



Universidad de Concepción
Dirección de Postgrado
Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas
Programa de Magíster en Ciencias con Mención en Oceanografía

**PRINCIPALES FORZANTES DE LAS OLAS DE CALOR MARINAS EN
EL PACIFICO SUR ORIENTAL**

Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias con mención en Oceanografía

David Ignacio Carrasco Flores

CONCEPCIÓN-CHILE

2023

Profesor Guía: Oscar Pizarro Arriagada
Dpto. de Geofísica,
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas
Universidad de Concepción

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 2023

La Tesis de Magíster en Ciencias con Mención en Oceanografía titulada Principales forzantes de las Olas de Calor Marinas en el Pacífico Sur Oriental, del Sr. David Ignacio Carrasco Flores y realizada bajo la Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas, Universidad de Concepción, ha sido aprobada por la siguiente Comisión de Evaluación

Dr. Oscar Pizarro Arriagada
Profesor Guía
Universidad de Concepción

Dr. Martín Jacques Coper
Miembro Comité de Tesis
Universidad de Concepción

Dr. Diego Narváez Rodríguez
Miembro Comité de Tesis
Universidad de Concepción

Dra. Laura Farías
Directora del Programa
Universidad de Concepción

En las noches de tus dudas, nada temas capitán,
que en tormenta tus veleros, solo saben de avanzar.
Dedicado a que el océano siga inspirando conocimientos
y a que nunca se rindan quienes dedican su vida a la ciencia.

AGRADECIMIENTOS

Estoy muy agradecido de mi familia por ser un pilar fundamental en mi crecimiento como persona, les agradezco todas las enseñanzas, todo el cariño y todo el apoyo que siempre me han brindado, y estoy seguro de que lo seguirán entregando durante toda mi vida. Quiero destacar y agradecer el esfuerzo y amor de mi madre, la compañía y cariño de mi abuela y de mi tata, el apoyo y comprensión de mis tías, y las enseñanzas de mis tíos. También agradezco a mi hermana pequeña por inspirarme siempre a crear un mejor mundo para ella y las generaciones futuras, siendo la ciencia el camino que elegí seguir para lograrlo.

Un agradecimiento especial a Camila, compañera de vida, siempre me ha brindado mucho apoyo y amor, fortaleciéndome en mi camino y motivándome a seguir mis metas y sueños. En Concepción fue donde nos conocimos, también en Concepción fue donde viví un montón de inolvidables momentos y conocí a varios buenos amigos, siempre estaré agradecido de esta hermosa ciudad. Asimismo, siempre estaré agradecido de mi prima y su esposo por proporcionarme un hogar, apoyo y muy buena compañía por muchos años en esta ciudad. También agradezco a la familia de mi polola por permitirme vivir en su casa, gracias por todo el cariño y comprensión que siempre me han tenido.

Esta etapa no habría sido posible sin el apoyo y confianza de mi profesor guía el Dr. Oscar Pizarro, siempre estaré agradecido por sus enseñanzas y guía en el maravilloso mundo de la Oceanografía. También agradezco a los miembros de mi comisión y a todos los profesores que he tenido durante mi formación universitaria, por todas las herramientas y enseñanzas que me han entregado. Gracias a todos por inspirar y cultivar mi pasión por la ciencia.

Para finalizar, quiero agradecer el apoyo y financiamiento brindado por el Instituto Milenio de Oceanografía y por la Dirección de Postgrado de la Universidad de Concepción, su apoyo y confianza fueron esenciales para poder cumplir esta meta.

CURRICULUM VITAE

David Ignacio Carrasco Flores

Fecha de Nacimiento: 29 de diciembre, 1995, Chillan, Chile

2014-2020: Titulo de Geofísico, Universidad de Concepción, Chile.

2020-2022: Candidato a Magíster en Ciencias con Mención en Oceanografía, Universidad de Concepción, Chile.

PUBLICACIONES

Carrasco, D., Pizarro, O., Jacques-Coper, M., & Narváez, D. A. (2023). Main drivers of marine heat waves in the eastern South Pacific. *Frontiers in Marine Science*.

<https://doi.org/10.3389/fmars.2023.1129276>

ÁREAS DE INVESTIGACIÓN

Principal: Oceanografía Física

Secundaria: Oceanografía General

Otras: Variabilidad Climática, Interacciones océano – atmósfera

EXPERIENCIA LABORAL

Alumno tesista en el proyecto FONDECYT II81872 “The impacts of mesoscale eddies in the dynamics of the southern tip of the oxygen minimum zone off Chile”. Durante septiembre – diciembre, 2019.

Asistente de terreno en el proyecto “Whales in Estuaries: Glider surveys and fixed timeseries for explaining distribution”. Financiado por United States Office of Naval Research Global. Durante abril, 2019.

Monitor científico. Monitor del grupo de extensión del Instituto Milenio de Oceanografía en las actividades pertenecientes a la Muestra Audiovisual Científica Itinerante. Desde marzo, 2018, hasta diciembre, 2019.

Práctica profesional. Práctica realizada con el departamento de oceanografía del Instituto de Fomento Pesquero, donde se analizaron datos oceanográficos (principalmente de CTD). Durante enero – febrero, 2018.

Apoyo científico en el proyecto “Chilean Integrated Ocean Observing System”. Se realizó procesamiento y análisis de datos oceanográficos medidos con radares de alta frecuencia. Desde marzo, 2016, hasta diciembre, 2017.

CRUCEROS OCEANOGRÁFICOS

Crucero STRATUS 20, realizado en el buque oceanográfico AGS-61 Cabo de Hornos, liderado por la institución estadounidense Woods Hole Oceanographic Institution, Valparaíso Chile, marzo – abril, 2022.

Crucero realizado en la lancha oceanográfica KAY-KAY, Instituto Milenio de Oceanografía, Dichato Chile. Junio, 2021.

Monitoreo Oceanográfico y Biológico, realizado en el buque oceanográfico Abate Molina, liderado por el Instituto de Fomento Pesquero, Valparaíso Chile, durante septiembre – octubre, 2018.

EXPERIENCIA DOCENTE

Alumno de magíster ayudante en la asignatura Ondas en Fluidos Geofísicos, Departamento de Geofísica, Universidad de Concepción. Dictada en el primer semestre del.

Alumno de pregrado ayudante en la asignatura Geofísica Observacional, Departamento de Geofísica, Universidad de Concepción. Dictada en el segundo semestre del.

Alumno de pregrado ayudante en la asignatura Ondas en Fluidos Geofísicos, Departamento de Geofísica, Universidad de Concepción. Dictada durante el primer semestre del.

Alumno de pregrado ayudante en la asignatura Dinámica de Fluidos Geofísicos, Departamento de Geofísica, Universidad de Concepción. Dictada durante el segundo semestre del 2017.

PARTICIPACIÓN EN CONGRESOS

Carrasco, D.I. y O. Pizarro. Olas de Calor Marinas frente a Chile Central, XLI Congreso de Ciencias del Mar, 23 al 27 de mayo, 2022. Universidad Católica de la Santísima Concepción.

Carrasco, D.I. y O. Pizarro. Diferencias entre los grandes eventos El Niño y su impacto en regiones costeras de Chile, V Congreso de Oceanografía Física, Meteorología y Clima del Pacífico Sur-Orienta, 6 al 10 de noviembre, 2017. Universidad de Concepción.

FORMACIÓN COMPLEMENTARIA

Curso de especialización (Ocean Gliders and Marine HF Radars). Observation & Monitoring Systems. Facultad de Ciencias del Mar, Universidad de Valparaíso, 3 al 6 de diciembre, 2018.

Curso de Sensores Remotos y Vehículos Autónomos en Oceanografía Operacional. Realizado en la Escuela de Ciencias del Mar de la Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, efectuado entre el 11 y el 15 de diciembre de 2017, donde se trataron los temas de manejo de datos satelitales y la aplicación de los Gliders.

Curso Básico de Seguridad y Familiarización a Bordo dictado por CEDECAP LTDA, y autorizado por DIRECTEMAR. efectuado entre el 27 y el 29 de septiembre del 2017, donde se realizó un módulo de supervivencia en el océano, de control de incendios y de primeros auxilios.

TABLA DE CONTENIDO

| | |
|--|----|
| AGRADECIMIENTOS | iv |
| CURRICULUM VITAE | v |
| RESUMEN | 1 |
| ABSTRACT | 3 |
| 1. INTRODUCCIÓN | 5 |
| 1.1. Las OCMs en el Pacífico Sur Oriental | 6 |
| 1.2. Aspectos generales de la zona de estudio | 8 |
| 1.3. Efectos del ENOS | 10 |
| 1.4. El presente estudio | 12 |
| 2. HIPÓTESIS Y OBJETIVOS | 13 |
| 2.1. Hipótesis | 13 |
| 2.2. Objetivo general | 13 |
| 2.3. Objetivos específicos | 13 |
| 3. MATERIALES Y MÉTODOS | 14 |
| 3.1. Datos | 14 |
| 3.2. Zona de estudio | 14 |
| 3.3. Cálculo de las climatologías | 15 |
| 3.4. Definición y caracterización de las Olas de Calor Marinas | 15 |
| 3.5. Categorización de las Olas de Calor Marinas | 18 |
| 3.6. Cálculo de la tendencia de la temperatura en la capa de mezcla | 19 |
| 3.7. Estimación de la influencia de los forzantes | 21 |
| 3.8. Impacto de las OCMs | 23 |
| 3.9. Características de los diferentes tipos de OCM | 24 |
| 3.10. Estimación del forzante dominante de las OCMs | 24 |
| 4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN | 26 |
| 4.1. Análisis y comparación de las características generales de las OCM | 26 |
| 4.2. Mecanismos asociados a la formación de OCMs frente al norte y sur de Chile . | 31 |
| 4.3. Principales OCMs frente al norte y sur de Chile | 40 |
| 4.4. Características de las OCMs en relación con los forzantes dominantes | 45 |
| 5. CONCLUSIONES | 48 |
| REFERENCIAS | 51 |

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Diferencias en el número de días e intensidad de las OCMs entre el periodo de 1982-2000 y el periodo 2001-2019 (calculado como [2001:2019]-[1982:2000]). (a-d) Diferencia en el número de días afectados en cada punto de datos y (e-h) diferencia en la intensidad promediada para (a, e) todos los eventos, y eventos de duración (b, f) 5-30 días, (c, g) 30-100 días y (d, h) más de 100 días. Figura extraída de Pietri et al., 2021.7

Figura 2: Esquema de las escalas espaciales y temporales de los diferentes forzantes de las OCMs. Los procesos que actúan regionalmente asociados al balance de calor de la capa de mezcla (rojo). Los procesos de variabilidad climática que modulan la generación de las OCMs desde fuentes locales o remotas (azul), impulsando teleconexiones atmosféricas y/u oceánicas (verde). Las escalas típicas de las OCMs se muestran con línea segmentada. Figura modificada de Holbrook et al. (2019).9

Figura 3: representación de la zona de estudio. La zona se divide en la región del norte, centro y sur de Chile, las cuales se delimitan por la costa y un límite dispuesto a 4° hacia el oeste. En colores se puede observar el patrón de la temperatura (potencial) promedio de la capa de mezcla (en °C). 15

Figura 4: Definición esquemática de las OCMs. (a) Anomalías de temperatura de la capa de mezcla observadas en el día de máxima intensidad de la OCM de mediados del 2017 (día marcado con un círculo rojo en b). (b) Serie de temperatura diaria de la capa de mezcla (línea azul), climatología diaria (línea verde punteada) y umbrales diarios (línea roja punteada) observadas durante el transcurso de 2017 (zona marcada con un círculo azul en a). Cuando la serie de la temperatura supera los valores umbrales por 5 días o más se considera la presencia de una OCM. 16

Figura 5: Definición esquemática de la categorización de las OCMs. (a) Zonas afectadas por las diferentes categorías del día de máxima intensidad de la OCM ocurrida durante finales de 1997 e inicios de 1998 (día marcado con un círculo rojo en b). (b) Serie de temperatura diaria de la capa de mezcla (línea negra), climatología diaria (línea verde punteada) y las diferentes categorías (líneas punteadas de tonos purpuras) observadas durante el transcurso de 1997/1998 (zona marcada con un círculo azul en a). 19

Figura 6: Promedios anuales de las características principales de las OCM. (a – d) región norte y (e – h) región sur. (a, e) cantidad promedio de OCM que se generan en un año, (b, f) duración promedio de las OCM que se generan en un año, (c, g) intensidad promedio de las OCM que se generan en un año, (d, h) intensidad máxima de las OCM que se generan en un año. La zona de estudio es la región delimitada por el contorno azul, la cual comprende desde la línea de costa hasta 4° de longitud hacia el oeste.27

Figura 7: Características principales de las OCM que se han presentado en la zona (a) norte y (b) sur de Chile. Los eventos individuales de olas de calor están representados por círculos

y se distribuyen según su duración (eje horizontal) e intensidad máxima (eje vertical), el tamaño de los círculos representa el área afectada por cada uno de los eventos (siguiendo la escala mostrada en la esquina inferior derecha) y su color representa la categoría de estos (siguiendo la paleta de colores a la derecha).30

Figura 8: Ciclo anual de los términos asociados a los forzantes e impacto de las OCMs en la **zona norte de Chile**, integrados sobre la extensión espacial de las OCMs en cada instante de tiempo. Los ciclos anuales se obtuvieron de los 26 años disponibles, los cuales nos permiten evaluar cómo varía la influencia de los forzantes de acuerdo con la estación del año. (a) término asociado a los flujos de calor aire – mar, (b) término asociado a la advección de calor, (c) término asociado al entrainment y (d) serie que representa el impacto de las OCMs. Observando que en las líneas negras se encuentra la influencia total de cada forzante, en líneas punteadas rojas está la contribución al calentamiento y en líneas punteadas azules la contribución al enfriamiento de cada uno de los términos.32

Figura 9: Ciclo anual de los términos asociados a los forzantes e impacto de las OCMs en la **zona sur de Chile**, integrados sobre la extensión espacial de las OCMs en cada instante de tiempo. Los ciclos anuales se obtuvieron de los 26 años disponibles, los cuales nos permiten evaluar cómo varía la influencia de los forzantes de acuerdo con la estación del año. (a) Término asociado a los flujos de calor aire – mar, (b) término asociado a la advección de calor, (c) término asociado al entrainment y (d) serie que representa el impacto de las OCMs. Observando que en las líneas negras se encuentra la influencia total de cada forzante, en líneas punteadas rojas está la contribución al calentamiento y en líneas punteadas azules la contribución al enfriamiento de cada uno de los términos.33

Figura 10: Series que muestran las anomalías (con respecto a su climatología) de la influencia de los forzantes de las OCMs para la región del (a, b) norte y (c, d) sur de Chile. (a, c) Término asociado a los flujos de calor aire – mar y (b, d) término asociado a la advección de calor. La línea roja en cada serie representa el valor de una desviación estándar calculada utilizando una ventana móvil de 365 días. Se seleccionarán los días que superen este valor para calcular las características del mecanismo de calentamiento asociado a cada forzante. ...35

Figura 11: Características del calentamiento relacionado al término de los flujos de calor aire-mar en la región del norte de Chile. (a) Magnitud promedio del calentamiento generado por los flujos de calor aire-mar durante los días seleccionados en la fig. 5a (sobre la línea roja), (b) promedio de las anomalías de la profundidad de la capa de mezcla de todos los días seleccionados, (c) promedio de las anomalías de radiación de onda corta de todos los días seleccionados, (d) promedio de las anomalías de radiación de onda larga de todos los días seleccionados, (e) promedio de las anomalías del flujo de calor latente de todos los días seleccionados, (f) promedio de las anomalías del flujo de calor sensible de todos los días seleccionados.37

Figura 12: Características del calentamiento relacionado al término de los flujos de calor aire-mar en la región del sur de Chile. (a) Magnitud promedio del calentamiento generado por los flujos de calor aire-mar durante los días seleccionados en la fig. 5a (sobre la línea roja), (b) promedio de las anomalías de la profundidad de la capa de mezcla de todos los días seleccionados, (c) promedio de las anomalías de radiación de onda corta de todos los días seleccionados, (d) promedio de las anomalías de radiación de onda larga de todos los días

| | |
|--|----|
| seleccionados, (e) promedio de las anomalías del flujo de calor latente de todos los días seleccionados, (f) promedio de las anomalías del flujo de calor sensible de todos los días seleccionados..... | 38 |
| Figura 13: Características del calentamiento relacionado al término de la advección de calor en la región del (a, b, c) norte y (d, e, f) sur de Chile. Magnitud promedio del calentamiento generado por la advección de calor en el (a) norte y (d) sur de Chile. Promedio de las anomalías de las corrientes en la capa de mezcla en el (a) norte y (b) sur de Chile. Promedio de la temperatura de la capa de mezcla en el (a) norte y (b) sur de Chile..... | 40 |
| Figura 14: OCM de categoría extrema ocurrida durante 1997/1998 en el norte de Chile. (a) Impacto de la OCM sobre la región. (b) Influencia de la advección de calor sobre el área de la OCM durante cada día. (c) Influencia de los flujos de calor aire - mar sobre el área de la OCM durante cada día. (d) Influencia del entrainment sobre el área de la OCM durante cada día. Magnitud promedio de la advección de calor durante (e) el primer y el (g) segundo periodo sombreado en amarillo. Magnitud promedio de los flujos de calor aire - mar durante (f) el primer y el (h) segundo periodo sombreado en amarillo..... | 43 |
| Figura 15: OCM de categoría extrema ocurrida durante 2017 en el sur de Chile. (a) Impacto de la OCM sobre la región. (b) Influencia de la advección de calor sobre el área de la OCM durante cada día. (c) Influencia de los flujos de calor aire - mar sobre el área de la OCM durante cada día. (d) Influencia del entrainment sobre el área de la OCM durante cada día. Magnitud promedio de la advección de calor durante (e) el primer y el (g) segundo periodo sombreado en amarillo. Magnitud promedio de los flujos de calor aire - mar durante (f) el primer y el (h) segundo periodo sombreado en amarillo..... | 44 |
| Figura 16: Características generales de los diferentes tipos de forzamiento de las OCMs. (a) Numero de eventos generados por cada tipo de forzamiento (barras gruesas, eje izquierdo), y la magnitud promedio de cada forzamiento (barras delgadas, eje derecho). (b) Duración promedio de los eventos dependiendo de cuál es su forzante dominante. (c) Intensidad promedio (barras gruesas) e intensidad máxima (barras delgadas) de las OCM dependiendo de cuál es su forzante dominante. (d) El área promedio (barras gruesas, eje izquierdo) y la profundidad promedio de la capa de mezcla (barras delgadas, eje derecho) de las OCM dependiendo de cuál es su forzante dominante. | 47 |

INDICE DE TABLAS

| | |
|--|----|
| Tabla 1: rangos típicos de las principales características de las OCMs frente al norte, centro y sur de Chile. Los cuales corresponden a los valores del percentil 25 y 75 de las distintas características de las OCMs..... | 27 |
| Tabla 2: Correlaciones entre las categorías de las OCMs y las demás características de estos eventos..... | 31 |

RESUMEN

Los eventos oceanográficos extremos como las Olas de Calor Marinas (OCMs) han despertado gran interés tanto en la comunidad científica como en la sociedad en general. Este interés surge por la diversidad de impactos que ellas han generado en las distintas cuencas oceánicas y por sus severas consecuencias socioeconómicas. Los impactos de las OCMs podrían ser aún más severos y variados en el futuro ya que se proyecta un aumento en su frecuencia, duración, intensidad y extensión espacial a causa del calentamiento global. En el presente estudio se caracterizan las OCMs en el Pacífico Sur Oriental (PSO) y se examinan los mecanismos que las fuerzan y modulan. Para este fin se utilizaron datos del reanálisis global GLORYS2 y datos atmosféricos de ERA-Interim. Los resultados muestran que las OCMs en el PSO se caracterizan por intensidades promedios de $\sim 1.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ e intensidades máximas que pueden alcanzar $\sim 3\text{ }^{\circ}\text{C}$, ambos valores por sobre la climatología del periodo de estudio (1982-2018). Estas OCMs presentaron extensiones espaciales típicas entre 10^3 y 10^4 km^2 y duraciones que en promedio superan un mes. Durante los eventos ENOS el impacto de las OCMs alcanza sus mayores intensidades, sus extensiones espaciales abarcan gran parte del PSO y sus duraciones son tan grandes como la presencia de los mismos eventos ENOS. Para cuantificar los forzantes de las diferentes OCM se realizó un balance de calor en la capa de mezcla y se identificaron los principales mecanismos que fuerzan y modulan las OCMs en el PSO. En específico, se estudiaron 3 regiones frente a Chile: norte ($18\text{-}26^{\circ}\text{S}$), centro ($26\text{-}39^{\circ}\text{S}$) y sur ($39\text{-}50^{\circ}\text{S}$) cuyas regiones se extienden zonalmente desde la costa hasta 4° de longitud hacia el oeste. En la región norte la mayoría de las OCMs se forman principalmente por una disminución de la pérdida de calor latente desde el océano a la atmósfera, y en segundo lugar, por un aumento de la radiación térmica y calor sensible hacia el océano. Asimismo, en la región central la reducción de la evaporación también jugó un papel dominante en la generación de la mayoría de OCMs, aunque aquí este proceso se combina con un considerable aumento de la radiación solar hacia el océano durante los eventos de OCMs. En la región sur se observó que la mayoría de OCMs se generan por advección oceánica de calor, la cual es dominada por anomalías en las corrientes hacia el suroeste y un gradiente medio de

temperatura en esa misma dirección. En la región sur, el único proceso atmosférico que presenta un claro aporte a la generación de calor es la reducción de la evaporación, aunque con una importancia relativamente menor comparada con la advección. Por otro lado, la advección de calor también juega un papel importante en las regiones norte y centro, presentando un patrón principalmente meridional cerca de la costa en la región norte y zonal frente al centro de Chile, encontrándose que este mecanismo se puede combinar con el intercambio de calor aire – mar anteriormente mencionado para producir OCMs de características extremas. En las tres regiones el entrainment mostró una relevancia bastante inferior a la de los otros mecanismos mencionados anteriormente durante los periodos y regiones afectadas por OCMs.

ABSTRACT

Extreme events such as Marine Heat Waves (MHWs) generate great interest both in the scientific community and in society in general. This interest arises mainly from the diverse negative impacts that MHWs have generated in all ocean basins, which produce severe socioeconomic consequences. These impacts could be even more severe and varied in future climate scenarios, with projected increases in the frequency, duration, intensity and spatial extent of MHWs due to the global warming expected by the end of the 21st century. MHWs in the Eastern South Pacific (ESP) have been less analyzed than in other regions of such ocean, so that several research initiatives in recent years (including the present work) tackle this gap. This study focuses on characterizing MHWs in the ESP and exploring the mechanisms that drive and modulate them, using the GLORYS2 and ERA-Interim global reanalysis. MHWs in the ESP are characterized by typical areas the order of $10^3 - 10^4 \text{ km}^2$, mean area-averaged intensity anomalies of $\sim 1.2^\circ\text{C}$ and maximum anomalies reaching $\sim 3^\circ\text{C}$, and durations that exceed one month on average. Related to the driving mechanisms of MHWs, the periods with the greatest impacts of MHWs are closely related to the El Niño and La Niña periods; these impacts correspond to extreme intensities, spatial extensions that cover a large part of the ESP and durations as long as the presence of the ENSO events themselves. To quantify the drivers of MHWs, we examined the variability of the mixing layer heat balance, which largely represents the mechanisms that drive and modulate MHWs regionally in the ESP (Mechanism of air-sea heat exchange, heat advection, entrainment, and turbulent mixing in the ocean). Specifically, we studied three regions off the coast of Chile (north 18-26°S, center 26-39°S and south 39-50°S) that presented differences in the processes associated with these mechanisms. The region off northern Chile exhibited that most of its MHWs were formed primarily by a decrease in heat loss from the ocean to the atmosphere, mostly provided by a reduction in evaporation, and secondarily by an increase in thermal radiation and sensible heat flux into the ocean. Likewise, in the region off central Chile, reduced evaporation also played a dominant role in the generation of most MHWs, although here this process is combined with a considerable increase in solar radiation toward the ocean. Off southern Chile, most MHWs are generated by heat advection, dominated by anomalous southwesterly currents flowing

down the mixing layer temperature gradient. In the southern region, the only atmospheric process that has a clear contribution to the MHW development is the reduction in evaporation, although it is less relevant than ocean heat advection. In addition, ocean heat advection also plays an important role in the northern and central regions, exhibiting mainly meridional and zonal patterns, respectively. In these regions, the superposition of heat advection and air-sea heat exchange might produce MHWs of extreme characteristics. In all three regions, it appears that the entrainment process had a much lower magnitude than the other mechanisms during MHWs.

1. INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas se ha evidenciado un creciente aumento en la frecuencia e intensidad de los eventos extremos de temperatura en el océano [IPCC, 2019; Ummenhofer and Meehl, 2017]. Estos eventos –denominados Olas de Calor Marinas (OCMs)– se definen cuando la temperatura del océano supera un percentil del registro de temperaturas históricas (usualmente 90%) y su persistencia es de al menos 5 días seguidos [e.g. Hobday et al., 2016]. En el estudio de las OCMs se utiliza generalmente la temperatura superficial del mar (TSM), la cual ha sido registrada espacial y temporalmente por sensores satelitales durante las últimas cuatro décadas [Deser et al., 2010]. Durante este tiempo las OCMs se han duplicado en frecuencia y aumentado en intensidad a nivel global [Frolicher et al., 2018]. Las proyecciones del IPCC (2019) indican que la frecuencia de estos eventos aumentará aproximadamente 50 veces para finales de siglo bajo el escenario más pesimista de calentamiento global (RCP 8.5) y aproximadamente 20 veces bajo el escenario más optimista (RCP 2.6) [Frolicher et al., 2018], también en el escenario más pesimista se prevé que la intensidad y extensión espacial de las OCMs aumentarán entre 10 y 21 veces aproximadamente para finales de siglo [IPCC, 2019; Frolicher et al., 2018].

Prácticamente en cualquier escenario de calentamiento global se llegará a un estado casi permanente de OCM para finales del presente siglo [Oliver et al., 2019b]. Si separamos los eventos en categorías según su intensidad [siguiendo a Hobday et al., 2018] encontramos que los eventos más intensos (clasificados como severos y extremos) presentan un aumento en frecuencia mucho más alto que las OCMs de menor categoría (moderadas y fuertes), llegando incluso a ser mucho más frecuentes que estas últimas. En el escenario más pesimista de calentamiento (RCP 8.5) la razón moderado:fuerte:severo:extremo será 4:10:16:70 para finales de siglo [Oliver et al., 2019b]. Las tendencias al aumento que muestran las frecuencias de las OCMs son generadas principalmente por el aumento en la TSM promedio (proyectado por el cambio climático) en la mayor parte del océano, mientras que el aumento de la varianza de la TSM (proyectada por el cambio climático) domina esta tendencia en una menor proporción del océano, principalmente en los sistemas de corrientes de borde occidental [Oliver et al., 2019].

1.1. Las OCMs en el Pacífico Sur Oriental

En el Pacífico Sur Oriental (PSO) se ha observado una tendencia mayoritariamente negativa en la frecuencia e intensidad de las OCMs durante las últimas dos décadas, comparado con las dos anteriores [Pujol *et al.*, 2022]. Aunque en algunas regiones frente a Chile (26°S-39°S) se ha apreciado una tendencia ligeramente positiva durante el periodo 1982-2020 [Pujol *et al.*, 2022; Varela *et al.*, 2021]. En las regiones costeras de Perú y norte de Chile se ha evidenciado que la tendencia de disminución de la frecuencia e intensidad de las OCMs se debe principalmente a que en las últimas décadas del siglo XX se presentó una mayor cantidad de OCMs extremas (en intensidad y duración) asociadas a eventos El Niño, en comparación con la presencia de estos eventos en las primeras dos décadas del siglo XXI (Fig. 1) [Pietri *et al.*, 2021]. Al extraer los grandes eventos El Niño las tendencias de la frecuencia e intensidad de las OCMs se vuelven mayoritariamente positiva en la parte costeras de estas regiones (Fig. 1) [Pietri *et al.*, 2021].

Para evaluar adecuadamente los diferentes forzantes es conveniente realizar un balance de calor en la capa superficial del mar y usar la temperatura promedio de la capa de mezcla (TCM) para definir las OCMs [e.g., Holbrook *et al.*, 2019; Oliver *et al.*, 2020]. Particularmente, en el presente estudio se utilizó el reanálisis oceanográfico (GLORYS2V4) para obtener la TCM y otras variables como profundidad de la capa de mezcla (PCM) y velocidad del agua, que son necesarias para realizar el balance de calor que da cuenta de las OCMs (ver sección de métodos para más detalles).

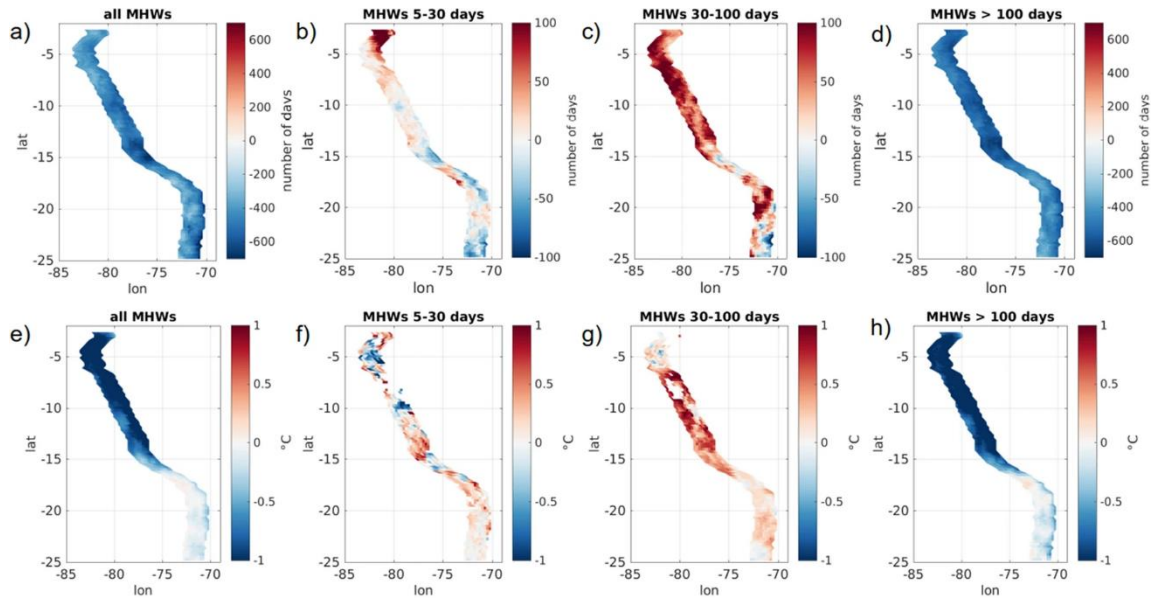


Figura 1: Diferencias en el número de días e intensidad de las OCMs entre el periodo de 1982-2000 y el periodo 2001-2019 (calculado como $[2001:2019]-[1982:2000]$). (a-d) Diferencia en el número de días afectados en cada punto de datos y (e-h) diferencia en la intensidad promediada para (a, e) todos los eventos, y eventos de duración (b, f) 5-30 días, (c, g) 30-100 días y (d, h) más de 100 días. Figura extraída de Pietri et al., 2021.

