



**UNIVERSIDAD  
DE ANTIOQUIA**

**CARACTERIZACIÓN DE LA VARIABILIDAD DEL  
FENÓMENO EL NIÑO-OSCILACIÓN DEL SUR  
DURANTE EL ÚLTIMO MILENIO MEDIANTE  
SIMULACIONES DE MODELOS CLIMÁTICOS  
CMIP5/PMIP3**

Autora

Juliana Benjumea Garcés

Universidad de Antioquia

Facultad de Ingeniería, Escuela Ambiental

Medellín, Colombia

2021



Caracterización de la variabilidad del fenómeno El Niño-Oscilación del Sur durante el último milenio mediante simulaciones de modelos climáticos CMIP5/PMIP3

**Juliana Benjumea Garcés**

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:

**Ingeniera Ambiental**

Asesora:

Paola Andrea Arias Gómez, Ph.D.

Línea de Investigación:

Modelación Ambiental

Grupo de Investigación:

Grupo de Ingeniería y Gestión Ambiental (GIGA)

Universidad de Antioquia

Facultad de Ingeniería, Escuela Ambiental

Medellín, Colombia

2021

## **Agradecimientos**

Este Trabajo de Grado se desarrolló con el apoyo de la Universidad de Antioquia mediante el proyecto CODI PRG2017-16264 y el estímulo CODI para Trabajos de Grado 2020-1.

Agradezco a mi Alma Mater por haberme acogido. Fueron años de estudio, dedicación, retos y logros.

A mi asesora, la profesora Paola Andrea Arias, por ser inspiración para mi y para muchas mujeres que elegimos el camino de la ciencia, por su acompañamiento, apoyo y comprensión.

Al profesor John Alejandro Martínez, por atender con la mejor disposición las múltiples dudas que surgen en el proceso de aprendizaje. A mis padres, infinitas gracias por ser pilares en mi vida; este es uno de entre muchos logros que debo a ustedes. Al resto de mi familia, gracias por su apoyo incondicional. A Carlos Daniel Montoya, por compartir su conocimiento en el área de programación y ponerlo a disposición del desarrollo de mi trabajo. A Laura Villegas, por ser mi compañera en este proceso, en el cual hemos crecido y aprendido juntas. A los grandes amigos que me ha dejado la universidad, seres maravillosos que llenaron de alegría los días, gracias por todo lo brindado estos años. A todos mis maestros durante el pregrado que han aportado con su conocimiento a mi construcción profesional y personal.

## Resumen

En este estudio, se utilizaron cuatro Modelos de Circulación General (GCM) pertenecientes al proyecto CMIP5/PMIP3 con el objeto de caracterizar la variabilidad del fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) durante el periodo 850-1850 CE, correspondiente al último milenio. Las anomalías de Temperatura Superficial del Mar (TSM) en el Océano Pacífico Tropical (OPT) se estimaron para algunas regiones características del fenómeno ENSO, a partir de la diferencia entre los datos trimestrales de TSM simulados por los modelos durante el periodo de estudio y su promedio climatológico. Para la identificación de trimestres con ocurrencia de los diferentes tipos de eventos ENSO se consideraron los índices Niño 3 para determinar eventos Canónicos, y EMI para eventos Modoki. Con base en estos trimestres se analizaron los patrones espaciales de anomalías de las variables TSM, Presión a Nivel del Mar (PNM), Precipitación, Omega a 500 hPa y Vientos a 925 y 200 hPa para el Pacífico tropical simuladas por los modelos. Posteriormente, se obtuvieron las series de tiempo de anomalías de TSM de los eventos ENSO (Canónico y Modoki) para el trimestre de diciembre a febrero (DEF), con el objeto de analizar la distribución de los eventos ENSO en el último milenio y los periodos de la Anomalía Climática Medieval (MCA) y la Pequeña Edad de Hielo (LIA). Finalmente, se hizo uso del espectro de potencias de Fourier, para ver el comportamiento de las series de tiempo de los índices Niño 3 y EMI en el dominio de las frecuencias. Los resultados muestran que la circulación de Walker responde de manera similar a lo observado en los últimos años bajo condiciones ENSO, sin embargo, se encontró para el último milenio variaciones en la respuesta de las variables en algunas regiones. Para el trimestre de DEF, se identificó una mayor ocurrencia de eventos El Niño Canónico que eventos La Niña Canónica, al igual que un mayor número de eventos ENSO Modoki en contraste con el ENSO Canónico. En el periodo MCA, se encontró una mayor ocurrencia de la fase cálida de ambos tipos del ENSO, mientras que en el periodo LIA no se pudo llegar a una conclusión debido a discrepancia observada en los modelos. La mayor actividad del ENSO Canónico se identificó durante el periodo LIA. Por su parte, ENSO Modoki indicó la mayor actividad en el periodo MCA, lo que sugiere que el aumento de temperatura favorece este tipo del ENSO. También se evidenció que los eventos ENSO simulados por los modelos CMIP5/PMIP3 durante el último milenio mostraron una asimetría de TSM similar a la observada en bases de datos observacionales durante el último siglo. Por último, al contrastar los periodos del último milenio y el histórico simulados por los modelos CMIP5/PMIP3, se encontró un aumento de frecuencia para ambos tipos del ENSO en este último periodo. Los resultados de este trabajo aportaron a la comprensión del fenómeno ENSO en siglos pasados, lo que puede contribuir a un entendimiento de este fenómeno en el presente y bajo forzamientos futuros.

**Palabras clave:** ENSO, Canónico, Modoki, Último milenio, CMIP5, PMIP3.

# Índice general

<b>1. Introducción</b>	<b>11</b>
<b>2. Objetivos</b>	<b>13</b>
2.1. Objetivo general . . . . .	13
2.2. Objetivos específicos . . . . .	13
<b>3. Marco teórico</b>	<b>14</b>
3.1. ENSO . . . . .	14
3.2. Otro tipo del ENSO . . . . .	14
3.3. Algunos impactos de eventos ENSO Canónico y ENSO Modoki . . . . .	15
3.4. ENSO en el pasado . . . . .	16
3.5. ENSO durante el último milenio . . . . .	17
3.6. ENSO en simulaciones de modelos CMIP5/PMIP3 . . . . .	17
<b>4. Métodos y simulación de modelos</b>	<b>19</b>
4.1. Datos . . . . .	19
4.2. Metodología . . . . .	20
<b>5. Resultados y análisis</b>	<b>22</b>
5.1. ENSO durante el Periodo histórico (1860-2000) . . . . .	22
5.2. ENSO durante el último milenio (850-1850 CE) . . . . .	24
5.2.1. Circulación de Walker en condiciones neutras . . . . .	24
5.2.2. Circulación de Walker en condiciones El Niño Canónico . . . . .	26
5.2.3. Circulación de Walker en condiciones El Niño Modoki . . . . .	28
5.2.4. Circulación de Walker en condiciones La Niña Canónica . . . . .	36
5.2.5. Circulación de Walker en condiciones La Niña Modoki . . . . .	38
5.3. Ocurrencia del ENSO durante el invierno boreal (DEF) . . . . .	41
5.3.1. Presente . . . . .	41
5.3.2. Histórico . . . . .	41
5.3.3. Último milenio . . . . .	45
5.3.4. Ocurrencia de eventos ENSO durante MCA y LIA . . . . .	46
5.4. Frecuencias dominantes asociadas a eventos ENSO . . . . .	46
5.4.1. Presente . . . . .	47
5.4.2. Histórico . . . . .	47
5.4.3. Último milenio . . . . .	48
5.4.4. Cambios en la frecuencia de ocurrencia del ENSO entre el último milenio y el periodo histórico . . . . .	48

<b>6. Discusiones y conclusiones</b>	<b>52</b>
<b>Anexos</b>	<b>56</b>
<b>A. Descripción de los modelos CMIP5/PMIP3</b>	<b>56</b>
<b>B. Patrones de calentamiento/enfriamiento durante eventos ENSO en el periodo histórico</b>	<b>58</b>
<b>C. Condiciones Neutras</b>	<b>62</b>
<b>D. Condiciones El Niño Canónico</b>	<b>71</b>
<b>E. Condiciones El Niño Modoki</b>	<b>75</b>
<b>F. Condiciones La Niña Canónica</b>	<b>79</b>
<b>G. Condiciones La Niña Modoki</b>	<b>83</b>
<b>H. Series de tiempo de eventos ENSO durante DEF</b>	<b>87</b>
<b>I. Espectros de potencia de Fourier</b>	<b>92</b>
<b>Referencias</b>	<b>92</b>

# Índice de figuras

5.1. (a) Climatología y promedios de anomalías de TSM, durante los eventos (b y d) ENSO Canónico y (c y e) ENSO Modoki, estimados a partir de observaciones extendidas (COBE-SST2 y ERSSTv5) y simulaciones de modelos CMIP5/PMIP3 para el trimestre de DEF durante el periodo histórico (1860-2000). . . . .	23
5.2. Climatología de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para el trimestre DEF. Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el comportamiento de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850). . . . .	25
5.3. Promedio de las anomalías de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para los trimestres de DEF de eventos El Niño Canónico. Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el promedio de las anomalías de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850). . . . .	27
5.4. Anomalías de los vientos (m/s) en los niveles atmosféricos de (a) 925 hPa y (b) 200 hPa durante eventos ENSO en el trimestre DEF obtenidas del reanálisis ERA5 durante el periodo (1979-2019). . . . .	29
5.5. Anomalías de los vientos (m/s) en los niveles atmosféricos de (a) 925 hPa y (b) 200 hPa durante eventos ENSO en el trimestre DEF simuladas por el modelo CCSM4 durante el periodo (850-1850). . . . .	30
5.6. Anomalías de los vientos (m/s) en los niveles atmosféricos de (a) 925 hPa y (b) 200 hPa durante eventos ENSO en el trimestre DEF simuladas por el modelo CSIRO-MK3L-1-2 durante el periodo (851-1850). . . . .	31
5.7. Anomalías de los vientos (m/s) en los niveles atmosféricos de (a) 925 hPa y (b) 200 hPa durante eventos ENSO en el trimestre DEF simuladas por el modelo FGOALS-s2 durante el periodo (850-1849). . . . .	32
5.8. Anomalías de los vientos (m/s) en los niveles atmosféricos de (a) 950 hPa y (b) 200 hPa durante eventos ENSO en el trimestre DEF simuladas por el modelo HadCM3 durante el periodo (850-1850). . . . .	33
5.9. Promedio de las anomalías de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para los trimestres DEF de eventos El Niño Modoki. Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el promedio de las anomalías de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850). . . . .	35

