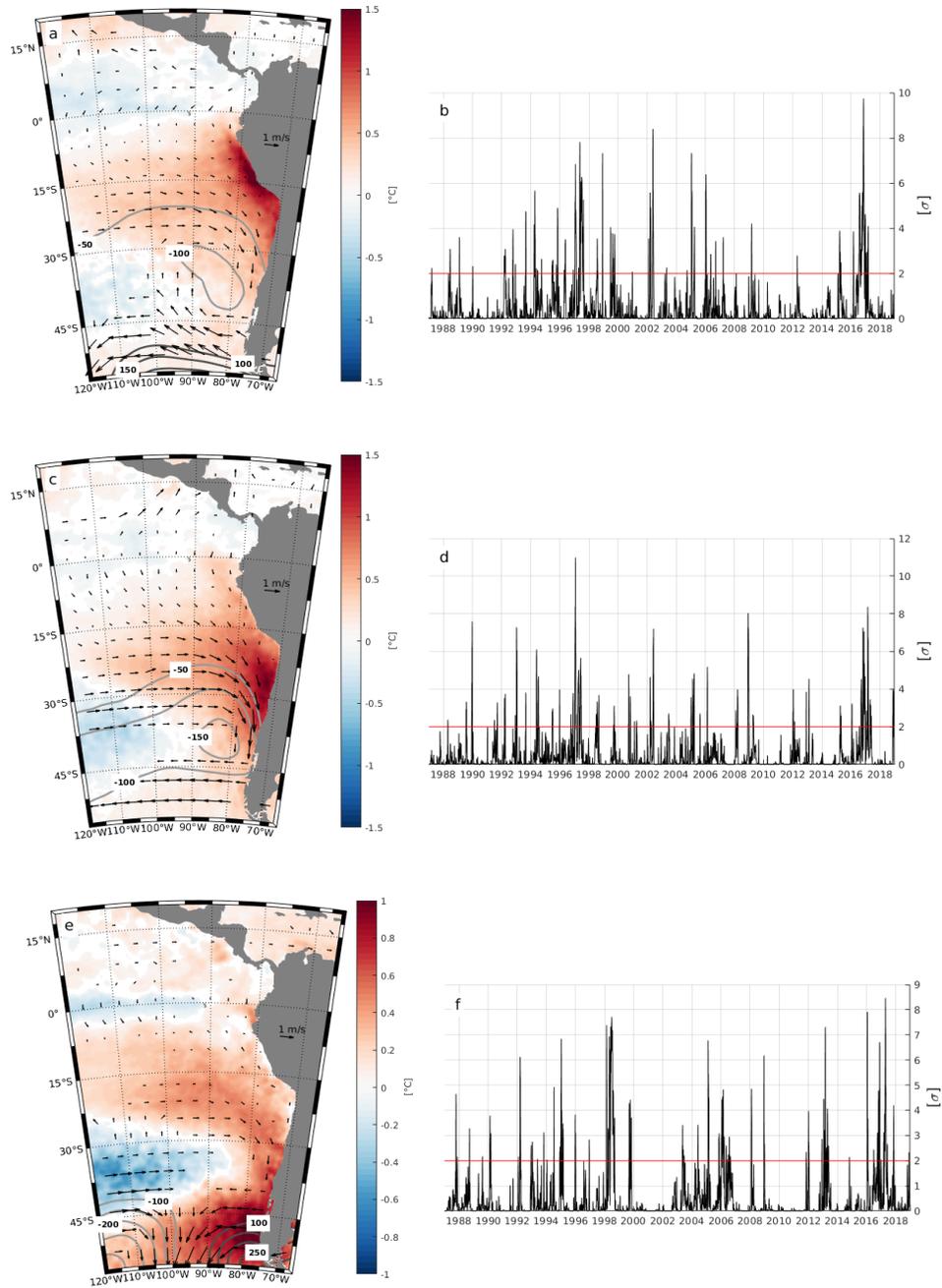


Figura 29: Patrones promedio de los campos de anomalías de TSM ($^{\circ}\text{C}$) mostrados en colores, PAS (Pa) mostrados en contornos grises y vientos superficiales (m/s) mostrados con flechas, resultantes de los análisis de compuestos, usando los periodos cuando las series que representan la influencia de las OCM, presentadas a la izquierda de los patrones, superan 2 desviaciones estándar, mostrando sólo los resultados significativos al 95% mediante un test de Montecarlo. Para **(a, b)** la zona norte, **(c, d)** la zona centro y **(e, f)** la zona sur.