Se ha documentado que durante las últimas dos décadas las OCMs han provocado una gran variedad de impactos negativos en los organismos y ecosistemas marinos en todas las cuencas oceánicas [e.g., *Hobday et al.*, 2018; *IPCC*, 2019]. En específico, las OCMs han causado una mortalidad generalizada y abrupta de especies, como corales tropicales, praderas de algas marinas y manglares, así como una mortalidad masiva de especies de vida silvestre [*IPCC*, 2022]. Además, las OCMs se han asociado a la proliferaciones de enfermedades causadas por el estrés térmico, como los brotes infecciosos que azotaron a varias especies de estrellas de mar y erizos ocurrida en el Canal de Santa Barbara, CA, EEUU en 2014/2015 [*Reed et al.*, 2015], y los brotes de enfermedades que afectaron a una gran cantidad de mariscos de criadero ocurrida en el Mar de Tasmania el 2015 [*Oliver et al.*, 2017]. Las OCMs también pueden desencadenar eventos de floración de algas nocivas, como el mega fenómeno ocurrido en el Pacífico Nororiental el año 2015, denominado “The Blob” [e.g. *McCabe et al.*, 2016; *Cavole et al.*, 2016]. Las OCMs también pueden afectar las migraciones y avistamientos fuera de los rangos normales en algunas especies marinas [e.g. *Bond et al.*, 2015; *Wernberg et*

al., 2013; *Cavole et al.*, 2016]. Cabe notar que mientras se restringe el hábitat de algunas especies, eventualmente se extiende el hábitat de otras. Este es un factor importante que deberían tener en cuenta quienes participan en la regulación de la explotación de los recursos marinos para adaptar sus estrategias con la finalidad de no perjudicar doblemente a las especies que ya han visto reducido su hábitat tradicional [*e.g.*, *Smale et al.*, 2019].

Los forzantes de las OCM se definen, en general, como los procesos del sistema océano - atmósfera que juegan un rol significativo en la generación de las OCMs. Estos presentan una gran cantidad de escalas espaciales y temporales (Fig. 2), y están estrechamente relacionados con los patrones de variabilidad climática de gran escala. En particular, los forzantes se relacionan con el intercambio de calor aire-mar, con la advección de calor en la atmósfera y en el océano, y con la turbulencia en la capa superficial del mar [*Holbrook et al.*, 2019; *Oliver et al.*, 2021]. Un mejor conocimiento de la dinámica y termodinámica de las OCMs permitirá mejorar su predicción [*Holbrook et al.*, 2020].

1.2. Aspectos generales de la zona de estudio

En general los sistemas oceánicos de borde oriental se ubican en regiones dominadas por un rotor anticiclónico del estrés del viento –el cual da lugar a los amplios flujos oceánicos hacia el ecuador presentes en estas regiones– y por vientos favorables a la surgencia cerca de la costa. Estos vientos, junto con promover el ascenso de aguas frías junto a la costa, generan una corriente costera que también fluye hacia el ecuador. Comúnmente, la magnitud de los vientos favorables a la surgencia decrece cerca de la costa dando lugar a un rotor ciclónico de estrés del viento, este patrón se extiende unos 200 a 300 km fuera de la costa, y ha sido asociado a la generación de una contracorriente superficial que fluye hacia el polo [*Strub et al.*, 2013].

El Sistema de Corrientes de Perú-Chile es un arquetipo de sistema de borde oriental. En el PSO la Corriente de Perú-Chile se caracteriza por transportar aguas superficiales frías y bajas en salinidad desde latitudes medias hacia el norte. Este flujo constituye la rama oriental del giro subtropical del Pacífico Sur [*e.g.* *Strub et al.*, 2013] y está estrechamente relacionado a la presencia del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur que permite condiciones predominantes

de buen tiempo caracterizadas por una alta radiación solar incidente y altas tasas de evaporación, lo cual da lugar, a su vez, a aguas superficiales cálidas y altas en salinidad en la región oceánica al norte del frente subtropical [Chaigneau and Pizarro, 2005], mientras que cerca de la costa los vientos predominantes del sur y sur oeste generan la Corriente Costera de Chile y frecuentes eventos de surgencia. La contracorriente asociada al rotor ciclónico del esfuerzo del viento cerca de la costa se denomina en el PSO Contracorriente de Perú-Chile [e.g. Strub et al., 2013]. Dado que las corrientes superficiales tienen gran variabilidad espacial y temporal, el transporte de calor generado por ellas y su correspondiente rol en la generación de OCMs, será diferente en las distintas regiones de estudio y épocas del año.

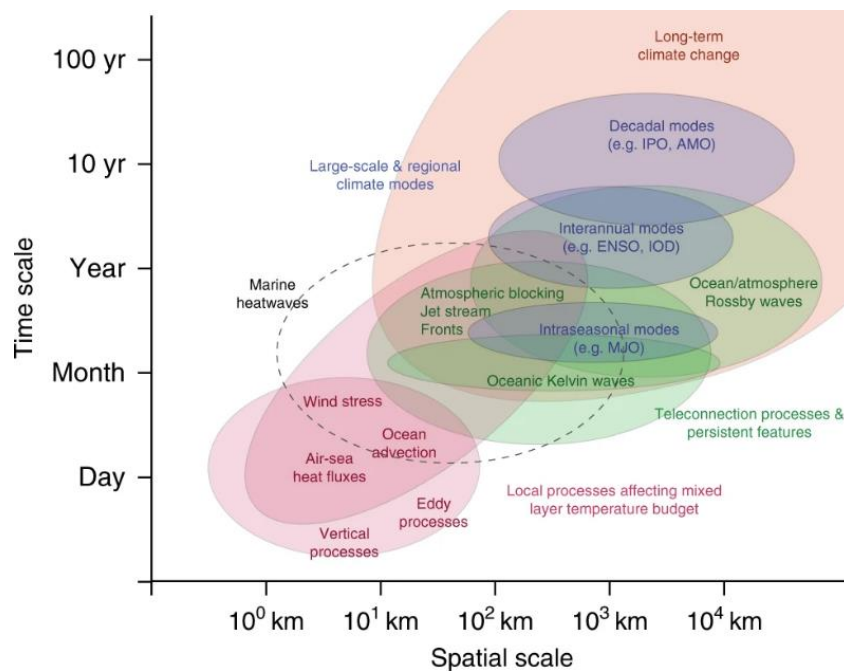


Figura 2: Esquema de las escalas espaciales y temporales de los diferentes forzantes de las OCMs. Los procesos que actúan regionalmente asociados al balance de calor de la capa de mezcla (rojo). Los procesos de variabilidad climática que modulan la generación de las OCMs desde fuentes locales o remotas (azul), impulsando teleconexiones atmosféricas y/u oceánicas (verde). Las escalas típicas de las OCMs se muestran con línea segmentada. Figura modificada de Holbrook et al. (2019).

En la región costera de Chile los vientos favorables a la surgencia se extienden hasta la región de Chiloé (~42°S) durante verano, mientras que en invierno hasta los ~33°S, observándose que los eventos de surgencia más intensos predominan entre 30°S y 34°S durante primavera y verano [Bakun, 1991; Shaffer et al., 1999].

Las tendencias de calentamiento observadas en la superficie del mar en las regiones costeras del norte y centro de Chile son relativamente débiles comparadas con las tendencias predominantes en el resto del océano global [Falvey and Garreaud, 2009]. Esto se ha relacionado a una tendencia al aumento de los vientos favorables a la surgencia que genera el calentamiento global en desarrollo [e.g. Bakun, 1990; Bakun et al., 2015]. Considerando que los eventos de surgencia podrían durar varios días, estos tienen una gran capacidad para enfriar la capa superficial del océano cerca de la costa, lo cual podría contribuir al término de OCMs costeras y ser un mecanismo precursor de algunas Olas de Frío Marinas. Por el contrario, cuando los vientos se relajan o se invierten, se podrían generar eventos de hundimiento que aumentan la profundidad de la termoclina permitiendo que la capa superficial del océano cerca de la costa se caliente, lo cual sería favorable a la generación y/o extensión de las OCMs.

1.3. Efectos del ENOS

A escala interanual El Niño Oscilación del Sur (ENOS) es la perturbación climática dominante en el Pacífico Sur Oriental [McPhaden et al., 2006]. Este fenómeno genera grandes fluctuaciones en la TSM del Pacífico ecuatorial y a lo largo de las costas de Perú y Chile. Ondas atrapadas a la costa (OAC) que se propagan hacia el sur dominan la variabilidad de baja frecuencia de las corrientes y del nivel del mar cerca de la costa en esta región [Shaffer et al., 1997; Pizarro et al., 1994] y tienen un importante efecto en la variabilidad de la TSM. Anomalías cálidas de temperatura que originalmente se propagan a lo largo del ecuador una vez que alcanzan la costa de Sudamérica, continúan viajando a lo largo de las costas de Perú y el norte de Chile contribuyendo a la generación de OCMs en estas zonas. En general, el ENSO genera un importante hundimiento de la termoclina a lo largo de la costa oeste de Sudamérica

debilitando el enfriamiento de la superficie del mar, así, aunque la surgencia continúe activa, esta transportaría aguas subsuperficiales más cálidas de lo normal hacia la capa superficial [Huyer *et al.*, 1987]. Dadas las escalas de tiempo del ENOS, las perturbaciones de la termoclina de muy baja frecuencia no permanecen atrapadas a la costa y se propagan hacia el oeste como ondas de Rossby afectando regiones oceánicas mucho más extensas que la zona costera [e.g. Vega *et al.*, 2003; Ramos *et al.*, 2006]. Por otra parte, además de la dinámica de OAC y ondas de Rossby, los eventos ENSO generan perturbaciones en los patrones de circulación atmosférica con impacto en la TSM.

A escalas de tiempo mayores a la variabilidad típica del ENOS (> 8 años), se ha mostrado que procesos acoplados atmósfera-océano podrían acoplar el ENOS con otros modos de variabilidad (Modos Meridionales), provocando una persistencia de anomalías cálidas entre la TSM del Pacífico Tropical y Extratropical [Di Lorenzo *et al.*, 2015]. De acuerdo con Di Lorenzo *et al.*, [2015] esto generó la mega ola de calor conocida como “The Blob” en el Pacífico Norte el año 2015. Este evento comenzó como un calentamiento anómalo causado por la influencia de la Oscilación Interdecadal del Pacífico (OIP), la cual generó un patrón conocido como Oscilación del Pacífico Norte en las aguas del golfo de Alaska durante los años 2013/2014. Esta señal cálida se propagó posteriormente hacia el Pacífico Ecuatorial desencadenando un evento El Niño a finales del 2014 y finalmente, este calentamiento volvió a la región extratropical mediante una teleconexión atmósfera-océano que provocó la advección de aguas cálidas hacia esta región. Es así como se generó una retroalimentación del calentamiento inicial, desencadenando una gran OCM que afectó el Pacífico nororiental con una extensión de miles de km^2 el año 2015, y que duró más de 700 días, alcanzando intensidades máximas de $2.7^{\circ}C$ [Di Lorenzo and Mantua, 2016; Hobday *et al.*, 2018].

La variabilidad climática inducida por la OIP produce un efecto prácticamente simétrico en el hemisferio norte y sur, notando que en su fase positiva genera un patrón de calentamiento en las regiones orientales de los extratropicos, lo cual podría llegar a perdurar una o varias décadas promoviendo cambios a largo plazo en el comportamiento de los ecosistemas marinos [Mantua and Hare, 2002]. Este contexto incrementa, a su vez, las probabilidades de ocurrencia de OCMs en las zonas extratropicales [Holbrook *et al.*, 2019].

1.4. El presente estudio

Las OCMs han sido relativamente poco estudiadas en el Pacífico Sur Oriental, además de los estudios globales que analizan todas las cuencas oceánicas en conjunto [*e.g.*, *Oliver et al.*, 2020; *Holbrook et al.*, 2020; *Hobday et al.*, 2018; *Gupta et al.*, 2020]. Se han realizado pocos estudios específicos para el Pacífico Sur Oriental [*Pietri et al.*, 2021; *Pujol et al.*, 2022].

En el presente trabajo se caracterizan las OCMs utilizando las principales métricas propuestas en trabajos previos [*e.g.*, *Hobday et al.*, 2016; *Oliver et al.*, 2020], como la frecuencia, duración, área, intensidad promedio y máxima de las OCMs. Luego se comparan estas métricas entre sí y con las diferentes categorías de OCMs, analizando cómo se correlacionan estos valores y si sus magnitudes se relacionan proporcionalmente. Para analizar cómo actúan los forzantes que generarían a las OCMs se realizó un balance de calor en la capa de mezcla identificándose los términos más relevantes que contribuyen a la variación de la TCM. A saber, son la advección de calor horizontal (AC), los flujos de calor aire – mar (FCAM) y los flujos de entrainment, considerando al resto de términos como un residual y que jugarían un papel secundario [*e.g.* *Marin et al.*, 2022]. El objetivo fue examinar cómo es la evolución espacial y temporal de cada forzante durante el desarrollo de una OCM, para analizar su contribución y la dominancia de algún forzante por sobre los otros. Una vez encontrado el o los forzantes dominantes en la generación de una OCM, se procedió a caracterizar las OCMs según su tipo de forzamiento, y de esta manera, conocer cómo afectan las OCMs a las regiones de estudio según los mecanismos que la generan. Por último, se analizaron algunos casos, dónde se eligieron las OCMs más extremas ocurridas en cada región de estudio, con el objetivo de analizar en detalle la dinámica de cada tipo de forzamiento y su rol en la evolución de estas OCMs extremas.

2. HIPÓTESIS Y OBJETIVOS

2.1. Hipótesis

Las hipótesis que guiaron la presente investigación se orientan a esclarecer los mecanismos responsables de la generación de las OCMs que son más frecuentes frente a las costas de Chile, suponiendo que estos difieren en diferentes regiones. Estas hipótesis son las siguientes:

- a) Frente a la costa norte de Chile las OCM son forzadas principalmente por la radiación incidente durante periodos en que se debilitan los vientos alisios y se reduce el enfriamiento por evaporación.
- b) Frente a Chile central, la advección horizontal y vertical de calor juega un papel predominante.
- c) Frente a la costa sur de Chile, la generación de OCM es controlada por eventos atmosféricos de bloqueo y un incremento de la radiación solar.

2.2. Objetivo general

El objetivo principal de la presente tesis es determinar y cuantificar cuáles son los procesos relevantes que generan los eventos de OCM frente a Chile, distinguiendo su importancia relativa en diferentes regiones geográficas.

2.3. Objetivos específicos

- Clasificar y caracterizar las OCM encontradas en la región de estudio.
- Estimar la magnitud de los diferentes forzantes de las OCM sobre toda la zona de estudio.
- Evaluar la evolución temporal de las anomalías de los términos considerados en el balance de calor, e identificar cuáles mecanismos determinan las fases de inicio, mantenimiento y decaimiento de las principales OCM de cada región.

3. MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. Datos

En la presente investigación se utilizaron datos de temperatura potencial, corrientes y PCM extraídos del reanálisis oceánico global GLORYS2V4 (*GLOBAL-REANALYSIS-PHY-001-025*) producido por “*The Copernicus Marine Environment Monitoring Service*” (CMEMS). Este producto está basado en el modelo oceánico NEMO versión 3.1 restringido con asimilación de datos satelitales e in situ. Las variables usadas están distribuidas en grillas homogéneas de 3 dimensiones, donde la resolución horizontal es de $1/4^\circ$, con 75 niveles verticales (0-5500m), aunque para este trabajo solo se usaron los primeros 40 niveles verticales (0-500m), abarcando el periodo comprendido entre 1993 y agosto del 2019 [Garric and Parent, 2013].

Además, se utilizaron datos de viento superficial, flujos de calor latente y sensible, radiación neta de onda corta y larga pertenecientes al reanálisis atmosférico global ERA-Interim, el cual tiene una resolución temporal de 4 datos por día para estas variables, una resolución espacial de aproximadamente 80 km ($3/4^\circ$) en 60 niveles verticales desde la superficie hasta 0,1 hPa [Berrisford et al., 2011], aunque para este estudio solo se utilizaron los datos de la superficie del océano sobre el período 1993 - 2019. Para que los dos conjuntos de datos tuvieran la misma resolución espacial (de $1/4^\circ$), por lo que se procedió a interpolar estas variables usando un spline de Akima.

3.2. Zona de estudio

Dado que la finalidad de este estudio es analizar las OCMs que afectan a las costas de Chile, dividimos la zona de trabajo en 3 regiones (Fig. 3): norte, centro y sur. Esto fue realizado para separar regiones con diferente variabilidad océano-atmósfera, y así facilitar el análisis de los forzantes de las OCMs.

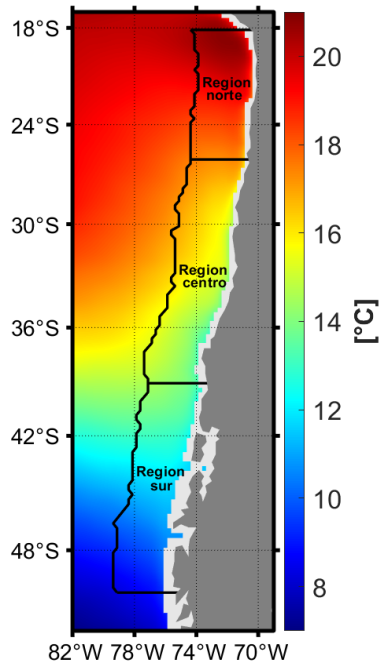


Figura 3: Representación de la zona de estudio. La zona se divide en la región del norte, centro y sur de Chile, las cuales se delimitan por la costa y un límite dispuesto a 4° hacia el oeste. En colores se puede observar el patrón de la temperatura potencial promedio de la capa de mezcla (en °C) para el período 1993-2018.

3.3. Cálculo de las climatologías

Las climatologías fueron calculadas a partir de los datos diarios usando los 26 años disponibles para obtener un cálculo lo suficientemente robusto. Se utilizó una ventana móvil de 11 días centrada en el día climatológico a estimar y con ella se promediaron todos los valores que coinciden con esta para obtener el resultado. Repitiendo así este cálculo para todos los días dentro de un año calendario, completando así la climatología.

3.4. Definición y caracterización de las Olas de Calor Marinas

En este estudio se definió una OCM utilizando la TCM ($TCM = h^{-1} \int_h^0 T dz$). Siguiendo la metodología propuesta por Hobday et al. (2016), cuando la TCM diaria en alguna región supera un valor umbral (definido para cada día y lugar) durante un periodo de al menos 5 días, se considera como una OCM. Los valores umbrales son obtenidos para cada punto geográfico en base a las series originales, utilizando una ventana de 11 días, pero en vez de calcular un valor climatológico promedio de esos datos, se calculó un valor extremo usando el percentil 90 (Fig. 4). Los valores umbrales fueron suavizados utilizando una media móvil de 31 días

[Hobday et al., 2016]. Con esta metodología se considera la existencia de una OCM sobre cada punto geográfico por separado y cuando sea necesario se puede examinar la extensión total afectada por OCMs dentro de una región, sumando el área de todos los puntos geográficos que cumplan con los criterios de OCM bajo un mismo periodo.

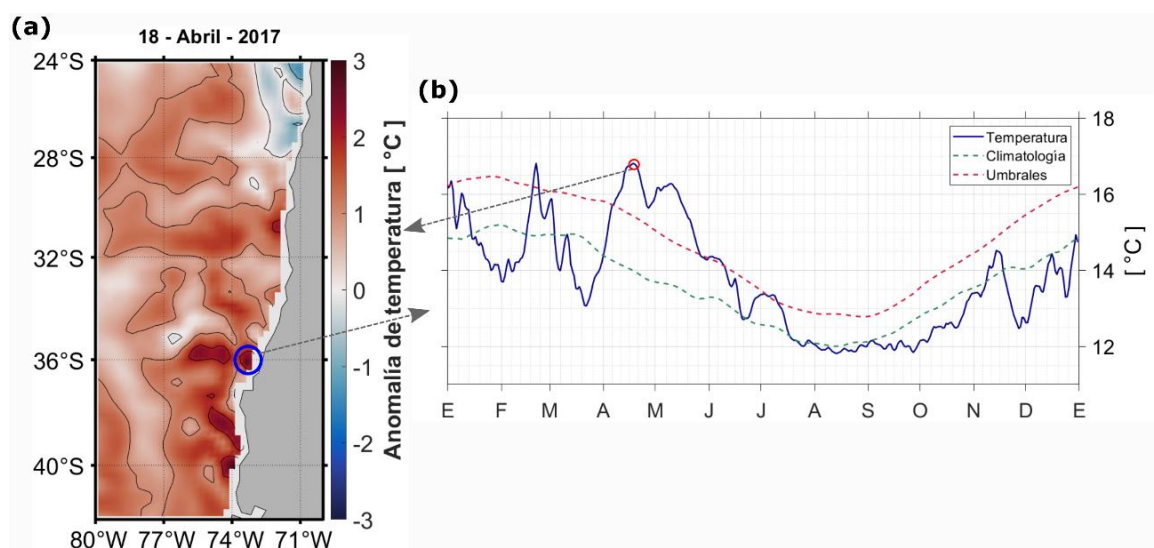


Figura 4: Definición esquemática de las OCMs. (a) Anomalías de temperatura de la capa de mezcla observadas en el día de máxima intensidad de la OCM de mediados del 2017 (día marcado con un círculo rojo en b). (b) Serie de temperatura diaria de la capa de mezcla (línea azul), climatología diaria (línea verde punteada) y umbrales diarios (línea roja punteada) observadas durante el transcurso de 2017 (zona marcada con un círculo azul en a). Cuando la serie de la temperatura supera los valores umbrales por 5 días o más se considera la presencia de una OCM.

Para caracterizar los eventos de OCM se utilizaron algunas de las métricas propuestas por Hobday et al. (2016), como la frecuencia, duración, intensidad promedio y máxima de los eventos. Para una mejor comprensión de la caracterización de las OCMs se mostrarán los resultados sobre “rangos típicos”, los cuales proporcionan información acerca de cómo es una OCM típica en la región de estudio, estos rangos se definen entre el percentil 25 y 75 de las respectivas métricas que se muestran en la sección de resultados y discusión.

Las métricas utilizadas para caracterizar a las OCMs se definen de la siguiente manera:

- Número de OCMs anuales: este es el promedio anual del número de eventos ocurridos durante el periodo de estudio (1993-2018), calculado para alguna región en particular.
- Punto de grilla (A_p): es un área de $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ centrada sobre algún punto de la superficie del mar dentro de la región de estudio. Un punto de grilla afectado por una OCM cumple la condición de que la temperatura en el punto debe indicar la presencia de una OCM.
- Duración de las OCMs (D_{ocm}): Es el periodo comprendido entre el primer día en que la TCM sobrepasa su valor umbral y el último día que se encuentra sobre este valor umbral. En el primer criterio que usamos para este cálculo, se evalúa la duración sobre cada punto de grilla individualmente. En el segundo criterio la duración se calcula sobre una región que puede comprender uno o más puntos de grilla según se requiera (con la condición de que al menos uno de los puntos debe estar sobre el valor umbral). Se debe considerar que D_{ocm} es la restricción mínima para marcar el periodo de una OCM y así poder utilizar esta métrica.
- Intensidad promedio de las OCMs: Se promedian las anomalías (en base a la climatología) de la TCM en la región afectada por alguna OCM y luego se promedian estos valores sobre el periodo que abarca la OCM.
- Intensidad máxima de las OCMs: Se calcula el máximo valor de las anomalías (en base a la climatología) de la TCM en la región afectada por alguna OCM y luego se promedian estos valores sobre el periodo que abarca la OCM.
- Área promedio de las OCMs (A_{ocm}): Se calcula siguiendo la ecuación (3), representando el promedio temporal de la suma del área de todos los puntos de grilla (A_p) afectados por una OCM dentro de una región de estudio sobre el periodo ($d_i \leq$

$d \leq d_f$) que dura una OCM, siendo el número total de puntos (i, j) igual a N y M respectivamente.

$$A_{ocm} = \frac{1}{D_{ocm}} \sum_{d=d_i}^{d_f} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M A_p(i, j) \quad (3)$$

3.5. Categorización de las Olas de Calor Marinas

Para categorizar las OCMs se usó el esquema sugerido en Hobday et al. (2018), el cual consiste en diferenciar los eventos de OCM en diferentes grados según su intensidad. Estos grados se obtienen a partir de la diferencia entre la TCM climatológica y el valor umbral diario (Fig. 5). Si la diferencia es superada una vez, la OCM será de grado 1 (moderada), lo cual sería la condición mínima para considerar al evento como una OCM, si la temperatura observada supera dos veces esta diferencia, la OCM es de grado 2 (fuerte) y así sucesivamente están los eventos de grado 3 (severos) y los eventos de grado 4 o superior (extremos).

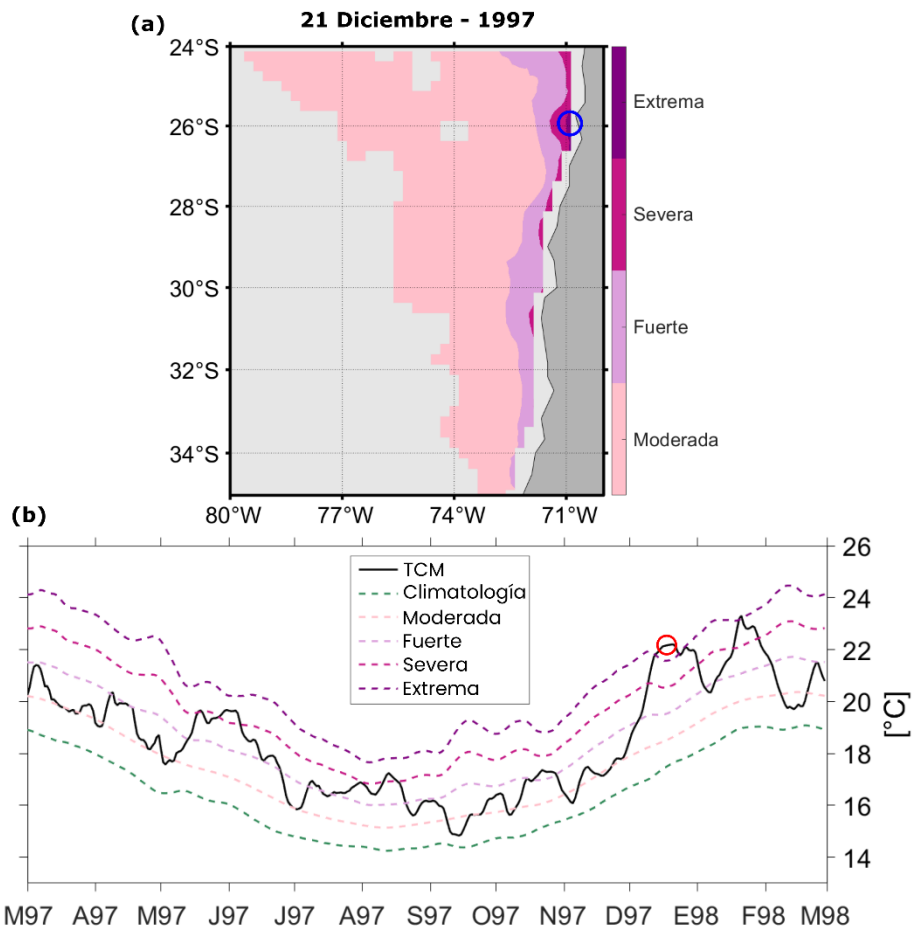


Figura 5: Definición esquemática de la categorización de las OCMs. (a) Zonas afectadas por las diferentes categorías del día de máxima intensidad de la OCM ocurrida durante finales de 1997 e inicios de 1998 (día marcado con un círculo rojo en b). (b) Serie de temperatura diaria de la capa de mezcla (línea negra), climatología diaria (línea verde punteada) y las diferentes categorías (líneas punteadas de tonos púrpuras) observadas durante el transcurso de 1997/1998 (zona marcada con un círculo azul en a).

3.6. Cálculo de la tendencia de la temperatura en la capa de mezcla

Las OCMs que fueron analizadas en este estudio están asociadas con eventos extremos de temperatura que tienen lugar en la capa de mezcla superficial y que inciden directamente en la TSM que registran los radiómetros montados en los diferentes satélites y en los perfiles de temperatura medidos por diferentes cruceros científicos o instrumentos autónomos como boyas Argo. Dado que los satélites no registran la temperatura bajo la superficie del océano y las mediciones in situ son de una frecuencia y cobertura demasiado irregular, se usaron los datos de temperatura del reanálisis GLORYS2V4 (más información en la sección de datos)

para el cálculo de la tendencia de la temperatura de la capa de mezcla. Los diferentes procesos asociados a la generación de OCMs pueden ser evaluados a partir de la ecuación de balance de calor (4) expresada en términos de la tendencia de la temperatura ($\partial T/\partial t$) en la capa superficial del mar. Siguiendo a Oliver et al. (2021), podemos escribir:

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = -\bar{\mathbf{u}} \cdot \nabla \bar{T} - \left(\frac{\bar{T} - T_{-h}}{h} \right) \left(\frac{\partial h}{\partial t} + \mathbf{u}_{-h} \cdot \nabla h + w_{-h} \right) + \frac{Q_{SW} + Q_{LW} + Q_{sens} + Q_{lat}}{\rho C_p h} + residual \quad (4)$$

donde T es la temperatura promedio de la capa de mezcla, t es tiempo, $\mathbf{u} = (u, v)$ es la velocidad horizontal obtenida directamente del reanálisis GLORYS2V4, w es la velocidad vertical calculada a partir del bombeo de Ekman usando los campos de vientos superficiales (5), adicionalmente en la zona costera w fue estimada sumando al bombeo de Ekman el efecto del transporte de Ekman (6). ∇ Es el operador nabla en el plano horizontal, Q son los flujos FCAM que intervienen en la capa de mezcla (radiación de onda corta, radiación de onda larga, flujo de calor latente y flujo de calor sensible), ρ es la densidad del agua de mar, C_p es el calor específico del agua de mar a presión constante, h es la profundidad de la capa de mezcla. La barra superior indica cantidades promediadas verticalmente en la capa de mezcla.

La velocidad vertical w se calculó utilizando la ecuación del bombeo de Ekman de la forma:

$$w = \nabla \times \frac{\boldsymbol{\tau}}{\rho f} \quad (5)$$

donde $\boldsymbol{\tau} = (\tau_x, \tau_y)$ es el campo del estrés del viento, ρ es la densidad del agua de mar ($\sim 1025 \text{ kg/m}^3$) y f es el parámetro de Coriolis.

Para el cálculo de (5) también se consideró el efecto del transporte de Ekman cerca de la costa de la forma:

$$w_{TE} = \frac{\tau_{||}}{fL} \quad (6)$$

donde w_{TE} es la velocidad vertical obtenida del transporte de Ekman y consideraremos que la velocidad vertical total para los 4 datos (de $1/4^\circ$ de resolución) más cercanos a la costa será

$w = w + w_{te}$, siendo $\tau_{||}$ es la componente paralela a la costa del estrés del viento y L el radio interno de deformación de Rossby.

El primer término de la izquierda en (4) representa la AC, el segundo término es el entrainment, el tercer término son los FCAM, y el último término es un residual asociado a la mezcla turbulenta. Dadas las escalas temporales típicas de las olas de calor se supuso que la mezcla turbulenta juega un papel secundario en comparación con los demás términos. Los términos de (4) fueron considerados individualmente como los posibles forzantes (*drivers*) que generan a las OCMs, dado que cada uno puede influir en aumentar o disminuir la temperatura de la capa de mezcla. Al ser diferentes las condiciones océano-atmósfera asociadas a la variabilidad de cada uno de estos términos, se pueden clasificar a las OCMs en diferentes tipos de acuerdo con el forzante dominante (e.g. Oliver et al., 2020). Es importante notar que generalmente más de un forzante estaría influyendo significativamente en la generación de una OCM, y aunque a veces, se podrá distinguir el dominante sin problemas, otras veces, esto no será posible y la OCM tendrá más de una naturaleza.

3.7. Estimación de la influencia de los forzantes

Una vez estimados los diferentes forzantes (i.e., las series de tiempo de 4 en los diferentes puntos de grilla), se estimaron las series de tiempo en los puntos afectados por OCMs en la región y que reflejan la contribución de cada forzante a la generación de alguna OCM. A estas series se les denomina *influencia de los forzantes* y se estiman de la siguiente forma:

Se aislaron los datos pertenecientes a cada forzante (siendo ψ_d los valores diarios de alguno de los forzantes) por separado que coincidían espacialmente con las OCMs (siendo x, y la coordenada zonal y meridional respectivamente de cada punto geográfico), luego se procedió a integrar todos estos datos espacialmente para cada día dentro del periodo de estudio, obteniendo así, unas series temporales que representan el aumento de temperatura por día sobre un área en específico (con las unidades $^{\circ}C km^2/día$).