5.10. Promedio de las anomalías de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para los trimestres DEF de eventos La Niña Canónica. Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el promedio de las anomalías de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850).	37
5.11. Promedio de las anomalías de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para los trimestres DEF de eventos La Niña Modoki. Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el promedio de las anomalías de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850).	39
5.12. Series de tiempo de eventos (a) ENSO Canónico y (b) ENSO Modoki, durante el último milenio (851-1850), simulados por el modelo CCSM4 para el invierno boreal (DEF). Los polígonos rojo y azul corresponden a los periodos identificados por Rojas et al. (2016) para MCA y LIA respectivamente, descritos en la Tabla 4.1 . . . . .	43
5.13. Series de tiempo de eventos (a) ENSO Canónico y (b) ENSO Modoki, durante el último milenio (852-1850), simulados por el modelo CSIRO-MK3L-1-2 para el invierno boreal (DEF). Los polígonos rojo y azul corresponden a los periodos identificados por Rojas et al. (2016) para MCA y LIA respectivamente, descritos en la Tabla 4.1 . . . . .	43
5.14. Series de tiempo de eventos (a) ENSO Canónico y (b) ENSO Modoki, durante el último milenio (851-1849), simulados por el modelo FGOALS-s2 para el invierno boreal (DEF). Los polígonos rojo y azul corresponden a los periodos identificados por Rojas et al. (2016) para MCA y LIA respectivamente, descritos en la Tabla 4.1 . . . . .	44
5.15. Series de tiempo de eventos (a) ENSO Canónico y (b) ENSO Modoki, durante el último milenio (851-1850), simulados por el modelo HadCM3 para el invierno boreal (DEF). Los polígonos rojo y azul corresponden a los periodos identificados por Rojas et al. (2016) para MCA y LIA respectivamente, descritos en la Tabla 4.1 . . . . .	44
5.16. Espectro de potencias mediante la Transformada de Fourier para las series de tiempo mensuales de los índices (a) Niño 3 y (b) EMI durante el último milenio (850-1850) simulado por el modelo CCSM4. El polígono gris corresponde al periodo de ocurrencia del fenómeno ENSO (2-7 años). . . . .	49
5.17. Espectro de potencias mediante la Transformada de Fourier para las series de tiempo mensuales de los índices (a) Niño 3 y (b) EMI durante el último milenio (851-1850) simulado por el modelo CSIRO-MK3L-1-2. El polígono gris corresponde al periodo de ocurrencia del fenómeno ENSO (2-7 años). . . . .	49
5.18. Espectro de potencias mediante la Transformada de Fourier para las series de tiempo mensuales de los índices (a) Niño 3 y (b) EMI durante el último milenio (850-1849) simulado por el modelo FGOALS-s2. El polígono gris corresponde al periodo de ocurrencia del fenómeno ENSO (2-7 años). . . . .	50
5.19. Espectro de potencias mediante la Transformada de Fourier para las series de tiempo mensuales de los índices (a) Niño 3 y (b) EMI durante el último milenio (850-1850) simulado por el modelo HadCM3. El polígono gris corresponde al periodo de ocurrencia del fenómeno ENSO (2-7 años). . . . .	50

B.1. (a) Climatología y promedios de anomalías de TSM, durante los eventos (b y d) ENSO Canónico y (c y e) ENSO Mokoki, estimados a partir de observaciones extendidas (COBE-SST2 y ERSSTv5) y simulaciones de modelos CMIP5/PMIP3 para el trimestre de marzo a mayo (MAM) durante el periodo histórico (1860-2000). . . . .	59
B.2. (a) Climatología y promedios de anomalías de TSM, durante los eventos (b y d) ENSO Canónico y (c y e) ENSO Mokoki, estimados a partir de observaciones extendidas (COBE-SST2 y ERSSTv5) y simulaciones de modelos CMIP5/PMIP3 para el trimestre de junio a agosto (JJA) durante el periodo histórico (1860-2000). . . . .	60
B.3. (a) Climatología y promedios de anomalías de TSM, durante los eventos (b y d) ENSO Canónico y (c y e) ENSO Mokoki, estimados a partir de observaciones extendidas (COBE-SST2 y ERSSTv5) y simulaciones de modelos CMIP5/PMIP3 para el trimestre de septiembre a noviembre (SON) durante el periodo histórico (1860-2000). . . . .	61
C.1. Climatología de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para el trimestre de marzo a mayo (MAM). Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el comportamiento de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850). . . . .	63
C.2. Climatología de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para el trimestre de junio a agosto (JJA). Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el comportamiento de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850). . . . .	64
C.3. Climatología de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para el trimestre de septiembre a noviembre (SON). Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el comportamiento de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850). . . . .	65
C.4. Climatología de los vientos (m/s) para todos los trimestres en los niveles atmosféricos de (a) 925 hPa y (b) 200 hPa obtenidos del reanálisis ERA5 para el periodo del presente (1979-2019). . . . .	66
C.5. Climatología de los vientos (m/s) para todos los trimestres en los niveles atmosféricos de (a) 925 hPa y (b) 200 hPa simulados por el modelo CCSM4 durante el periodo del último milenio (850-1850). . . . .	67
C.6. Climatología de los vientos (m/s) para todos los trimestres en los niveles atmosféricos de (a) 925 hPa y (b) 200 hPa simulados por el modelo CSIRO-MK3L-1-2 durante el periodo del último milenio (851-1850). . . . .	68
C.7. Climatología de los vientos (m/s) para todos los trimestres en los niveles atmosféricos de (a) 925 hPa y (b) 200 hPa simulados por el modelo FGOALS-s2 durante el periodo del último milenio (850-1849). . . . .	69
C.8. Climatología de los vientos (m/s) para todos los trimestres en los niveles atmosféricos de (a) 950 hPa y (b) 200 hPa simulados por el modelo HadCM3 durante el periodo del último milenio (850-1850). . . . .	70

D.1. Promedio de las anomalías de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para los trimestres de marzo a mayo (MAM) de eventos El Niño Canónico. Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el promedio de las anomalías de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850). . . . .	72
D.2. Promedio de las anomalías de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para los trimestres de junio a agosto (JJA) de eventos El Niño Canónico. Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el promedio de las anomalías de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850). . . . .	73
D.3. Promedio de las anomalías de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para los trimestres de septiembre a noviembre (SON) de eventos El Niño Canónico. Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el promedio de las anomalías de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850). . . . .	74
E.1. Promedio de las anomalías de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para los trimestres de marzo a mayo (MAM) de eventos El Niño Modoki. Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el promedio de las anomalías de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850). . . . .	76
E.2. Promedio de las anomalías de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para los trimestres de junio a agosto (JJA) de eventos El Niño Modoki. Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el promedio de las anomalías de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850). . . . .	77
E.3. Promedio de las anomalías de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para los trimestres de septiembre a noviembre (SON) de eventos El Niño Modoki. Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el promedio de las anomalías de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850). . . . .	78

F.1.	Promedio de las anomalías de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para los trimestres de marzo a mayo (MAM) de eventos La Niña Canónica. Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el promedio de las anomalías de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850). . . . .	80
F.2.	Promedio de las anomalías de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para los trimestres de junio a agosto (JJA) de eventos La Niña Canónica. Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el promedio de las anomalías de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850). . . . .	81
F.3.	Promedio de las anomalías de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para los trimestres de septiembre a noviembre (SON) de eventos La Niña Canónica. Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el promedio de las anomalías de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850). . . . .	82
G.1.	Promedio de las anomalías de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para los trimestres de marzo a mayo (MAM) de eventos La Niña Modoki. Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el promedio de las anomalías de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850). . . . .	84
G.2.	Promedio de las anomalías de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para los trimestres de junio a agosto (JJA) de eventos La Niña Modoki. Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el promedio de las anomalías de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850). . . . .	85
G.3.	Promedio de las anomalías de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para los trimestres de septiembre a noviembre (SON) de eventos La Niña Modoki. Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el promedio de las anomalías de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850). . . . .	86
H.1.	Series de tiempo de eventos (a) ENSO Canónico y (b) ENSO Modoki, durante el presente (1983-2019) obtenidos a partir de la base de datos OISST para el invierno boreal (DEF). . . . .	88

H.2. Series de tiempo de eventos (a) ENSO Canónico y (b) ENSO Modoki, durante el presente (1980-2019) obtenidos a partir del reanálisis ERA5 para el invierno boreal (DEF).	88
H.3. Series de tiempo de eventos (a) ENSO Canónico y (b) ENSO Modoki, durante el histórico (1861-2000) obtenidos a partir de la base de datos COBE-SST2 para el invierno boreal (DEF).	89
H.4. Series de tiempo de eventos (a) ENSO Canónico y (b) ENSO Modoki, durante el histórico (1861-2000) obtenidos a partir de la base de datos ERSSTv5 para el invierno boreal (DEF).	89
H.5. Series de tiempo de eventos (a) ENSO Canónico y (b) ENSO Modoki, durante el histórico (1861-2000) simulados por el modelo CCSM4 para el invierno boreal (DEF).	90
H.6. Series de tiempo de eventos (a) ENSO Canónico y (b) ENSO Modoki, durante el histórico (1861-2000) simulados por el modelo CSIRO-MK3L-1-2 para el invierno boreal (DEF).	90
H.7. Series de tiempo de eventos (a) ENSO Canónico y (b) ENSO Modoki, durante el histórico (1861-2000) simulados por el modelo FGOALS-s2 para el invierno boreal (DEF).	91
H.8. Series de tiempo de eventos (a) ENSO Canónico y (b) ENSO Modoki, durante el histórico (1861-2000) simulados por el modelo HadCM3 para el invierno boreal (DEF).	91
I.1. Espectro de potencias mediante la Transformada de Fourier para las series de tiempo mensuales de los índices (a) Niño 3 y (b) EMI durante el presente (1982-2019) obtenido a partir de la base de datos OISST. El polígono gris corresponde al periodo de ocurrencia del fenómeno ENSO (2-7 años).	93
I.2. Espectro de potencias mediante la Transformada de Fourier para las series de tiempo mensuales de los índices (a) Niño 3 y (b) EMI durante el presente (1979-2019) obtenido del reanálisis ERA5. El polígono gris corresponde al periodo de ocurrencia del fenómeno ENSO (2-7 años).	93
I.3. Espectro de potencias mediante la Transformada de Fourier para las series de tiempo mensuales de los índices (a) Niño 3 y (b) EMI durante el histórico (1860-2000) obtenido a partir de la base de datos COBE-SST2. El polígono gris corresponde al periodo de ocurrencia del fenómeno ENSO (2-7 años).	94
I.4. Espectro de potencias mediante la Transformada de Fourier para las series de tiempo mensuales de los índices (a) Niño 3 y (b) EMI durante el histórico (1860-2000) obtenido a partir de la base de datos ERSSTv5. El polígono gris corresponde al periodo de ocurrencia del fenómeno ENSO (2-7 años).	94
I.5. Espectro de potencias mediante la Transformada de Fourier para las series de tiempo mensuales de los índices (a) Niño 3 y (b) EMI durante el histórico (1860-2000) simulado por el modelo CCSM4. El polígono gris corresponde al periodo de ocurrencia del fenómeno ENSO (2-7 años).	95
I.6. Espectro de potencias mediante la Transformada de Fourier para las series de tiempo mensuales de los índices (a) Niño 3 y (b) EMI durante el histórico (1860-2000) simulado por el modelo CSIRO-MK3L-1-2. El polígono gris corresponde al periodo de ocurrencia del fenómeno ENSO (2-7 años).	95
I.7. Espectro de potencias mediante la Transformada de Fourier para las series de tiempo mensuales de los índices (a) Niño 3 y (b) EMI durante el histórico (1860-2000) simulado por el modelo FGOALS-s2. El polígono gris corresponde al periodo de ocurrencia del fenómeno ENSO (2-7 años).	96