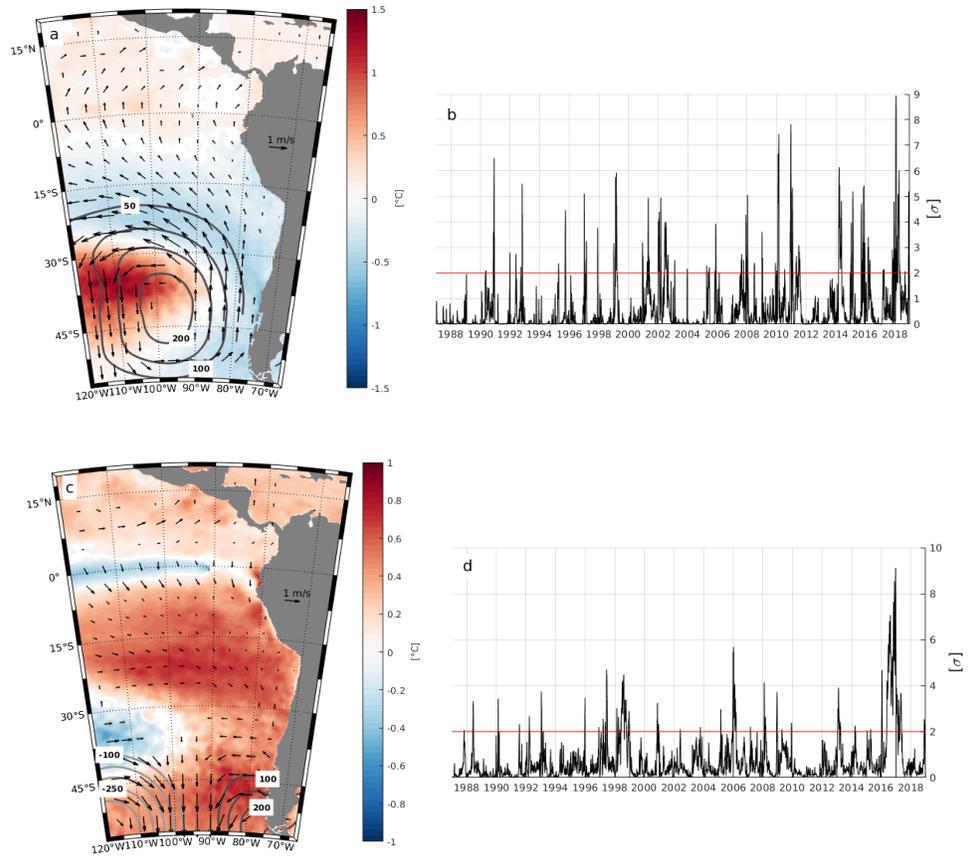


Figura 30: Patrones promedio de los campos de anomalías de TSM ($^{\circ}\text{C}$) mostrados en colores, PAS (Pa) mostrados en contornos grises y vientos superficiales (m/s) mostrados con flechas, resultantes de los análisis de compuestos, usando los periodos cuando las series que representan la influencia de las OCM, presentadas a la izquierda de los patrones, superan 2 desviaciones estándar, mostrando sólo los resultados significativos al 95% mediante un test de Montecarlo. Para (a, b) la zona oceánica al oeste de 100°W , entre 30°S y 45°S y para (c, d) la zona donde la distribución de las OCM sin el ENOS presentan su mayor amplitud.

6. Discusión

6.1. Patrón dominante en las OCM y su forzante asociado.

Luego de analizar los resultados obtenidos de la caracterización de las OCM y del cálculo de EOF realizado al campo denominado AT-OCM, se evidenció un claro patrón que dominaba la distribución de las OCM, este muestra que la mayor influencia de las OCM es en el Pacífico Tropical entre 10°N - 10°S , hecho que se podría atribuir a que las OCM más intensas, duraderas y extensas ocurren en este sector, coincidiendo temporalmente con el desarrollo de las condiciones El Niño. De este modo, los índices que representan la variabilidad ENOS, como El Niño 3.4 y El Niño 1+2, se correlacionan bien con la serie que representa la distribución de las OCM (la correlación correspondiente a la primera CP de la EOF aplicada al campo AT-OCM fue $r = 0,75$ y $r = 0,85$ respectivamente; Fig. 31). Este resultado muestra que la duración y los periodos de las OCM, y de los eventos ENOS coinciden en el Pacífico Tropical, observándose además, que el patrón espacial de la distribución de las OCM (Modo 1 de la EOF aplicada al campo AT-OCM) y la de los eventos ENOS es similar. Lo anterior evidencia la estrecha relación que presentan estos dos fenómenos.

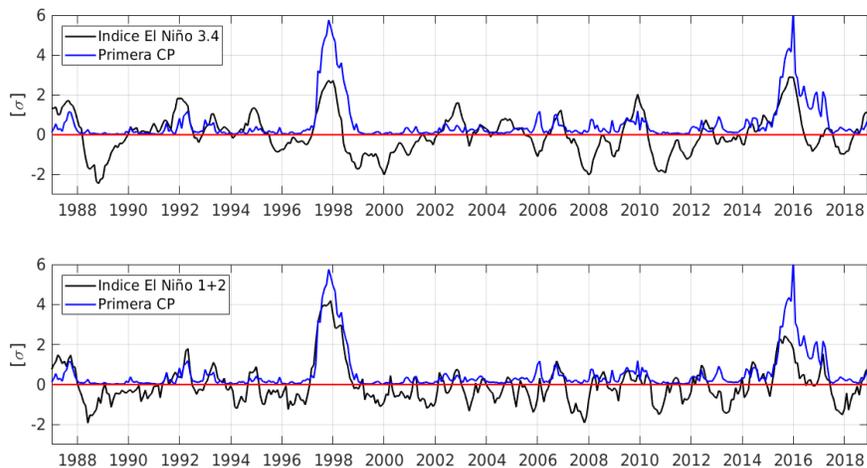


Figura 31: Correlación entre las series que representan la distribución de las OCM y los índices El Niño 3.4 (imagen superior) y El Niño 1+2 (imagen inferior), Las correlaciones fueron $r=0.75$ entre OCM y EN 3.4, y $r=0.85$ entre OCM y EN 1.2. Los cálculos fueron realizados usando promedios mensuales y el índice de correlación de Pearson.