La influencia de cada forzante se calculó de la siguiente manera:

$$\psi_d = \begin{cases} \psi_d(i, j), & \text{si el punto pertenece a una OCM} \\ 0, & \text{si el punto no pertenece a una OCM} \end{cases}$$

$$\Psi_d = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M \psi_d(i, j) \Delta x_i \Delta y_j$$

donde Ψ_d representa la influencia de cada forzante, N y M son el número total de puntos (i, j) dentro de una región de estudio y $\Delta x_i \Delta y_j$ es el área correspondiente a cada punto de grilla.

Además, se consideró que la influencia de cada forzante se puede separar en su contribución a calentar y enfriar, lo que ayuda a comprender de mejor manera la influencia total del forzante, estas contribuciones se calcularon de forma análoga a la series que representan la influencia, pero esta vez solo se consideraron los datos que están suministrando calor (Ψ_+ , contribución cálida) o los datos que están extrayendo calor (Ψ_- , contribución fría). La ventaja de realizar lo anterior es que una misma OCM puede tener dos naturalezas diferentes de acuerdo con la región que se analice de ella, y por esto, resulta que en una región un forzante puede estar generando mucho calor y en la otra extrayendo mucho calor, lo cual haría que la influencia total de este forzante tuviera una magnitud bastante pequeña (dado que corresponde a la suma de las contribuciones), no apreciándose la doble naturaleza de esta OCM, la cual sí estaría bien reflejada en las contribuciones cálidas y frías.

Las contribuciones cálidas (Ψ_+) se calculan de la siguiente manera:

$$\Psi_+ = \begin{cases} \Psi_d, & \text{si } \Psi_d > 0 \\ 0, & \text{si } \Psi_d < 0 \end{cases}$$

Las contribuciones frías (Ψ_-) se calculan de la siguiente manera:

$$\Psi_- = \begin{cases} \Psi_d, & \text{si } \Psi_d < 0 \\ 0, & \text{si } \Psi_d > 0 \end{cases}$$

3.8. Impacto de las OCMs

Similar a las series que nos representan la influencia de los forzantes en el tiempo, fue necesario obtener una serie que nos muestre el impacto de las OCMs en el tiempo (Imp), el cual fue calculado de la siguiente forma. Primero, se calculó la TCM (\bar{T}_d) para cada día del periodo de una OCM ($d_i \leq d \leq d_f$), realizando promedios verticales sobre cada punto geográfico (siendo x, y la coordenada zonal y meridional respectivamente de cada punto geográfico). Segundo, al igual que para la influencia de los forzantes se seleccionaron los datos (\bar{T}_d) que coinciden espacialmente con las OCMs en cada día dentro del periodo. Tercero se realizó un promedio espacial de estos datos ($\bar{T}p_d$), dado que se necesitaba abarcar la variabilidad espacial en un solo valor que será utilizado para estimar el impacto de las OCMs. Cuarto, finalmente se le multiplica a la temperatura promedio obtenida anteriormente ($\bar{T}p_d$) el área que abarca diariamente cada OCM (A_d). Resultando unas series temporales (en unidades de $^{\circ}C km^2$) que representan el impacto de las OCMs, dado que considera tanto su intensidad como extensión espacial.

El impacto de las OCMs se calcula de la siguiente manera:

Primer paso:
$$\bar{T}_d(i, j) = h^{-1} \int_h^0 T(i, j, k) dz_k$$

Segundo paso:
$$\bar{T}_d(i, j) = \begin{cases} \bar{T}_d(i, j), & \text{si el punto pertenece a una OCM} \\ 0, & \text{si el punto no pertenece a una OCM} \end{cases}$$

Tercer paso:
$$\bar{T}p_d = \frac{1}{NM} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M \bar{T}_d(i, j)$$

Cuarto paso:
$$Imp = A_d * \bar{T}p_d$$

3.9. Características de los diferentes tipos de OCM

Una vez obtenidos las series que nos muestran la influencia de los forzantes en el tiempo (Ψ_d), podemos analizar la magnitud de estos para determinar el o los forzantes significativos para una OCM, por ende, debemos definir un criterio que nos permita determinar cuándo un forzante influye significativamente sobre una OCM. Este criterio consiste en evaluar cuando la influencia de los forzantes supera un límite representado por una desviación estándar, la que es calculada utilizando una ventana móvil de 365 días centrada en el día para el cual se obtiene el límite. Dado que no queremos algún sesgo provocado por alguna estación del año en particular, se extrajo previamente la climatología (ciclo anual) de las series de la influencia de los forzantes (calculando la climatología con la metodología explicada en la sección 2.2). Una vez establecido el límite que define cuando la influencia es elevada, se procede buscando el patrón promedio de las características océano-atmósfera asociadas a estos periodos (cuando cada serie supera su límite), este promedio se realizó con los campos de datos obtenidos de los términos de la ecuación de la tendencia (4), además de utilizar las variables de corrientes oceanográficas, radiación neta de onda corta y larga, flujos de calor latente y sensible, y PCM. Es importante destacar que los patrones promedios obtenidos de los campos de datos mencionados anteriormente serán los que caracterizan cada tipo de OCM.

3.10. Estimación del forzante dominante de las OCMs

La estimación del tipo de forzamiento que domina en la generación de cada una de las OCMs, se realizó mediante un esquema que compara el valor del percentil 75 de las series que representan la influencia de los forzantes con el valor del percentil 50 de una serie de control. Esta serie de control fue obtenida calculando la tendencia de la temperatura de la capa de mezcla ($d\bar{T}/dt$) con el campo de temperatura de GLORYS. El resultado de esto puede ser considerado como el forzante de total de las OCMs (aunque sin entregar ninguna información acerca de la dinámica del forzamiento), por ende, se puede obtener una serie de la influencia de este forzante análogamente al cálculo realizado para los datos obtenidos de la ecuación (4). De esta manera, si el percentil 75 de las series que representan la influencia de los términos de (4) supera al percentil 50 de la serie de control se consideró que el forzante jugaba un rol

significativo en la generación de la OCM, luego si tanto los FCAM como la AC juegan un rol significativo, se analiza cuál es el forzante dominante calculando el percentil 50 de ambas series y analizando si alguno de estos valores sobrepasa el percentil 75 de la otra serie. Si sucede esto se considerará como dominante al forzante cuyos valores de su serie de influencia superen en un 25% a la serie de influencia del otro forzante, de lo contrario se considerará que el forzamiento es combinado entre ambos (FCAN y AC). El significado de que un forzante juegue un rol significativo en la generación de una OCM, es que este forzante representa en gran medida el calor necesario para generar esta OCM, mientras que, si un forzante no es significativo durante el periodo de una OCM, esto podría significar que el forzante no juega ningún papel en la generación de esta OCM, que tiene un rol secundario en la generación de esta OCM o que varios forzantes de relativamente débil magnitud se reparten el protagonismo en la generación de esta OCM.

El cálculo de sí un forzante es significativo para generar una OCM se realizó de la siguiente forma:

durante una OCM si: $P_{75}(\psi_d) > P_{50}\left(\frac{dT}{dt}\right)$, el forzante es significativo

donde $d\bar{T}/dt$ es calculado con los datos de temperatura obtenidos directamente del reanálisis utilizando como dt un periodo de un día, ψ_d son los datos diarios de algún forzante, P_{50} y P_{75} son el percentil 50 y 75 de las series sobre el periodo de una OCM.

El cálculo de cuando un forzante es dominante sobre otro se realiza de la siguiente manera:

durante una OCM si $\left\{ \begin{array}{l} P_{50}(\psi_{ac}) > P_{75}(\psi_{fcam}), \text{ la AC es dominante} \\ P_{50}(\psi_{fcam}) > P_{75}(\psi_{ac}), \text{ los FCAM son dominantes} \\ P_{50}(\psi_{ac}) < P_{75}(\psi_{fcam}) \wedge P_{50}(\psi_{fcam}) < P_{75}(\psi_{ac}), \text{ Ninguno domina} \end{array} \right.$

donde ψ_{ac} son los datos diarios del forzante asociado a la AC, ψ_{fcam} son los datos diarios del forzante asociado a los FCAM, y P_{50} y P_{25} es el percentil 50 y 25 de las series sobre el periodo de una OCM.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. Análisis y comparación de las características generales de las OCM

En esta sección se analizan las OCMs de las regiones norte (18 – 26°S) y sur (39 – 50°S) de Chile, comparándose entre ellas y con la zona central discutida en el manuscrito agregado al final de esta tesis. Las figuras del manuscrito publicado son referenciadas a continuación como Fig. P#, donde # es el número de la figura.

Los rangos de las características de las OCMs frente al norte, centro y sur son bastante similares en magnitud (Tabla 1), aunque podemos observar una gran variabilidad en los patrones espaciales (Fig. 6; Fig. P.1), la cual aumenta dependiendo de la región analizada. Estos patrones muestran que las mayores *frecuencias* de OCMs se presentan en la región del centro (Fig. P1A), con máximos (3 eventos por año) cercanos a la costa y en la zona más oceánica al sur de 35°S, seguida por la región del norte (Fig. 6a) con algunas zonas de mayor *frecuencia* de OCMs (2 eventos por año) cercanas a la costa y luego la región del sur (Fig. 6e) cuyas zonas de mayor *frecuencia* de OCMs (2 eventos por año) también se encuentran cercanas a la costa, principalmente al norte de 44°S. Inversamente a lo observado con la *frecuencia*, la región con las mayores *duraciones* (obtenidas con el criterio 1 detallado en la sección 2.4) es la del sur (Fig. 6f) con máximos (~20 días) en toda la región más oceánica aumentando hacia el suroeste, seguida por la región del norte (Fig. 6b) cuyas máximas *duraciones* (~20 días) se observan en la zona más oceánica hacia el noreste y luego la región del centro (Fig. P1B) presenta las mayores *duraciones* (~20 días) cercanas a los 32°S y bajo los 36°S.

Tabla 1: rangos típicos de las principales características de las OCMs frente al norte, centro y sur de Chile. Los cuales corresponden a los valores del percentil 25 y 75 de las distintas características de las OCMs.

| Rango promedio | Región del norte | Región del centro | Región del sur |
|---------------------|-------------------|-------------------|-----------------|
| Frecuencia anual | 1,4 – 1,9 eventos | 1,5 – 2 eventos | 1 – 1,7 eventos |
| Duración | 17 – 21 días | 16 – 20 días | 17 – 23 días |
| Intensidad promedio | 1,1 – 1,2 °C | 1,1 – 1,2 °C | 1,0 – 1,1 °C |
| Intensidad máxima | 1,5 – 1,6 °C | 1,5 – 1,7 °C | 1,4 – 1,6 °C |

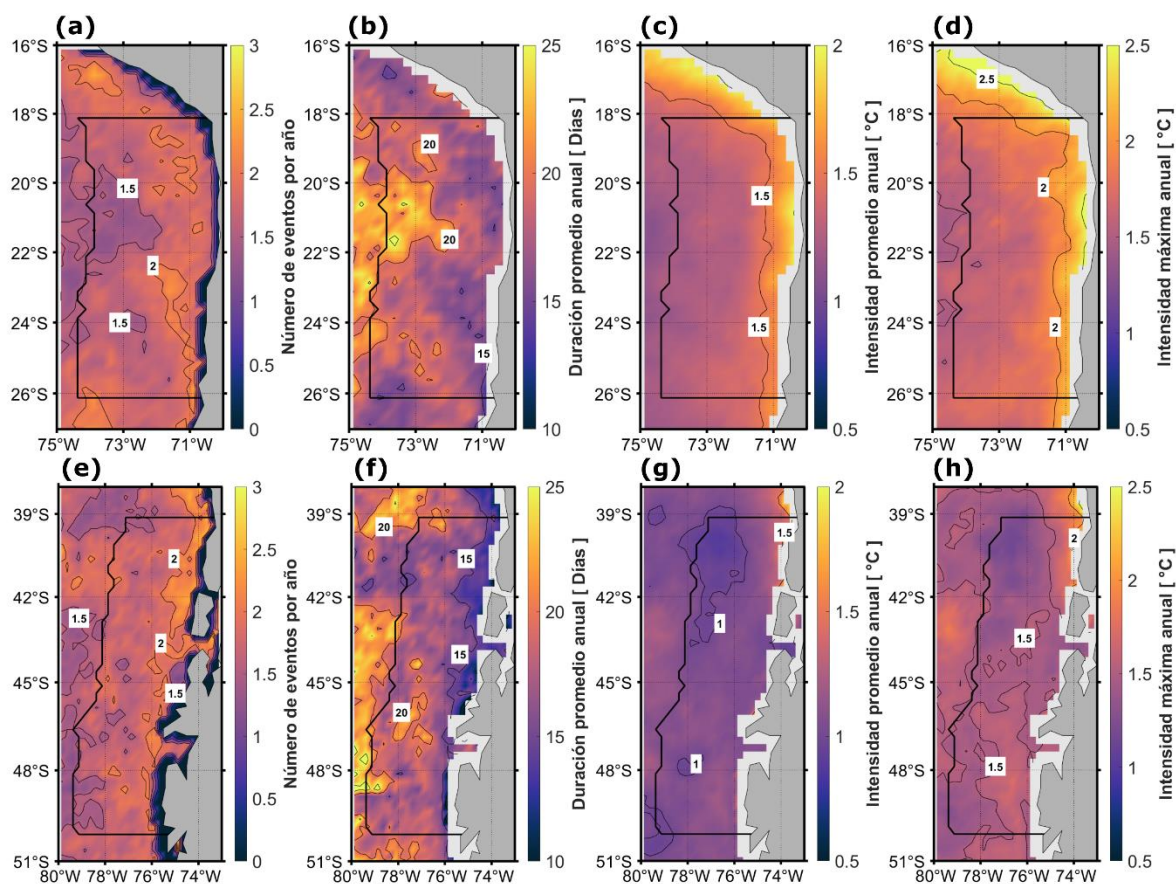


Figura 6: Promedios anuales de las características principales de las OCM. (a – d) región norte y (e – h) región sur. (a, e) cantidad promedio de OCM que se generan en un año, (b, f) duración promedio de las OCM que se generan en un año, (c, g) intensidad promedio de las OCM que se generan en un año, (d, h) intensidad máxima de las OCM que se generan en un año. La zona de estudio es la región delimitada por el contorno azul, la cual comprende desde la línea de costa hasta 4° de longitud hacia el oeste.

La *intensidad* de las OCM se estimó como el valor promedio y máximo de las anomalías de TCM durante todas las OCMs ocurridas en un año. Generalmente las *intensidades* son bastante homogéneas y con poca variabilidad, notando que las mayores *intensidades* se encuentran en la región del norte (Fig. 6c-d) cuyos máximos aumentan significativamente hacia la costa, con valores $>1.5^{\circ}\text{C}$ en las *intensidades promedio* (Fig. 6c) y $>2^{\circ}\text{C}$ en las *intensidades máximas* (Fig. 6d), esto es similar a lo observado en la región del centro aunque en una banda más pequeña cercana a la costa (Fig. p1c-d), notando que aquí las *intensidades* generalmente son inferiores. Distinto es lo que ocurre en la región del sur, donde la *intensidad* oscila en un rango inferior cuyos valores prácticamente son $<1.5^{\circ}\text{C}$ para las *intensidades*

Entre enero de 1993 y diciembre de 2018 frente a las costas del norte de Chile, hubo 1 OCM extrema, 2 severas, 37 fuertes y 112 moderadas (Fig. 7a), eventos que mostraron un rango de duraciones (utilizando el criterio 2 detallado en la sección 2.4) que osciló entre 9 – 32 días. Análogamente, en región del sur se presentaron 3 OCMs extremas, 4 severas, 30 fuertes y 110 moderadas (Fig. 7b), cuyo rango de duraciones fue entre 8 – 32 días. Las duraciones calculadas con el criterio 2, fueron consideradas más adecuadas para la caracterización de las OCMs, ya que considera que los periodos de OCM actúan sobre un área y no sobre cada punto de grilla individualmente, siendo natural atribuir un área de impacto a las OCMs, la cual debería ser considerada en el cálculo de las características de estos eventos como se realizó en las figuras 7a-b. Nuestras regiones de estudio (frente al norte, centro y sur de Chile) están delimitadas con la finalidad de encontrar distintos regímenes de forzamiento de OCM a lo largo de Chile, en una zona que abarca gran parte del territorio marítimo de Chile ($\sim 400\text{ km}$ desde la línea de costa). De esta manera, se buscó dividir el periodo y las regiones afectadas por una OCM según el tipo de forzamiento que este dominando en algún determinado instante o lugar. Notamos que el rango promedio de las *áreas* que abarcaron las OCMs para la región del norte fue de $2700 - 36000\text{ km}^2$ (fig. 7a) y para la región del sur de $2000 - 31000\text{ km}^2$ (fig. 7b).

4.1.1. Categorización de las OCMs

La *intensidad máxima* de las OCMs (definida en la sección 2.4) no necesariamente es mayor entre más grande sea la categoría del evento, ya que dependiendo de la zona que afecte el área de las OCMs se necesitara una anomalía más grande o no para superar alguna categoría, esto sucede porque los valores de los umbrales y la climatología (y la distancia entre ellos) cambia dependiendo de la ubicación de los puntos de grilla que se están considerando. Las categorías de las OCMs tienen una buena correlación con sus demás características (*duración, intensidad máxima y área*), siendo esta correlación de 0,72, 0,78 y 0,75 para la región del norte, centro y sur respectivamente (Tabla 2). Al igual que en el capítulo anterior, en las zonas del norte y sur observamos algunas OCMs que podrían estar mal categorizadas por el esquema, como la OCM severa de 49 días ocurrida en la región del norte (Fig. 7a; etiquetada 2002), cuya *duración* es relativamente inferior comparada a la mayoría de OCMs de su misma categoría y a varias de categoría inferior, también está la OCM fuerte de 256 días y $1,24 \times 10^5 \text{ km}^2$ ocurrida en la región del sur (Fig. 7b; etiquetada 2016/17), cuya *duración* fue superior a todas las OCMs de su misma categoría (fuerte) y a prácticamente todas de las categorías superiores (severas y extremas) y su *área* fue superior a todas las de su misma categoría (fuerte) y a gran parte de las de categoría severa, entre otros ejemplos.

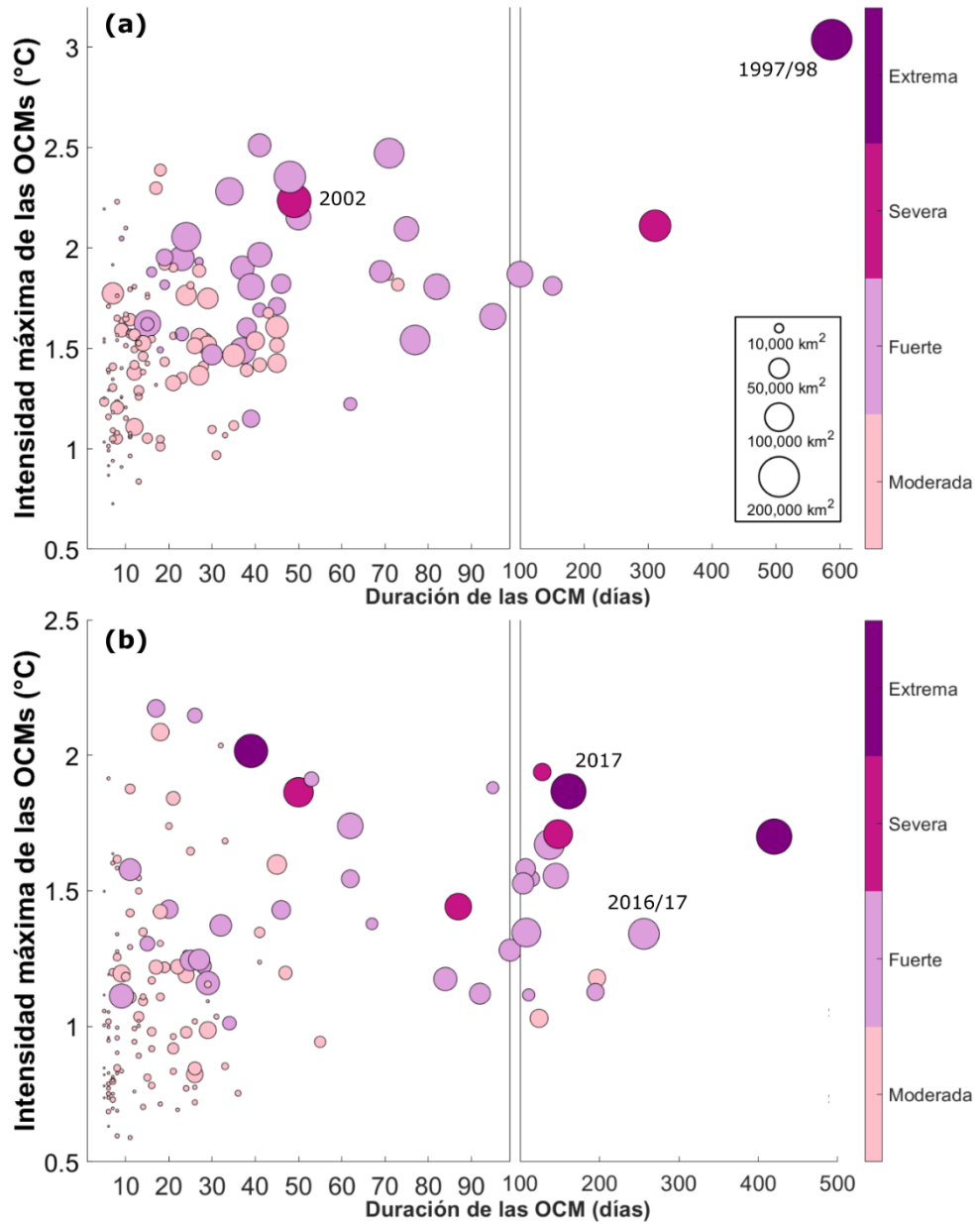


Figura 7: Características principales de las OCM que se han presentado en **la zona (a) norte y (b) sur** de Chile. Los eventos individuales de olas de calor están representados por círculos y se distribuyen según su duración (eje horizontal) e intensidad máxima (eje vertical), el tamaño de los círculos representa el área afectada por cada uno de los eventos (siguiendo la escala mostrada en la esquina inferior derecha) y su color representa la categoría de estos (siguiendo la paleta de colores a la derecha).

Tabla 2: Correlaciones entre las categorías de las OCMs y las demás características de estos eventos.

| Correlación de las características | Región del norte | Región del centro | Región del sur |
|---|-------------------------|--------------------------|-----------------------|
| Categoría – Duración | 0,64 | 0,73 | 0,66 |
| Categoría – Intensidad máxima (durante la mayor categoría) | 0,74 | 0,77 | 0,71 |
| Categoría – Área | 0,79 | 0,85 | 0,89 |

Todas las correlaciones son significativamente diferentes de cero al 99%

4.2. Mecanismos asociados a la formación de OCMs frente al norte y sur de Chile

Para estudiar los procesos involucrados en la formación y evolución de las OCMs frente al norte y sur de Chile, se procedió de forma similar a lo realizado en la sección 3.1., eliminando el ciclo estacional de las series asociadas a cada forzante descrito en (4) (Fig. 8a-c y Fig. 9a-c, curvas negras). Analizando estos ciclos estacionales, se observa que en la región del norte el término relacionado con los FCAM domina en el balance de calor (4) (Fig. 8a) durante la primavera y el verano con valores superiores a $1^{\circ}\text{C km}^2/\text{día}$ (Septiembre – Febrero), y el término relacionado con la AC (Fig. 8b) usualmente domina durante el invierno y finales del otoño austral (Mayo – Agosto). Mientras que en la región del sur el término relacionado con los FCAM generalmente domina en el balance de calor (4) (Fig. 9a) durante la primavera e inicios del verano austral (Septiembre – Enero), y el término relacionado con la AC (Fig. 9b) usualmente domina durante otoño, invierno y parte del verano austral (Febrero – Agosto).

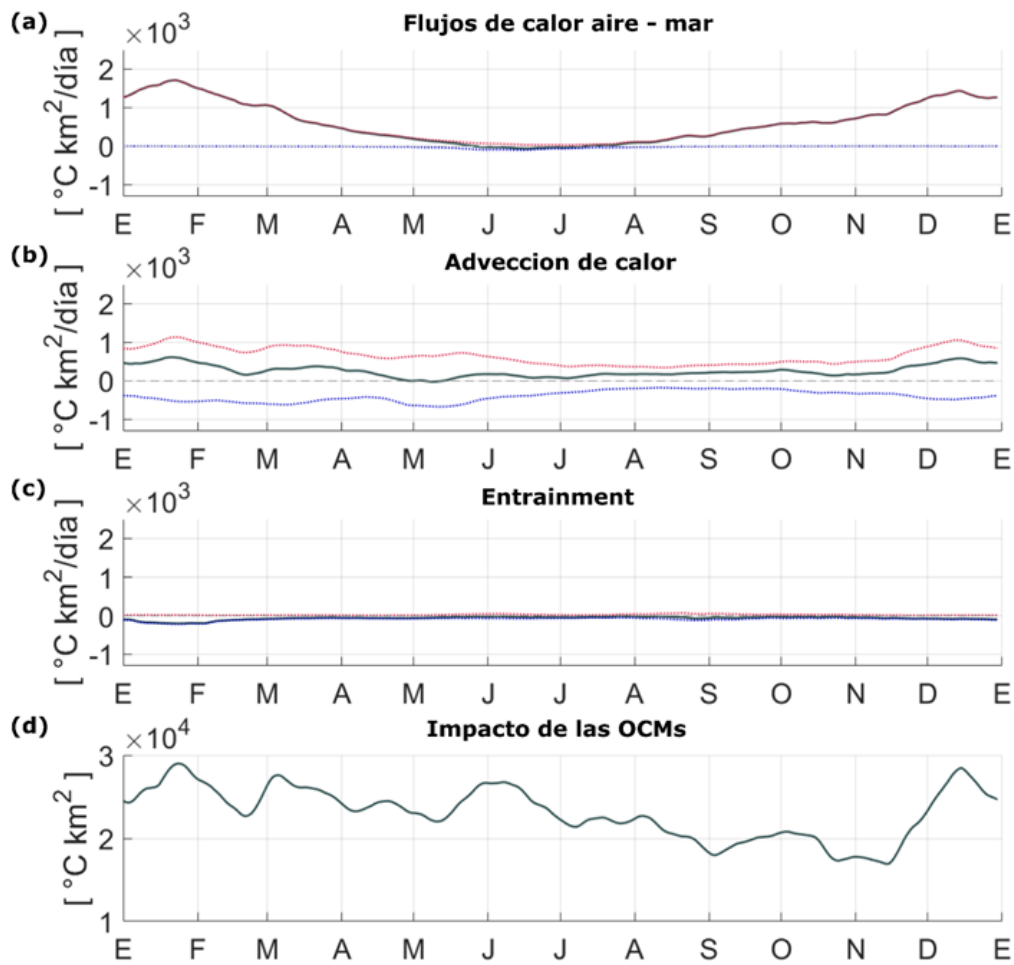


Figura 8: Ciclo anual de los términos asociados a los forzantes e impacto de las OCMs en la **zona norte de Chile**, integrados sobre la extensión espacial de las OCMs en cada instante de tiempo. Los ciclos anuales se obtuvieron de los 26 años disponibles, los cuales nos permiten evaluar cómo varía la influencia de los forzantes de acuerdo con la estación del año. (a) término asociado a los flujos de calor aire – mar, (b) término asociado a la advección de calor, (c) término asociado al entrainment y (d) serie que representa el impacto de las OCMs. Observando que en las líneas negras se encuentra la influencia total de cada forzante, en líneas punteadas rojas está la contribución al calentamiento y en líneas punteadas azules la contribución al enfriamiento de cada uno de los términos.

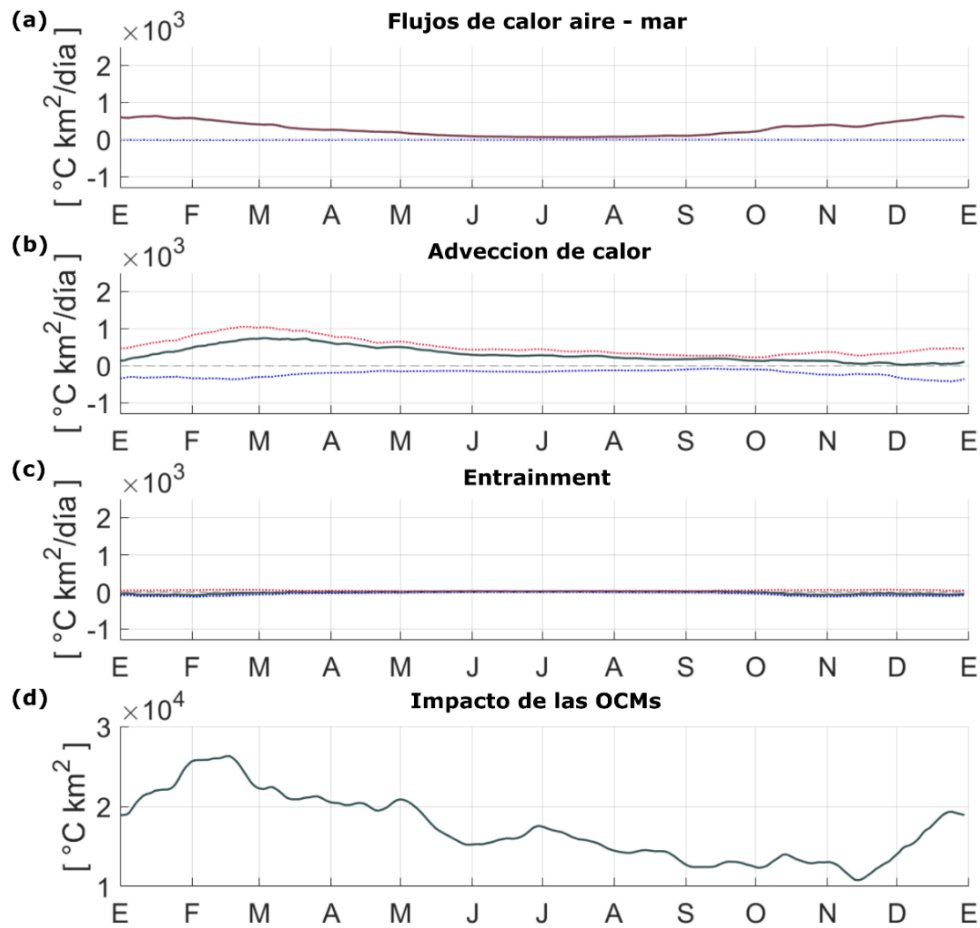


Figura 9: Ciclo anual de los términos asociados a los forzantes e impacto de las OCMs en la **zona sur de Chile**, integrados sobre la extensión espacial de las OCMs en cada instante de tiempo. Los ciclos anuales se obtuvieron de los 26 años disponibles, los cuales nos permiten evaluar cómo varía la influencia de los forzantes de acuerdo con la estación del año. **(a)** Término asociado a los flujos de calor aire – mar, **(b)** término asociado a la advección de calor, **(c)** término asociado al entrainment y **(d)** serie que representa el impacto de las OCMs. Observando que en las líneas negras se encuentra la influencia total de cada forzante, en líneas punteadas rojas está la contribución al calentamiento y en líneas punteadas azules la contribución al enfriamiento de cada uno de los términos.

Durante la evolución de las OCMs en las regiones del norte y sur al igual que en la del centro, el término relacionado con el entrainment es el más débil o prácticamente nulo (Fig. 8c y Fig. 9c) en comparación con los otros términos, resaltando así la importancia relativa de la AC y los FCAM en el balance de calor de la capa de mezcla. El impacto de las OCMs muestra que las OCMs tienen una mayor relevancia desde fines de la primavera hasta fines del verano

austral y una menor relevancia de julio a noviembre para las regiones norte y sur (Fig. 8d y Fig. 9d), al igual que para la región central (Fig. p3d). El impacto de las OCMs en la región del centro tiene en general una magnitud mayor que en las otras regiones, y el índice de la región del sur es en general, el que tiene la magnitud menor, sobre todo en el periodo de menor relevancia de las OCMs. Las contribuciones positivas (líneas rojas) y negativas (líneas azules) de cada uno de los términos de (4) para la región del centro (Fig. P3a-c) son similares a lo que se observa en las regiones del norte (Fig. 8a-c) y sur (Fig. 9a-c), recordando que una contribución positiva (negativa) del forzante se calcula usando solo los valores favorables al calentamiento (enfriamiento) del forzante al integrar su influencia sobre el área afectada por una OCM. Notamos que el término asociado a los FCAM solo contribuye a generar calor y no a perderlo durante las OCMs, el término relacionado con la AC contribuye a generar y a perder calor, aunque considerablemente más a generarlo, y el término asociado con el entrainment prácticamente no tiene una contribución directa sobre los periodos de OCMs, comparando su magnitud con la AC y FCAM.