I.8. Espectro de potencias mediante la Transformada de Fourier para las series de tiempo mensuales de los índices (a) Niño 3 y (b) EMI durante el histórico (1860-2000) simulado por el modelo HadCM3. El polígono gris corresponde al periodo de ocurrencia del fenómeno ENSO (2-7 años). . . . . 96

# Índice de tablas

4.1. Detalle de los modelos climáticos CMIP5/PMIP3 considerados en este estudio para las simulaciones del último milenio (850-1850 CE). Los periodos MCA y LIA corresponden a los períodos identificados por Rojas et al. (2016) en cada modelo. .....	19
5.1. Porcentaje de ocurrencia de eventos ENSO Canónico y ENSO Modoki durante el invierno boreal (DEF) para los periodos presente, histórico, último milenio, MCA y LIA. Los periodos MCA y LIA fueron identificados por Rojas et al. (2016) en cada modelo. .....	42
A.1. Descripción de la resolución del océano (R.O) y la atmósferas (R.A) de los modelos CMIP5/PMIP3 utilizados en este estudio. .....	57

# Capítulo 1

## Introducción

El fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) es un modo de variabilidad climática inter-anual en el sistema climático global, centrado en el Océano Pacífico Tropical (OPT). Debido a la influencia del fenómeno ENSO en los patrones climáticos y sus impactos socioeconómicos a nivel global, muchos estudios se han enfocado en comprender su comportamiento. Recientemente se ha reconocido que existen dos manifestaciones de este fenómeno (p.e., Ashok et al., 2007; Kao & Yu, 2009; Kug et al., 2009; Larkin & Harrison, 2005). Una primera manifestación, conocida como ENSO Canónico, se caracteriza por presentar anomalías de Temperatura Superficial del Mar (TSM) en el Océano Pacífico oriental (Rasmusson & Carpenter, 1982). Una segunda manifestación, conocida como ENSO Modoki, se caracteriza por presentar las anomalías de TSM desplazadas hacia el centro del OPT (Ashok et al., 2007). En particular, diversos estudios sugieren que en las últimas décadas se ha registrado de manera más frecuente este tipo de manifestación del ENSO (Yeh et al., 2009). Las diferencias en las ubicaciones de las anomalías de TSM de los eventos ENSO Canónico y ENSO Modoki afectan de manera distinta la dinámica atmosférica global, generando impactos diferentes (p.e., Kim et al., 2009; Navarro-Monterroza et al., 2019; Wang & Hendon, 2007).

Algunos estudios se han centrado en investigar el comportamiento de este fenómeno en siglos pasados (p.e., Clement et al., 2000; Moy et al., 2002; Rodbell et al., 1999). Sin embargo, se ha identificado que los estudios del ENSO para el último milenio y sus periodos característicos de la Anomalía Climática Medieval (MCA) y la Pequeña Edad de Hielo (LIA) han sido limitados, sobre todo para el ENSO Modoki, dado que su hallazgo es reciente. Las limitaciones y aparentes contradicciones observadas en diferentes estudios (p.e., Cobb et al., 2003; Griffiths et al., 2016; Khider et al., 2011; Yan et al., 2011) se deben en gran medida a la escasez de observaciones. Aunque los registros paleoclimáticos proporcionan información valiosa para comprender la variabilidad pasada del fenómeno ENSO, presentan limitaciones debido a su corta longitud, amplia resolución, ubicación localizada y poca continuidad (Conroy et al., 2008). Estos hallazgos apuntan a la necesidad de investigar los dos tipos de manifestaciones del ENSO y su comportamiento en siglos pasados, siendo fundamental para entender y proyectar posibles cambios futuros de frecuencia e intensidad de este fenómeno. En este Trabajo de Grado se caracteriza la variabilidad del fenómeno ENSO a partir de las variables TSM, Presión a Nivel del Mar (PNM), Precipitación, Velocidad de Presión a 500 hPa y Vientos en los niveles atmosféricos de 925 y 200 hPa simulados por los modelos de circulación global del proyecto CMIP5/PMIP3, para el último milenio (850-1850 EC).

El Trabajo de Grado está organizado de la siguiente manera: el capítulo 2 presenta los objetivos trazados para el desarrollo del trabajo, el capítulo 3 incluye los conceptos teóricos que sustentan

el desarrollo del trabajo, el capítulo 4 describe los datos y la metodología empleada, el capítulo 5 incluye los resultados y análisis, y por último, el capítulo 6 presenta las discusiones de los resultados y las principales conclusiones del estudio.

# Capítulo 2

## Objetivos

### 2.1. Objetivo general

Caracterizar la variabilidad del fenómeno ENSO durante el último milenio mediante simulaciones de modelos climáticos CMIP5/PMIP3.

### 2.2. Objetivos específicos

- Estimar las anomalías de TSM en el OPT simuladas por los modelos CMIP5/PMIP3 durante el último milenio.
- Estimar los índices representativos del fenómeno ENSO empleados en la literatura (p.e. Niño 3, Niño 4, Niño 3.4, ONI, SOI, EMI) durante el último milenio.
- Identificar eventos El Niño y La Niña simulados por los modelos CMIP5/PMIP3 durante el último milenio, identificando eventos Canónicos y Modoki.
- Analizar los patrones de anomalías de TSM en el OPT asociados al fenómeno ENSO (Canónico y Modoki) durante el último milenio.
- Identificar las frecuencias de ocurrencia del fenómeno ENSO (Canónico y Modoki) dominantes durante el último milenio según los modelos CMIP5/PMIP3.

# Capítulo 3

## Marco teórico

### 3.1. ENSO

El fenómeno ENSO es un modo natural de variabilidad climática interanual que ocurre cada 2 a 7 años en el OPT (Capotondi et al., 2015). Durante eventos El Niño, se produce un calentamiento anómalo en el Océano Pacífico oriental asociado a un debilitamiento de los vientos alisios (McPhaden et al., 2006); por su parte, las condiciones La Niña se caracterizan por anomalías negativas (enfriamiento) de TSM en esta región, en relación con un fortalecimiento de los vientos alisios (Khider et al., 2011). La atmósfera responde a estas variaciones oceánicas con un patrón de oscilación en la presión superficial entre Tahití y Darwin (Australia), conocido como la Oscilación del Sur (Khider et al., 2011), perturbando la circulación de Walker (Rasmusson & Carpenter, 1982). Por otro lado, los eventos ENSO se caracterizan porque tienden a alcanzar su punto máximo principalmente en el invierno boreal (Rasmusson & Carpenter, 1982) y por la asimetría entre sus dos fases. En este sentido, los eventos El Niño suelen ser más fuertes que los eventos La Niña (An & Jin, 2004; Liang et al., 2017). Las dos fases del fenómeno ENSO caracterizadas por mayores anomalías de TSM en la región oriental del Pacífico se conocen como eventos Canónicos.

### 3.2. Otro tipo del ENSO

Estudios recientes evidencian que además de la ocurrencia de eventos Canónicos, caracterizados por anomalías marcadas de TSM en el este del OPT, durante las décadas recientes se ha detectado la ocurrencia de anomalías desplazadas hacia el Pacífico ecuatorial central, en asociación con eventos El Niño y La Niña. A estas manifestaciones del fenómeno ENSO, que en las últimas décadas se han registrado de manera más frecuente (Ashok et al., 2007; Kug et al., 2009; Yeh et al., 2009), se les denomina eventos Modoki. En particular, El Niño Modoki (Ashok et al., 2007) también es conocido como “Dateline” El Niño (Larkin & Harrison, 2005), El Niño del Pacífico Central (Kao & Yu, 2009), o “Warm Pool” El Niño (Kug et al., 2009), en referencia a la región geográfica en la que se observan las mayores anomalías de TSM.

El Niño Modoki tiene anomalías positivas de TSM en el centro del Pacífico y anomalías negativas en el este y oeste (Ashok et al., 2007; Yeh et al., 2009), no obstante, puede estar acompañado de un calentamiento débil en el Pacífico este (Kug et al., 2009); por su parte, La Niña Modoki se caracteriza por un enfriamiento anómalo del Océano Pacífico central y anomalías positivas de TSM en el este y oeste (Ashok & Yamagata, 2009). En su fase madura que se alcanza durante el

invierno boreal (Kao & Yu, 2009), el ENSO Modoki exhibe una estructura de anomalías en forma de “Herradura” (Ashok et al., 2007) o “V” que se extiende hacia los subtrópicos en ambos hemisferios, propagándose más en el hemisferio norte (Kao & Yu, 2009). Los eventos ENSO Modoki, a diferencia de los eventos ENSO Canónico tienden a producir eventos más fuertes durante la fase fría en contraste con la fase cálida (Kao & Yu, 2009). Asimismo, La Niña Modoki presenta eventos más fuertes que La Niña Canónica (Yuan & Yan, 2013), característica que es opuesta en las fases cálidas de ambos tipos del ENSO (Kao & Yu, 2009).

Aunque hay un consenso científico sobre la existencia de dos tipos de El Niño, los eventos La Niña Modoki siguen siendo un debate. Estudios como los de Kug et al. (2009) y Kug & Ham (2011) apuntan a que la ubicación zonal del centro de las anomalías máximas de TSM no muestran un cambio aparente, además, Kug & Ham (2011) encontraron que los patrones de precipitación de ambos tipos La Niña son menos independientes que los de los tipos de eventos cálidos. En contraste, algunos estudios demostraron que los eventos La Niña deben clasificarse en dos tipos. Por ejemplo, Zhang et al. (2015) argumentan que los dos tipos de La Niña exhiben características muy diferentes en la evolución de las anomalías de TSM.