En este mismo contexto, se observó que las OCM asociadas a los eventos extremos de ENOS afectan prácticamente todo el Pacífico Tropical entre los 10°N - 10°S (Fig. 23), manifestando su mayor influencia en las costas de Ecuador y Perú (y extendiéndose hacia el sur a lo largo de la costa norte de Chile), estas son, justamente, las zonas donde las características de las OCM presentan sus máximas amplitudes (Fig. 13,14). Los efectos de las OCM disminuyen considerablemente cuando se trata de eventos ENOS de mediana o pequeña intensidad (Fig. 24). Cabe notar que durante estas condiciones las OCM relacionadas con estos eventos solo afectan una fracción del Pacífico Tropical, lo cual no fue analizado en detalle en el presente estudio. Se observó, además, que los eventos presentes en el Pacífico Tropical son los más duraderos e intensos de todo el periodo, de hecho algunos se extienden por períodos tan grandes que se sugiere una futura separación de

estos fenómenos de la definición de OCM, dado que la definición de OCM solo tiene un criterio sobre cuantos días debe superar como mínimo una anomalía cálida de TSM sobre su valor umbral, y no se considera ninguna distinción entre OCM dependiendo de cuantos días podría llegar a durar esta, en el presente trabajo se encontró que OCM de una duración de varios meses (OCM extremas) tendrían un régimen diferente a eventos de solo un par de semanas de duración (OCM promedio), puesto que, por un lado se apreció que las OCM extremas solo se desarrollaban en el Pacífico Tropical en condiciones relacionadas con fenómenos El Niño, y por otro lado, se puede decir que todas las demás OCM tienen duraciones relativamente similares. Son estas las razones que nos llevan a sugerir que se consideren a las OCM extremas aquí descritas como pertenecientes a otra categoría. Dado lo anterior, es interesante notar que al estimar la cantidad de OCM en esta región resulta un número inferior al obtenido en otras ubicaciones, a pesar de concluir que el Pacífico Tropical es la zona más afectada por OCM en el PSO, pero como las OCM presentes en la región tienen periodos tan grandes, en promedio las demás regiones tienen una mayor cantidad de eventos.

Al eliminar la señal del ENOS se obtuvo que la frecuencia, intensidad y duración de las OCM disminuyeron considerablemente en el Pacífico Tropical, en contraste a lo que sucedió con el resto de las regiones analizadas, donde estas características se mantuvieron prácticamente sin alteración. Este hecho reafirma que El Niño es el principal gestor de las OCM extremas en la región ecuatorial. En el caso de las señales sin ENOS, la región donde se concentra la mayor amplitud de los rasgos anteriormente mencionados es la

zona costera de Ecuador, Perú y del norte de Chile. Lo anterior podría ser explicado, desde una primera apreciación por el error que se cometería al extraer la influencia del ENOS, considerando que para extraer esta señal, se realiza un ajuste bilineal para los índices C y E del ENOS sobre cada serie de TSM perteneciente a la región analizada, esto supone que consideramos que la influencia que tiene el ENOS sobre la TSM de cada ubicación geográfica es lineal, suposición que solo es una aproximación de la realidad ya que se ignoran todos los mecanismos no lineales que podría desencadenar el ENOS y que tendrían influencias sobre las series de TSM pertenecientes a la región analizada. Desde otra perspectiva esto podría estar relacionado con forzantes de origen atmosféricos, y una acción indirecta del ENOS, la que será explorada más adelante.

6.2. Tendencias de las OCM y su relación con el ENOS.

En los resultados se mostró que las características de las OCM en el Pacífico Tropical (salvo la intensidad promedio y máxima) presentan una tendencia significativa de aumento, cuyo patrón se volvía más intenso y extenso al extraer la señal ENOS de los eventos OCM, lo que se podría explicar notando que al ocurrir un evento ENOS, se generan anomalías extremas de TSM en el Pacífico Tropical, lo cual genera la presencia de máximos y mínimos extremos de forma periódica (los eventos ENOS son periódicos), en las métricas asociadas a las características de las OCM, este hecho ocasiona que el cálculo de la tendencia lineal de estas métricas se vea alterado por la presencia de estos máximos y mínimos asociados al ENOS, idea que se reafirma al observar que luego de la extracción de la señal

del ENOS, se apreció un considerable aumento en la significancia de las tendencias en gran parte del Pacífico Tropical. Otra región que mostró una tendencia significativa de aumento, con un patrón similar en prácticamente todas las variables, fue la región oceánica ubicada entre $25^{\circ}S$ - $45^{\circ}S$, la cual no exhibe una relación con el ENOS, ya que al extraerlo se mantiene el mismo patrón de crecimiento en la zona, con similar amplitud y disposición espacial. Por último, en la costa del norte y sur de Chile, se observaron algunos núcleos con tendencia significativa de disminución en casi todas las variables, exceptuando la intensidad promedio y máxima; esta señal negativa se vuelve un poco más clara al extraer el ENOS, a pesar de que este patrón no es tan extenso como los otros tratados anteriormente, se justifica su análisis por el especial interés que representa su ubicación cercana a las costas de Chile.