Las series que representan la influencia de cada forzante en el tiempo, muestran una cantidad de días que superan el criterio (una desviación estándar móvil) dentro de las 3 regiones de estudio. Al utilizar una ventana móvil de 365 en el cálculo de la desviación estándar, es normal tener periodos que superen el criterio todos los años, observando que estos instantes corresponden a la máxima influencia del forzante por año. Considerando que estamos analizando la variabilidad de la influencia de los forzantes (hablamos de variabilidad dado que la climatología fue extraída previamente), notamos que generalmente la influencia de la AC es mayor a la influencia de los FCAM, con una diferencia más pronunciada para la región del norte (Fig. 10a-b) y sur (Fig. 10c-d) que para la región del centro (Fig. p4) (donde la variabilidad de los dos forzantes es bastante similar). Contrario a lo observado en el ciclo estacional de las series (Fig. 8 y Fig. 9) en los que mayoritariamente los FCAM superan en magnitud a la AC en todas las regiones, las anomalías de la AC tienen una magnitud promedio de casi el doble que los FCAM en la región del norte y centro o es prácticamente igual en la región del sur. Por otra parte, la AC fue superior a los FCAM en la cantidad de días que

cumplieron con el criterio en $\sim 40\%$, siendo otra razón para considerar que la variabilidad de los flujos advectivos es mayor a la de los FCAM (posterior a la extracción del ciclo anual).

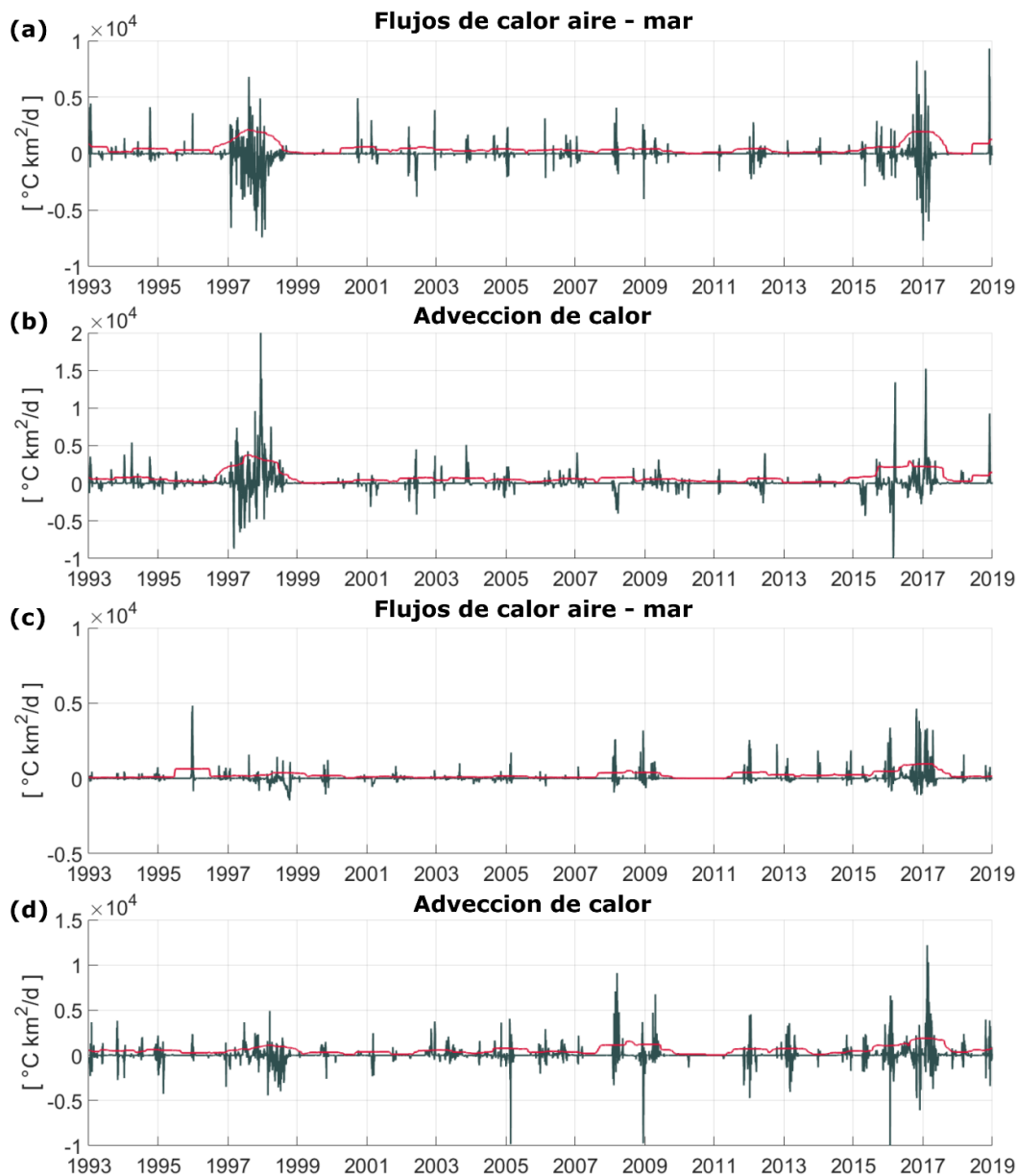


Figura 10: Series que muestran las anomalías (con respecto a su climatología) de la influencia de los forzantes de las OCMs para la región del (a, b) norte y (c, d) sur de Chile. (a, c) Término asociado a los flujos de calor aire – mar y (b, d) término asociado a la advección de calor. La línea roja en cada serie representa el valor de una desviación estándar calculada utilizando una ventana móvil de 365 días. Se seleccionarán los días que superen este valor para calcular las características del mecanismo de calentamiento asociado a cada forzante.

El patrón espacial de calentamiento que generan los FCAM para la región del norte (Fig. 11a), presenta magnitudes positivas y relativamente similares en toda la región, con una débil componente cercana a la costa que se extiende hacia el norte, observándose máximos de calentamiento en una región oceánica centrada en 73°W , disminuyendo su intensidad hacia el oeste. Asociado a este calentamiento se observa una disminución de la PCM que aumenta hacia el oeste (Fig. 11b), lo cual permite un aumento más eficiente de la temperatura en la capa de mezcla sobre esta zona. El calentamiento proporcionado por los FCAM se origina principalmente por una gran disminución de la evaporación fuera de la costa, y disminuyendo aún más hacia la región oceánica (Fig. 11c), paralelamente se presenta una considerable disminución de la pérdida de radiación térmica hacia la atmósfera en toda la región (Fig. 11d) (siendo más pronunciado entre 22 y 24°S) y un débil aumento de la transferencia de calor por conducción desde la atmósfera hacia el océano (aumentando levemente hacia la costa) (Fig. 11f). Contrario a lo esperado para los periodos donde los FCAM estarían generando el mayor calentamiento, en estos días se observa una considerable disminución de la radiación solar hacia el océano en toda la región, todo esto indicaría que las OCMs se estarían generando en días parcial o completamente nublados.

El patrón espacial de calentamiento que generan los FCAM para la región sur (Fig. 12a), presenta una fuerte componente cercana a la costa en el extremo norte de la región, la cual se aleja rápidamente de la costa hacia el suroeste y termina saliendo de la región al sur de 45°S , en el resto de la región se aprecia una débil señal de calentamiento, de magnitud poco variable dentro de los límites observados en la Figura 12. La PCM se reduce hacia la zona más oceánica frente al sur de Chile (Fig. 12b), efecto que se hace más relevante hacia el centro de la región. Considerando que los FCAM aumentan la TCM de forma más eficiente donde la PCM es menor, el patrón de la PCM (Fig. 12b) refuerza el calentamiento proporcionado por los FCAM aunque la magnitud de estos flujos no sea muy elevada (Fig. 12a). Frente al sur de Chile, en los periodos donde los FCAM son más intensos, se aprecia una contribución positiva de la radiación solar incidente en la esquina noroeste de la región (Fig. 12c), en la banda más oceánica de la región al norte de 45°S . Lo anterior ocurre en la misma banda donde los FCAM presentan la mayor magnitud (Fig. 12a). Paralelamente se observa una disminución de las

pérdidas de calor del océano hacia la atmósfera, dominada por una fuerte reducción de la evaporación (Fig. 12e), la cual presenta las mayores anomalías cerca de la costa entre 42°S y 48°S. Asimismo, notamos una débil y variable transferencia de calor por conducción entre la atmósfera y el océano (Fig. 12f) y un débil aumento de la radiación térmica hacia el océano (Fig. 12d) solo en la banda más oceánica de la región.

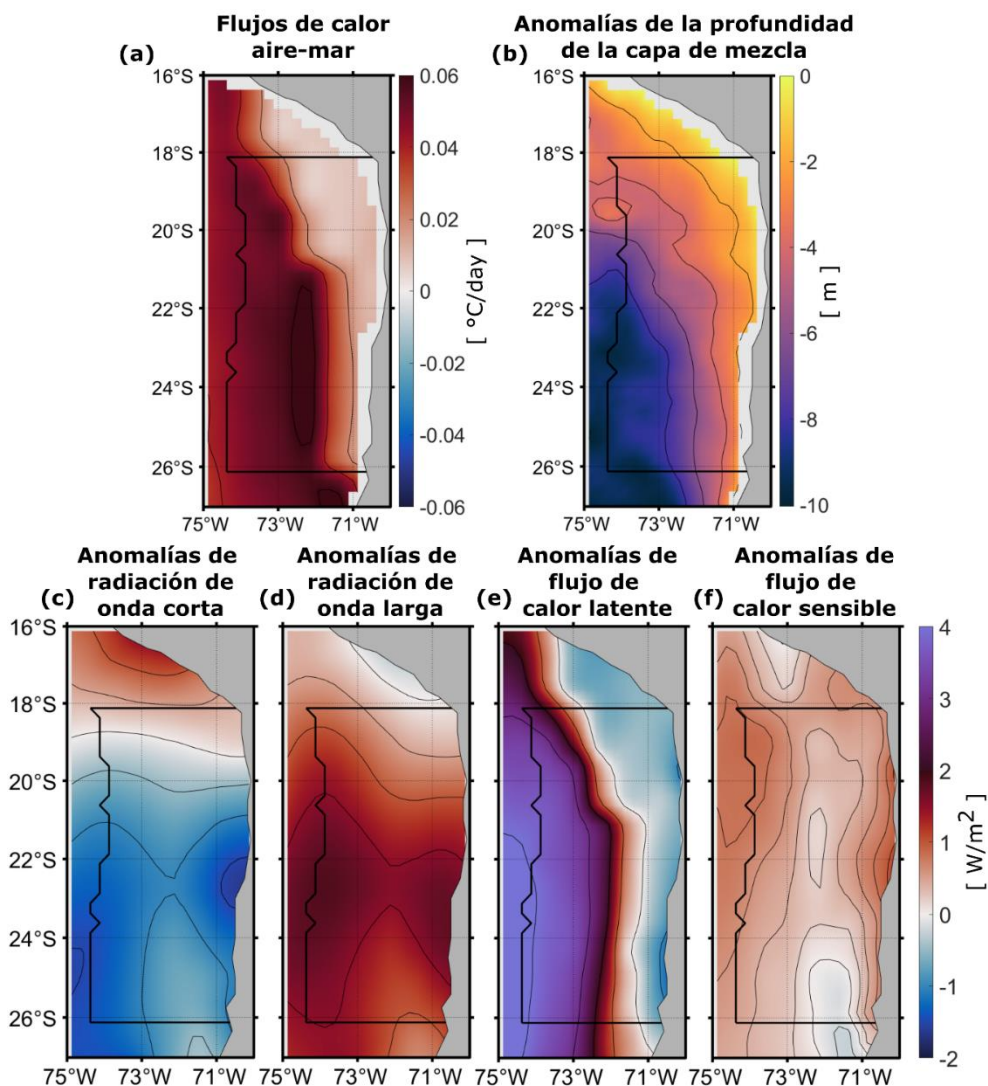


Figura 11: Características del calentamiento relacionado al término de los flujos de calor aire-mar en la región del norte de Chile. (a) Magnitud promedio del calentamiento generado por los flujos de calor aire-mar durante los días seleccionados en la fig. 5a (sobre la línea roja), (b) promedio de las anomalías de la profundidad de la capa de mezcla de todos los días seleccionados, (c) promedio de las anomalías de radiación de onda corta de todos los días seleccionados, (d) promedio de las anomalías de radiación de onda larga de todos los días seleccionados, (e) promedio de las anomalías del flujo de calor latente de todos los días seleccionados, (f) promedio de las anomalías del flujo de calor sensible de todos los días seleccionados.

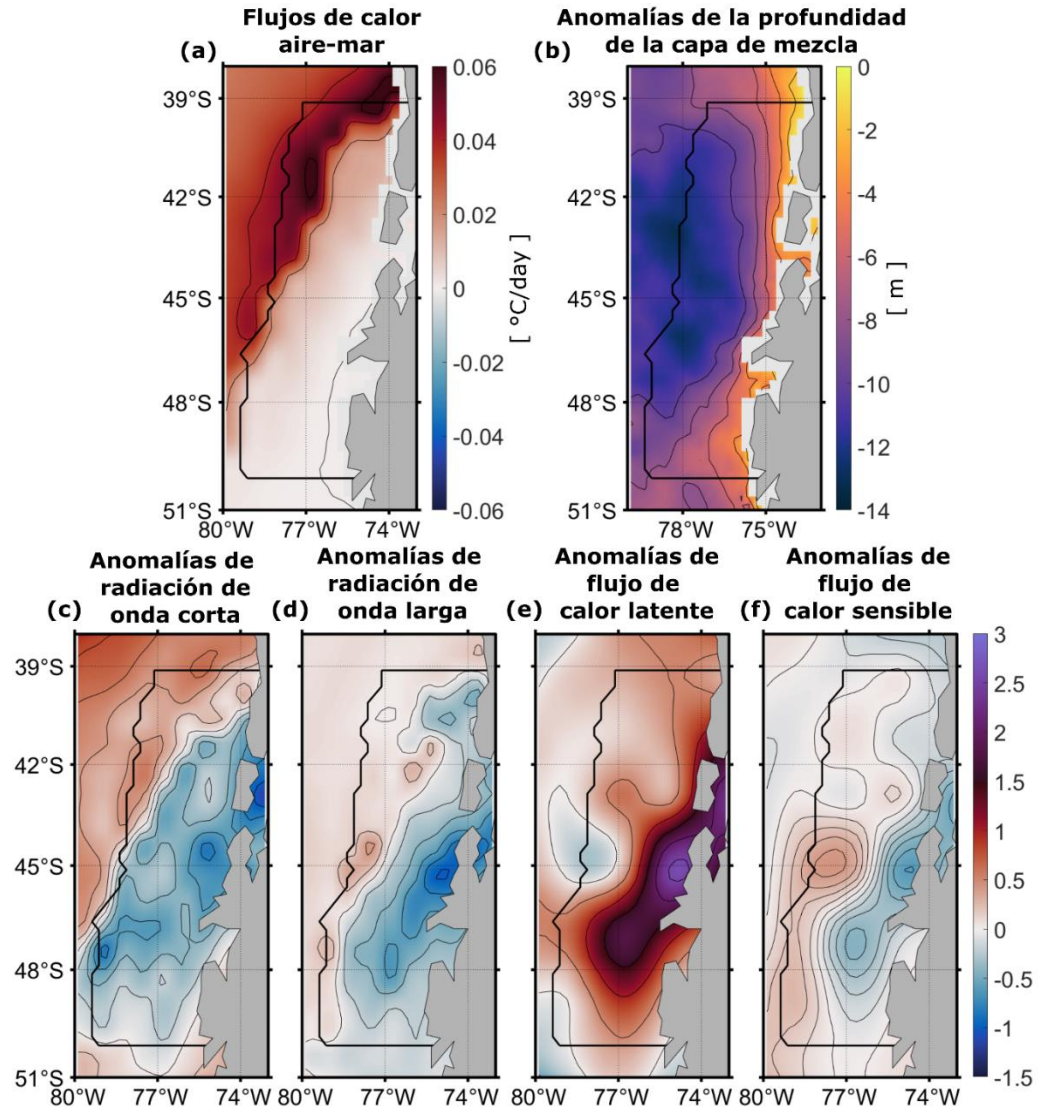


Figura 12: Características del calentamiento relacionado al término de los flujos de calor aire-mar en la región del sur de Chile. (a) Magnitud promedio del calentamiento generado por los flujos de calor aire-mar durante los días seleccionados en la fig. 5a (sobre la línea roja), (b) promedio de las anomalías de la profundidad de la capa de mezcla de todos los días seleccionados, (c) promedio de las anomalías de radiación de onda corta de todos los días seleccionados, (d) promedio de las anomalías de radiación de onda larga de todos los días seleccionados, (e) promedio de las anomalías del flujo de calor latente de todos los días seleccionados, (f) promedio de las anomalías del flujo de calor sensible de todos los días seleccionados.

El patrón espacial de calentamiento que genera la AC para la región norte (Fig. 13a), tiene una mayor magnitud en una delgada banda costera al sur de 19°S , notando que en esta misma franja, pero al norte de 19°S , se observa que la advección tiende a enfriar, mientras que fuera de esta banda costera se aprecia un calentamiento menos intenso y de magnitud similar

entre los límites de la región. Consistentemente con lo anterior, el patrón de las anomalías de las corrientes superficiales muestra una intensa componente hacia el norte en una delgada franja costera y anomalías menos intensas hacia el sur en el resto de la región (Fig. 13b), esto indicaría que la AC es principalmente a lo largo de la costa en esta región. Al examinar el patrón del gradiente de temperatura que típicamente se presenta frente al norte de Chile (Fig. 13c), notamos que principalmente se orienta de forma meridional con una dirección hacia el norte, en sentido opuesto a las anomalías de las corrientes fuera de la banda costera (Fig. 13b). Por otro lado, en la delgada banda costera donde la AC presenta la mayor magnitud, se observa un gradiente de temperatura zonal hacia afuera de la costa (Fig. 13c) que, junto con anomalías de la corriente hacia la costa, podría sustentar una AC en esta misma dirección.

El patrón espacial de calentamiento que genera la AC para la región del sur (Fig. 13d) aumenta su magnitud significativamente al este de 77°W siendo más intenso en la zona cercana a la costa, en una banda costera más grande que para la región norte. Mientras que al oeste de 77°W la magnitud de la AC decrece considerablemente, presentando una contribución al calentamiento más reducido en estas zonas. Las anomalías de las corrientes superficiales son mayoritariamente hacia la costa al norte de 42° (Fig. 13e), disminuyendo en intensidad en la zona cercana a esta latitud y volviendo a aumentar al sur de 44°S con una fuerte componente hacia el suroeste en toda la región bajo esta latitud. Nótese que al norte de 45°S se aprecia un gradiente de temperatura hacia el sureste (Fig. 13f), teniendo una componente zonal que se ajustaría con las anomalías de las corrientes para producir un calentamiento más intenso en la zona costera, tal como se aprecia en el patrón de la AC (Fig. 13d). Por otro lado, al sur de 45°S el gradiente de temperatura es hacia el noreste (Fig. 13f) en un rango menor de temperatura, estando en la misma dirección que las fuertes anomalías de corrientes allí presentes (Fig. 13e).

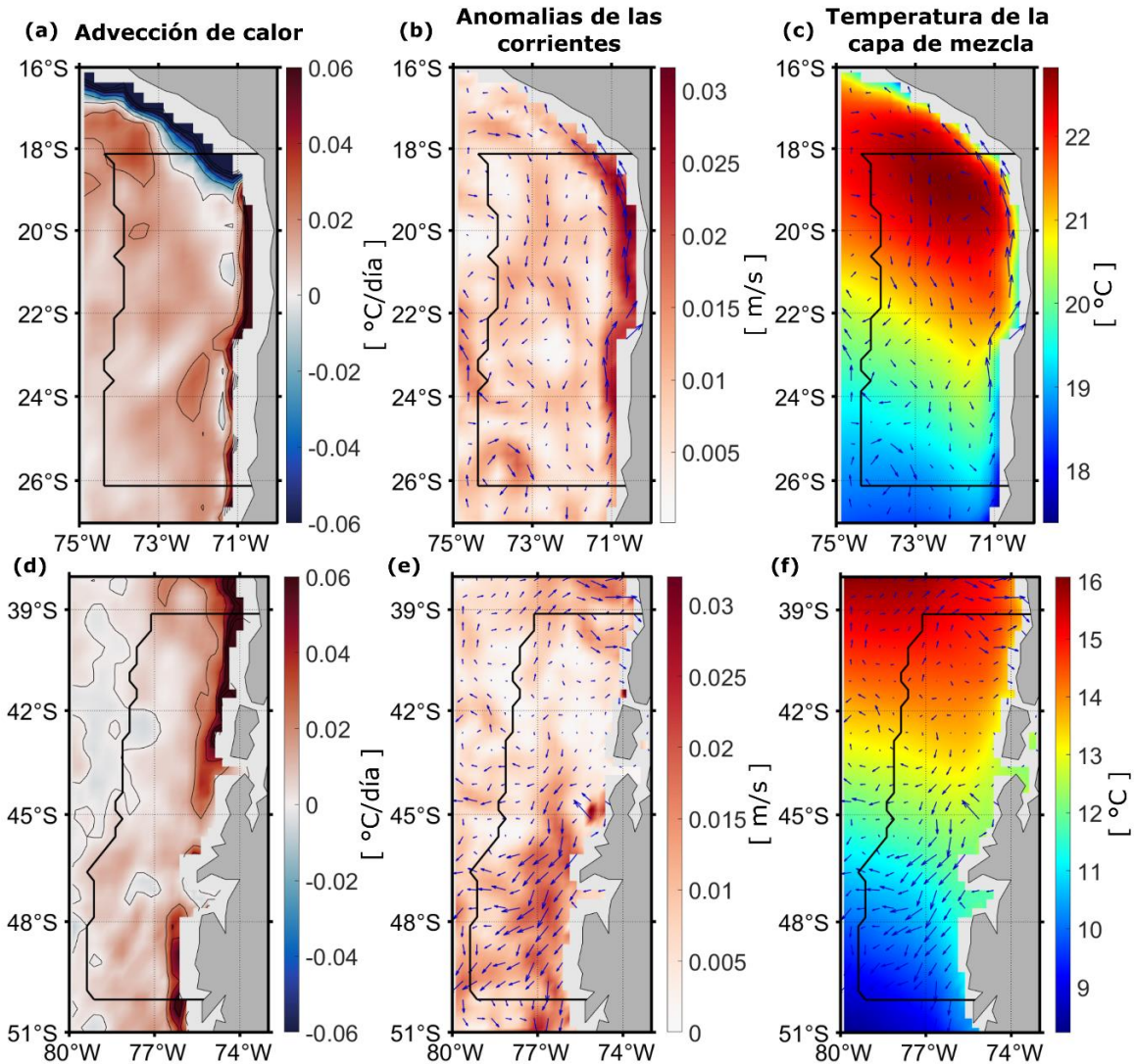


Figura 13: Características del calentamiento relacionado al término de la advección de calor en la región del (a, b, c) norte y (d, e, f) sur de Chile. Magnitud promedio del calentamiento generado por la advección de calor en el (a) norte y (d) sur de Chile. Promedio de las anomalías de las corrientes en la capa de mezcla en el (a) norte y (b) sur de Chile. Promedio de la temperatura de la capa de mezcla en el (a) norte y (b) sur de Chile.

4.3. Principales OCMs frente al norte y sur de Chile

Durante la OCM de categoría extrema ocurrida paralelamente al evento El Niño de 1997/1998 en la región norte, la que alcanzó una *duración* de 587 días, un *área* promedio de $2,52 \times 10^5 \text{ km}^2$, una *intensidad* promedio de $\sim 1,63 \text{ }^\circ\text{C}$ y una *intensidad máxima* de $\sim 3,1 \text{ }^\circ\text{C}$. En la región frente al norte de Chile, se examinan dos periodos donde se aprecia una fuerte

señal durante El Niño 1997/1998 y posiblemente relacionadas con la propagación de OAC (Fig. 14a). Durante los primeros meses de 1997 el impacto de la OCM aumento significativamente llegando a un máximo a mediados de agosto de ese mismo año (Fig. 14a). Notando que en este periodo (Fig. 14a, primer periodo sombreado en amarillo) la OCM fue forzada principalmente por la AC (Fig. 14b), dado que su contribución al calentamiento fue considerablemente superior a la de los otros forzantes. En este periodo la AC afectó a la zona costera con una gran magnitud promedio (Fig. 14e). Simultáneamente observamos una débil señal de calentamiento de parte de los FCAM (Fig. 14c), los cuales presentaron un débil patrón de calentamiento promedio sobre toda la región (Fig. 14f). Posteriormente, el impacto de las OCM descendió en magnitud hasta que en diciembre volvió a aumentar y alcanzó otro máximo relevante a mediados de enero de 1998 (Fig. 14a, segundo periodo sombreado en amarillo). Durante este periodo se aprecia una fuerte señal de calentamiento tanto por la AC como por los FCAM (Fig. 14b,c), indicando que el forzamiento en este periodo seria combinado entre ambos términos, aunque la magnitud de la AC es levemente superior (Fig. 14b). En el patrón espacial de calentamiento promedio de los forzantes (Fig. 14g,h) notamos que la OCM impactó una zona oceánica alejada de la banda costera. El patrón de calentamiento promedio de los FCAM exhibió una gran magnitud y fue relativamente similar en toda el área afectada por la OCM (Fig. 14h), mientras que la AC afectó con una magnitud más variable a la región (Fig. 14g), presentado algunos núcleos dispersos de gran intensidad. En la etapa final de la OCM, su impacto disminuyó y se mantuvo con una magnitud relativamente débil hasta un último máximo entre julio y agosto de 1998 (Fig. 14a), posteriormente la OCM decayó para finalizar en agosto de 1998.

La OCM de categoría extrema ocurrida durante la primera mitad del 2017 en la región del sur, alcanzó una *duración* de 161 días, un *área* promedio de $1,53 \times 10^5 \text{ km}^2$, una *intensidad promedio* de $\sim 1,2 \text{ }^\circ\text{C}$ y una *intensidad máxima* de $\sim 2 \text{ }^\circ\text{C}$. En la segunda mitad de enero el impacto de la OCM empezó a aumentar llegando a un máximo a mediados de febrero de 2017 (Fig. 15a), durante este periodo (primer periodo sombreado en amarillo) el forzamiento fue combinado entre la AC y los FCAM (Fig. 15b,c). Observándose que la AC presentó una magnitud que aumentó durante todo este periodo, alcanzando su máxima

contribución a mediados de febrero de 2017 (Fig. 15b), mientras que los FCAM tuvieron una contribución significativa, pero considerablemente inferior a la AC (Fig. 15c). El patrón promedio de la AC y los FCAM (Fig. 15e,f) muestra que durante este periodo la OCM afectó la zona al norte de 45°S. Por su parte, el patrón de la AC presentó una gran magnitud en la banda costera sobre 45°S (Fig. 15e), con una contribución débil y mayoritariamente negativa en el resto de la región al norte de 45°S. Mientras que los FCAM calentaron levemente toda la zona al norte de 45°S (Fig. 15f), con una magnitud que incrementa hacia la parte más oceánica. Luego de este periodo, el impacto de la OCM decayó con una pendiente no muy pronunciada (Fig. 15a), al igual que la magnitud de la AC (Fig. 15b), este forzante redujo su magnitud pero mantuvo una contribución positiva relativamente alta. Posteriormente el impacto de la OCM volvió a incrementar a mediados de marzo de 2017 (Fig. 15a), llegando a un máximo más pronunciado que el anterior a mediados de abril de 2017 (segundo periodo sombreado en amarillo). Durante este periodo, el forzamiento fue dominado por la AC (Fig. 15b) con una magnitud menor que durante el primer periodo analizado, paralelamente los FCAM también presentaron una magnitud inferior que durante el primer periodo (Fig. 15c), siendo levemente positivos durante todo este segundo periodo. En esta ocasión el patrón promedio de los forzantes (Fig. 15g,h) mostraron que la OCM afectó prácticamente toda la región frente al sur de Chile. Notando que en promedio la AC calentó principalmente la zona costera con una magnitud mayor al norte de 44°S (Fig. 15g), con una magnitud variable y levemente positiva en la zona más oceánica. Por otro lado, la contribución de los FCAM fue bastante débil y prácticamente nula (Fig. 15h). En la etapa final de la OCM, el impacto de este evento disminuyó hasta anularse a mediados de junio (Fig. 15a), paralelamente la AC y los FCAM también disminuyeron a un ritmo similar hasta el fin del evento (Fig. 15 b, c).

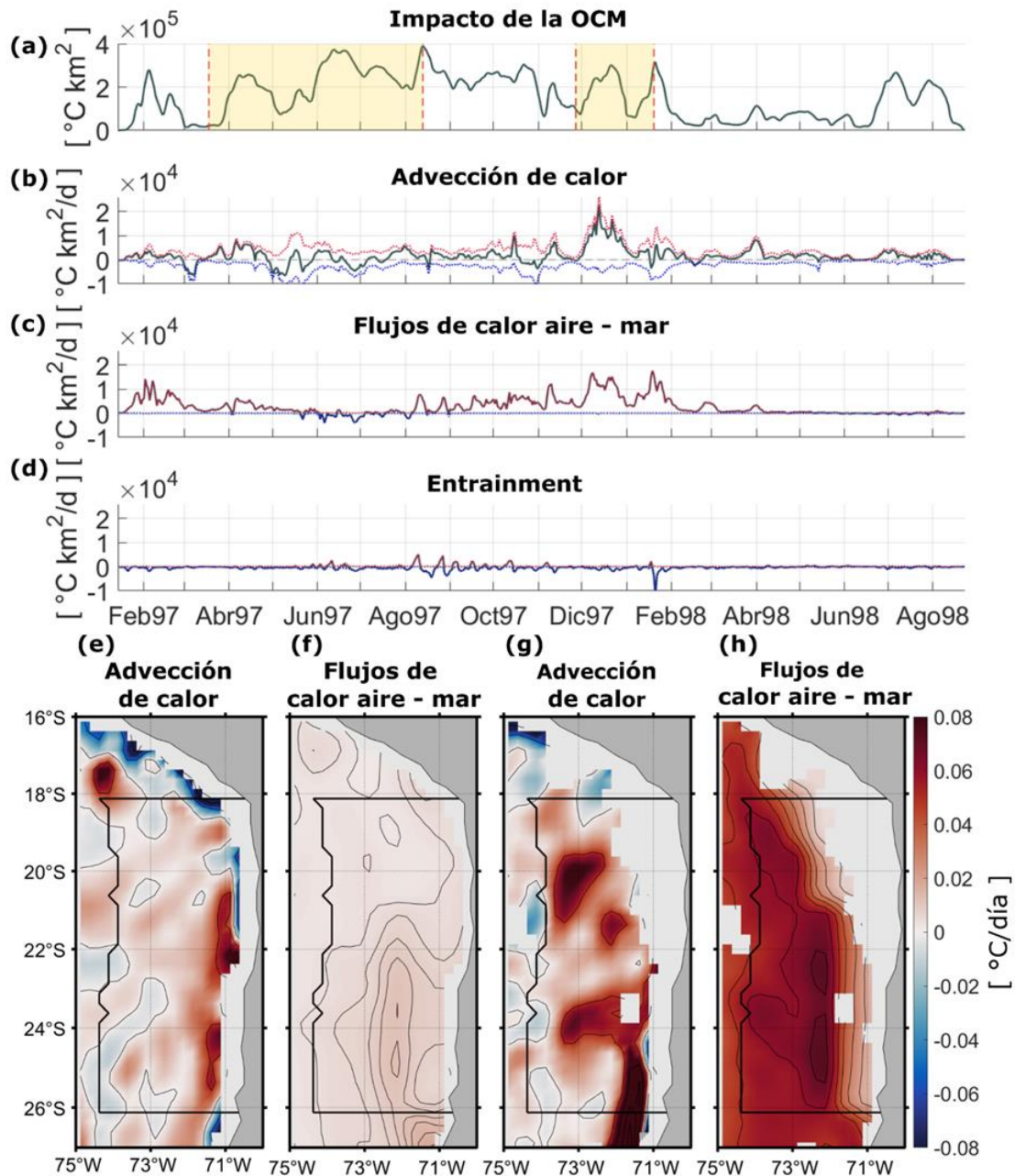


Figura 14: OCM de categoría extrema ocurrida durante 1997/1998 en el norte de Chile. (a) Impacto de la OCM sobre la región. (b) Influencia de la advección de calor sobre el área de la OCM durante cada día. (c) Influencia de los flujos de calor aire - mar sobre el área de la OCM durante cada día. (d) Influencia del entrainment sobre el área de la OCM durante cada día. Magnitud promedio de la advección de calor durante (e) el primer y el (g) segundo periodo sombreado en amarillo. Magnitud promedio de los flujos de calor aire - mar durante (f) el primer y el (h) segundo periodo sombreado en amarillo.