### **3.3. Algunos impactos de eventos ENSO Canónico y ENSO Modoki**

Diversos estudios han encontrado que los impactos de eventos ENSO Canónico y Modoki son distintos, y aunque ambos tipos de eventos tienen lugar en el OPT, sus efectos se evidencian a nivel global. Por ejemplo, Wang & Hendon (2007) encontraron que la precipitación en Australia es sensible a la distribución zonal de las anomalías de TSM en el Océano Pacífico durante El Niño Canónico, encontrando además que hay una mayor sensibilidad cuando las anomalías se encuentran en el borde oeste de la Piscina Caliente. También se ha evidenciado que el monzón de verano del Pacífico noroccidental tiene una relación más fuerte con eventos ENSO Modoki que con eventos ENSO Canónico (Weng et al., 2011). En otro estudio, Kim et al. (2009) analizaron que la ocurrencia del fenómeno ENSO durante la época de ciclones tropicales del Atlántico norte afecta la actividad ciclónica, disminuyendo durante eventos El Niño Canónico e incrementando en su fase opuesta (La Niña Canónica) y El Niño Modoki.

En Suramérica, Tedeschi et al. (2013) estudiaron la influencia de ambos tipos de eventos ENSO en la precipitación, encontrando que ambos eventos influyen de manera distinta en la región, debido a diferencias en la circulación de Walker. Por otra parte, estudios como Jiménez-Muñoz et al. (2016) evidencian que el fenómeno ENSO es el principal impulsor de los extremos climáticos interanuales en la cuenca del Amazonas, y que debido a la diferencia en los patrones de calentamiento de TSM, los impactos en el clima y los ecosistemas pueden ser diferentes. Asimismo, Li et al. (2011) analizaron cómo los dos tipos de El Niño afectan la productividad de los ecosistemas tropicales y la captura de carbono, encontrando que durante eventos El Niño Canónico la región Amazónica actúa como una fuente neta de carbono para la atmósfera, a diferencia de eventos El Niño Modoki donde el bosque Amazónico sigue siendo un sumidero de carbono.

En Colombia se han realizado diversos estudios, ya que el fenómeno ENSO es el principal modulador de variabilidad del régimen de precipitación a escala interanual en el país (Poveda et al., 1998). Por ejemplo, Poveda & Mesa (1996) analizaron la influencia de las fases extremas del fenómeno

ENSO sobre la hidrología de Colombia, encontrando que la fase cálida (El Niño) produce periodos de sequía fuertes y prolongados, mientras La Niña aumenta la precipitación y los caudales; asimismo, Poveda et al. (1998) concluyeron que los impactos del fenómeno ENSO en el ciclo anual de la hidrología son mayores en el periodo de junio a febrero. En otro estudio, Navarro-Monterroza et al. (2019) observaron que la mayor influencia del fenómeno ENSO en el régimen de precipitación en Colombia se da en el trimestre de diciembre a febrero; asimismo, evidenciaron que en general, la precipitación en Colombia se incrementa durante eventos La Niña Modoki en comparación con eventos La Niña Canónica, mientras que las tasas de precipitación disminuyen más durante la fase El Niño Canónico en comparación con eventos El Niño Modoki. Por otra parte, Serna et al. (2018) estudiaron la influencia de los dos tipos de eventos ENSO sobre las corrientes del chorro del Chocó y el Caribe, encontrando que para los trimestres de diciembre a febrero y de marzo a mayo, ambos eventos generan un fortalecimiento del chorro del Caribe. Por su parte, en los trimestres de junio a agosto y septiembre a noviembre, este chorro es debilitado, principalmente durante El Niño Canónico. El chorro del Chocó, por su parte, se debilita durante estos eventos, a excepción del trimestre de marzo a mayo, cuando se fortalece durante eventos El Niño Modoki.

### 3.4. ENSO en el pasado

Debido a la influencia del fenómeno ENSO en los patrones climáticos y sus impactos socio-económicos a nivel global, muchos estudios se han enfocado en la variabilidad de este fenómeno en el pasado. Una comprensión holística de cómo se ha comportado este fenómeno en siglos pasados es fundamental para entender y dar respuestas a los futuros cambios de intensidad y frecuencia del ENSO ante el cambio climático y procesos de variabilidad natural. En este sentido, se ha encontrado que la variabilidad del fenómeno ENSO estuvo presente durante todo el Holoceno, con un aumento desde el Holoceno medio hasta el presente (Clement et al., 2000). Se ha podido establecer a partir de un análisis espectral de registros de 15,000 años en la laguna Pallcacocha, Ecuador, que el periodo de eventos ENSO cambió de alrededor de 15 años desde 15,000 a 7,000 años aproximadamente Antes del Presente (AP), a una periodicidad de 2 a 8.5 años, que corresponde a la periodicidad moderna que se dio en algún momento, alrededor de 5,000 años AP (Rodbell et al., 1999). Por otro lado, los registros proxy de Moy et al. (2002) indican un estado dominante de La Niña entre 11,000 y 5,000 años AP, en tanto, en los últimos 5,000 años se ha generado un cambio a eventos El Niño más frecuentes y de mayor intensidad (Tsonis, 2009). Sandweiss et al. (2001) identificaron que entre 5,800 y alrededor de 3,000 años AP, los eventos El Niño fueron menos frecuentes que en la actualidad, pero con intervalos de ocurrencia rápidos observados después de ese tiempo. El aumento de la frecuencia de El Niño también se ha encontrado en los registros paleoclimáticos del lago El Junco, Galápagos, que sugieren una variabilidad reducida de El Niño durante el Holoceno medio, pero con un aumento en la frecuencia e intensidad en el Holoceno tardío (Riedinger et al., 2002). La variabilidad reducida de El Niño en el Holoceno medio se ha atribuido a un aumento de la insolación durante el verano boreal, lo que genera un forzamiento del viento del este que impide el desarrollo de eventos de El Niño (Cane, 2005).

Respecto al ENSO Modoki, Karamperidou et al. (2015) identificaron una mayor frecuencia de los eventos del Pacífico central en el Holoceno medio, mientras los eventos ENSO con anomalías de TSM concentradas en el Pacífico oriental fueron débiles y/o menos frecuentes. Carré et al. (2014) hicieron una reconstrucción del ENSO que abarca los últimos 10 mil años (ka), encontrando un cambio en la asimetría del ENSO en el periodo entre 6.7 y 7.5 ka, hacia una asimetría negativa, lo

que puede estar relacionado a un modo predominante del ENSO Modoki.

### 3.5. ENSO durante el último milenio

Durante el último milenio, la mayor parte de la variabilidad del ENSO pudo haber surgido de la dinámica interna del propio sistema ENSO (Cobb et al., 2003). No obstante, la reconstrucción del índice SOI de Yan et al. (2011) está correlacionada significativamente con la irradiancia solar y fluctuaciones de temperatura del hemisferio norte, lo que sugiere que ambos ejercen un impacto. Entre tanto, Le (2017) sugiere que pudo estar dominada por el forzamiento volcánico en lugar del forzamiento solar.

Varios estudios se han centrado en investigar los cambios en la variabilidad del ENSO durante dos períodos importantes del último milenio. La Anomalía Climática Medieval (MCA) se caracterizó por ser un período con condiciones relativamente cálidas y notables anomalías climáticas como sequías en algunas regiones continentales. Por su parte, la Pequeña Edad de Hielo (LIA) fue un periodo caracterizado por un avance glacial, tanto en el hemisferio norte como en el hemisferio sur (IPCC-Grupo de Trabajo, 2013). Algunas investigaciones sugieren que los cambios a escala de siglo del ENSO parecen haber variado de manera opuesta a los de la temperatura media hemisférica o global a lo largo del último milenio. Por ejemplo, Khider et al. (2011) encontraron que en el periodo MCA, los eventos La Niña fueron más fuertes y más frecuentes que los eventos El Niño, consistente con las mega sequías medievales documentadas en lugares del oeste de América del Norte. Asimismo, Cobb et al. (2003) sugieren, a partir de datos de coral de Palmyra en combinación con otros proxy sensibles al ENSO, que el gradiente zonal de TSM del Pacífico pudo haber sido mayor durante MCA y menor durante LIA, lo que está relacionado con La Niña y El Niño, respectivamente. En contraste, Griffiths et al. (2016) evidenciaron un debilitamiento de la circulación de Walker en MCA (condiciones El Niño) y un fortalecimiento durante LIA (condiciones La Niña), Yan et al. (2011) a partir del SOI encontraron que el periodo MCA se caracterizó por un índice negativo, lo que señala condiciones El Niño, a diferencia de LIA, donde se observaron condiciones dominadas por La Niña. Entre tanto, Moy et al. (2002) y Conroy et al. (2008) encontraron para el periodo MCA una mayor frecuencia de El Niño, relacionado a mayores precipitaciones sobre las islas Galápagos y el sur de Ecuador durante este periodo.

### 3.6. ENSO en simulaciones de modelos CMIP5/PMIP3

Los registros paleoclimáticos, aunque proporcionan información útil para comprender la variabilidad pasada del fenómeno ENSO, se ven limitados debido a su corta longitud, amplia resolución, ubicación localizada y poca continuidad (Conroy et al., 2008); por tal motivo, se ha hecho uso de modelos que simulan las condiciones climáticas pasadas. Tian et al. (2017) encontraron que la mayoría de modelos de la Fase 3 del Proyecto de Comparación de Modelos Paleoclimáticos (PMIP3) capturan apropiadamente la distribución de la climatología de la TSM en varias regiones del Pacífico, como la Piscina Caliente y la Lengua Fría, aunque para la última región se evidenció que la simulación de la TSM se extiende demasiado hacia el Pacífico occidental en comparación con las observaciones. Además, identificaron que los modelos simulan una amplitud del ENSO similar a las observadas, mientras que para la frecuencia de los eventos, observaron que la mayoría de los

modelos analizados simulan una frecuencia predominante en el periodo de 2 a 5 años.

Recientemente, la Quinta Fase del Proyecto de Comparación de Modelos Acoplados (CMIP5) incorpora modelos de mayor resolución y un conjunto más amplios de experimentos en comparación con la Fase 3 de dicho proyecto (CMIP3). Muchos estudios han evaluado la capacidad de estos modelos en simular eventos ENSO Canónico y Modoki, encontrando que los modelos CMIP5 han mejorado en términos de su capacidad para simular los dos tipos de El Niño; sin embargo, estos modelos aún subestiman la independencia de estos eventos en contraste con las observaciones (Kug et al., 2012). Al igual que las observaciones, los modelos CMIP5 muestran una menor independencia entre los eventos La Niña de ambos tipos; no obstante, Taschetto et al. (2014) evidenciaron que más de un tercio de los modelos CMIP5 analizados representan los dos tipos de eventos La Niña. En cuanto a los patrones espaciales, los modelos CMIP5, en comparación con los modelos CMIP3, mejoran los patrones simulados de ambos tipos del ENSO (Kim & Yu, 2012). Aún así, el patrón espacial de los eventos ENSO, particularmente los eventos ENSO Modoki, extienden las anomalías de TSM más hacia el oeste en comparación con las observaciones (Taschetto et al., 2014).