6.3. Mecanismos asociados a la generación de OCM

Los mecanismos asociados a la generación de OCM fueron planteados tomando en cuenta los diferentes forzantes atmosféricos que los podrían ocasionar, por un lado, se considero el papel del viento y la PAS en el forzamiento de advección cálida en el océano, y por otro lado, se examinó el rol del balance de calor radiativo, evaluando cuales eran los términos que generan una ganancia neta de calor en la capa superficial del océano de la zona analizada. De esta manera, no se consideraron los términos radiativos cuya contribución era muy baja o negativa, puesto que estos no serían relevantes en la generación de las OCM en la zona.

Luego de extraer la señal del ENOS, la distribución de las OCM mostró máximos principalmente en dos núcleos, uno ubicado en el extremo sur del Pacífico Tropical y otro localizado frente a las costas del sur de Chile (resultado obtenido del cálculo de EOF al campo AT-OCM sin la influencia del ENOS), lo que significa que la mayor cantidad de OCM ocurren siguiendo este patrón (al no considerar la señal del ENOS como factor). Al explorar qué mecanismos estarían asociados a la generación de estas OCM, se encontró que las OCM en el extremo sur del Pacífico Tropical podrían relacionarse a dos posibles efectos; el primero está relacionado a la advección de calor proveniente desde las zonas ecuatoriales, y las OCM serían forzadas por anomalías de viento norte (Fig. 30c). En el segundo caso, las OCM estarían asociadas a una disminución del flujo de calor latente, que provocaría una reducción en la evaporación (debido a la disminución del viento) y a su vez, una mayor retención de calor en el océano (Fig. 32b). Por otra parte, las OCM presentes frente a las costas del sur de Chile se relacionarían con un bloqueo anticiclónico, que permitiría condiciones favorables al aumento de radiación de onda corta por varios días sobre el lugar (Fig. 32a), incrementando la TSM y generando en consecuencia, eventos de

OCM con una dinámica diferente pero en paralelo a las ocurridas más al norte.

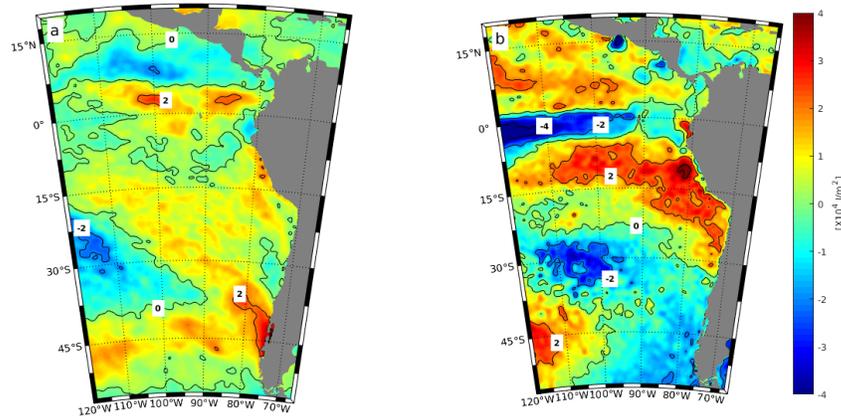


Figura 32: Términos relevantes para el balance de radiación en las zonas asociadas a la distribución de las OCM sin la señal ENOS: (a) radiación neta de onda corta y (b) flujo de calor latente (ambos positivos hacia abajo).

Del cálculo de EOF realizado al campo AT-OCM sin la influencia del ENOS, se concluyó que solo el análisis del primer modo tenía sentido, ya que los modos más altos explican una varianza considerablemente inferior a la explicada por el primero (y el diagrama de North indicó que los modos superiores no eran independientes entre ellos; Fig. 26). Por lo tanto, las diferentes zonas analizadas en este estudio (Fig. 29; Fig. 30) fueron elegidas con otros criterios, diferentes al patrón espacial dado por el análisis de EOF; uno de ellos consistió en separar la zona costera de Chile en 3 zonas asociadas a regímenes climáticos diferentes (Fig. 29). Estudiar separadamente los mecanismos asociados a la generación de OCM en estas regiones permite, también, una mejor resolución espacial, que es relevante dada la importancia del impacto que pueden tener estos fenómenos para nuestro país. Además de estas zonas, también se eligió una región netamente oceánica, ubicada

en la región del frente subtropical (30°S - 45°S y 100°W - 120°W ; Fig. 30a, b) donde prácticamente todas las métricas usadas para caracterizar las OCM, presentaron una tendencia significativa de aumento. De hecho, esta fue la razón principal que nos motivó a analizar los mecanismos asociados a las OCM en esta región.