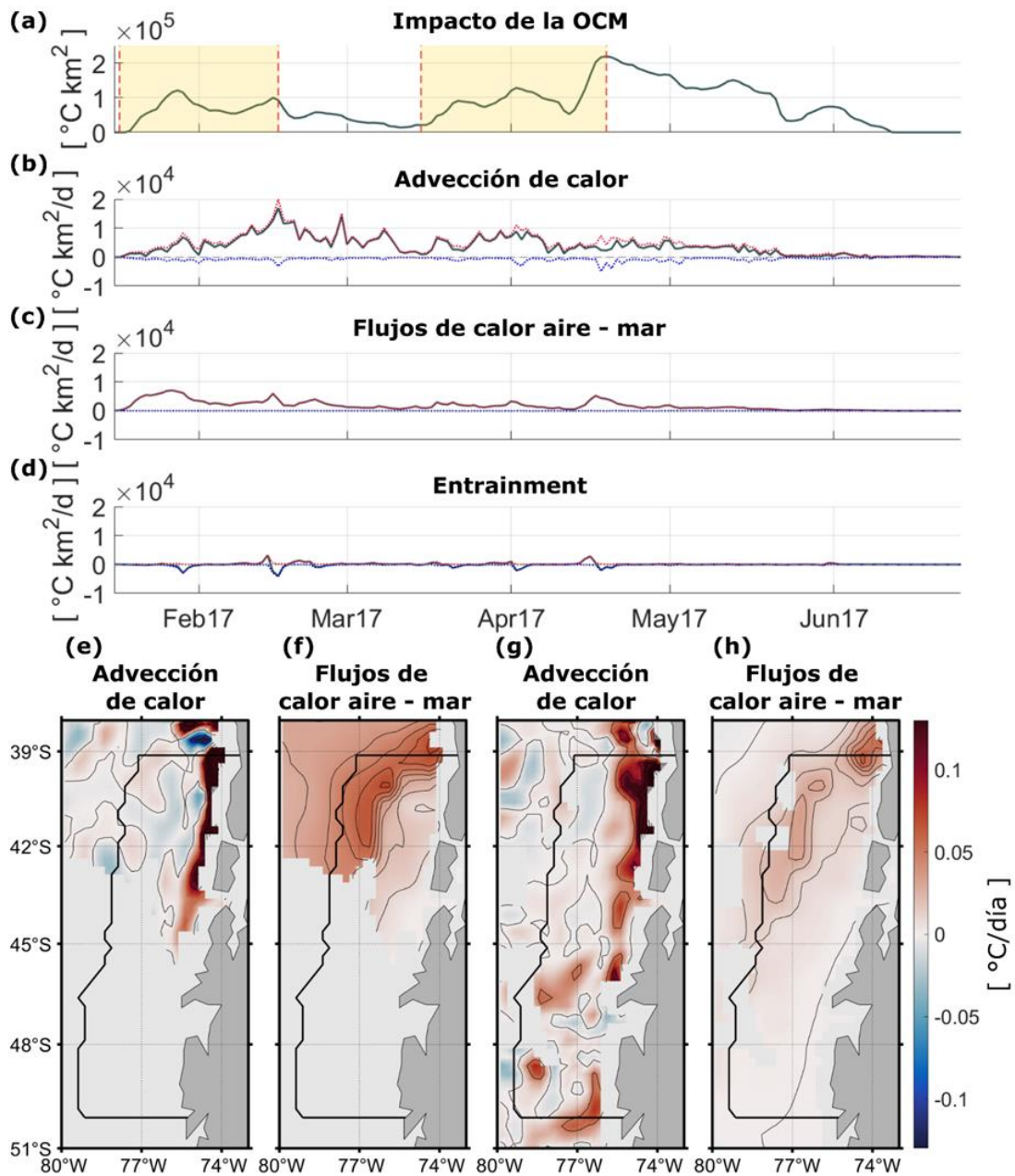


Figura 15: OCM de categoría extrema ocurrida durante 2017 en el sur de Chile. (a) Impacto de la OCM sobre la región. (b) Influencia de la advección de calor sobre el área de la OCM durante cada día. (c) Influencia de los flujos de calor aire - mar sobre el área de la OCM durante cada día. (d) Influencia del entrainment sobre el área de la OCM durante cada día. Magnitud promedio de la advección de calor durante (e) el primer y el (g) segundo periodo sombreado en amarillo. Magnitud promedio de los flujos de calor aire - mar durante (f) el primer y (h) segundo periodo sombreado en amarillo.

4.4. Características de las OCMs en relación con los forzantes dominantes

En la región del norte la generación de la mayoría de las OCMs fue dominada por los FCAM (60 eventos) (Fig. 16a), seguida de las OCMs forzadas de forma combinada entre los FCAM y AC con una cantidad similar (50 eventos) y luego las OCMs forzadas principalmente por la AC (solo 22 eventos), siendo similar al número de eventos cuyo forzamiento no se pudo explicar (20 eventos). Aunque en general todos los tipos de OCMs tuvieron una *intensidad* similar (Fig. 16c), las OCMs de tipo combinado y FCAM son las que alcanzaron las mayores *intensidades promedios* ($\sim 1,3^{\circ}\text{C}$ para los dos tipos) y *máximas* ($\sim 3^{\circ}\text{C}$ y $\sim 2,5^{\circ}\text{C}$ respectivamente), mientras que las OCMs de tipo advectivo en general presentaron las menores *intensidades promedios* y *máximas* ($\sim 1,2^{\circ}\text{C}$ y $\sim 2,3^{\circ}\text{C}$ respectivamente). Las OCMs más duraderas fueron las de tipo combinado (Fig. 16b) (~ 49 días), seguidas por las OCM de tipo AC y FCAM. Ambas con una duración bastante inferior (a las de tipo combinado), tienen una persistencia muy similar (~ 21 y ~ 20 días respectivamente), notando que las OCMs no explicadas por algún forzamiento son las de menor *duración* (~ 12 días). Las OCMs que abarcaron las mayores *áreas* fueron las de tipo combinado (Fig. 16d) ($\sim 4,3 \times 10^4 \text{ km}^2$), seguidas por las OCMs de tipo FCAM cuyas *áreas* en promedio fueron bastante inferiores ($\sim 2 \times 10^4 \text{ km}^2$), luego las OCMs de tipo AC poseen en promedio *áreas* $\sim 1,3 \times 10^4 \text{ km}^2$, solo superiores a las de las OCMs no explicadas por algún tipo de forzamiento ($\sim 7 \times 10^3 \text{ km}^2$). Por su parte, la PCM fue superior para las OCMs de tipo AC (Fig. 16d) ($\sim 38 \text{ m}$), lo cual en podría explicar, en parte, porque estos eventos tienen las menores *intensidades*, dado que se necesitaría más calor para aumentar la temperatura de una sección más profunda, mientras que los FCAM forzarían las OCMs cuando la PCM es menor ($\sim 18 \text{ m}$). La contribución promedio (Fig. 16a) del forzante advectivo proporcionaría más calor ($280^{\circ}\text{C km}^2/\text{día}$) que la de los FCAM ($209^{\circ}\text{C km}^2/\text{día}$), por ende la reducción de la PCM ayuda a que las OCMs de tipo FCAM sean más intensas y extensas espacialmente que las de tipo AC. Por otro lado, el forzante combinado es el que genera mayor calentamiento ($587^{\circ}\text{C km}^2/\text{día}$), entonces a pesar de que en estos eventos la PCM no se reduce excesivamente ($\sim 23 \text{ m}$), estas OCMs tienen las mayores *intensidades*, *duraciones* y generalmente abarcan *áreas* más grandes.

En la región sur la mayoría de los eventos fueron generados por forzamiento advectivo (Fig. 16e) (45 eventos), esto es contrario a lo observado en las otras dos regiones y refleja la importancia de este forzamiento para la región del sur, con una cantidad levemente inferior están los eventos de tipo combinado (40 eventos) y los FCAM (36 eventos), los cuales también son importantes para esta región. La cantidad de eventos que no pudo ser explicada por ningún tipo de forzamiento es relativamente baja (26 eventos). El forzamiento combinado domina en la generación de las OCMs más duraderas (Fig. 16f), las que en promedio superan los dos meses (~ 62 días), con una *duración* inferior a las OCMs de tipo AC, generalmente persisten alrededor de un mes (~ 35 días), siendo las OCMs de tipo FCAM las de menor *duración* (~ 17 días), la cual es incluso levemente inferior a la persistencia de los eventos no explicados por ningún tipo de forzamiento (~ 20 días). Nuevamente se observa que la *intensidad promedio* de todas las OCMs es relativamente similar (Fig. 16g) ($\sim 1^\circ\text{C}$ para todos los eventos), notando que las OCMs de tipo combinado y FCAM son las que alcanzan las mayores *intensidades máximas* ($\sim 2.2^\circ\text{C}$ para los dos tipos), siendo parecidas a las *intensidades máximas* alcanzadas por las OCMs de tipo AC ($\sim 2.1^\circ\text{C}$) y a las no dominadas por ninguno de los forzantes analizados ($\sim 2^\circ\text{C}$). Los eventos que abarcaron las mayores *áreas* serían los de tipo combinado (Fig. 16h) ($\sim 3,5 \times 10^4 \text{ km}^2$), mientras que las OCMs de tipo FCAM y AC presentaron *áreas* inferiores y en promedio muy parecidas entre sí ($\sim 1,7 \times 10^4 \text{ km}^2$ y $1,6 \times 10^4 \text{ km}^2$ respectivamente), áreas que generalmente son levemente inferiores a las abarcadas por las OCMs no representadas por algún tipo de forzamiento ($\sim 1,9 \times 10^4 \text{ km}^2$). Al igual que en las otras regiones, en la región del sur observamos que la PCM presentó un mayor valor promedio en las OCMs de tipo advectivo ($\sim 50 \text{ m}$) y su menor valor promedio en las OCMs de tipo FCAM ($\sim 24 \text{ m}$), lo anterior se asociaría a la diferencia en las *intensidades* entre eventos de estos tipos a pesar de que los dos forzantes generan un calentamiento similar (153 y $194 \text{ }^\circ\text{C km}^2/\text{día}$ para los forzantes AC y FCAM respectivamente). Asimismo, el forzante que presenta la mayor magnitud promedio es el combinado ($410 \text{ }^\circ\text{C km}^2/\text{día}$), debido a que estas OCMs son las más duraderas y extensas espacialmente.

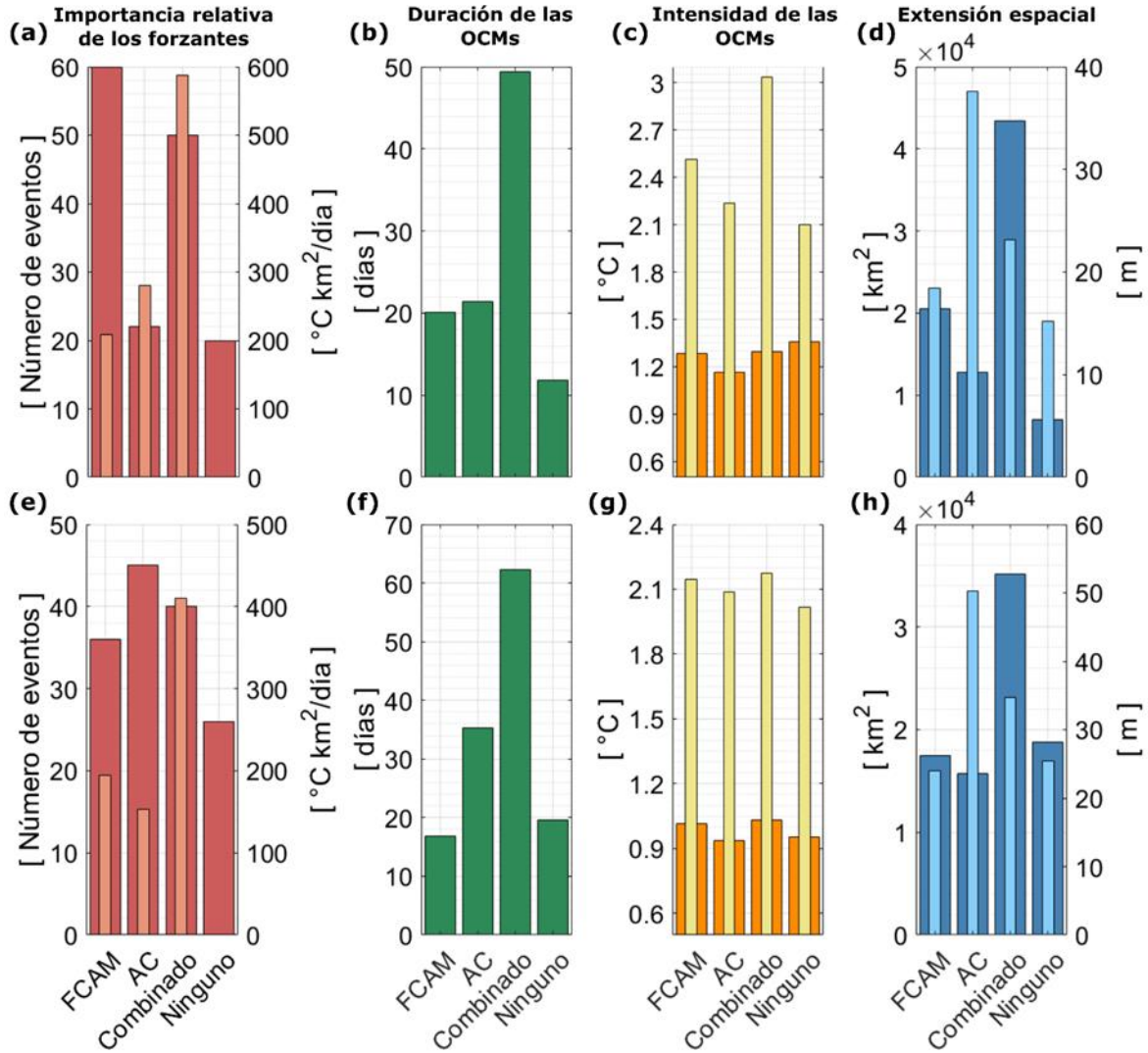


Figura 16: Características generales de los diferentes tipos de forzamiento de las OCMs. (a) Numero de eventos generados por cada tipo de forzamiento (barras gruesas, eje izquierdo), y la magnitud promedio de cada forzamiento (barras delgadas, eje derecho). (b) Duración promedio de los eventos dependiendo de cuál es su forzante dominante. (c) Intensidad promedio (barras gruesas) e intensidad máxima (barras delgadas) de las OCM dependiendo de cuál es su forzante dominante. (d) El área promedio (barras gruesas, eje izquierdo) y la profundidad promedio de la capa de mezcla (barras delgadas, eje derecho) de las OCM dependiendo de cuál es su forzante dominante.

5. CONCLUSIONES

Se analizaron los principales mecanismos relacionados con la formación y modulación de las OCMs en las regiones norte, centro y sur de Chile utilizando los reanálisis GLORYS y ERA-Interim. Nuestros resultados muestran que los FCAM y la AC son los forzantes dominantes de prácticamente todas las OCMs en nuestras regiones de estudio, dando lugar a diferentes tipos de OCMs. En este estudio distinguimos tres tipos de OCMs según su forzante dominante: OCMs de tipo FCAM, OCMs de tipo AC y OCMs de tipo combinado (FCAM y AC). El entrainment no juega un rol relevante en el forzamiento de las OCMs en nuestras tres subregiones de estudio. Los resultados mostraron que, frente a Chile, el entrainment no necesariamente se reduce durante las OCMs; de hecho, en ocasiones suele presentar valores climatológicos. También se observó que la frecuencia e intensidad de las OCMs no presentan un contraste claro entre las regiones costeras y oceánicas, como se podría esperar a consecuencia de la acción del entrainment (Fig. 6; Fig. p1). Sin embargo, sí se observó que la *duración* promedio de las OCMs es menor y la *intensidad máxima* de estos eventos es mayor cerca de la costa de Chile central (Fig. 6b).

En las regiones norte y centro, la mayor magnitud de las anomalías de AC y FCAM relacionadas con las OCMs se presentan en períodos con señales claras de El Niño. Estos eventos también se relacionan con los mayores impactos de las OCMs. En estas regiones, las anomalías de la TCM relacionadas con El Niño son el resultado de una compleja interacción de diferentes procesos oceanográficos y atmosféricos, los cuales en general aumentan la probabilidad de ocurrencia de una OCM. Principalmente, El Niño se asocia a períodos anómalamente cálidos en el PSO; además, en este trabajo también se encontró que La Niña tiene un gran impacto en la TCM de la zona central de Chile. Notamos que durante eventos de La Niña existe una mayor frecuencia de OCMs en esta región en comparación con los períodos neutrales de ENOS. Así, concluimos que ENOS modula las características de las OCMs.

Las OCMs forzadas principalmente por FCAM son los eventos más frecuentes en las regiones norte y centro de Chile, con la consideración de que en el centro estos eventos son

más intensos debido a que los FCAM presentan una mayor magnitud en comparación con las demás regiones. En contraste, en la región frente al sur de Chile, las OCMs forzadas principalmente por la AC son los eventos más frecuentes de las últimas décadas. Considerando las tres regiones de estudio, se obtuvo que los FCAM y la AC juegan un rol significativo en el forzamiento de ~87% de todos los eventos, los que además presentaron las mayores duraciones, intensidades y extensiones espaciales. Estos resultados permiten concluir que los procesos asociados a estos mecanismos son los más relevantes en la formación de OCMs.

Aunque en las tres regiones la contribución total de los FCAM es favorable al calentamiento en todas las épocas del año, éstos presentan su mayor magnitud durante las estaciones cálidas (primavera y verano), y una mayor magnitud promedio en la región del centro, ligeramente inferior en la del norte y considerablemente inferior en la región del sur. En las tres regiones los FCAM se asociaron a calentamiento durante las OCMs. En particular, se observó que en el norte los FCAM impactaron principalmente la zona fuera de la banda costera, mientras que en el centro este impacto fue mayor en la zona costera que fuera de ella, y en la región del sur los FCAM tuvieron un débil impacto en gran parte de la región, con excepción de la zona más oceánica en la parte norte de la región.

Los procesos que generan un mayor calentamiento en el intercambio aire-mar durante las OCMs son: la reducción de la evaporación con una contribución dominante en las tres regiones de estudio, intensas anomalías positivas de radiación térmica y calor sensible hacia el océano en la región norte, y un considerable aumento de la radiación solar incidente hacia el océano en la región central. Las OCMs de tipo FCAM tuvieron generalmente *duraciones* inferiores a un mes, presentaron *intensidades promedio* de $\sim 1.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ y *máximas* de $\sim 2.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ –las cuales son similares pero levemente superiores a los eventos de tipo AC y levemente inferiores a los eventos de forzamiento combinado–, y cubrieron áreas promedio de $\sim 2.2 \times 10^4 \text{ km}^2$. Así, presentan características similares a los eventos dominados por la AC y considerablemente inferiores a los eventos de tipo combinado.

La AC no tiene un ciclo anual tan marcado como el de los FCAM en las regiones norte y sur, mientras que en la región del centro la AC tiene un claro aumento de magnitud en las épocas frías (otoño - invierno). Observándose que en las tres regiones la AC tiene una contribución considerable en todas las épocas del año. La contribución promedio de la AC es en su mayoría positiva dentro de los límites de las regiones, con una magnitud más variable que lo observado con los FCAM, notando que en todas las regiones la magnitud de la AC aumenta considerablemente en la banda costera.

Las anomalías positivas de AC se producen principalmente por la acción de corrientes anómalas a través de un gradiente de temperatura promedio ($\mathbf{u}' \cdot \nabla \bar{T}$), siendo este el término dominante al descomponer $\mathbf{u} \cdot \nabla T = \bar{\mathbf{u}} \cdot \nabla \bar{T} + \bar{\mathbf{u}} \cdot \nabla T' + \mathbf{u}' \cdot \nabla \bar{T} + \mathbf{u}' \cdot \nabla T'$. Las OCMs de tipo AC en nuestras regiones de estudio, generalmente presentan una gran *duración*, siendo en promedio superior a un mes y llegando a casi dos meses para la región central, *duraciones* que son considerablemente superiores a la de los eventos dominados por los FCAM. También los eventos de tipo AC alcanzan *intensidades promedios* de $\sim 1.1^\circ\text{C}$ e *intensidades máximas* de $\sim 2.1^\circ\text{C}$. Estos eventos impactan un *área* promedio de $\sim 1.8 \times 10^4 \text{km}^2$.

La formación de las OCMs de tipo combinado son los eventos que alcanzan categoría extrema o severa dentro de las tres regiones de estudio. Estas OCMs presentan las mayores *intensidades máximas* $\sim 2.6^\circ\text{C}$ e *intensidades promedios* de $\sim 1.2^\circ\text{C}$. Estas OCMs también presentan *duraciones* que en promedio alcanzan o superan los dos meses y áreas promedio de $\sim 4.1 \times 10^4 \text{km}^2$, teniendo características considerablemente superiores a las OCMs de tipo FCAM y AC.

REFERENCIAS

1. Arafeh-Dalmau, N., Schoeman, D. S., Montaña-Moctezuma, G., Micheli, F., Rogers-Bennett, L., Olguin-Jacobson, C., & Possingham, H. P. (2020). Marine heat waves threaten kelp forests. *Science*, 367(6478), 635-635.
2. Bakun, A. (1990). Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling. *Science*, 247(4939), 198-201.
3. Bakun, A., Black, B.A., Bograd, S.J. et al. Anticipated Effects of Climate Change on Coastal Upwelling Ecosystems. *Curr Clim Change Rep* 1, 85–93 (2015).
4. Berrisford, P., Kallberg, P., Kobayashi, S., Dee, D., Uppala, S., Simmons, A. J., Poli, P., & Sato, H. (2011). Atmospheric conservation properties in ERA-Interim. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(659), 1381–1399. Portico.
5. Bond, N. A., Cronin, M. F., Freeland, H., & Mantua, N. (2015). Causes and impacts of the 2014 warm anomaly in the NE Pacific. *Geophysical Research Letters*, 42(9), 3414-3420.
6. Caputi, N., Kangas, M., Denham, A., Feng, M., Pearce, A., Hetzel, Y., & Chandrapavan, A. (2016). Management adaptation of invertebrate fisheries to an extreme marine heat wave event at a global warming hot spot. *Ecology and Evolution*, 6(11), 3583-3593.
7. Cavole, L.M., A.M. Demko, R.E. Diner, A. Giddings, I. Koester, C.M.L.S. Pagniello, M.-L. Paulsen, A. Ramirez-Valdez, S.M. chwenck, N.K. Yen, M.E. Zill, and P.J.S. Franks. 2016. Biological impacts of the 2013–2015 warm-water anomaly in the Northeast Pacific: Winners, losers, and the future. *Oceanography* 29(2):273–285.
8. Chaigneau, A., & Pizarro, O. (2005). Mean surface circulation and mesoscale turbulent flow characteristics in the eastern South Pacific from satellite tracked drifters. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 110(C5).
9. Chelton, D. B., DeSzoeko, R. A., Schlax, M. G., El Naggar, K., & Siwertz, N. (1998). Geographical variability of the first baroclinic Rossby radius of deformation. *Journal of Physical Oceanography*, 28(3), 433-460.
10. Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., ... Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis: configuration and

- performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 553–597.
11. Deser, C., Alexander, M. A., Xie, S. P., & Phillips, A. S. (2010). Sea surface temperature variability: Patterns and mechanisms. *Annual review of marine science*, 2, 115-143.
 12. Dewitte, B., Conejero, C., Ramos, M., Bravo, L., Garçon, V., Parada, C., Sellanes, J., Mecho, A., Muñoz, P., & Gaymer, C. F. (2021). Understanding the impact of climate change on the oceanic circulation in the Chilean island ecoregions. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems*, 31(2), 232–252. Portico.
 13. Di Lorenzo, E., & Mantua, N. (2016). Multi-year persistence of the 2014/15 North Pacific marine heatwave. *Nature Climate Change*, 6(11), 1042-1047.
 14. Echevin, V., Colas, F., Espinoza-Morriberon, D., Vasquez, L., Anculle, T., & Gutierrez, D. (2018). Forcings and evolution of the 2017 coastal El Niño off Northern Peru and Ecuador. *Frontiers in Marine Science*, 5, 367.
 15. Enfield, D. B. (2001). Evolution and historical perspective of the 1997–1998 El Niño–Southern Oscillation event. *Bulletin of Marine Science*, 69(1), 7-25.
 16. Escribano, R., Daneri, G., Farías, L., Gallardo, V. A., González, H. E., Gutiérrez, D., Lange, C. B., Morales, C. E., Pizarro, O., Ulloa, O., & Braun, M. (2004). Biological and chemical consequences of the 1997–1998 El Niño in the Chilean coastal upwelling system: a synthesis. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 51(20–21), 2389–2411.
 17. 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).
 18. Frölicher, T. L., Fischer, E. M., & Gruber, N. (2018). Marine heatwaves under global warming. *Nature*, 560(7718), 360-364.
 19. Frölicher, T. L., & Laufkötter, C. (2018). Emerging risks from marine heat waves. *Nature communications*, 9(1), 1-4.
 20. Garric, G., & Parent, L. (2018). Product user manual for global ocean reanalysis products GLOBAL-REANALYSIS-PHY-001-025. 2017–01–01)/[2018–07–05]. <http://cmems-resources.cls.fr/documents/PUM/CMEMS-GLO-PUM-001-025-011-017.pdf>.

21. Hobday, A. J., Alexander, L. V., Perkins, S. E., Smale, D. A., Straub, S. C., Oliver, E. C. J., Benthuisen, J. A., Burrows, M. T., Donat, M. G., Feng, M., Holbrook, N. J., Moore, P. J., Scannell, H. A., Sen Gupta, A., & Wernberg, T. (2016). A hierarchical approach to defining marine heatwaves. *Progress in Oceanography*, 141, 227–238.
22. Hobday, A., Oliver, E., Sen Gupta, A., Benthuisen, J., Burrows, M., Donat, M., Holbrook, N., Moore, P., Thomsen, M., Wernberg, T., & Smale, D. (2018). Categorizing and Naming Marine Heatwaves. *Oceanography*, 31(2).
23. Holbrook, N. J., Scannell, H. A., Sen Gupta, A., Benthuisen, J. A., Feng, M., Oliver, E. C. J., Alexander, L. V., Burrows, M. T., Donat, M. G., Hobday, A. J., Moore, P. J., Perkins-Kirkpatrick, S. E., Smale, D. A., Straub, S. C., & Wernberg, T. (2019). A global assessment of marine heatwaves and their drivers. *Nature Communications*, 10(1).
24. Holbrook, N. J., Sen Gupta, A., Oliver, E. C. J., Hobday, A. J., Benthuisen, J. A., Scannell, H. A., Smale, D. A., & Wernberg, T. (2020). Keeping pace with marine heatwaves. *Nature Reviews Earth & Environment*, 1(9), 482–493.
25. Hormazabal, S., Shaffer, G., Letelier, J., & Ulloa, O. (2001). Local and remote forcing of sea surface temperature in the coastal upwelling system off Chile. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 106(C8), 16657-16671.letelie
26. Huyer, A., Smith, R. L., & Paluszkiwicz, T. (1987). Coastal upwelling off Peru during normal and El Niño times, 1981–1984. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 92(C13), 14297-14307.
27. IPCC, 2019: Technical Summary [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, M. Tignor, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. In: *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate* [H.- O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. In press.
28. IPCC, 2022: *Climate Change 2022: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, M. Tignor, E.S. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Craig, S. Langsdorf, S. Lösckhe, V. Möller, A. Okem, B. Rama (eds.)]. Cambridge University Press. In Press.
29. Marin, M., Feng, M., Bindoff, N. L., & Phillips, H. E. (2022). Local drivers of extreme upper ocean marine heatwaves assessed using a global ocean circulation model. *Frontiers in Climate*, 4, 1-16.

30. Marin, M., Feng, M., Phillips, H. E., & Bindoff, N. L. (2021). A Global, Multiproduct Analysis of Coastal Marine Heatwaves: Distribution, Characteristics, and Long-Term Trends. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126(2), e2020JC016708.
31. McCabe, R. M., Hickey, B. M., Kudela, R. M., Lefebvre, K. A., Adams, N. G., Bill, B. D., Gulland, F. M. D., Thomson, R. E., Cochlan, W. P., & Trainer, V. L. (2016). An unprecedented coastwide toxic algal bloom linked to anomalous ocean conditions. *Geophysical Research Letters*, 43(19). Portico.
32. McPhaden, M. J. (1999a). The child prodigy of 1997-98. *Nature*, 398(6728), 559-561.
33. McPhaden, M. J., & Yu, X. (1999b). Equatorial waves and the 1997–98 El Niño. *Geophysical Research Letters*, 26(19), 2961-2964.
34. Newman, M., Alexander, M. A., Ault, T. R., Cobb, K. M., Deser, C., Di Lorenzo, E., Mantua, N. J., Miller, A. J., Minobe, S., Nakamura, H., Schneider, N., Vimont, D. J., Phillips, A. S., Scott, J. D., & Smith, C. A. (2016). The Pacific Decadal Oscillation, Revisited. *Journal of Climate*, 29(12), 4399–4427.
35. Oliver, E. C. (2019a). Mean warming not variability drives marine heatwave trends. *Climate Dynamics*, 53(3), 1653-1659.
36. 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(1), 1-12.
37. Oliver, E. C. J., Benthuisen, J. A., Darmaraki, S., Donat, M. G., Hobday, A. J., Holbrook, N. J., Schlegel, R. W., & Sen Gupta, A. (2021). Marine Heatwaves. *Annual Review of Marine Science*, 13(1), 313–342.
38. Oliver, E. C. J., Burrows, M. T., Donat, M. G., Sen Gupta, A., Alexander, L. V., Perkins-Kirkpatrick, S. E., Benthuisen, J. A., Hobday, A. J., Holbrook, N. J., Moore, P. J., Thomsen, M. S., Wernberg, T., & Smale, D. A. (2019). Projected Marine Heatwaves in the 21st Century and the Potential for Ecological Impact. *Frontiers in Marine Science*, 6.
39. Oliver, E. C. J., Donat, M. G., Burrows, M. T., Moore, P. J., Smale, D. A., Alexander, L. V., Benthuisen, J. A., Feng, M., Sen Gupta, A., Hobday, A. J., Holbrook, N. J., Perkins-Kirkpatrick, S. E., Scannell, H. A., Straub, S. C., & Wernberg, T. (2018). Longer and more frequent marine heatwaves over the past century. *Nature Communications*, 9(1).