Respecto a la asimetría de los eventos ENSO, Taschetto et al. (2014) encontraron que los modelos CMIP5 capturan la asimetría observada en magnitud entre los eventos El Niño y La Niña, y entre los dos tipos de eventos El Niño, pero la mayoría de los modelos no logran reproducir la asimetría entre los eventos La Niña Canónica y La Niña Modoki. Otro aspecto que se ha mejorado en los modelos CMIP5 es el periodo de ocurrencia de eventos ENSO. Los modelos de esta versión tienden a mostrar más potencia en periodos más largos que los modelos CMIP3, que a menudo muestran pocas potencias en los periodos superiores a 3 años, como es el caso del modelo CCSM4 que, en contraste con su predecesor CCSM3, muestra una mayor variabilidad entre los 3 y 6 años (Gent et al., 2011). Como se mencionó anteriormente, una de las características común entre ambos tipos del ENSO es alcanzar el pico máximo durante el invierno boreal y la mayoría de los modelos CMIP5 capturan el pico de amplitud ENSO alrededor de diciembre (Taschetto et al., 2014).

# Capítulo 4

## Métodos y simulación de modelos

### 4.1. Datos

En este Trabajo de Grado, se caracterizó la variabilidad del fenómeno ENSO durante el último milenio mediante el análisis de la TSM, PNM, Precipitación, Velocidad de Presión (Omega) a 500 hPa y Vientos a 925 y 200 hPa. Para estos análisis se emplearon cuatro Modelos de Circulación General (GCM) con simulaciones disponibles dentro del proyecto CMIP5/PMIP3 para el periodo de 850 a 1850 CE, periodo que corresponde al último milenio. Los modelos considerados son CCSM4, CSIRO-MK3L-1-2, FGOALS-s2 y HadCM3 (Ver anexo A). Conviene enfatizar que los modelos CSIRO-MK3L-1-2 y HadCM3 no tienen salidas de la variable omega, y que para el modelo HadCM3, al no tener el nivel atmosférico de 925 hPa disponible, se hizo uso del nivel de 950 hPa. Las simulaciones se especifican en la Tabla 4.1. Estas simulaciones consideran forzamientos de variaciones naturales como las variaciones orbitales (cambio en la fecha del perihelio), y dos reconstrucciones diferentes de profundidad óptica de aerosoles volcánicos y variaciones solares (irradiancia solar). Estas simulaciones no tienen en cuenta forzantes de emisiones antrópicas y cambios de uso del suelo, por lo que consideran únicamente forzamientos climáticos naturales durante el último milenio. Una descripción más detallada de estos forzantes para las simulaciones CMIP5/PMIP3 se presenta en Schmidt et al. (2011, 2012).

Para evaluar si los modelos representan adecuadamente los patrones de anomalías de TSM características de los dos tipos del ENSO para el clima presente, se hizo uso de las simulaciones para el periodo 1860-2000, que corresponde al periodo histórico común entre los cuatro modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 y las bases de datos ERSSTv5 y COBE-SST2 de la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA). ERSSTv5 incluye registros mensuales provenientes de

Tabla 4.1: Detalle de los modelos climáticos CMIP5/PMIP3 considerados en este estudio para las simulaciones del último milenio (850-1850 CE). Los periodos MCA y LIA corresponden a los periodos identificados por Rojas et al. (2016) en cada modelo.

Modelos	Proyecto	MCA	LIA	Periodo (CE)	Referencia
CCSM4	CMIP5	1110-1200	1710-1810	850-1850	Gent et al. (2011)
CSIRO-MK3L-1-2	PMIP3	950-1050	1760-1850	851-1850	Phipps et al. (2011)
FGOALS-s2	CMIP5	915-990	1710-1790	850-1849	Zhou et al. (2008)
HadCM3	PMIP3	1160-1250	1600-1700	850-1850	Collins et al. (2001)

la reconstrucción extendida de la TSM desde enero de 1854 hasta el presente con una resolución de  $2^\circ \times 2^\circ$ . En este Trabajo de Grado se usaron las anomalías calculadas con respecto a una climatología mensual de 1971-2000, que incluye ERSSTv5. Los datos de COBE-SST2 proporcionados por *NOAA/OAR/ESRL PSL, Boulder, Colorado, USA*, desde su sitio web en <https://psl.noaa.gov/>, cuentan con promedios mensuales desde enero de 1850 hasta diciembre de 2019, con una resolución de  $1^\circ \times 1^\circ$ .

Para determinar si las simulaciones durante el último milenio presentan condiciones ENSO similares a las observadas en el clima presente (1982-2019), se emplearon datos de TSM de NOAA OISST V2, proporcionados por *NOAA/OAR/ESRL PSL, Boulder, Colorado, USA*, desde su sitio web en <https://psl.noaa.gov/>. OISSTv2 cuenta con registros de promedios mensuales desde diciembre de 1981 hasta noviembre de 2020 en una resolución espacial de  $1^\circ \times 1^\circ$ . Las variables PNM, Precipitación Total, Omega a 500 hPa y las componentes zonales y meridionales de los vientos ( $u$  y  $v$ , respectivamente) en los niveles atmosféricos de 925 y 200 hPa se tomaron del reanálisis ERA5 del Centro Europeo de Previsiones Meteorológicas a Medio Plazo (CEPPM) (Hersbach et al., 2019), el cual posee registros de promedios mensuales desde 1979 hasta el presente, con una resolución espacial para la atmósfera de  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ .

## 4.2. Metodología

Las anomalías de TSM en el OPT se estimaron para algunas regiones características del fenómeno ENSO, a partir de la diferencia entre los datos trimestrales de TSM y su promedio climatológico o media de largo plazo. Para determinar los trimestres con ocurrencia de eventos ENSO Canónico, se calcularon las anomalías normalizadas de TSM en la región Niño 3 ( $150^\circ\text{W}$ – $90^\circ\text{W}$ ,  $5^\circ\text{S}$ – $5^\circ\text{N}$ ), como lo indica Kim et al. (2009). Se clasificaron trimestres El Niño Canónico cuando el valor de la anomalía normalizada de TSM fue igual o superior a 1.0, mientras que trimestres La Niña Canónica se identificaron cuando el valor fue igual o inferior a -1.0.

Para la identificación de eventos ENSO Modoki, se consideró el índice EMI definido por Ashok et al. (2007) y descrito en la ecuación (4.1). El EMI considera las anomalías trimestrales de TSM en el este, centro y oeste del OPT, identificando la ocurrencia de eventos ENSO Modoki.

$$EMI = [SSTA]_A - 0,5[SSTA]_B - 0,5[SSTA]_C \quad (4.1)$$

La variable SSTA representa el promedio de las anomalías de TSM en las regiones A ( $165^\circ\text{E}$ – $140^\circ\text{W}$ ,  $10^\circ\text{S}$ – $10^\circ\text{N}$ ), B ( $110^\circ\text{W}$ – $70^\circ\text{W}$ ,  $15^\circ\text{S}$ – $5^\circ\text{N}$ ), y C ( $125^\circ\text{E}$ – $145^\circ\text{E}$ ,  $10^\circ\text{S}$ – $20^\circ\text{N}$ ). Así, trimestres de eventos El Niño Modoki se clasificaron cuando el EMI estandarizado fue igual o superior a 0.7, y como trimestres La Niña Modoki aquellos en los cuales el valor fue igual o inferior a  $-0.7$  (Ashok et al., 2007).

Para los trimestres que clasificaron en ambos índices, se procedió a identificar el tipo del ENSO a partir de los valores de anomalías de TSM en las regiones Niño 3 y Niño 4 ( $160^\circ\text{E}$ – $150^\circ\text{W}$ ,  $5^\circ\text{S}$ – $5^\circ\text{N}$ ), como lo propone Yeh et al. (2009). Se clasificaron como trimestres El Niño Canónico (La Niña Canónica) cuando las anomalías de TSM en la región Niño 3 fueron mayores (menores) a las anomalías de TSM en la región Niño 4, y trimestres El Niño Modoki (La Niña Modoki) cuando el

valor de las anomalías de TSM en la región Niño 4 fueron superiores (inferiores) a las de la región Niño 3. Los trimestres donde las anomalías de TSM en las regiones Niño 3 y Niño 4 fueron iguales no se consideraron en este estudio; además, solo se tomaron en consideración los eventos ENSO que mínimamente tuvieron dos trimestres consecutivos clasificados, garantizando el periodo mínimo que sugiere la NOAA para clasificar un evento ENSO, que corresponde a 5 meses consecutivos.

Con el objeto de analizar los patrones ENSO durante el último milenio, se obtuvieron los mapas estacionales con el promedio de las anomalías de TSM, PNM, Precipitación, Omega a 500 hPa y Vientos a 925 y 200 hPa para el Pacífico tropical ( $120^{\circ}\text{E}$ – $65^{\circ}\text{W}$ ,  $30^{\circ}\text{S}$ – $30^{\circ}\text{N}$ ), para cada evento ENSO (Canónico y Modoki), teniendo en cuenta los trimestres clasificados en OISST, el reanálisis ERA5 y las simulaciones de los modelos CMIP5/PMIP3. Además, se obtuvieron mapas estacionales de la climatología de las diferentes variables analizadas. De forma similar, se obtuvieron mapas estacionales de la climatología y anomalías de TSM para cada tipo de ENSO durante el periodo histórico, con el objeto de evaluar los patrones de calentamiento/enfriamiento de eventos ENSO simulados por los modelos CMIP5/PMIP3 en comparación con ERSSTv5 y COBE-SST2.

Posteriormente, se obtuvieron las series de tiempo de anomalías de TSM de los eventos ENSO (Canónico y Modoki) para el trimestre de diciembre a febrero (DEF), con el fin de analizar la distribución de los eventos ENSO durante el último milenio. Asimismo, se obtuvieron las series de tiempo para los periodos histórico (1861-2000) y presente (1983-2019 para OISST y 1980-2019 para ERA5). Dentro del último milenio se analizaron los periodos MCA (condiciones relativamente cálidas en algunas regiones continentales) y LIA (avance glacial en los dos hemisferios) (IPCC-Grupo de Trabajo, 2013). Estos periodos se definieron para cada modelo según Rojas et al. (2016) (ver Tabla 4.1). Finalmente, para identificar las frecuencias de ocurrencia del fenómeno ENSO (Canónico y Modoki) durante los periodos último milenio, histórico y presente, se empleó el espectro de potencias de Fourier, el cual permite ver el comportamiento de las series de tiempo de los índices Niño 3 y EMI en el dominio de las frecuencias.