Para la zona costera del norte de Chile, se encontraron dos posibles mecanismos asociados a la generación de OCM; el primero se basa en un debilitamiento de los vientos alisios, ocasionado por un patrón ciclónico relacionado a una gran anomalía de baja PAS centrada en 35°S - 85°W (Fig. 29a). El debilitamiento de los vientos genera que el flujo de calor latente disminuya en las costas del norte de Chile (Fig. 33b), provocando a su vez una reducción de la evaporación y por lo tanto, un aumento de retención de calor en el océano, generando así eventos de OCM. El segundo mecanismo se relaciona a un debilitamiento de la surgencia en la región, que es sustentado por la presencia de anomalías negativas de viento meridional (anomalías de vientos del norte; Fig. 29a). Este mecanismo, sumado a un aumento de la radiación de onda corta en la zona (Fig. 33a), generaría anomalías cálidas de TSM y posteriormente eventos de OCM. Estos dos mecanismos asociados a la generación de OCM para las costas del norte de Chile, son físicamente aceptables según los resultados obtenidos y no son excluyentes entre sí, por el contrario, podrían estar operando en forma simultánea reforzándose para generar Olas de Calor. En trabajos futuros, se deberían analizar ambos mecanismos, en el marco de un balance de calor, para evaluar

cuantitativamente sus contribuciones relativas.

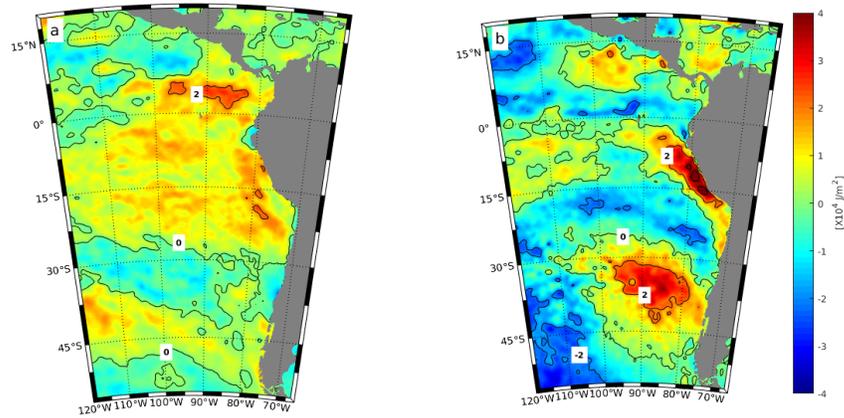


Figura 33: Términos relevantes para el balance de radiación en la zona elegida de la región costera del norte de Chile: (a) radiación neta de onda corta y (b) flujo de calor latente (ambos positivos hacia abajo).

Para la zona costera localizada en el centro de Chile, se estudiaron dos posibles mecanismos; el primero análogo a lo observado en el norte de Chile, se trata de un debilitamiento de la surgencia en la región, provocado por anomalías de viento norte (Fig. 29c), lo cual sumado a un aumento en la radiación de onda corta (Fig. 34), aumentaría la TSM en las costas del centro de Chile y posteriormente se generarían los eventos de OCM. El segundo mecanismo estaría relacionado con la una advección de calor desde latitudes menores, sustentado por las anomalías de viento norte (Fig. 29c), estos flujos de calor aumentarían la TSM en la costa central de Chile y en consecuencia, generarían eventos de OCM. Estas dos hipótesis no son excluyentes entre sí y están respaldadas por los resultados obtenidos

en este estudio.

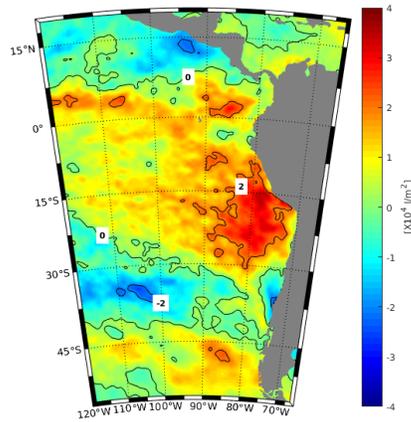


Figura 34: Términos relevantes para el balance de radiación en la zona elegida de la región costera del centro de Chile: radiación neta de onda corta (positiva hacia abajo).

Para la zona costera ubicada en el sur de Chile, observó que las OCM están asociadas a la presencia de una alta PAS en la región. Esta genera un bloqueo que impide el flujo normal de los vientos del oeste característicos de esta zona (Fig. 29e), lo que a su vez, dificultaría el paso de frentes de mal tiempo a las costas del sur de Chile, generando periodos de buen tiempo y un aumento de la radiación de onda corta (Fig. 35a), lo cual sumado a una retención de calor debido a una reducción de la emisión de radiación de onda larga desde el océano (Fig. 35b), produciría un incremento en la TSM de las costas del sur de

Chile, desencadenando eventos de OCM.