40. Pearce, A. F., & Feng, M. (2013). The rise and fall of the “marine heat wave” off Western Australia during the summer of 2010/2011. *Journal of Marine Systems*, 111, 139-156.
41. Pietri, A., Colas, F., Mogollon, R., Tam, J., & Gutierrez, D. (2021). Marine heatwaves in the Humboldt current system: from 5-day localized warming to year-long El Niños. *Scientific Reports*, 11(1), 1-12.
42. Pizarro, O., Shaffer, G., Dewitte, B., & Ramos, M. (2002). Dynamics of seasonal and interannual variability of the Peru-Chile Undercurrent. *Geophysical Research Letters*, 29(12), 22-1.
43. Pujol, C., Pérez-Santos, I., Barth, A., & Alvera Azcarate, A. (2022). Marine Heatwaves Offshore Central and South Chile: Understanding Forcing Mechanisms During the Years 2016-2017. *Frontiers in Marine Science*, 9.
44. Ramos, M., Pizarro, O., Bravo, L., & Dewitte, B. (2006). Seasonal variability of the permanent thermocline off northern Chile. *Geophysical Research Letters*, 33(9).
45. Reed, D., Washburn, L., Rassweiler, A., Miller, R., Bell, T., & Harrer, S. (2016). Extreme warming challenges sentinel status of kelp forests as indicators of climate change. *Nature Communications*, 7(1), 1-7.
46. Rodríguez-Morata, C., Díaz, H. F., Ballesteros-Canovas, J. A., Rohrer, M., & Stoffel, M. (2019). The anomalous 2017 coastal El Niño event in Peru. *Climate Dynamics*, 52(9), 5605-5622.
47. 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.
48. Sen Gupta, A., Thomsen, M., Benthuisen, J. A., Hobday, A. J., Oliver, E., Alexander, L. V., Burrows, M. T., Donat, M. G., Feng, M., Holbrook, N. J., Perkins-Kirkpatrick, S., Moore, P. J., Rodrigues, R. R., Scannell, H. A., Taschetto, A. S., Ummenhofer, C. C., Wernberg, T., & Smale, D. A. (2020). Drivers and impacts of the most extreme marine heatwave events. *Scientific Reports*, 10(1).
49. Shaffer, G., Hormazabal, S., Pizarro, O., & Salinas, S. (1999). Seasonal and interannual variability of currents and temperature off central Chile. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 104(C12), 29951-29961.

50. Smale, D. A., & Wernberg, T. (2013). Extreme climatic event drives range contraction of a habitat-forming species. *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences*, 280(1754), 20122829.
51. Smale, D. A., Wernberg, T., Oliver, E. C. J., Thomsen, M., Harvey, B. P., Straub, S. C., Burrows, M. T., Alexander, L. V., Benthuyssen, J. A., Donat, M. G., Feng, M., Hobday, A. J., Holbrook, N. J., Perkins-Kirkpatrick, S. E., Scannell, H. A., Sen Gupta, A., Payne, B. L., & Moore, P. J. (2019). Marine heatwaves threaten global biodiversity and the provision of ecosystem services. *Nature Climate Change*, 9(4), 306–312.
52. 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.
53. Takahashi, K., Aliaga Nestares, V., Avalos, G., Bouchon, M., Castro, A., Cruzado, L., Dewitte, B., Gutiérrez, D., Quispe, N. (2018). The 2017 coastal El Niño.
54. Takahashi, K., Montecinos, A., Goubanova, K., & Dewitte, B. (2011). ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. *Geophysical research letters*, 38(10).
55. Ulloa, O., Escribano, R., Hormazabal, S., Quinones, R. A., González, R. R., & Ramos, M. (2001). Evolution and biological effects of the 1997–98 El Niño in the upwelling ecosystem off northern Chile. *Geophysical Research Letters*, 28(8), 1591-1594.
56. Varela, R., Rodríguez-Díaz, L., de Castro, M., & Gómez-Gesteira, M. (2021). Influence of Eastern Upwelling systems on marine heatwaves occurrence. *Global and Planetary Change*, 196, 103379.
57. Vega, A., du-Penhoat, Y., Dewitte, B., & Pizarro, O. (2003). Equatorial forcing of interannual Rossby waves in the eastern South Pacific. *Geophysical Research Letters*, 30(5).
58. Wernberg, T., Smale, D. A., Tuya, F., Thomsen, M. S., Langlois, T. J., de Bettignies, T., Bennett, S., & Rousseaux, C. S. (2012). An extreme climatic event alters marine ecosystem structure in a global biodiversity hotspot. *Nature Climate Change*, 3(1), 78–82.

PRINCIPALES FORZANTES DE LAS OLAS DE CALOR MARINAS EN EL PACIFICO SURORIENTAL

Durante las últimas décadas, las Olas de Calor Marinas (OCMs) han incrementado su frecuencia y duración, con importantes impactos en los ecosistemas marinos [Frolicher *et al.*, 2018]. Esta tendencia está estrechamente relacionada con el actual aumento de la temperatura superficial del mar, el cual se espera que continúe en el futuro. Nuestros resultados muestran que las OCMs suelen presentar extensiones espaciales del orden de $10^3 - 10^4 \text{ km}^2$, anomalías de la temperatura promedio de la capa de mezcla en un rango típico de $1 - 1,3 \text{ }^\circ\text{C}$ y duraciones en un rango típico de $10 - 40$ días, con eventos excepcionales que duran varios meses. En esta región, las OCMs están estrechamente relacionadas con los ciclos ENOS, de tal manera que los eventos de El Niño, y en menor medida de La Niña, aumentan la probabilidad de ocurrencia de OCMs de gran intensidad y duración extrema. Para analizar los forzantes de las OCMs, utilizando el reanálisis oceánico global GLORYS2, realizamos un balance de calor en la capa de mezcla superficial. Encontramos que la mayoría de los eventos está dominada por la disminución de la pérdida de calor –asociada con la reducción de la evaporación– y el aumento de la insolación; por lo tanto, este tipo de OCMs se denominan FCAM (por flujos de calor aire – mar). El segundo tipo de OCM es forzado por la advección de calor, generada principalmente por anomalías de las corrientes superficiales hacia el este superpuestas a un gradiente promedio de temperatura hacia el oeste. El tercer tipo de OCM resulta de una combinación de anomalías positivas (hacia el océano) de los flujos de calor aire-mar y de la advección de calor; este grupo presenta las OCMs de mayor extensión espacial, intensidad y duración.

A continuación, se incluye el manuscrito titulado “Main drivers of marine heat waves in the eastern South Pacific” publicado en la revista “Frontiers in Marine Science”.

Main drivers of marine heat waves in the eastern South Pacific

David I. Carrasco^{1,2} Oscar Pizarro^{2,3} Martín Jacques-Coper^{3,4,5} & Diego Narváez^{5,6}

¹ Graduate Program in Oceanography, University of Concepcion, Concepcion, Chile.

² Millennium Institute of Oceanography, Concepcion, Chile.

³ Department of Geophysics, Faculty of Physical and Mathematical Sciences, University of Concepción, Concepcion, Chile.

⁴ Center for Climate Change and Resilience Research (CR)2, University of Concepcion, Concepción, Chile.

⁵ Center for Oceanographic Research Centro de Investigación Oceanográfica en el Pacífico Sur-Oriental (COPAS) Coastal, University of Concepcion, Concepcion, Chile.

⁶ Department of Oceanography, Faculty of Natural and Oceanographic Sciences, University of Concepcion, Concepcion, Chile.

Abstract

During the last decades, marine heat waves (MHWs) have increased in frequency and duration, with important impacts on marine ecosystems. This trend has been related to rising global sea surface temperatures, which are expected to continue in the future. Here, we analyze the main characteristics and possible drivers of MHWs in the eastern South Pacific off Chile. Our results show that MHWs usually exhibit spatial extensions on the order of $10^3 - 10^4 \text{ km}^2$, temperature anomalies in the mixing layer between 1 and 1.3°C , and durations of 10 to 40 days, with exceptional events lasting several months. In this region, MHW are closely related to the ENSO cycles, in such a way that El Niño and, to a lesser extent, La Niña events increase the probability of high intensity and extreme duration MHWs. To analyze the MHW drivers, we use the global ocean reanalysis GLORYS2 to perform a heat budget in the surface mixed layer. We find that most events are dominated by diminished heat loss –associated with reduced evaporation– and enhanced insolation; thus, this group is called ASHF (for air-sea heat fluxes). The second type of MHWs is driven by heat advection, predominantly forced by anomalous eastward surface currents superimposed on a mean westward temperature gradient. The third type of MHWs results from a combination of positive (seaward) anomalies of air-sea heat fluxes and heat advection; this group exhibits the greatest values of spatial extension, intensity, and duration.

P.1. Introduction

Marine heat waves (MHWs), defined as extreme positive anomalies in sea surface temperature (SST), have trended upwards in frequency as well as temporal and spatial extents during the last few decades (Frölicher et al., 2018; Oliver, 2019; Marin et al., 2021). MHWs can have negative ecological and socioeconomic impacts (e.g., Hobday et al., 2018; Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2022); in particular, they have been associated with a considerable decrease in primary production and a reduction in the biomass of certain marine species (Smale and Wernberg, 2013; Cavole et al., 2016; Reed et al., 2016; Arafeh-Dalmau et al., 2020; Sen Gupta et al., 2020). MHWs may also impact the spatial distribution of some species, altering the typical spatial ranges some organisms occupy (e.g., Bond et al., 2015; Smale et al., 2019; Jacox et al., 2020). Whereas the habitats of some species

have been observed to shrink spatially, those of tropical species tend to extend (e.g., Wernberg et al., 2013; Cavole et al., 2016). Furthermore, harmful algal blooms have also been related to MHWs (e.g., McCabe et al., 2016). Most of the impacts induced by MHWs have impacted the fishing industry, greatly reducing catches and even completely disabling the fishing of certain species due to harmful algal blooms (Caputi et al., 2016; McCabe et al., 2016). MHWs are also an important issue for the regulation of marine resources since they could impose stressful environmental conditions on species that have already seen their traditional habitat reduced by other factors (Frölicher and Laufkötter, 2018). Thus, a better understanding of the MHW drivers and occurrences would improve their predictability on different time scales and support decision makers in mitigating their negative impacts.

Many processes on different spatial and temporal scales are involved in the generation of MHWs (Holbrook et al., 2019). Even the ongoing global warming has been directly related to a higher probability of extreme MHWs (Oliver et al., 2019). Given the current global warming scenario and according to global projections for the end of the present century, the number of MHWs across the entire ocean is projected to increase 10-fold (Frölicher et al., 2018). Over central Chile (26°S-39°S), a slightly positive warming trend that increases south of ~38°S has been observed between 1982 and 2020. This trend has been associated with an increasing frequency of MHWs (Varela et al., 2021; Pujol et al., 2022). The warming trend off Chile will continue and probably increase in the future, being more severe along the length of the Chilean coast (e.g., Dewitte et al., 2021). Nevertheless, observational evidence showed a cooling in the coastal region from 1979 to 2006, contrasting with the warming air temperature observed over continental Chile (Falvey & Garreaud, 2009).

Modes of internal climate variability can also impact the likelihood of MHWs and can maintain or intensify these events for long periods (Holbrook et al., 2019; Sen Gupta et al., 2020). In the Pacific Ocean, the positive phase of the Pacific Decadal Oscillation (PDO) leads to predominantly warm years, when MHWs tend to occur (Newman et al., 2016; Scannell et al., 2016). The warm phase of the PDO is also associated with positive feedback with El Niño events, contributing to the generation of large MHWs (more intense and with greater spatial and temporal extensions). Such is the case of the 2014-2016 event, which was categorized as

severe, that occurred over much of the Northeast Pacific (Di Lorenzo and Mantua, 2016). El Niño events increase the probability of high-intensity MHWs in the eastern tropical Pacific (the intensity of a MHW refers to the temperature anomaly associated with the MHW, see methods below). In general, the greater the intensity of El Niño, the greater the intensity of the observed MHW. In terms of duration, MHWs related to El Niño events can last as long as the El Niño itself (Oliver et al., 2018; Sen Gupta et al., 2020). La Niña events may also force MHWs in the western Pacific. During the austral summer of 2010-2011, a MHW was induced by greater warm water advection off Western Australia, triggered in turn by an intensification of the Leeuwin Current due to the strong La Niña event (Pearce and Feng, 2013).

On timescales ranging from several days to several weeks, the MHW drivers generally act on regional-length scales, i.e., spanning from tens to hundreds of km (Holbrook et al., 2019). The frequency of MHWs lasting less than 100 days has increased in the last two decades along the coasts of Peru and northern Chile (Pietri et al., 2021). On this regional scale, the warming generated by heat advection (HA) is due to the action of anomalous currents through typical (mean) temperature gradients or typical currents flowing in anomalously large temperature gradients. For instance, the MHW observed in the Tasman Sea in 2015-2016 was generated by anomalies of the East Australian Current (Oliver et al., 2017). On the same spatial scale, the warming generated by air-sea heat fluxes (ASHFs) is also important. These conditions generally occur in the presence of atmospheric blocking, which reduces cloud cover, enhances solar radiation, and decreases surface wind speed, thereby reducing latent heat cooling (Holbrook et al., 2020). In turn, this causes a decrease in the mixed-layer depth (MLD) contributing further to the warming of this reduced water volume (Oliver et al., 2021). For instance, the MHW that occurred in the boreal winter of 2013-2014 over the northeast Pacific –with an intensity of $\sim 2^{\circ}\text{C}$ – was an event that began because of a weakening of the westerly surface winds and a large decrease in the MLD, which primarily decreased sensible and latent heat loss from the ocean to the atmosphere; moreover, this was coupled with a weakening of the cooling typically caused by advective flows in the area (Bond et al., 2015). Another mechanism of similar spatial and temporal scales is warming due to entrainment anomalies. This mechanism considers both the vertical advection of heat and the intrusion of heat towards

more superficial layers due to the variation of the mixing layer (see equation 1 below). This process generally makes a minor contribution to the generation of MHWs (e.g., Holbrook et al., 2019). However, in coastal upwelling regions –like central Chile–, it is reasonable to assume that the weakening of this cooling process may increase the probability that MHWs will occur (Varela et al., 2021).

In this study, we evaluate the relative importance of the main drivers of MHW (ASHF, HA, and entrainment) in the southeastern Pacific for the last two decades (1992-2020). We perform a heat budget analysis of the MHWs observed in the surface mixed layer and, using different statistical criteria, evaluate the relative importance of these drivers in the generation of MHWs. A long, intense (anomalies greater than 3°C) MHW occurred in the tropical and subtropical Southeast Pacific during the austral summer of 2016-2017 associated with the “coastal El Niño” (Takahashi et al., 2018; Pujol et al., 2022). This event took place after the large central El Niño of 2015-2016 (also known as “Godzilla” El Niño). The dynamics of the coastal El Niño differed from those of the El Niño-Southern Oscillation. In fact, neutral temperature anomalies were observed in the equatorial Pacific during the coastal El Niño (Echevin et al., 2018; Takahashi et al., 2018). The large MHW related to this coastal El Niño event notoriously impacted our study region off central Chile. The present study analyzes this MHW in detail, along with the MHW induced by the prominent 1997-1998 El Niño event (McPhaden, 1999; McPhaden and Yu, 1999).

P.2. Materials and methods

P.2.1. Data

We use temperature, currents, and MLD from the GLORYS2-V4 Global Ocean Ensemble Physics Reanalysis (hereafter GLORYS; https://data.marine.copernicus.eu/product/GLOBAL_REANALYSIS_PHY_001_031/description) (Garric and Parent, 2017) for the period January 1993 to August 2019. This reanalysis is based on the NEMO ocean general circulation model version 3.1 (<https://www.nemo-ocean.eu/>). The ocean model assimilates satellite SST from AVHRR and AMSR-E ($1/4^{\circ}$ resolution), along-track sea-level anomalies derived from satellite altimetry, and temperature and salinity profiles from ARGO floats since 2002. The

ocean model has a horizontal resolution of $1/4^\circ$ curvilinear orthogonal grid and 75 vertical levels. NEMO's surface boundary conditions are taken from ERA-Interim global atmospheric reanalysis (<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-interim>) and includes zonal and meridional surface wind, latent and sensible heat fluxes, and net shortwave and longwave radiation. The ERA-Interim database, also used in the present study, has a temporal and spatial resolution of 6 h and approximately 80 km ($3/4^\circ$), respectively, and 60 vertical levels from the surface to 0.1 hPa (Berrisford et al., 2011; Dee et al., 2011). Only sea surface data over the period from 1993 to August 2019 were used in this study. To achieve the same horizontal resolution as GLORYS (i.e., $1/4^\circ$), the ERA variables were interpolated using an Akima spline.

P.2.2. Definition of marine heat waves

MHWs were defined using the mixed layer mean temperature (MLT) following the methodology proposed by Hobday et al. (2016). When the daily MLT in a specific grid point exceeds a climatological threshold value for a period of at least 5 days, it is considered to be impacted by a MHW. Daily threshold values correspond to the 90th percentile of the MLT for each grid point. For the calculation of the 90th percentile for a specific day of the year, we used an 11-day moving window centered on the specific day and the 26-year-long time series (see Figure S1 in Supporting Information). Finally, the threshold values were smoothed using a 31-day moving mean (Hobday et al., 2016).

P.2.3. Characterization of MHWs

To characterize the MHW events, different metrics were used: duration, spatial extent, and mean and maximum intensities (Hobday et al., 2016). We also quantified the frequency of MHWs inside the study region based on the number of events per year.

P.2.3.1. Duration

The duration of a MHW is the number of days that the MLT continuously exceeds the threshold value (only if this number is greater than 5 days according to the MHW definition). To calculate duration, we considered our study region to be a unit (shown in Figure P1 as the

area enclosed by the black contour). For this, we used two different definitions: one based on the MLT of each grid point and the other based on the complete study region. In the first case, the duration is the number of days during which the MHW is present in a particular grid point (named definition 1, used in Figure P1B). In the second case, the duration is the number of days during which at least one grid point within the study region was under the influence of a MHW; in this case, duration considers all grid points affected by a MHW within the study region at the same time (named definition 2, used in Figure P2). Both definitions are used here in different contexts and explicitly specified.

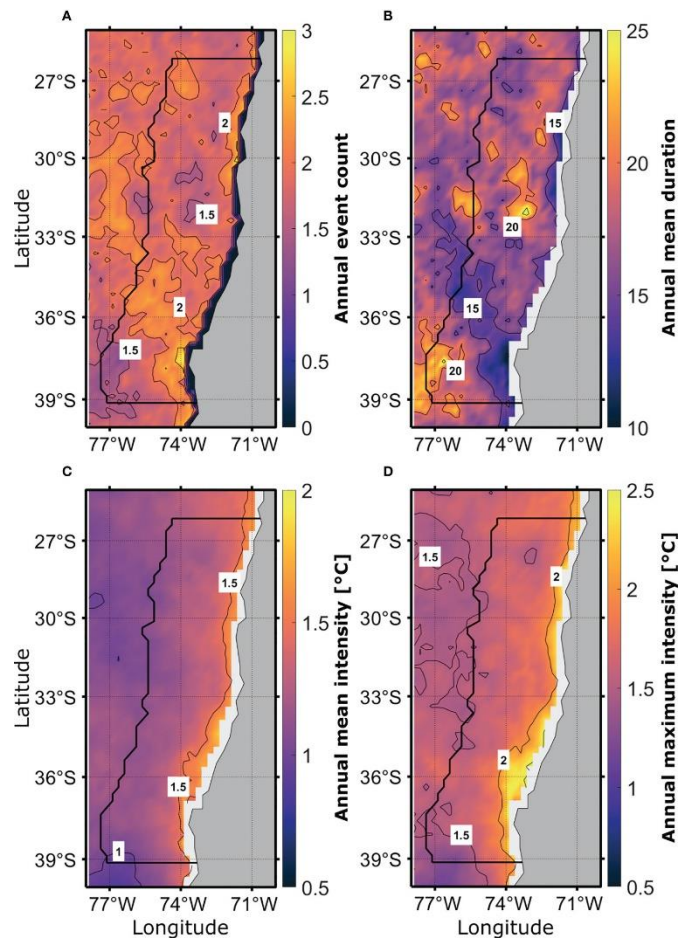


FIGURE P1: Annual mean of the different metrics that characterize the MHWs off central Chile: (A) mean frequency, (B) mean duration, (C) mean intensity, and (D) maximum intensity. The study region is enclosed by the black contour. Annual means were calculated between 1993 and 2018.

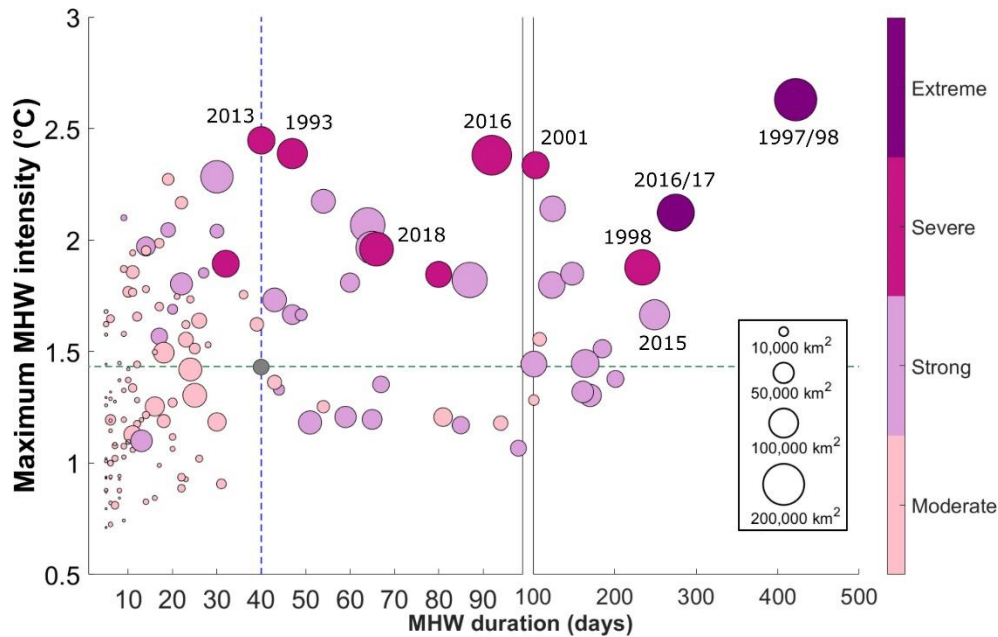


FIGURE P2: Maximum intensity versus duration of the MHWs off central Chile. Each event is represented by a circle. The size of each circle represents the spatial extent of the corresponding event according to the scale shown in the lower right corner. Colors show the event category according to the scale on the right side of the graph (see methodology –section 2.3– for more details).

P.2.3.2. Spatial extent

The spatial extent is the sum of the areas of all the grid points that satisfy the definition of a MHW during a given day.

P.2.3.3. Intensities

The mean MHW intensity is directly defined as the mean value of the mixed layer temperature anomalies at all grid points affected by the MHW (e.g., Oliver et al., 2021). The maximum intensity is calculated as follows: Firstly, for each day, the maximum MLT anomaly within the MHW impacted region is selected, and then all the maximum daily values are averaged over the period that the MHW lasted.

The historical ranges of different metrics are also shown to provide typical characteristics of the MHWs observed in our study region. These ranges are delimited by the 25th and 75th percentiles of the respective metrics.

Following Hobday et al. (2018), different categories of MHWs are used based on the difference between the climatological (mean) MLT and the threshold value defined above. Then, depending on the frequency with which the MLT exceeds this difference, different categories were defined: moderate, strong, severe, and extreme, depending on if the MLT exceeds the threshold once, twice, thrice, or four or more times. See Figure S2 in the Supporting Information. Another metric to evaluate the impact of the MHWs over the study region is based on the daily integration of the MLT over the region affected by a particular MHW event, which represents the combined effect of intensity and the spatial extent of the MHW (units of $^{\circ}C km^2$). We call this metric magnitude.

P.2.4. Temperature tendency in the mixed layer

The equation for the tendency of the MLT is used to evaluate the relative importance of the main MHW drivers. The different terms involved in this equation are associated with different ocean and/or atmospheric processes and conditions, and they can contribute to increasing or decreasing the MLT. Following Oliver et al. (2021), we write the heat budget in the mixed layer as

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = -\bar{\mathbf{u}} \cdot \nabla \bar{T} - \left(\frac{\bar{T} - T_{-h}}{h} \right) \left(\frac{\partial h}{\partial t} + \mathbf{u}_{-h} \cdot \nabla h + w_{-h} \right) + \frac{Q_{SW} + Q_{LW} + Q_{sens} + Q_{lat}}{\rho C_p h} + residual \quad (4)$$

where \bar{T} is the vertical mean temperature in the mixed layer, t is time, $\mathbf{u} = (u, v)$ is the horizontal velocity (obtained from GLORYS), u_{-h} is u at $z = -h$ (the base of the MLD), and w is the vertical component of the velocity estimated from the wind stress curl (Ekman pumping, EP). Close to the coast, we add a term directly related to the cross-shore Ekman transport (M), assuming that the cross-shore Ekman transport is locally compensated by a vertical transport inside a distance given by the first baroclinic Rossby radius (Chelton et al., 1998). EP and M were calculated from the ERA-interim surface wind field. The vectorial operator ∇ is in the horizontal plane, Q are the ASHF's (related to shortwave and longwave radiations, and sensible and latent heats), ρ is the density of seawater, and C_p is the specific heat of seawater at constant pressure. The top bar indicates vertically averaged quantities in

the mixing layer, a subindex h indicates that the quantity is evaluated at a depth $z = -h(x, y, t)$, i.e., at the base of the mixed layer.

The first term on the right-hand side of (1) is the horizontal heat (temperature) advection vertically averaged in the MLD. The second term comprises the total change of the MLD (Dh/Dt) and the entrainment of temperature into the mixed layer (herein, entrainment). The third term comprises the sum of the four terms that conform the net ASHF: the two radiative terms –the short wave (Q_{SW}) and longwave (Q_{LW}) fluxes– and the two turbulent heat flux terms –sensible (Q_{SENS}) and latent (Q_{LAT}) heat. Herein, we call this third term air-sea heat fluxes (ASHFs). The last term is a residual associated with turbulent horizontal and vertical mixing, which is assumed to play a minor role compared to the other terms (e.g., Holbrook et al., 2019; Marin et al., 2022). We identify the first three terms of the right-hand side of (1) as the possible drivers of the MHW events. Time series of HA, ASHF, and entrainment are calculated by integrating only periods and zones affected by MHWs. The resulting time series for each term represents the partial contribution to the total temperature change over the region impacted by MHWs per day (in $^{\circ}Ckm^2 day^{-1}$).

P.2.5. Calculation of the dominant driver of the MHWs

The relative importance of the drivers associated with each MHW is calculated by comparing the daily magnitudes of a specific driver with the daily time series of the MLT tendency (i.e., $\partial\bar{T}/\partial t$ from GLORYS), both integrated over the MHW-impacted area. Specifically, the comparison considers the 75th percentile of the driver and the 50th percentile of the MLT tendency, a procedure explained as follows: percentiles are calculated based on the respective daily time series during each MHW, e.g., percentiles for a MHW lasting 40 days are calculated from the respective distributions of these variables within those 40 days. The choice of these percentiles for both the MLT tendency and the drivers are discussed in the supplementary material (Figures S4 and S5 in Supporting Information). If the 75th percentile of a certain driver is higher than the 50th percentile of the MLT tendency for a given MHW, we consider that the driver plays a significant role in the generation of this MHW event. When more than one driver plays a significant role in the generation of the same MHW, we compare

the magnitude of these drivers to evaluate the dominant driver. Thus, the driver whose 50th percentile exceeds the 75th percentile of the other relevant driver is considered dominant. This means that the warming generated by the dominant driver exceeds the warming generated by the other driver. When neither of the drivers is dominant and all play a significant role, we refer to the MHW as a combined type.

P.3. Results

P.3.1. General characteristics of the MHW off Chile

The MHW frequency ranged from ~1 to 3 events per year (Figure P1A). The duration of MHW (Figure P1B; calculated using definition1) fluctuate in a range between 16 (25th percentile) and 20 days (75th percentile). The duration and frequency of the MHWs was inversely correlated, i.e., longer (shorter)-lasting events are less (more) frequent. Among the different metrics, intensity has been recognized as the most relevant for assessing MHW severity (e.g., Hobday et al., 2018; Oliver et al., 2021) and is frequently used for the overall MHW classification. In our study region, maximum intensity typically ranged from about 1.5 to 1.7°C (Figure P1D; the lower and upper limits correspond to the 25th and 75th percentile, respectively), whereas mean intensity was $1.2 \pm 0.2^\circ\text{C}$ (Figure P1C). The intensity increased consistently toward the coast (Figures P1C, D), particularly when plotting maximum annual intensities (Figure P1D). Unlike intensity, frequency and duration do not have a clear spatial pattern.

Between January 1993 and December 2018, two extreme, eight severe, 31 strong, and 18 moderate MHWs occurred off Chile (Figure P2). These MHWs showed a wide range of duration, spanning from 16 to 20 days (9 to 44 days) according to definition 1 (2) (see section 2.3). The spatial extent of the MHWs (i.e., the sum of all pixels impacted by each MHW) ranged from $3 \times 10^3 - 4 \times 10^4 \text{ km}^2$ (Figure P2). In general, it is expected that the higher the category of a certain MHW, the greater its intensity, duration, and spatial extent. The category of MHW correlates well with the duration ($r = 0.73$), maximum intensity reached during that category ($r = 0.77$), and spatial extent ($r = 0.85$) of the events. Although this is true for many MHWs, some events show considerably greater duration or spatial extent than others of

the same category (Figure P2). For instance, the strong 249-day-long MHW labeled 2015 is much longer than all the strong and severe MHWs, and the area of the severe MHW labeled 2016 covers 18700 km^2 , an area greater than that of all the severe MHWs.

P.3.2. Physical drivers of the MHWs

Based on a heat budget analysis in the surface mixed layer, we examined the main processes involved in the formation and evolution of the MHWs. To estimate the relative importance of the different drivers represented in (1) and their seasonal contributions, we calculate their respective seasonal cycles as daily averages for the 26-year period (Figure P3, black curves). Note that the seasonal cycles for all drivers were calculated using only periods and regions impacted by MHWs. During most of austral spring and summer (September-February), radiative forcing is commonly the dominant term (Figure P3A), whereas HA is the dominant term in austral fall and winter (March-August) (Figure P3B). Entrainment is usually weakly negative during MHW events, reducing the mixed-layer temperature. In general, the contribution of entrainment is very small ($< 8\%$ of the magnitude of ASHFs and HA separately, Figure P3C) and practically negligible in the heat balance. Solar radiation is reduced in fall and winter, increasing the relative importance of HA (Figure P3B). As the magnitude of HA depends on both the magnitude of the current normal to the temperature gradient and on the magnitude of this gradient and given the large magnitude of the offshore temperature gradient, relatively small positive (onshore) current anomalies are important for increasing the HA term during some MHWs. Nevertheless, large southward current anomalies along the coast may also increase HA. These particular cases are illustrated below for the long MHW related to the El Niño 1997-1998 off central Chile. We show that the magnitude of MHWs was greater from late austral spring to the end of summer (Figure P3D) and lowest from September to November. This magnitude is associated also with the seasonality of the frequency of the MHW observed in the study region, which are larger in austral summer and fall and minimum in spring. Note that the secondary maximum of MHW magnitude observed in April can be related to the increasing of HA.