## Capítulo 5

# Resultados y análisis

### 5.1. ENSO durante el Periodo histórico (1860-2000)

Validar las características simuladas de los dos tipos del ENSO en las simulaciones CMIP5/PMIP3 para el último milenio se convierte en una perspectiva desafiante, dada la escasez de observaciones y estudios previos. Por tal razón, en este estudio iniciamos explorando la fidelidad de los patrones de calentamiento/enfriamiento de los eventos ENSO representados a partir de simulaciones históricas que abarcan el periodo 1860-2000, siendo comparados con los conjuntos de datos ERSSTv5 y COBE-SST2.

En general, los modelos sugieren condiciones neutras de TSM comparables con las observadas en las bases de datos para el periodo histórico (Figura 5.1.a). Aún así, se han evidenciado variaciones en regiones importantes del OPT como la Piscina Caliente del Pacífico oeste y la Lengua Fría del Pacífico este. Para la Piscina Caliente, los modelos FGOALS-s2 y HadCM3 simulan una región con menor área de Piscina Caliente; entre tanto, para la Lengua Fría, los modelos mencionados sugieren una región que se prolonga hacia el oeste en relación con COBE-SST2, ERSSTv5 y el resto de los modelos analizados. De manera similar, Grose et al. (2014) identificó, a partir del análisis de 27 modelos del proyecto CMIP5, que la mayoría de los modelos continúan teniendo una forma incorrecta del borde este de la Piscina Caliente, con respecto a CMIP3. Entre tanto, Li et al. (2015) señala que casi todos los modelos CMIP5 generan una Lengua Fría que se prolonga hacia el oeste en relación con las observaciones, lo que puede limitar su habilidad para simular eventos ENSO, así como sus teleconexiones.

Durante los eventos ENSO, los modelos son capaces de reproducir los patrones espaciales de TSM, aunque con algunas variaciones respecto a las observaciones. Por ejemplo, los modelos CCSM4 y HadCM3 extienden las anomalías de TSM hacia el oeste del OPT durante los eventos Canónicos (Figuras 5.1.b y 5.1.d). Por su parte, el modelo CSIRO-MK3L-1-2 muestra las mayores anomalías de este tipo del ENSO en el centro del OPT y el modelo FGOALS-s2 ubica dichas anomalías desplazadas hacia el oeste del OPT. Durante eventos El Niño Modoki (Figura 5.1.c), los modelos, a excepción de CSIRO-MK3L-1-2, muestran un patrón alargado de anomalías, a diferencia de las observaciones que muestran un calentamiento anómalo relativamente angosto en la dirección zonal, sugiriendo además que ningún modelo es capaz de simular el patrón característico de este tipo del ENSO, descrito por Ashok et al. (2007). Por otro lado, los modelos, al igual que las bases de datos, exhiben patrones de enfriamiento anómalo muy diferente para La Niña Modoki (Figura 5.1.e). Es importante mencionar que los modelos tienen la capacidad de simular la asimetría observada en los

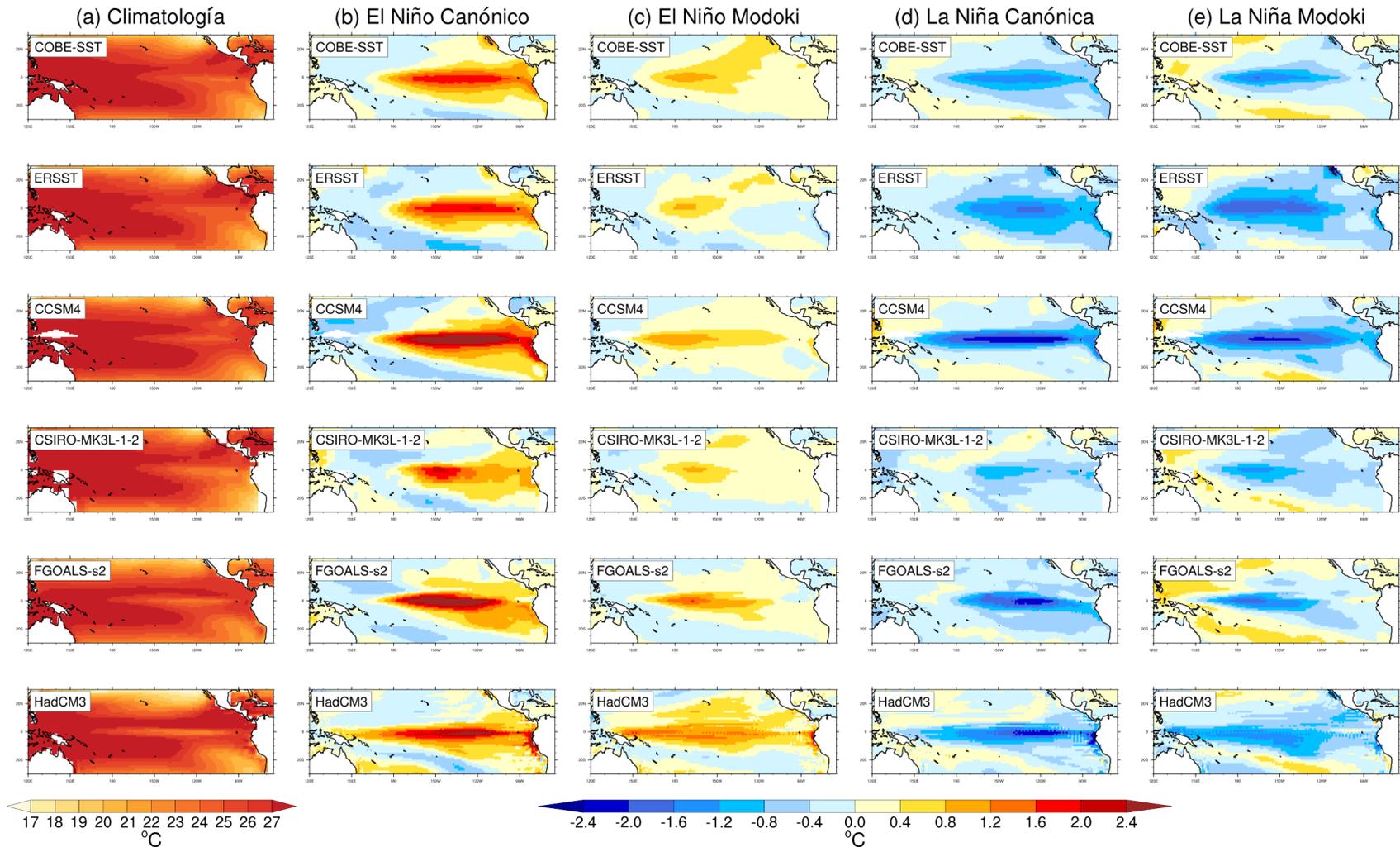


Figura 5.1: (a) Climatología y promedios de anomalías de TSM, durante los eventos (b y d) ENSO Canónico y (c y e) ENSO Mokoki, estimados a partir de observaciones extendidas (COBE-SST2 y ERSSTv5) y simulaciones de modelos CMIP5/PMIP3 para el trimestre de DEF durante el periodo histórico (1860-2000).

eventos ENSO, es decir, eventos El Niño Canónico más fuertes que La Niña Canónica y a su vez con un mayor calentamiento anómalo que El Niño Modoki. Entre tanto, La Niña Modoki muestra mayores anomalías en comparación con El Niño Modoki. Sin embargo, la mayoría de los modelos no logran simular correctamente la asimetría entre los dos tipos de La Niña (Taschetto et al., 2014), es decir, eventos La Niña Modoki más fuertes que La Niña Canónica (Yuan & Yan, 2013).

Aun cuando el pico de amplitud ENSO en el invierno boreal ha mejorado para el conjunto de modelos CMIP5 (Taschetto et al., 2014), algunos modelos exhiben una variedad de comportamientos con picos del ENSO que ocurren en cualquier estación (Bellenger et al., 2014), como es el caso de los modelos CCSM4 y FGOALS-s2, que exhiben el máximo de anomalías de TSM durante el trimestre de junio a agosto (JJA) para La Niña Canónica (Figura B.2.d del Anexo). Por último, los modelos tienden a sobreestimar las anomalías de TSM observadas en los diferentes eventos ENSO, exceptuando el modelo CSIRO-MK3L-1-2, que subestima las anomalías de TSM en gran parte de la Lengua Fría para eventos Canónicos y en el centro del OPT para eventos Modoki.

## 5.2. ENSO durante el último milenio (850-1850 CE)

### 5.2.1. Circulación de Walker en condiciones neutras

Las simulaciones de los modelos durante el último milenio y el reanálisis ERA5 (Figuras C.4.a, C.5.a, C.6.a, C.7.a y C.8.a del Anexo), muestran los vientos alisios que vienen del sureste y noreste y convergen en la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), presentando mayores velocidades en los modelos en comparación con el reanálisis ERA5 durante el trimestre DEF. Los vientos alisios fluyen de este a oeste, confinando las aguas cálidas en la región de la Piscina Caliente (Figura 5.2.a), con valores de TSM mayores a  $27^{\circ}\text{C}$ , la cual exhibe un ligero desplazamiento hacia el sur durante el trimestre DEF. De igual forma que lo observado durante el periodo histórico (Figura 5.1.a), los modelos FGOALS-s2 y HadCM3 simulan para el último milenio una región de menor área de Piscina Caliente en comparación con el resto de los modelos y las observaciones para el presente (OISST). Por otro lado, OISST y los modelos muestran una surgencia de aguas frías en la región conocida como la Lengua Fría; sin embargo, todos los modelos prolongan dicha región hacia el oeste en relación con OISST, siendo más extensa en los modelos FGOALS-s2 y HadCM3, en similitud con lo constatado durante las simulaciones del periodo histórico.

El gradiente en la TSM que se observa en el OPT genera variaciones longitudinales de la PNM (Figura 5.2.b), de forma tal que los mayores valores de PNM se presentan en el este del OPT, mientras que en el oeste del OPT se observan valores menores de PNM, siendo el modelo HadCM3 el que exhibe los valores más bajos en ambas regiones. Por consiguiente, se produce un fortalecimiento en el gradiente de presión, el cual, es menor en HadCM3 comparado con ERA5 y el resto de los modelos, debido a una menor diferencia de PNM entre las dos regiones, del mismo modo que se fortalecen los vientos alisios. En contraste con el modelo HadCM3 y ERA5, los modelos simulan valores altos de PNM sobre las masas continentales para el último milenio, llegando a alcanzar valores de hasta 1,018 hPa en el norte de Centroamérica durante el invierno boreal.