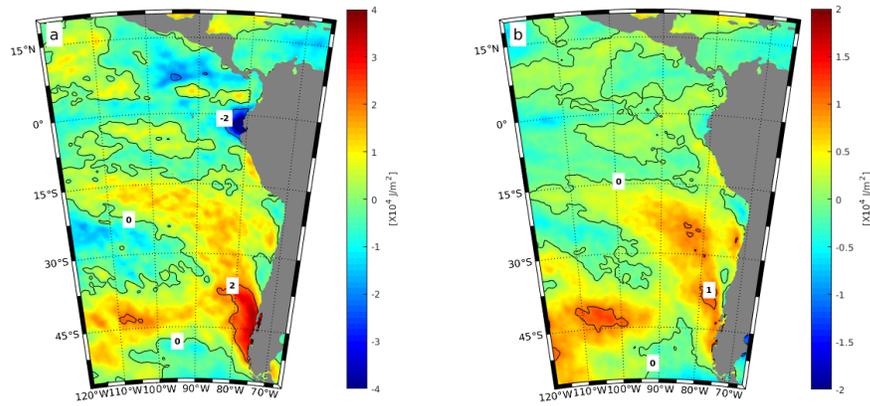


Figura 35: Términos relevantes para el balance de radiación en la zona elegida de la región costera del sur de Chile: (a) radiación neta de onda corta y (b) radiación de onda larga (ambos positivos hacia abajo).

Finalmente, la región oceánica en el Pacífico Sur ubicada entre 30°S-45°S y 100°W-120°W, se pudo notar un mecanismo basado en un bloqueo anticiclónico sustentado en una alta PAS, que afecta prácticamente todo el Pacífico bajo los 15°S (Fig. 30a), lo cual generará condiciones favorables a una alta radiación de onda corta (Fig. 36a), adicionado a un incremento de la retención de calor en el océano debido a la reducción de la emisión de radiación de onda larga desde el océano hacia la atmósfera (Fig. 36b), esto aumentaría la TSM de la región y posteriormente concluiría en eventos de OCM.

El incremento de las tendencias observados en los diferentes índices de OCM en esta región, podría estar asociado a un desplazamiento paulatino del frente subtropical en el Pacífico Sur Oriental. Este frente está estrechamente relacionado a la circulación de Hadley sobre el PSO y a la posición de los vientos del oeste, así como a la intensidad de la

rama sur del giro subtropical en el océano. Existen algunas evidencias que sugieren un corrimiento hacia el sur de los vientos hacia el oeste y con ella del frente subtropical (Schneider et al., 2017). Este es un tema relevante para estudiar la evolución de las olas OCM en esta región en el contexto del cambio climático.

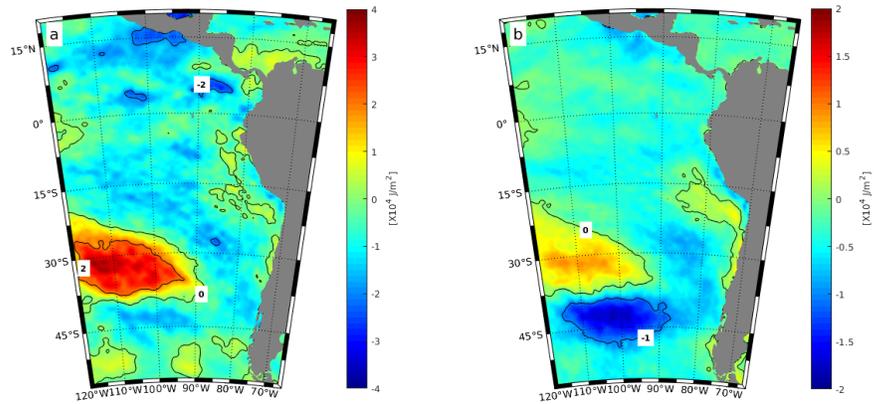


Figura 36: Términos relevantes para el balance de radiación en la zona oceánica elegida del Pacífico Sur: (a) radiación neta de onda corta y (b) radiación neta de onda larga (ambos positivos hacia abajo).

7. Conclusiones

- Los resultados de la caracterización de las OCM indicaron que en el Pacífico Tropical se encuentran los eventos con los rasgos más extremos dentro del periodo de estudio, observando que estas OCM poseen una enorme extensión espacial de alrededor de cientos de kilómetros, llegando a ser las más extensas observadas dentro del estudio, y a su vez, presentan periodos de hasta ~ 5 meses y con intensidades de hasta $\sim 4^{\circ}\text{C}$. Estas OCM (OCM extremas) se generan en una escala de tiempo interanual, correlacionándose temporalmente con el desarrollo de las condiciones El Niño, notando además, una estrecha relación entre estos fenómenos y las OCM más extremas, puesto que al extraer la señal del ENOS estas OCM desaparecieron de los datos, lo que indicaría que El Niño influye el forzamiento de estos eventos extremos.
- Las tendencias de las métricas calculadas en la caracterización de las OCM se resumieron para 4 zonas de estudio, donde se encontró una tendencia significativamente positiva en una primera zona que abarca gran parte del Pacífico Tropical, toda la región sobre 5°S , y en una segunda zona ubicada en el Pacífico Sur, la región comprendida entre 25°S - 40°S . Por otro lado, se encontró una tendencia significativamente negativa en dos zonas ubicadas en la región costera del Norte y Sur de Chile. Cabe mencionar, que además de estas 4 zonas destacadas, es posible observar otras ubicaciones con tendencia significativa, las que no se analizaron a detalle puesto

que los resultados analizados son resumidos según los intereses del estudio. Cabe mencionar que estas tendencias exhiben como es y podría ser la influencia del cambio climático sobre las OCM, ya sea de origen antropogénico o natural del sistema océano-atmósfera.