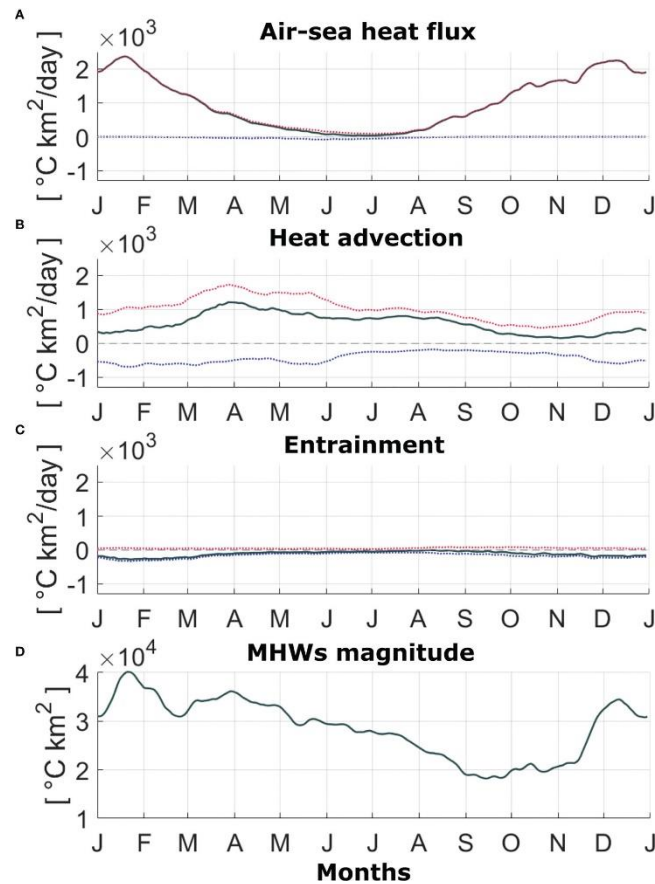


FIGURE P3: Annual cycle of the different MHW drivers in the study region. Each driver was integrated over the spatial extent impacted by a MHW, then the daily values, corresponding to the same calendar day, were averaged over the 1993-2018 period. Air-sea heat fluxes (A), heat advection (B), entrainment (C) and magnitude of MHWs (D). The black curves in (A–C) show the average of all values, while the red lines show the average of only positive values (contribution to warming), and the blue lines show the average of the negative values (contribution to cooling).

Figures P3A and C also show the contribution of the different terms of (1), distinguishing their positive (red curves) and negative (blue curves) contributions to the heat balance. The positive (negative) contribution of the driver occurs when only values favorable to the warming (cooling) of the driver are considered. This allows better analysis of the nature of the MHW in the region. For instance, a MHW event could be dominated by two different mechanisms in different subareas within the study region, and the same driver can be adding and subtracting heat from the surface layer within different subareas of the same MHW, which would result in a rather small total effect of the driver after averaging over the whole region affected by the MHW. In such cases, the double nature of the MHW would be missed. In

summary, the climatological heat balance within the MHWs showed that ASHF's practically always contribute to increasing surface layer temperature (i.e., the red and black lines are similar in Figure P3A), whereas HA shows both positive and negative contributions – represented in Figure P3C by red and blue lines, respectively– with a predominance of positive values (black line). Entrainment plays only a secondary role and commonly contributes to reducing MLT. Then, the main drivers of the MHWs are HA and ASHF's.

Daily anomalies of ASHF's, HA, and entrainment vary widely within the MHWs, with fluctuations that are about one order of magnitude larger than the amplitude of their seasonal cycle (Figure P4 and Figure S3 in Supporting Information). The red line shows the standard deviation, which was calculated using a moving window of 365 days (using this moving window, we avoid overweighting the influence of ENSO). The values over each red line correspond to periods when the drivers are more important; these periods are used to illustrate the specific processes associated with the different drivers. Note that most of the peaks in the ASHF and HA anomalies (Figures P4A, B) are related to El Niño. This phenomenon is most evident in the extreme events of 1997-1998 and 2015-2016, but the impact of the “Coastal El Niño” is also clearly visible during the austral summer of 2017. In general, the spatial pattern of the HA anomalies (Figure P5A) resembles the observed MHW patterns of both frequency and duration (Figures P1A, B). These patterns result from the combination of ASHF and HA. Despite the ASHF is the main driver of most MHWs, the HA has more spatial structure in the oceanic region than the relatively homogenous ASHF pattern (see Figure P7A below). Note that there are periods not related to ENSO when HA and ASHF anomalies are larger than their respective threshold red curves.

During El Niño, the magnitude of MHWs (mean value $\sim 6.9 \times 10^4 \text{ }^\circ\text{C km}^2$) is greater than during La Niña (mean value $\sim 5.7 \times 10^4 \text{ }^\circ\text{C km}^2$) and neutral periods (mean value $\sim 4.3 \times 10^4 \text{ }^\circ\text{C km}^2$) (Figure P6A). Interestingly, the magnitude of MHWs during La Niña is greater than during neutral conditions (Figures P6C, D). During El Niño, the most intense MLT anomalies are observed near the coast (Figure P6B), whereas during La Niña, larger magnitudes are present in the offshore region (Figure P6C). In summary, ENSO cycles increase the probability of more intense MHWs in our study region.

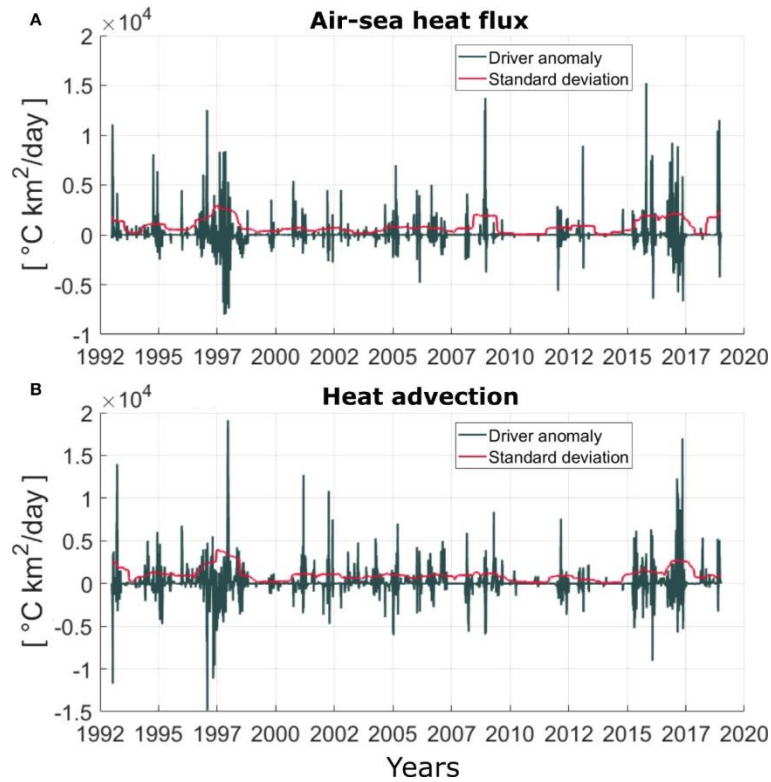


FIGURE P4: MHW driver anomalies (respect to their seasonal cycle) integrated over the spatial extent and periods affected by MHWs in the study region (see black contour in Figure P1). Air - sea heat fluxes (A), and heat advection (B). The red line indicates the value of one standard deviation calculated inside of a 365-day moving window. Days exceeding this standard deviation were used to calculate and classify the warming mechanism (drivers) associated with the MHWs.

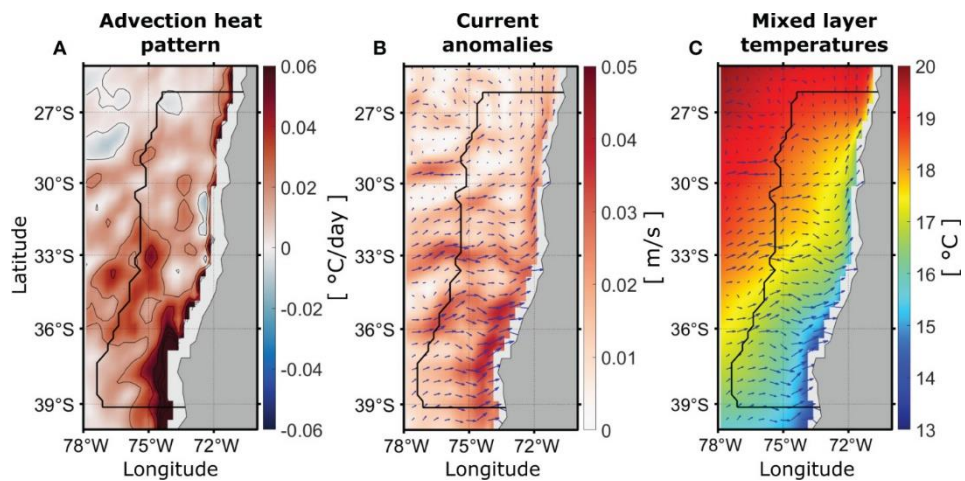


FIGURE P5: Warming related to heat advection (A). These values were calculated by averaging the HA ($^{\circ}\text{C day}^{-1}$) during the days that HA was larger than the threshold value shown by the red line in Figure P4B.

Mean pattern of the associated current anomalies (B) and temperature of the mixed layer (C) (also current anomalies are shown by arrows). The black contours show the study region.

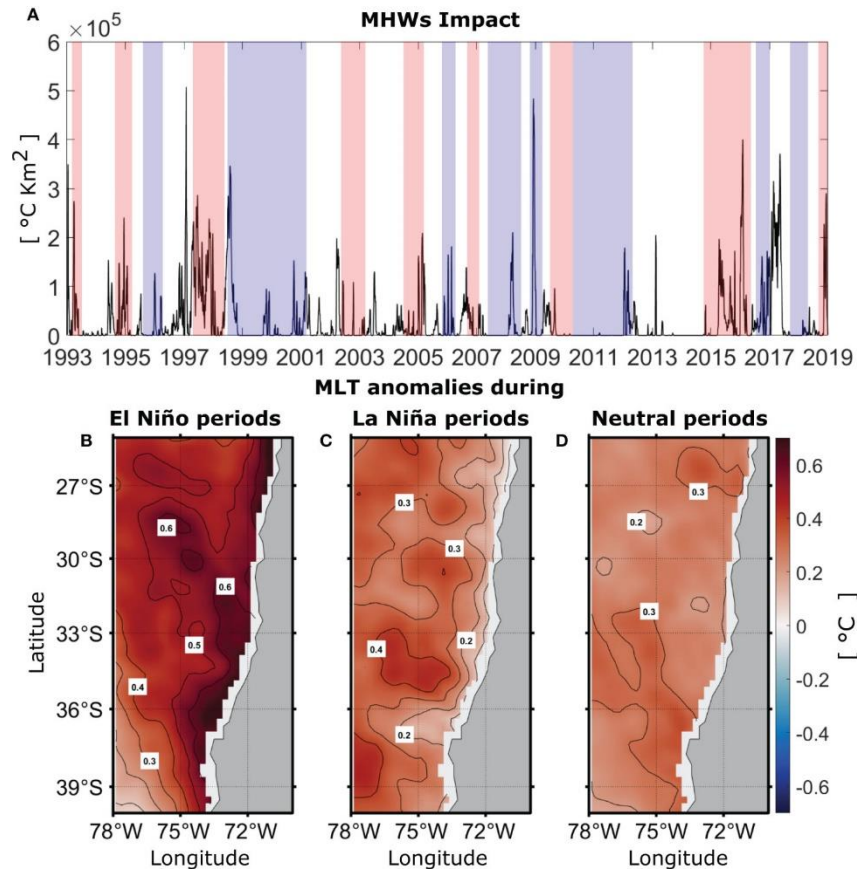


FIGURE P6: Relationship between MHWs and ENSO. Time series of MHW magnitudes (A), El Niño (La Niña) periods are shaded in red (blue). El Niño and La Niña periods were defined based on the ONI (Oceanic El Niño index https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php). Mean spatial patterns of MLT anomalies observed during periods affected by MHWs (magnitude of MHWs > 0) and concomitant to El Niño (B), La Niña (C), and ENSO-neutral conditions (D). The most intense MLT anomalies are observed during El Niño periods, and these are larger near the coast. MLT anomalies during La Niña are smaller than during El Niño periods, but higher than during neutral periods, showing larger magnitudes in the offshore region.

The warming pattern (in $^{\circ}\text{C d}^{-1}$) related to the ASHF's shows positive values across the region. Larger values are found near the coast (Figure P7A), where the mixed layer is shallower (Figure P7B). Among the different terms involved in the air-sea heat exchange (Figure P8), the term related to latent heat flux (Figure P8C) is the most relevant in creating the spatial pattern observed in Figure P7A. In contrast to the pattern observed from the latent heat flux anomalies (Figure P8C), patterns of short and longwave radiation anomalies show

mainly meridional variability and smaller magnitude (Figures P8A, B). The sensible heat flux anomalies are spatially more homogeneous and slightly positive (Figure P8D).

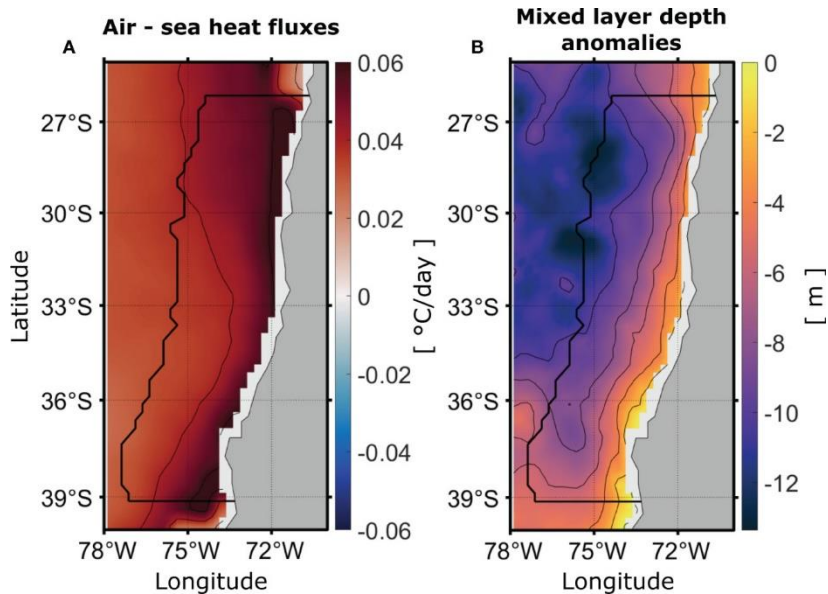


FIGURE P7: Mean magnitude of the warming generated by air-sea heat fluxes (A), and mixing layer depth anomalies (B). The selected days to calculate the air-sea heat fluxes correspond to days where the fluxes exceed the threshold value shown by the red line in Figure P4A. The black contours show the study region.

The spatial pattern of the HA (Figure P5A, in $^{\circ}\text{C}/d$) shows that all the region tends to be warmed up by this driver, but the largest values are observed along a narrow coastal band. This warming is more intense south of 32°S , affecting a larger offshore region. The warming pattern is related to both eastward (onshore) current anomalies and a large zonal temperature gradient in all the region, being more intense south of 32°S (Figure P5B, C). It is worth noting that the HA is, in general, smaller than the ASHF in our study region and entertainment anomalies are commonly much smaller ($< 8\%$). As stated before, a MHW could be generated and maintained by different drivers acting at different times and places. Most long MHWs are driven by a combination of ASHF and HA.

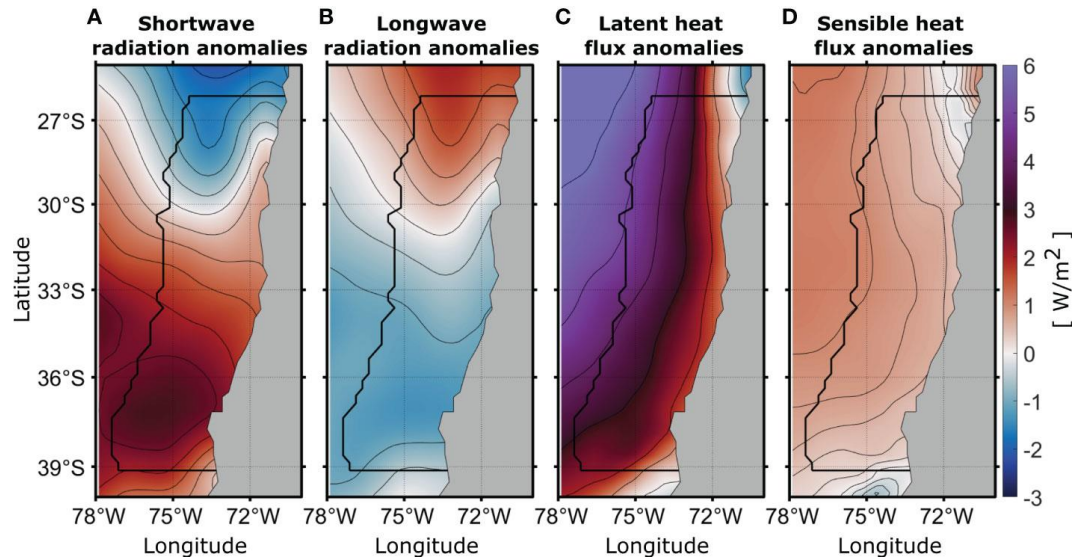


FIGURE P8: Mean magnitude of the different air-sea heat fluxes when ASHF are relatively high (over their threshold value Figure P4A) between 1993 and 2018. Shortwave radiation anomalies (A), longwave radiation anomalies (B) latent heat flux anomalies (C) and sensible heat flux anomalies (D). Anomalies are positive when the heat flow is toward the ocean. The black contours show the study region.

P.3.3. The 1997-1998 and 2016-2017 MHWs

To better illustrate our results, we analyze two extreme MHWs: one during 1997-1998, related to the large El Niño event, and the other during 2016-2017, related to the “coastal El Niño”. The 1997-1998 El Niño was the strongest on record (e.g., McPhaden, 1999) and generated the most extreme and longest MHW observed in our study region (Figure P2). During this MHW, both HA and ASHFs were relevant. Previous to the 1997-1998 El Niño, during January-February, a MHW impacted the region (Figure P9A). Its growth was initially driven by an increase in ASHFs (Figure P9C), whereas the contribution of HA remained relatively low. After that, the magnitude of the MHW dropped nearly to 0 but remained positive. During April-June 1997, the magnitude of the MHW began to grow again (Figure

P9A) related to the onset of the strong El Niño in the region (Ulloa et al., 2001). At that time, the HA increased considerably (Figure P9B), whereas the magnitude of ASHF was close to zero. In austral winter, the ASHFs started increasing and peaked in November 1997 (Figure P9C), contributing to maintaining the long MHW observed in our region. Then, in December 1998, near the peak of the ENSO event, both ASHF and HA increased (Figures P9B, C). Thus, the extreme MHW of 1997-1998 observed off central Chile was driven by a combination of ASHF and HA. The pattern of the ASHF term shows that during January-February 1997, ASHFs contributed to the MHW in most of the offshore region (Figure P9E). Then, during the onset of the 1997-1998 El Niño (April-June 1997), HA was the dominant driver with intensity showing a variable spatial pattern in the offshore region (Figure P9F). In contrast, during December 1997, the HA dominated very close to the coast increasing the MHW intensity (Figure P9G). This last pattern is consistent with large coastal trapped waves –forced by equatorial Kelvin waves– arriving in central Chile (e.g., McPhaden and Yu, 1999). In addition, the ASHF also made an important contribution in December 1997, similar to the previous period (August-November 1997), with a similar warming pattern (Figure P9H). Prior to the 1997-1998 El Niño, in January-February 1997, a large MHW impacted the region (Figure P9A). This MHW was mainly driven by ASHF, with a minor contribution from HA (Figures P9B, C). During this period, satellite SST data showed positive anomalies over a wide region of the South Pacific centered around 30°-35°S, reaching the coast of central Chile (c.f., Shaffer et al., 1999).

During the coastal El Niño of 2016-2017, a large MHW occurred off central Chile (Figure P10). In November and December 2016, ASHF dominated the surface heat budget, driving this MHW (Figures P10A, C first yellow-shaded period). The spatial pattern of ASHF-related warming in this period is intense and relatively homogeneous, affecting the whole zone (Figure P10D). Later, both ASHF and HA become relevant in supporting this MHW (Figures P10A-C; gray-shaded period). This occurs simultaneously with the maximum expressions of coastal El Niño. During the last stage of this MHW, the HA was stronger and dominated the heat balance (Figures P10A, B April-May 2017; second yellow-shaded period). Finally, HA and MHW decay together during mid-2017. The heating pattern generated by HA during this

last period shows large mesoscale variability with strong warming nuclei, mostly near the coast (Figure P10G).

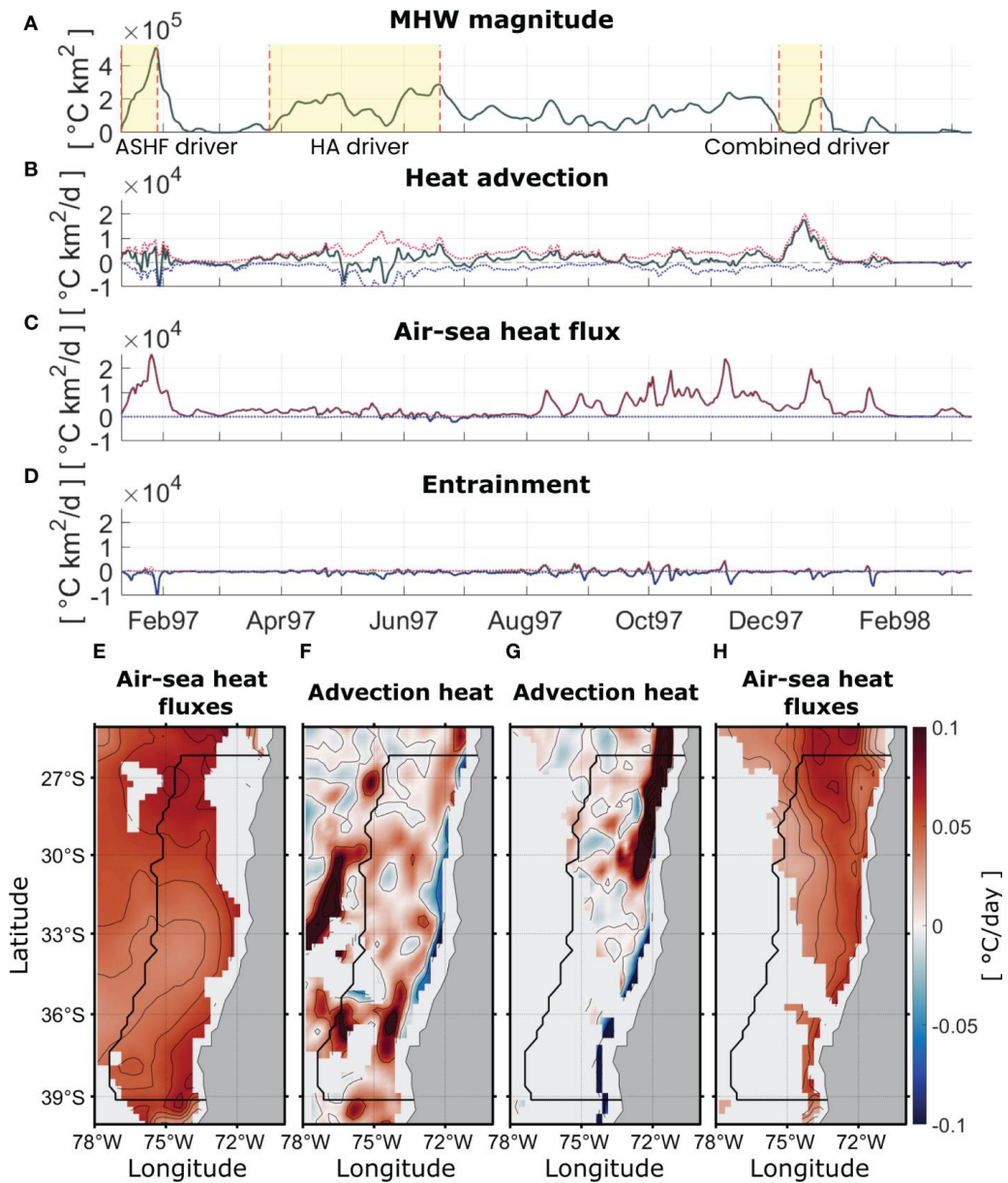


FIGURE P9: MHW observed off central Chile during the 1997-1998 El Niño event. Time series in (A) shows the magnitude of this MHW, the first period was dominated by ASHFs during early 1997 (left yellow shading), the second period was dominated by HA during mid 1997 (central yellow shading), and the third period was dominated by the combination of both drivers (late 1997, right yellow shading). Time series of HA (B), ASHFs (C) and entrainment (D). The time series were obtained by integrating the drivers over the region affected by the MHW within the study region (black contour). Warming pattern produced by ASHFs during early 1997 (E) and during late 1997 (H) corresponding to the period shaded in yellow in (A). Warming pattern produced by HA during mid 1997 (F) and late 1997 (G).

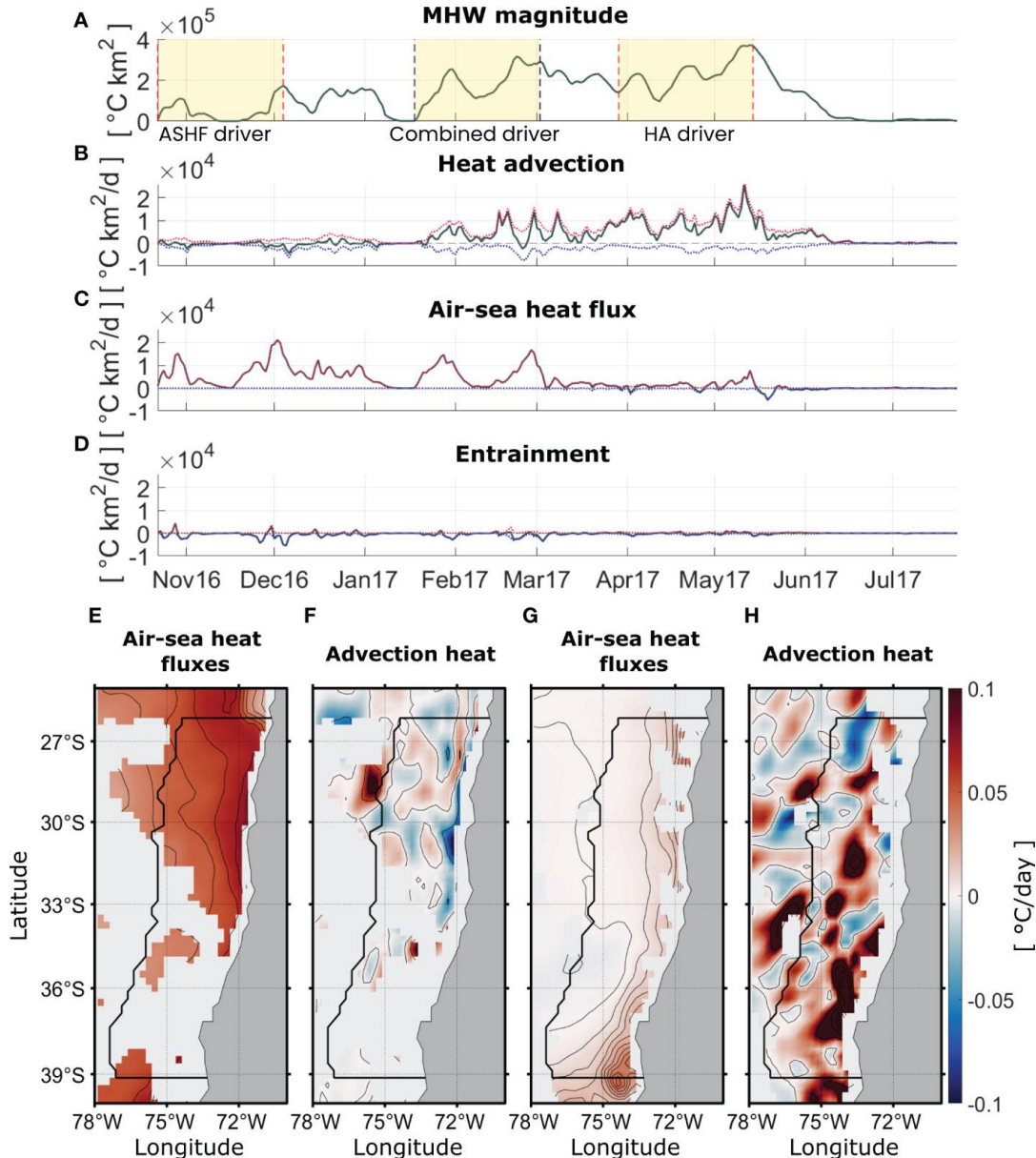


FIGURE P10: MHW generated by a combination of both, air-sea heat fluxes and heat advection, occurring between late 2016 and early 2017. The time series (A) shows the magnitude of the MHW, the first period was dominated by air-sea heat fluxes at the end of 2016 (yellow shading), a second period was dominated by combined drivers (gray shading) and a third period was dominated by heat advection (yellow shading at the

right). Time series of the HA integrated in the MHW region (**B**). Time series of ASHF_s (**C**) and time series of entrainment (**D**). The time series were obtained by integrating the drivers over the region affected by the MHW within the study region (black contour). Warming spatial pattern associated with ASHF_s during the first part of the MHW (yellow shading centered on Nov 2016) (**E**) and during the third period (yellow shading centered on Apr 2017) (**G**). Warming pattern produced by HA during the first period (yellow shading centered on Nov 2016) (**F**) and during the third period (yellow shading centered on Apr 2017) (**H**).

P.3.4. Comparing the different types of observed MHW

Based on the main drivers, we can distinguish three types of MHW: 1) mainly forced by ASHF, 2) mainly forced by HA, and 3) combined-type, in which the relevance of both ASHF and HA is similar. Figure P11 presents a summary of the classification of MHWs. ASHF-type MHWs were the most frequent –more than 65 out of 147 events (44%) were observed in our 26-year-long study period (Figure P11A). These MHWs had a mean intensity of $\sim 1.2^{\circ}\text{C}$ and a maximum intensity of $\sim 2.5^{\circ}\text{C}$ (Figure P11C). For those MHWs that are dominated by a particular driver, HA exhibits a higher mean partial contribution to the total magnitude than ASHF (in average, 814 vs $605^{\circ}\text{C km}^2 \text{ day}^{-1}$, respectively). During ASHF-type MHWs, the mixed layer is considerably reduced, reaching a typical depth of only ~ 18 m (Figure P11D). Thus, ASHF_s can warm up more quickly in a region with a reduced mixed layer, making this driver more efficient to increase the MLT. This type of MHWs occurs when the wind is reduced, thus decreasing the mixing in the surface layer and, in turn, the MLD. ASHF-type MHW are characterized by a relatively short duration, ~ 24 days (Figure P11B), whereas their average spatial extent covers $\sim 2.8 \times 10^4 \text{ km}^2$ (Figure P11D). The largest MHW of this type impacted $\sim 34\%$ of the whole study region on average.

The HA-type MHWs are considerably less frequent (Figure P11A): only 33 out of 147 (23%) events of this MHW occurred during the study period. As stated above, the partial contribution of HA to the total magnitude is on average $\sim 814^{\circ}\text{C km}^2 \text{ day}^{-1}$ during HA-type MHWs, which is larger than the partial contribution of air-sea heat fluxes during the ASHF-type MHWs. However, in this case, the mixed layer is thicker (~ 47 m depth) (Figure P10D). These MHWs have smaller maximum ($\sim 2.0^{\circ}\text{C}$) and slightly smaller mean intensities ($\sim 1.1^{\circ}\text{C}$ on average) compared with the other MHW-types (Figure P11C). The mean duration of AH-

type MHWs is ~ 57 days, about twice the mean duration of the ASHF-type MHWs. Moreover, their average spatial extent involves an area of $\sim 2.4 \times 10^4 \text{ km}^2$ (Figure P11D), including a particular MHW that reached an average extension of 27% of the entire region analyzed.