En la zona de baja presión sobre la Piscina Caliente se observan importantes ascensos de masas de aire (Figura 5.2.d). Asimismo, se identifican ascensos asociados a la ZCIT, con un desplazamiento más marcado en el suroeste del OPT durante el verano austral, lo que está relacionado con TSM más cálidas en esta región durante el trimestre DEF. El centro y sur de Suramérica también presen-

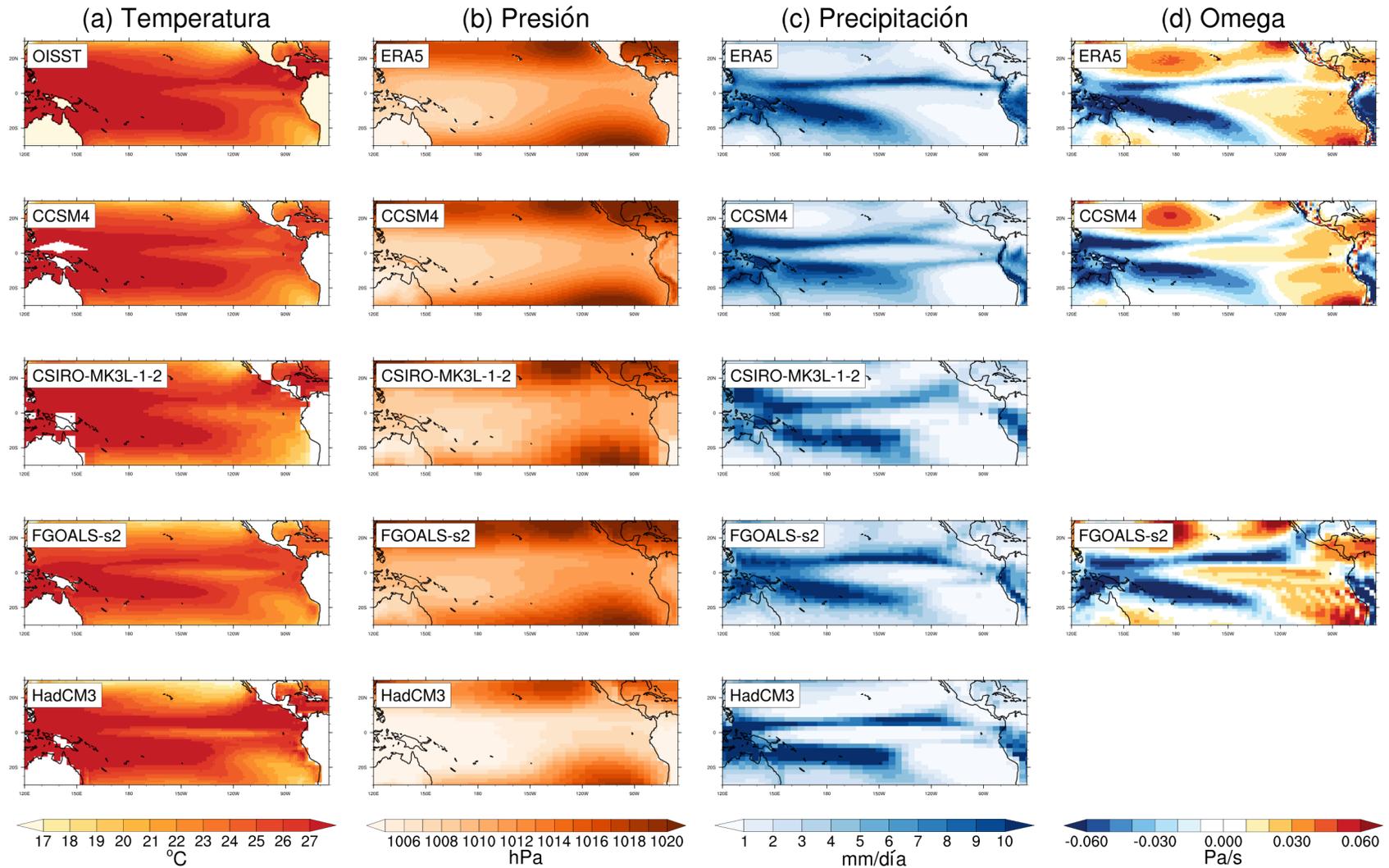


Figura 5.2: Climatología de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para el trimestre DEF. Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el comportamiento de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850).

tan valores importantes de ascensos de masas de aire, los cuales en gran medida están relacionados con el desplazamiento de la ZCIT. En el trimestre DEF, se observan descensos sustanciales de masas atmosféricas con valores superiores a 0.02 Pa/s sobre la región de la Lengua Fría. El norte de Suramérica también tiene descensos de masas atmosféricas durante DEF; al mismo tiempo, el norte de Australia presenta grandes ascensos de masas de aire, relacionados con la presencia de la ZCIT sobre esta región, los cuales son mayores en el modelo CCSM4. Los ascensos de masas atmosféricas están relacionados con valores importantes de precipitación, como se observa en la Figura 5.2.c, a diferencia de las zonas que presentan descensos de masas de aire, las cuales muestran condiciones secas, como el este del OPT. Por último, los vientos en el nivel atmosférico de 200 hPa fluyen de oeste a este, completando la circulación de Walker (Figuras C.4.b, C.5.b, C.6.b, C.7.b y C.8.b del Anexo).

### 5.2.2. Circulación de Walker en condiciones El Niño Canónico

Durante eventos El Niño Canónico, los modelos muestran un calentamiento anómalo en el este y centro del OPT para el último milenio (Figura 5.3.a), similar a las observaciones (OISST). Es importante mencionar que los modelos CCSM4 y FGOALS-s2 simulan anomalías máximas de TSM para el último milenio, comparables con las observaciones del presente. De igual manera que en el periodo histórico (Figura 5.1.a), el modelo CSIRO-MK3L-1-2 evidencia el mayor calentamiento en el centro del OPT y el modelo HadCM3 prolonga las anomalías positivas de TSM hasta el oeste del OPT. Comparado con OISST, los modelos CCSM4 y FGOALS-s2 prolongan las anomalías positivas hacia el oeste del OPT, al igual que simulan las anomalías máximas de TSM con un ligero desplazamiento al oeste. Los modelos CCSM4, FGOALS-S2 y HadCM3 muestran los mayores aumentos anómalos de TSM en el trimestre DEF. Por su parte, el modelo CSIRO-MK3L-1-2 y OISST presentan los mayores valores de TSM en el trimestre de septiembre a noviembre (SON) (Figura D.3.a del Anexo), seguidos por el trimestre DEF. Los modelos muestran anomalías de TSM superiores a 2.4°C en la Lengua Fría durante el trimestre DEF, a excepción de los modelos CSIRO-MK3L-1-2 y HadCM3, los cuales exhiben anomalías positivas de TSM de menor magnitud en gran parte de esta región. Adicionalmente, durante eventos El Niño Canónico se observa un enfriamiento anómalo en el oeste del OPT. A diferencia de OISST y del comportamiento exhibido por los modelos restantes, el modelo CSIRO-MK3L-1-2 también muestra un incremento de la TSM en el noreste del OPT durante estos eventos, presentando valores de anomalías de TSM entre 0.4 y 0.8°C.

La distribución anómala de TSM asociada con El Niño Canónico genera cambios en los patrones de PNM (Figura 5.3.b). A excepción del modelo HadCM3, se identifican importantes aumentos anómalos de PNM en el oeste del OPT y Australia, con valores superiores a 1.6 hPa en el trimestre DEF. En Suramérica, se presenta una disminución de la PNM tanto en los modelos como en el reanálisis ERA5. El este del OPT también muestra una disminución de PNM, relacionado con un calentamiento anómalo en esta zona, evidenciando para ERA5 una disminución mayor en la región de la Lengua Fría. La diferencia longitudinal de PNM que se observa entre el este y oeste del OPT durante El Niño Canónico genera un debilitamiento del gradiente de presión, al igual que cambia las regiones de baja y alta presión. En consecuencia, los vientos alisios, que en condiciones neutras fluyen de este a oeste (Anexo C), en eventos El Niño Canónico lo hacen del oeste al este del Pacífico tropical, como se observa en las simulaciones de los modelos para el último milenio y el reanálisis ERA5 (Figuras 5.4.a, 5.5.a, 5.6.a, 5.7.a y 5.8.a), modificando el sentido de la circulación de Walker. ERA5 y los modelos CCSM4, CSIRO-MK3L-1-2 y FGOALS-s2 muestran velocidades anómalas de los vientos alisios, con valores superiores a los 3 m/s, entre tanto, el modelo HadCM3 exhibe menores valores, en relación con un gradiente de presión anómalo débil.