- Para analizar como funciona el forzamiento de las OCM en el PSO, se examinaron los principales factores que contribuyen a este proceso, encontrando primero que el factor que más influencia tiene sobre la generación de OCM en este estudio es el ENOS, puesto que su relación con las OCM ya se trató anteriormente en esta sección, nos centraremos en el análisis del rol de la variabilidad atmosférica en el forzamiento de las OCM, observando que procesos como; la presencia de anticiclones de gran tamaño, generarían un aumento de la radiación solar incidente sobre la capa superficial del océano; la disminución de la evaporación, disminuiría el flujo de calor latente y por lo tanto, incrementaría la ganancia de calor en la capa superficial del océano; la disminución de los vientos favorables a la surgencia, reduciría la capacidad de esta para enfriar las primeras capas del océano; y la advección de calor mediante el flujo de corrientes oceánicas forzadas por la fricción del viento sobre la superficie oceánica, generaría un input de calor en regiones específicas. De esta manera, se encontró que los procesos anteriormente mencionados son claves para analizar el forzamiento de las OCM en el PSO.

Bibliografía

Aguirre, C., Pizarro, Ó., Strub, P. T., Garreaud, R., Barth, J. A. (2012). Seasonal dynamics of the near-surface alongshore flow off central Chile. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C1).

Bjerknes, J. (1969). Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Monthly weather review*, 97(3), 163-172.

Chaigneau, A., Dominguez, N., Eldin, G., Vasquez, L., Flores, R., Grados, C., Echevin, V. (2013). Near-coastal circulation in the Northern Humboldt Current System from shipboard ADCP data. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(10), 5251-5266.

Clarke, A. J. (2008). *An introduction to the dynamics of El Niño and the Southern Oscillation*. Elsevier.

Di Lorenzo, E., Mantua, N. (2016). Multi-year persistence of the 2014/15 North Pacific marine heatwave. *Nature Climate Change*, 6(11), 1042-1047.

Dijkstra, H. A. (2006). The ENSO phenomenon: theory and mechanisms. *Advances in Geosciences*, 6, 3-15.

Enfield, D. B., Allen, J. S. (1980). On the structure and dynamics of monthly mean sea level anomalies along the Pacific coast of North and South America. *Journal of Physical Oceanography*, 10(4), 557-578.

Falvey, M., Garreaud, R. D. (2009). Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979–2006). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D4).

Fonseca, T. R. (1989). An overview of the poleward undercurrent and upwelling along the Chilean coast. In *Poleward flows along eastern ocean boundaries* (pp. 203-228). Springer, New York, NY.

Frölicher, T. L., Fischer, E. M., Gruber, N. (2018). Marine heatwaves under global warming. *Nature*, 560(7718), 360.

Frölicher, T. L., Laufkötter, C. (2018). Emerging risks from marine heat waves. *Nature communications*, 9(1), 650.

Fuenzalida, R., Schneider, W., Garcés-Vargas, J., Bravo, L. (2008). Satellite altimetry data reveal jet-like dynamics of the Humboldt Current. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 113(C7).

Gillett, N. P., Kell, T. D., Jones, P. D. (2006). Regional climate impacts of the Southern Annular Mode. *Geophysical Research Letters*, 33(23).

Hartmann, D. L. (2015). Pacific sea surface temperature and the winter of 2014. *Geophysical Research Letters*, 42(6), 1894-1902.

Hersbach, H., et al. "Global reanalysis: goodbye ERA-Interim, hello ERA5." *ECMWF Newsl 159* (2019): 17-24.

Hobday, A. J., Alexander, L. V., Perkins, S. E., Smale, D. A., Straub, S. C., Oliver, E. C., ... Holbrook, N. J. (2016). A hierarchical approach to defining marine heatwaves. *Progress in Oceanography*, 141, 227-238.

Hobday, A. J., Oliver, E. C., Gupta, A. S., Benthuisen, J. A., Burrows, M. T., Donat, M. G., ... Smale, D. A. (2018). Categorizing and naming marine heatwaves. *Oceanography*, 31(2), 162-173.

IPCC, 2014: Cambio climático 2014: Informe de síntesis. Contribución de los Grupos de trabajo I, II y III al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático [Equipo principal de redacción, R.K. Pachauri y L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Ginebra, Suiza, 157 págs.

IPCC, 2018: Hoegh-Guldberg, O., Jacob, D., Taylor, M., Bindi, M., Brown, S., Camilloni, I., ... Guiot, J. (2018). Impacts of 1.5 C global warming on natural and human systems. In *Global warming of 1.5 C: An IPCC Special Report* (pp. 175-311). IPCC Secretariat.

Jin, F. F. (1997). An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: Conceptual model. *Journal of the atmospheric sciences*, 54(7), 811-829.

Li, Bin, and Allan J. Clarke. "An examination of some ENSO mechanisms using interannual sea level at the eastern and western equatorial boundaries and the zonally averaged equatorial wind." *Journal of physical oceanography* 24.3 (1994): 681-690.

Marshall, G. J. (2003). Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. *Journal of Climate*, 16(24), 4134-4143.

McCreary, J. P. (1981). A linear stratified ocean model of the coastal undercurrent. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 302(1469), 385-413.

McCreary, Julian P., and Shenn-Yu Chao. "Three-dimensional shelf circulation along an eastern ocean boundary." *Journal of marine research* 43.1 (1985): 13-36.