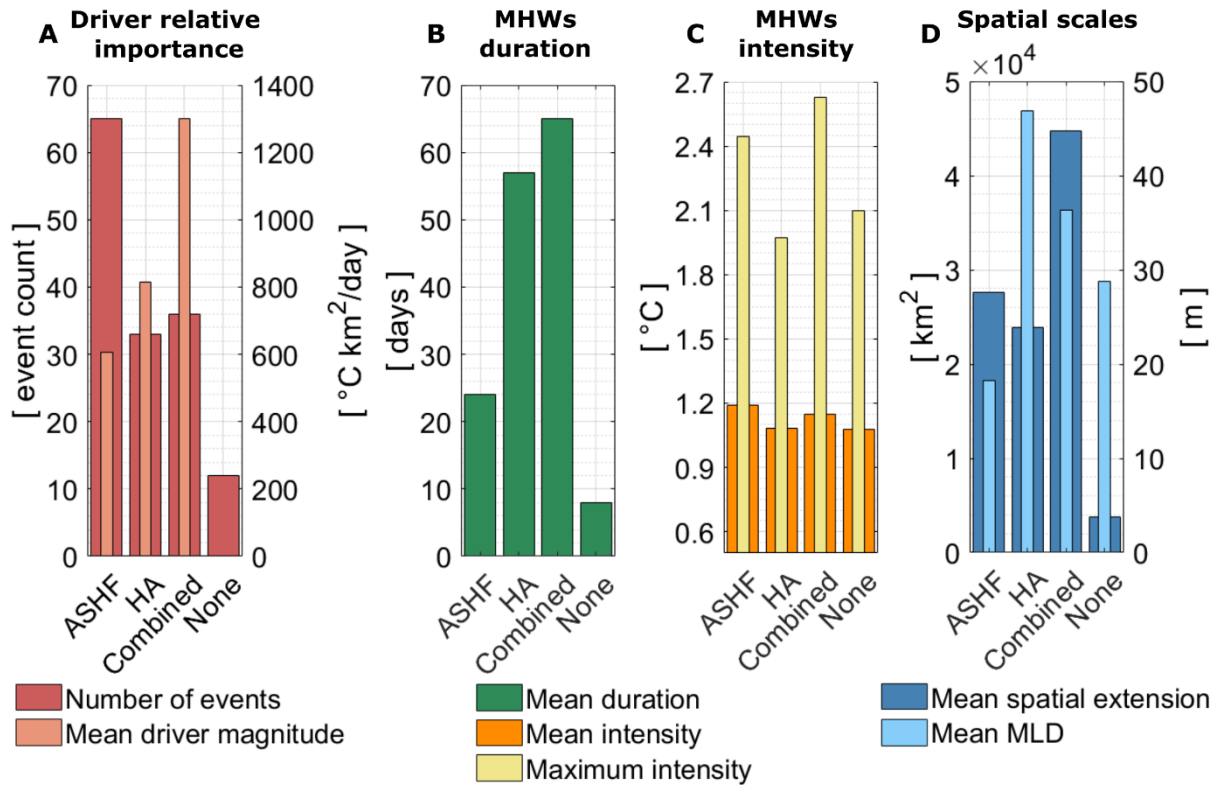


FIGURE P11: Representation of the dominant drivers of the MHWs and their characteristics off central Chile: (A) Number of events dominated by the different drivers (thick bars and left axis) and mean magnitude of the corresponding driver (thin bars and right axis). (B) Mean duration of the MHW related to the different driver types. (C) Mean intensity (thick bars) and maximum intensity (thin bars) of the MHW. (D) Averaged spatial extension (thick bars and left axis) and depth of the mixed layer (thin bars and right axis) related to the different type of MHWs. None corresponds to those MHWs that are not dominated by any specific driver according to the selected criteria to define the different MHW types. We include the MLD in panel D to clarify why a driver with less magnitude (e.g., ASHF) may lead to more intense MHWs (for instance, in HA-type MHWs the MLD is commonly more than twice the MLD observed in ASHF-type, that involve that the HA driver is commonly less efficient to rise the mixed layer temperature).

During the study period, 36 combined-type MHWs were observed, representing 25% of the total 147 events. Hence, this group is more (less) frequent than HA-type (ASHF-type) MHWs (Figure P11A). The combined-type MHWs showed a mean intensity of $\sim 1.2^\circ\text{C}$ and maximum intensities ($\sim 2.6^\circ\text{C}$) similar to the ASHF-type MHW (Figure P11C). The mean

partial contribution of the combined heat fluxes (ASHF + HA) to the total magnitude was $650\text{ }^{\circ}\text{C km}^2\text{ day}^{-1}$ (Figure P11A). These MHWs had the longest duration (~ 65 days) (Figure P11B). As shown in the study cases above, the different drivers may act simultaneously or during different periods, thus extending the MHW duration. Consequently, combined-type MHWs had the largest spatial extents ($\sim 4.5 \times 10^4\text{ km}^2$) (Figure P11D), being considerably superior to the other two types of MHWs. The largest MHW reached an average spatial extent of about 39% of the entire region and corresponded to the event observed during the 1997-1998 El Niño, analyzed in the previous section. The MLD during this type of MHW was on average $\sim 36\text{ m}$ (Figure P11D), an intermediate value between those for the other two types. Finally, MHWs that do not exhibit a main contribution by the drivers analyzed presented the lowest frequency: only 12 events out of 147, i.e., 8%. They were generally weaker than the MHWs analyzed above (Figures P9, 10), showed the shortest duration (~ 8 days on average) (Figure P11B), and the smallest spatial extensions ($\sim 0.4 \times 10^4\text{ km}^2$) (Figure P11D).

P.4. Discussion and summary

Here we use reanalysis products –GLORYS-2V4 and ERA-interim– to describe MHWs off central Chile and to analyze their main driving mechanisms. Our results show that ASHF and HA are the main drivers of these events; the relative contribution of these drivers define three types of MHWs, namely: ASHF-type, AH-type, and combined-type. Entrainment does not play a relevant role driving MHWs in the study region. In general, the coastal region off Chile is characterized by relatively low temperatures due to the upwelling of cold waters during most of the year (e.g., Strub et al., 2013). Consistently, Pietri et al. (2021) found that most MHWs shorter than 100 days off Peru are associated with a weakness of upwelling-favorable winds and so with reduction of entrainment of cold waters near the coast. Nevertheless, our results showed that the entrainment is not clearly reduced during MHW. Rather, it usually continues rather normal and the frequency of MHWs do not exhibit a clear contrast between the coastal and the oceanic regions (Figure P1). However, the mean duration of MHWs is smaller and intensity is larger near the coast of central Chile (Figure P1B). It is worth noting that entrainment was estimated from the wind field and other phenomena like baroclinic coastal trapped waves may also play a significant role near the coast. According to

Varela et al. (2021), MHWs off Chile show different trends between the oceanic and coastal regions, being principally negative near the coast. Their analysis was based on SST (NOAA OISST) for the period 1982-2018. The GLORYS product has relatively good temporal (daily), horizontal and vertical (particularly in the upper ocean) resolutions to perform a heat balance in the mixed layer. The MHWs estimated from GLORYS have a very good agreement with the NOAA OISST product. A product commonly used in MHW's studies, both globally and regionally in the eastern South Pacific (e.g., Hobday et al., 2018; Pietri et al., 2021; Pujol et al., 2022). We also compare MHWs based on GLORYS/ERA-interim with those estimated using in situ observations from the Stratus buoy near 21°S - 85°W (<https://uop.whoi.edu/ReferenceDataSets>); both results were quite consistent (not shown here).

El Niño events have a strong impact on SST off central Chile (e.g., Shaffer et al., 1999; Hormazabal et al., 2001; Escribano et al., 2004). In fact, we observed the highest MLT anomalies related to the MHWs in these periods (Figure P5A). Although the effects differ for different events –e.g., central and eastern El Niño events (Takahashi et al., 2011)–, the typical anomalies observed during El Niño periods exceed 2°C near the coast of central Chile (Enfield, 2001; Escribano et al., 2004). In this region, the SST anomalies related to El Niño result from a complex interaction of different oceanographic and atmospheric processes: (1) During El Niño events, downwelling coastal trapped waves –forced by equatorial Kelvin waves that hit the South American coast– deepen the thermocline along the coast and, although upwelling of subsurface waters may continue, the upwelled waters are warmer than usual (Huyer et al., 1987; Hormazabal et al., 2001). Low-frequency perturbations of the pycnocline may also propagate offshore, extending the impact of coastal disturbances toward the ocean interior (Vega et al., 2003; Ramos et al., 2006). (2) Downwelling coastal trapped waves are also associated with an increase of southward advection of surface warmer water (e.g., Pizarro et al., 2002). Onshore surface current anomalies transporting warm oceanic waters toward the coast have also been observed during El Niño (Huyer et al., 1987). (3) Although regional warming during El Niño is essentially driven by oceanic mechanisms, this also induces atmospheric warming of the air in subtropical and tropical South America (e.g., Garreaud et al., 2009). In addition to El Niño, La Niña also has a great impact on SST off

central Chile (Figure P6B) compared to periods not affected directly by ENSO (Figure P6C). Both El Niño and La Niña exhibit stronger MHW impacts than ENSO-neutral years (Figure P6A). Thus, we conclude that ENSO cycles have a great capacity to modulate the characteristics of MHWs mainly by impacting HA.

The large MHW observed during 2016-2017 was related to the coastal El Niño. This event triggered extreme coastal warming off Peru, mainly due to a relaxation of the southeasterly trade winds off the coast (Garreaud, 2018; Takahashi et al., 2018). The weakening of the trade winds off Peru decreased the upwelling intensity along the coastal zone and reduced evaporation in a larger offshore region. The coastal 2016-2017 El Niño also triggered severe rains along the west coast of tropical South America, with devastating socio-economic consequences (Rodríguez-Morata et al., 2019).

ASHFs present their greatest magnitude during the warm season (spring and summer), generating a large number of MHWs. Hence, ASHF-type MHWs are the most frequent in our study region. The warming induced by ASHF affects the whole region with a similar magnitude (Figure P7A). During MHWs, ASHF do not induce cooling. The main characteristics of ASHF-type MHWs are their high frequency (65 out of 147 events), mean intensity of $\sim 1.2^{\circ}\text{C}$, maximum intensity reaching $\sim 2.5^{\circ}\text{C}$, spatial extension up to 34% of the entire study region, and short duration (less than one month). In the cold season (autumn and winter), the magnitude of the ASHF is greatly reduced, and the probability of the generation of ASHF-type MHWs in these periods strongly decreases. This type of events is mainly generated by heightened solar radiation or decreased evaporation, which can occur separately or together at different locations and times within the development of an MHW.

HA-type MHWs are generated mainly by eastward current anomalies superimposed on a mean westward temperature gradient ($u' \partial \bar{T} / \partial x$ which dominates in the term $\mathbf{v} \cdot \nabla \bar{T}$). Note that while $v' \cdot \nabla \bar{T}$ tends to increase the MLT, the nonlinear term ($v' \cdot \nabla \bar{T}'$) tends to reduce the MLT, and $v' \cdot \nabla \bar{T}'$ is, in general, much smaller than the other two terms shown above. HA presents its highest magnitude during autumn but is also relatively high in summer and winter. It makes a considerable contribution to warming in all seasons, indicating that these MHWs

may occur year round. During MHWs, HA contributes much less to cooling than to warming. Nevertheless, considerably intense cooling takes place in summer and autumn. This fact supports a large variability of the HA term (as observed for the MHWs analyzed in previous sections). The main characteristics of advective-type MHW are low frequency (compared to ASHF events), mean intensity of $\sim 1.1^{\circ}\text{C}$, maximum intensity up to $\sim 2^{\circ}\text{C}$, spatial extent reaching a maximum of 27% of the study region, and long duration (about two months).

The most intense MHWs generally occur close to the coast, which is consistent with the fact that the warming signal caused by their main drivers (ASHF and HA) is also stronger towards the coast. The most intense MHWs are those grouped within the combined type. In these cases, the warming contributions induced by HA and ASHFs are observed concomitantly or during different periods or subareas within a certain MHW. The main characteristics of combined-type MHWs are a slightly higher (significantly lower) frequency than HA (ASHF) events, mean intensity of $\sim 1.2^{\circ}\text{C}$, maximum intensity reaching $\sim 2.6^{\circ}\text{C}$, and the largest spatial extension, impacting up to 39% of the whole study region. Their mean duration is slightly longer than the advective events (more than two months).

In this study, we analyzed the main properties and drivers of the MHWs in the eastern South Pacific off central Chile. Most studies mainly focus on the impacts of large SST anomalies related to El Niño events, while ecological effects of all MHWs should also be of importance. Different kinds of MHWs involve environmental changes that can directly impact pelagic species that are relevant to large- and small-scale fisheries, as well as kelp forests that are key to biodiversity of coastal zones (e.g., Arafah-Dalmau et al., 2020; Cheung and Frölicher, 2020). In our region, small-scale fisheries and harvesting of wild seaweed are highly sensitive to temperature distribution and contribute significantly to the total catches of the country and to the livelihood of multiple coastal communities (e.g., Villegas et al., 2019; Chevallier et al., 2021). Here we have identified the main properties and drivers of the MHWs observed off central Chile in the last decades. Nevertheless, the evaluation of the impacts of different types of MHWs on the pelagic and coastal environments is an important task that needs to be addressed in future studies. In addition to the impacts on the marine environment, MHWs may also be related to extreme weather events of northern Chile. A dramatic example

is the large floods observed in March 2015 in northern Chile (resulting in significant damage and several casualties), which was closely related to a MHW over the eastern Pacific (Bozkurt et al., 2016).

The long MHWs that occur during El Niño periods in the study region have traditionally been associated with warm water advection and the role of ASHF has been commonly underestimated. However, our results show that the large and prolonged heat waves during the 1997-98 El Niño event did not only result from warm water advection, but from a combination of ASHF and HA. On the other hand, ASHF-type MHW are the most frequent during non-El Niño years, and they are even more common during La Niña than during ENSO-neutral years. These heat waves are closely associated with a reduction of MLD, a difficult variable to simulate by numerical models (e.g., Oschlies, 2002; Fox-Kemper et al., 2008). In general, to build realistic forecasts of extreme events associated with MHWs together with adequate information from ASHF and HA, it is necessary to improve our ability to estimate the MLD off the coast of Chile.

Data availability statement

Publicly available datasets were analyzed in this study. This data can be found here:

<https://doi.org/10.48670/moi-00024>

<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-interim>.

Author contributions

DC and OP designed the study and methodology. DC and OP wrote the manuscript with contribution of all authors, DC performed the data analysis and produced the figures. OP, MJ-C and DN supervised the research, refined the methodology and contributed to the interpretation of the results. All authors contributed to the article and approved the submitted version.

Funding

This work was supported by ANID (FONDECYT projects: 11811872 leaded by OP). The first author, DC, received support by a magister scholarship from the Millennium Institute of

Oceanography (IMO), Chile. This work was also partially funded by IMO (ANID, ICM grant IC-120019), Programa de Centros Regionales (ANID/2020-R20F0008-CEAZA), COPAS COASTAL (ANID/FB210021) and the Centre for Climate and Resilience Research (CR)2 (ANID/FONDAP/1522A0001).

Conflict of interest

The authors declare that the research was conducted in the absence of any commercial or financial relationships that could be construed as a potential conflict of interest.

Publisher's note

All claims expressed in this article are solely those of the authors and do not necessarily represent those of their affiliated organizations, or those of the publisher, the editors and the reviewers. Any product that may be evaluated in this article, or claim that may be made by its manufacturer, is not guaranteed or endorsed by the publisher.

Supplementary material

The Supplementary Material for this article can be found online at:

<https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/fmars.2023.1129276/full#supplementary-material>

References

- Arafeh-Dalmau N., Schoeman D. S., Montaña-Moctezuma G., Micheli F., Rogers-Bennett L., Olguin-Jacobson C., et al. (2020). Marine heat waves threaten kelp forests. *Science* 367 (6478), 635–635. doi: 10.1126/science.aba5244
- Berrisford P., Källberg P., Kobayashi S., Dee D., Uppala S., Simmons A. J., et al. (2011). Atmospheric conservation properties in ERA-interim. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 137 (659), 1381–1399. doi: 10.1002/qj.864
- Bond N. A., Cronin M. F., Freeland H., Mantua N. (2015). Causes and impacts of the 2014 warm anomaly in the NE pacific. *Geophys. Res. Lett.* 42 (9), 3414–3420. doi: 10.1002/2015gl063306
- Bozkurt D., Rondanelli R., Garreaud R., Arriagada A. (2016). Impact of warmer eastern tropical pacific SST on the march 2015 atacama floods. *Monthly Weather Rev.* 144 (11), 4441–4460. doi: 10.1175/MWR-D-16-0041.1
- Caputi N., Kangas M., Denham A., Feng M., Pearce A., Hetzel Y., et al. (2016). Management adaptation of invertebrate fisheries to an extreme marine heat wave event at a global warming hot spot. *Ecol. Evol.* 6 (11), 3583–3593. doi: 10.1002/ece3.2137
- Cavole L., Demko A., Diner R., Giddings A., Koester I., Pagniello C., et al. (2016). Biological impacts of the 2013–2015 warm-water anomaly in the northeast pacific: Winners, losers, and the future. *Oceanography* 29 (2), 273–285. doi: 10.5670/oceanog.2016.32

- Chelton D. B., DeSzoeko R. A., Schlax M. G., El Naggar K., Siwertz N. (1998). Geographical variability of the first baroclinic rossby radius of deformation. *J. Phys. Oceanog.* 28 (3), 433–460. doi: 10.1175/1520-0485(1998)028%3C0433:gvotfb%3E2.0.co;2
- Cheung W. W., Frölicher T. L. (2020). Marine heatwaves exacerbate climate change impacts for fisheries in the northeast pacific. *Sci. Rep.* 10 (1), 1–10. doi: 10.1038/s41598-020-63650-z
- Chevallier A., Broitman B. R., Barahona N., Vicencio-Estay C., Hui F. K., Inchausti P., et al. (2021). Diversity of small-scale fisheries in Chile: Environmental patterns and biogeography can inform fisheries management. *Environ. Sci. Policy* 124, 33–44. doi: 10.1016/j.envsci.2021.06.002
- Dee D. P., Uppala S. M., Simmons A. J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., et al. (2011). The ERA-interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. meteorol. Soc.* 137 (656), 553–597. doi: 10.1002/qj.828
- Dewitte B., Conejero C., Ramos M., Bravo L., Garçon V., Parada C., et al. (2021). Understanding the impact of climate change on the oceanic circulation in the Chilean island ecoregions. *Aquat. Conservat.: Mar. Freshw. Ecosyst.* 31 (2), 232–252. doi: 10.1002/aqc.3506
- Di Lorenzo E., Mantua N. (2016). Multi-year persistence of the 2014/15 north pacific marine heatwave. *Nat. Climate Change* 6 (11), 1042–1047. doi: 10.1038/nclimate3082
- Echevin V., Colas F., Espinoza-Morriberon D., Vasquez L., Anculle T., Gutierrez D. (2018). Forcings and evolution of the 2017 coastal El niño off northern Peru and Ecuador. *Front. Mar. Sci.* 5. doi: 10.3389/fmars.2018.00367
- Enfield D. B. (2001). Evolution and historical perspective of the 1997–1998 El niño–southern oscillation event. *Bull. Mar. Sci.* 69 (1), 7–25.
- Escribano R., Daneri G., Farías L., Gallardo V. A., González H. E., Gutiérrez D., et al. (2004). Biological and chemical consequences of the 1997–1998 El niño in the Chilean coastal upwelling system: a synthesis. *Deep Sea Res. Part II: Top. Stud. Oceanog.* 51 (20-21), 2389–2411. doi: 10.1016/j.dsr2.2004.08.011
- 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). *J. Geophys. Res.: Atmosph.* 114 (D4) D04102, 1–16. doi: 10.1029/2008jd010519
- Fox-Kemper B., Ferrari R., Hallberg R. (2008). Parameterization of mixed layer eddies. part I: Theory and diagnosis. *J. Phys. Oceanog.* 38 (6), 1145–1165. doi: 10.1175/2007JPO3792.1
- Frölicher T. L., Fischer E. M., Gruber N. (2018). Marine heatwaves under global warming. *Nature* 560 (7718), 360–364. doi: 10.1038/s41586-018-0383-9
- Frölicher T. L., Laufkötter C. (2018). Emerging risks from marine heat waves. *Nat. Commun.* 9 (1), 1–4. doi: 10.1038/s41467-018-03163-6
- Garreaud R. D. (2018). A plausible atmospheric trigger for the 2017 coastal El niño. *Int. J. Climatology* 38, e1296-e1302. doi: 10.1002/joc.5426
- Garreaud R. D., Vuille M., Compagnucci R., Marengo J. (2009). Present-day south american climate. *Palaeogeog. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 281 (3-4), 180–195. doi: 10.1016/j.palaeo.2007.10.032
- Garric G., Parent L. (2017) Product user manual for global ocean reanalysis products GLOBAL-REANALYSIS-PHY-001-025. Available at: <https://catalogue.marine.copernicus.eu/documents/PUM/CMEMS-GLO-PUM-001-025.pdf>.
- Hobday A. J., Alexander L. V., Perkins S. E., Smale D. A., Straub S. C., Oliver E. C., et al. (2016). A hierarchical approach to defining marine heatwaves. *Prog. Oceanog.* 141, 227–238. doi: 10.1016/j.pocean.2015.12.014

- Hobday A. J., Oliver E. C., Gupta A. S., Benthuisen J. A., Burrows M. T., Donat M. G., et al. (2018). Categorizing and naming marine heatwaves. *Oceanography* 31 (2), 162–173. doi: 10.5670/oceanog.2018.205
- Holbrook N. J., Scannell H. A., Sen Gupta A., Benthuisen J. A., Feng M., Oliver E. C., et al. (2019). A global assessment of marine heatwaves and their drivers. *Nat. Commun.* 10 (1), 1–13. doi: 10.1038/s41467-019-10206-z
- Holbrook N. J., Sen Gupta A., Oliver E. C., Hobday A. J., Benthuisen J. A., Scannell H. A., et al. (2020). Keeping pace with marine heatwaves. *Nat. Rev. Earth Environ.* 1 (9), 482–493. doi: 10.1038/s43017-020-0068-4
- Hormazabal S., Shaffer G., Letelier J., Ulloa O. (2001). Local and remote forcing of sea surface temperature in the coastal upwelling system off Chile. *J. Geophys. Res.: Oceans* 106 (C8), 16657–16671. doi: 10.1029/2001jc900008
- Huyer A., Smith R. L., Paluszkiwicz T. (1987). Coastal upwelling off Peru during normal and El niño times 1981–1984. *J. Geophys. Res.: Oceans* 92 (C13), 14297–14307. doi: 10.1029/jc092ic13p14297
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2022). “Technical summary,” in *The ocean and cryosphere in a changing climate: Special report of the intergovernmental panel on climate change* (Cambridge: Cambridge University Press), 39–70. doi: 10.1017/9781009157964.002
- Jacox M. G., Alexander M. A., Bograd S. J., Scott J. D. (2020). Thermal displacement by marine heatwaves. *Nature* 584, 82–86. doi: 10.1038/s41586-020-2534-z
- Marin M., Feng M., Bindoff N. L., Phillips H. E. (2022). Local drivers of extreme upper ocean marine heatwaves assessed using a global ocean circulation model. *Front. Climate* 4. doi: 10.3389/fclim.2022.788390
- Marin M., Feng M., Phillips H. E., Bindoff N. L. (2021). A global, multiproduct analysis of coastal marine heatwaves: Distribution, characteristics, and long-term trends. *J. Geophys. Res.: Oceans* 126 (2), e2020JC016708. doi: 10.1029/2020jc016708
- McCabe R. M., Hickey B. M., Kudela R. M., Lefebvre K. A., Adams N. G., Bill B. D., et al. (2016). An unprecedented coastwide toxic algal bloom linked to anomalous ocean conditions. *Geophys. Res. Lett.* 43 (19), 10–366. doi: 10.1002/2016gl070023
- McPhaden M. J. (1999). The child prodigy of 1997-98. *Nature* 398 (6728), 559–561. doi: 10.1038/19193
- McPhaden M. J., Yu X. (1999). Equatorial waves and the 1997–98 El niño. *Geophys. Res. Lett.* 26 (19), 2961–2964. doi: 10.1029/1999gl004901
- Newman M., Alexander M. A., Ault T. R., Cobb K. M., Deser C., Di Lorenzo E., et al. (2016). The Pacific decadal oscillation, revisited. *J. Climate* 29 (12), 4399–4427. doi: 10.1175/JCLI-D-15-0508.1
- Oliver E. C. (2019). Mean warming not variability drives marine heatwave trends. *Climate Dynam* 53 (3), 1653–1659. doi: 10.1007/s00382-019-04707-2
- Oliver E. C., Benthuisen J. A., Bindoff N. L., Hobday A. J., Holbrook N. J., Mundy C. N., et al. (2017). The unprecedented 2015/16 Tasman Sea marine heatwave. *Nat. Commun.* 8 (1), 1–12. doi: 10.1038/ncomms16101
- Oliver E. C., Benthuisen J. A., Darmaraki S., Donat M. G., Hobday A. J., Holbrook N. J., et al. (2021). Marine heatwaves. *Annu. Rev. Mar. Sci.* 13, 1–30. doi: 10.1146/annurev-marine-032720-095144
- Oliver E. C., Burrows M. T., Donat M. G., Sen Gupta A., Alexander L. V., Perkins-Kirkpatrick S. E., et al. (2019). Projected marine heatwaves in the 21st century and the potential for ecological impact. *Front. Mar. Sci.* 6. doi: 10.3389/fmars.2019.00734
- Oliver E. C., Donat M. G., Burrows M. T., Moore P. J., Smale D. A., Alexander L. V., et al. (2018). Longer and more frequent marine heatwaves over the past century. *Nat. Commun.* 9 (1), 1–12. doi: 10.1038/s41467-018-03732-9

- Oschlies A. (2002). Improved representation of upper-ocean dynamics and mixed layer depths in a model of the north Atlantic on switching from eddy-permitting to eddy-resolving grid resolution. *J. Phys. Oceanog.* 32 (8), 2277–2298. doi: 10.1175/1520-0485(2002)032<2277:IROUOD>2.0.CO;2
- Pearce A. F., Feng M. (2013). The rise and fall of the “marine heat wave” off Western Australia during the summer of 2010/2011. *J. Mar. Syst.* 111, 139–156. doi: 10.1016/j.jmarsys.2012.10.009
- Pietri A., Colas F., Mogollon R., Tam J., Gutierrez D. (2021). Marine heatwaves in the Humboldt current system: from 5-day localized warming to year-long El Niños. *Sci. Rep.* 11 (1), 1–12. doi: 10.1038/s41598-021-00340-4
- Pizarro O., Shaffer G., Dewitte B., Ramos M. (2002). Dynamics of seasonal and interannual variability of the Peru-Chile undercurrent. *Geophys. Res. Lett.* 29 (12), 22–21. doi: 10.1029/2002gl014790
- Pujol C., Pérez-Santos I., Barth A., Alvera Azcarate A. (2022). Marine heatwaves offshore central and south Chile: Understanding forcing mechanisms during the years 2016–2017. *Front. Mar. Sci.* 9. doi: 10.3389/fmars.2022.800325
- Ramos M., Pizarro O., Bravo L., Dewitte B. (2006). Seasonal variability of the permanent thermocline off northern Chile. *Geophys. Res. Lett.* 33 (9) L09608, 1–4. doi: 10.1029/2006gl025882
- Reed D., Washburn L., Rassweiler A., Miller R., Bell T., Harrer S. (2016). Extreme warming challenges sentinel status of kelp forests as indicators of climate change. *Nat. Commun.* 7 (1), 1–7. doi: 10.1038/ncomms13757
- Rodríguez-Morata C., Díaz H. F., Ballesteros-Canovas J. A., Rohrer M., Stoffel M. (2019). The anomalous 2017 coastal El Niño event in Peru. *Climate Dynam.* 52 (9), 5605–5622. doi: 10.1007/s00382-018-4466-y
- 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. *Geophys. Res. Lett.* 43 (5), 2069–2076. doi: 10.1002/2015gl067308
- Sen Gupta A., Thomsen M., Benthuisen J. A., Hobday A. J., Oliver E., Alexander L. V., et al. (2020). Drivers and impacts of the most extreme marine heatwave events. *Sci. Rep.* 10 (1), 1–15. doi: 10.1038/s41598-020-75445-3
- Shaffer G., Hormazabal S., Pizarro O., Salinas S. (1999). Seasonal and interannual variability of currents and temperature off central Chile. *J. Geophys. Res.: Oceans* 104 (C12), 29951–29961. doi: 10.1029/1999jc900253
- Smale D. A., Wernberg T. (2013). Extreme climatic event drives range contraction of a habitat-forming species. *Proc. R. Soc. B: Biol. Sci.* 280 (1754), 20122829. doi: 10.1098/rspb.2012.2829
- Smale D. A., Wernberg T., Oliver E. C., Thomsen M., Harvey B. P., Straub S. C., et al. (2019). Marine heatwaves threaten global biodiversity and the provision of ecosystem services. *Nat. Climate Change* 9 (4), 306–312. doi: 10.1038/s41558-019-0412-1
- Strub P. T., Combes V., Shillington F. A., Pizarro O. (2013). “Currents and processes along the eastern boundaries,” in *International geophysics*, vol. 103. (Academic Press), 339–384. doi: 10.1016/b978-0-12-391851-2.00014-3
- Takahashi K., Aliaga-Nestares V., Avalos G., Bouchon M., Castro A., Cruzado L., Quispe N, et al. (2018). The 2017 coastal El Niño [in “State of the Climate in 2017”]. *Bulletin of American Meteorological Society.* 99 (8), S210–S211. doi: 10.1175/2018BAMSStateoftheClimate.1
- Takahashi K., Montecinos A., Goubanova K., Dewitte B. (2011). ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and modoki El Niño. *Geophys. Res. Lett.* 38 (10) L10704, 1–5. doi: 10.1029/2011gl047364
- Ulloa O., Escribano R., Hormazabal S., Quinones R. A., González R. R., Ramos M. (2001). Evolution and biological effects of the 1997–98 El Niño in the upwelling ecosystem off northern Chile. *Geophys. Res. Lett.* 28 (8), 1591–1594. doi: 10.1029/2000gl011548

Varela R., Rodríguez-Díaz L., de Castro M., Gómez-Gesteira M. (2021). Influence of Eastern upwelling systems on marine heatwaves occurrence. *Global Planet. Change* 196, 103379. doi: 10.1016/j.gloplacha.2020.103379

Vega A., du-Penhoat Y., Dewitte B., Pizarro O. (2003). Equatorial forcing of interannual rossby waves in the eastern south pacific. *Geophys. Res. Lett.* 30 (5) 1197, 1–4. doi: 10.1029/2002gl015886

Villegas M., Laudien J., Sielfeld W., Arntz W. (2019). Effect of foresting barren ground with macrocystis pyrifera (Linnaeus) c. agardh on the occurrence of coastal fishes off northern Chile. *J. Appl. Phycol.* 31 (3), 2145–2157. doi: 10.1007/s10811-018-1657-1

Wernberg T., Smale D. A., Tuya F., Thomsen M. S., Langlois T. J., De Bettignies T., et al. (2013). An extreme climatic event alters marine ecosystem structure in a global biodiversity hotspot. *Nat. Climate Change* 3 (1), 78–82. doi: 10.1038/nclimate1627

Keywords: marine heatwaves, air-sea heat fluxes, El Niño, mixed-layer heat budget, heat advection, ocean extreme events, southeastern pacific

Citation: Carrasco D, Pizarro O, Jacques-Coper M and Narváez DA (2023) Main drivers of marine heat waves in the eastern South Pacific. *Front. Mar. Sci.* 10:1129276. doi: 10.3389/fmars.2023.1129276

Received: 21 December 2022; **Accepted:** 27 January 2023;

Published: 10 February 2023.

Edited by:

Arthur J. Miller, University of California, San Diego, United States

Reviewed by:

Hui Shi, University of Hawaii at Mānoa, United States

Élise Beaudin, Brown University, United States

Copyright © 2023 Carrasco, Pizarro, Jacques-Coper and Narváez. This is an open-access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (CC BY). The use, distribution or reproduction in other forums is permitted, provided the original author(s) and the copyright owner(s) are credited and that the original publication in this journal is cited, in accordance with accepted academic practice. No use, distribution or reproduction is permitted which does not comply with these terms.

***Correspondence:** Oscar Pizarro, opizarro@udec.cl

Disclaimer: All claims expressed in this article are solely those of the authors and do not necessarily represent those of their affiliated organizations, or those of the publisher, the editors and the reviewers. Any product that may be evaluated in this article or claim that may be made by its manufacturer is not guaranteed or endorsed by the publisher.