McPhaden, M. J., Yu, X. (1999). Equatorial waves and the 1997-98 El Niño. *Geophysical Research Letters*, 26(19), 2961-2964.

- Mitchell, T. P., Wallace, J. M. (1992). The annual cycle in equatorial convection and sea surface temperature. *Journal of Climate*, 5(10), 1140-1156.
- Oliver, E. C., Donat, M. G., Burrows, M. T., Moore, P. J., Smale, D. A., Alexander, L. V., ... Holbrook, N. J. (2018). Longer and more frequent marine heatwaves over the past century. *Nature communications*, 9(1), 1324.
- Oliver, E. C., Benthuisen, J. A., Bindoff, N. L., Hobday, A. J., Holbrook, N. J., Mundy, C. N., Perkins-Kirkpatrick, S. E. (2017). The unprecedented 2015/16 Tasman Sea marine heatwave. *Nature communications*, 8, 16101.
- Penven, P., Echevin, V., Pasapera, J., Colas, F., Tam, J. (2005). Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the Peru Current System: A modeling approach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 110(C10).
- Perkins, S. E., Alexander, L. V. (2013). On the measurement of heat waves. *Journal of Climate*, 26(13), 4500-4517.
- Pickard, G. L., Emery, W. J. (1961). *Descriptive physical oceanography: an introduction*.
- PIZARRO, O., HORMAZABAL, S., GONZALEZ, A., YAÑEZ, E. (1994). Variabilidad del viento, nivel del mar y temperatura en la costa norte de Chile. *Investigaciones marinas*, 22, 85-101.
- Scannell, H. A., Pershing, A. J., Alexander, M. A., Thomas, A. C., Mills, K. E. (2016). Frequency of marine heatwaves in the North Atlantic and North Pacific since 1950. *Geophysical Research Letters*, 43(5), 2069-2076.
- Schneider, W., Donoso, D., Garcés-Vargas, J., Escribano, R. (2017). Water-column cooling and sea surface salinity increase in the upwelling region off central-south Chile driven by a poleward displacement of the South Pacific High. *Progress in Oceanography*, 151, 38-48.
- Sen, P. K. (1968). Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American statistical association*, 63(324), 1379-1389.
- Shaffer, G., Hormazabal, S., Pizarro, O., Ramos, M. (2004). Circulation and variability in the Chile Basin. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 51(10), 1367-1386.
- Shaffer, G., Pizarro, O., Djurfeldt, L., Salinas, S., & Rutllant, J. (1997). Circulation and low-frequency variability near the Chilean coast: Remotely forced fluctuations during the 1991-92 El Niño. *Journal of Physical Oceanography*, 27(2), 217-235.

Silva, N., Neshyba, S. (1979). Masas de agua y circulación geostrófica frente a la costa de Chile Austral. Instituto Antártico Chileno, Serie Científica, 25, 5-32.

Silva, N., Rojas, N., Fedele, A. (2009). Water masses in the Humboldt Current System: Properties, distribution, and the nitrate deficit as a chemical water mass tracer for Equatorial Subsurface Water off Chile. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 56(16), 1004-1020.

Strub, P. T., Combes, V., Shillington, F. A., Pizarro, O. (2013). Currents and processes along the eastern boundaries. In *International Geophysics* (Vol. 103, pp. 339-384). Academic Press.

Strub, P. T., Mesias, J. M., James, C. (1995). Altimeter observations of the Peru-Chile countercurrent. *Geophysical research letters*, 22(3), 211-214.

S. George Philander, 1990. *El Niño, La Niña and the Souther Oscillation*, San Diego: Academic Press.

Takahashi, K., Montecinos, A., Goubanova, K., Dewitte, B. (2011). ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. *Geophysical Research Letters*, 38(10).

Talley, L. D. (2011). *Descriptive physical oceanography: an introduction*. Academic press.

Theil, H. (1950), A rank-invariant method of linear and polynomial regression analysis. I, II, III, *Nederl. Akad. Wetensch., Proc.*, 53: 386–392, 521–525, 1397–1412, MR 0036489.

Trenberth, K. E., Shea, D. J. (1987). On the evolution of the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 115(12), 3078-3096.

Ummerhofer, C. C., Meehl, G. A. (2017). Extreme weather and climate events with ecological relevance: a review. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, 372(1723), 20160135.

Venegas, S. A. (2001). Statistical methods for signal detection in climate. *Danish Center for Earth System Science Rep*, 2, 96.

Walsh, J. E., Thoman, R. L., Bhatt, U. S., Bieniek, P. A., Brettschneider, B., Brubaker, M., ... Iken, K. (2018). The high latitude marine heat wave of 2016 and its impacts on Alaska. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99(1), S39-S43.

Wang, C., Deser, C., Yu, J. Y., DiNezio, P., Clement, A. (2017). El Niño and southern oscillation (ENSO): a review. In *Coral reefs of the eastern tropical Pacific* (pp. 85-106). Springer, Dordrecht.

Xie, S. P., Xu, H., Kessler, W. S., Nonaka, M. (2005). Air–sea interaction over the eastern Pacific warm pool: Gap winds, thermocline dome, and atmospheric convection. *Journal of Climate*, 18(1), 5-20.