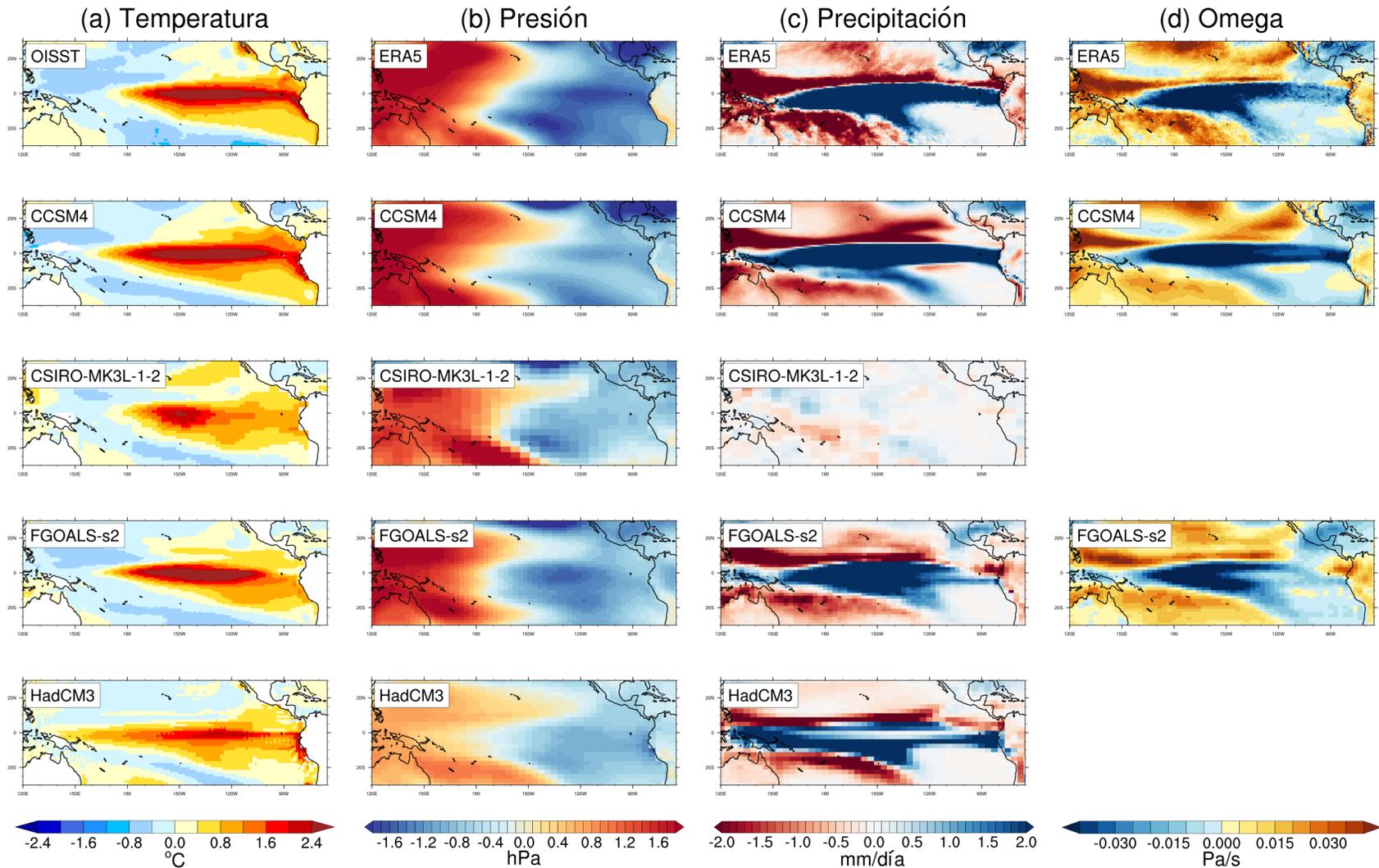


Figura 5.3: Promedio de las anomalías de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para los trimestres de DEF de eventos El Niño Canónico. Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el promedio de las anomalías de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850).

Bajo condiciones El Niño Canónico, la ZCIT se desplaza levemente hacia el sur y se desarrolla en el centro y este del OPT (Figura 5.3.d), por lo que se evidencian flujos anómalos de aire ascendente en esta zona, con valores superiores a  $-0.04$  Pa/s durante el invierno boreal; no obstante, el modelo FGOALS-s2 presenta los mayores valores de ascensos anómalos concentrados en el centro del OPT. Por el contrario, el oeste del OPT presenta descensos anómalos de masas atmosféricas, en relación con un centro anómalo de alta presión sobre esta región (Figura 5.3.b). Pese a esto, se observa una prolongación de los ascensos anómalos sobre Papúa Nueva Guinea y parte de Indonesia en los modelos CCSM4 y FGOALS-s2. Gran parte de Australia y Suramérica también presentan descensos de masas de aire, los cuales para esta última región se intensifican en el trimestre DEF en el modelo FGOALS-s2 y ERA5, y en los trimestres JJA y SON en el modelo CCSM4 (Figuras D.2.d y D.3.d del Anexo). Los ascensos que se observan en el centro y este del OPT se relacionan con un aumento de la precipitación sobre estas zonas, como se muestra en la Figura 5.3.c, encontrando valores de anomalías positivas superiores a  $2.0$  mm/día en el trimestre DEF. Cabe destacar que en el trimestre de marzo a mayo (MAM) también se observan importantes aumentos de precipitación sobre esta región, tanto en ERA5 como en los modelos (Figura D.1.c del Anexo), exceptuando CSIRO-MK3L-1-2. Las precipitaciones anómalas en el trimestre DEF se propagan hasta el oeste del OPT en las simulaciones de los modelos CCSM4, FGOALS-s2 y HadCM3; además, el modelo FGOALS-s2 ubica los mayores aumentos anómalos de precipitación en el centro del OPT, de acuerdo con lo observado en la Figura 5.3.d. En tanto, el modelo CSIRO-MK3L-1-2, muestra las menores variaciones de precipitación durante estos eventos, no permitiendo observar los patrones de anomalías de precipitación que se identifican en el resto de modelos analizados y el reanálisis ERA5.

Es importante resaltar que, en lugares con descensos de masas atmosféricas, se presenta un déficit de la precipitación de hasta  $-1.8$  mm/día, como es el caso del oeste del OPT. En regiones como Australia y Suramérica también se observan condiciones más secas durante eventos El Niño Canónico, aunque el modelo CCSM4 exhibe precipitaciones anómalas en gran parte de esta última región. Finalmente, ERA5 y los modelos analizados presentan en el trimestre DEF una celda de Walker que se completa con vientos anómalos que fluyen del este al oeste del OPT en la alta troposfera (Figuras 5.4.b, 5.5.b, 5.6.b, 5.7.b y 5.8.b), identificando las mayores magnitudes en los flujos anómalos de vientos del reanálisis ERA5 y el modelo CCSM4, con valores mayores a  $10$  m/s.

### 5.2.3. Circulación de Walker en condiciones El Niño Modoki

Los eventos El Niño Modoki presentan un desplazamiento de las anomalías positivas de TSM hacia el centro del OPT (Figura 5.9.a). Aunque OISST muestra en el trimestre DEF un calentamiento anómalo de menor magnitud que se propaga hacia el noreste y sureste del OPT, intentando formar el patrón de herradura, los modelos no lo logran simular. Sin embargo, el modelo CSIRO-MK3L-1-2 intenta formar el patrón al presentar anomalías positivas de TSM sustanciales en el noreste del OPT durante los trimestres DEF y MAM (Figura E.1.a del Anexo). Cabe destacar que los modelos simulan un patrón de calentamiento anómalo para eventos El Niño Modoki muy similar para el periodo histórico y el último milenio, encontrando que el modelo HadCM3 extiende las anomalías positivas de TSM hacia las costas de Centroamérica, así como el oeste, este y norte del OPT. De igual forma que OISST, los modelos CCSM4 y FGOALS-s2 simulan las mayores variaciones de TSM para eventos El Niño Modoki en el trimestre DEF, exhibiendo el mayor calentamiento anómalo en FGOALS-s2 con anomalías mayores a  $1.2^{\circ}\text{C}$ , en contraste con los modelos CSIRO-MK3L-1-2 y HadCM3, que muestran las mayores anomalías positivas en el trimestre SON (Figura E.3.a del Anexo).

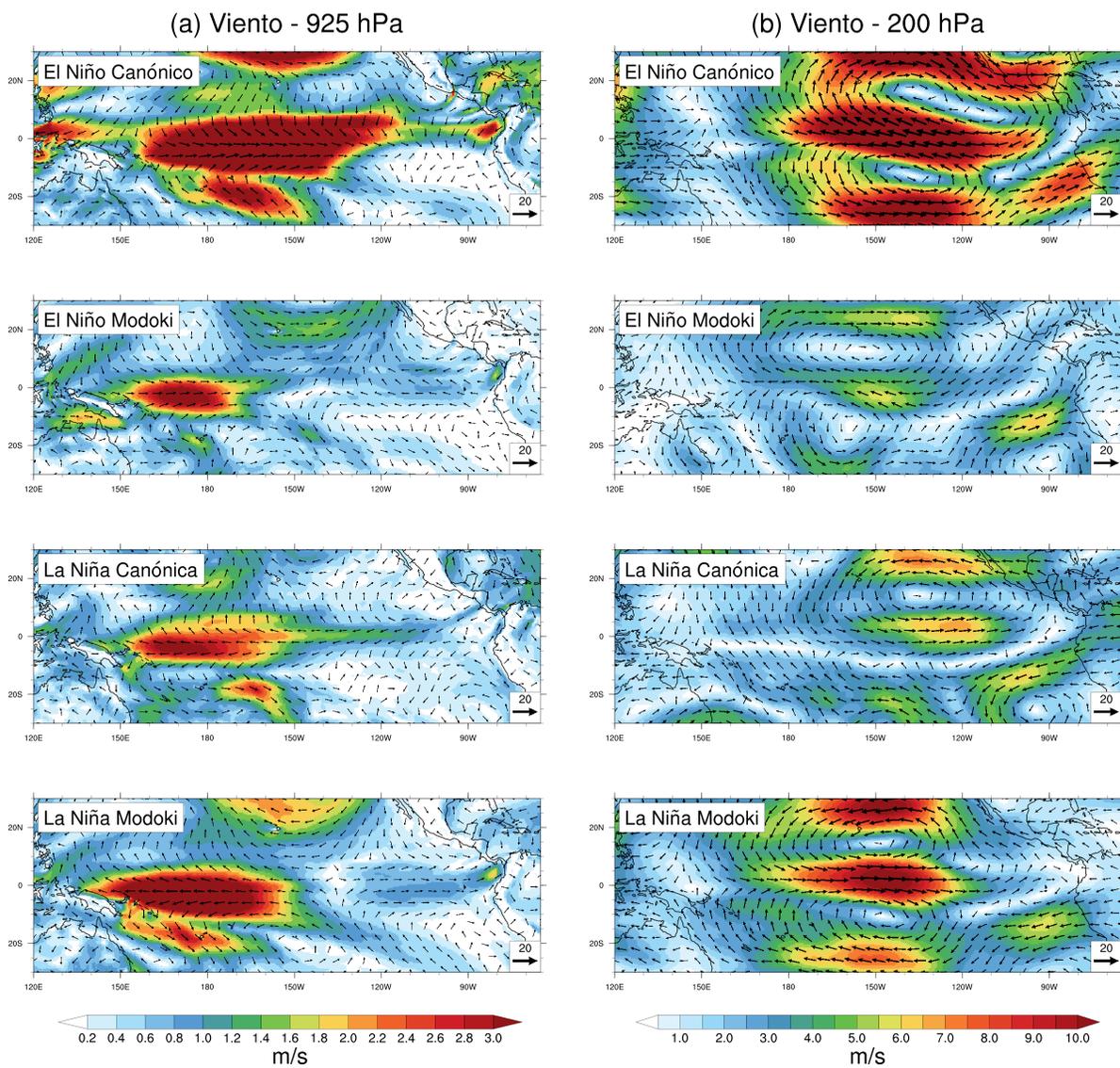


Figura 5.4: Anomalías de los vientos (m/s) en los niveles atmosféricos de (a) 925 hPa y (b) 200 hPa durante eventos ENSO en el trimestre DEF obtenidas del reanálisis ERA5 durante el periodo (1979-2019).

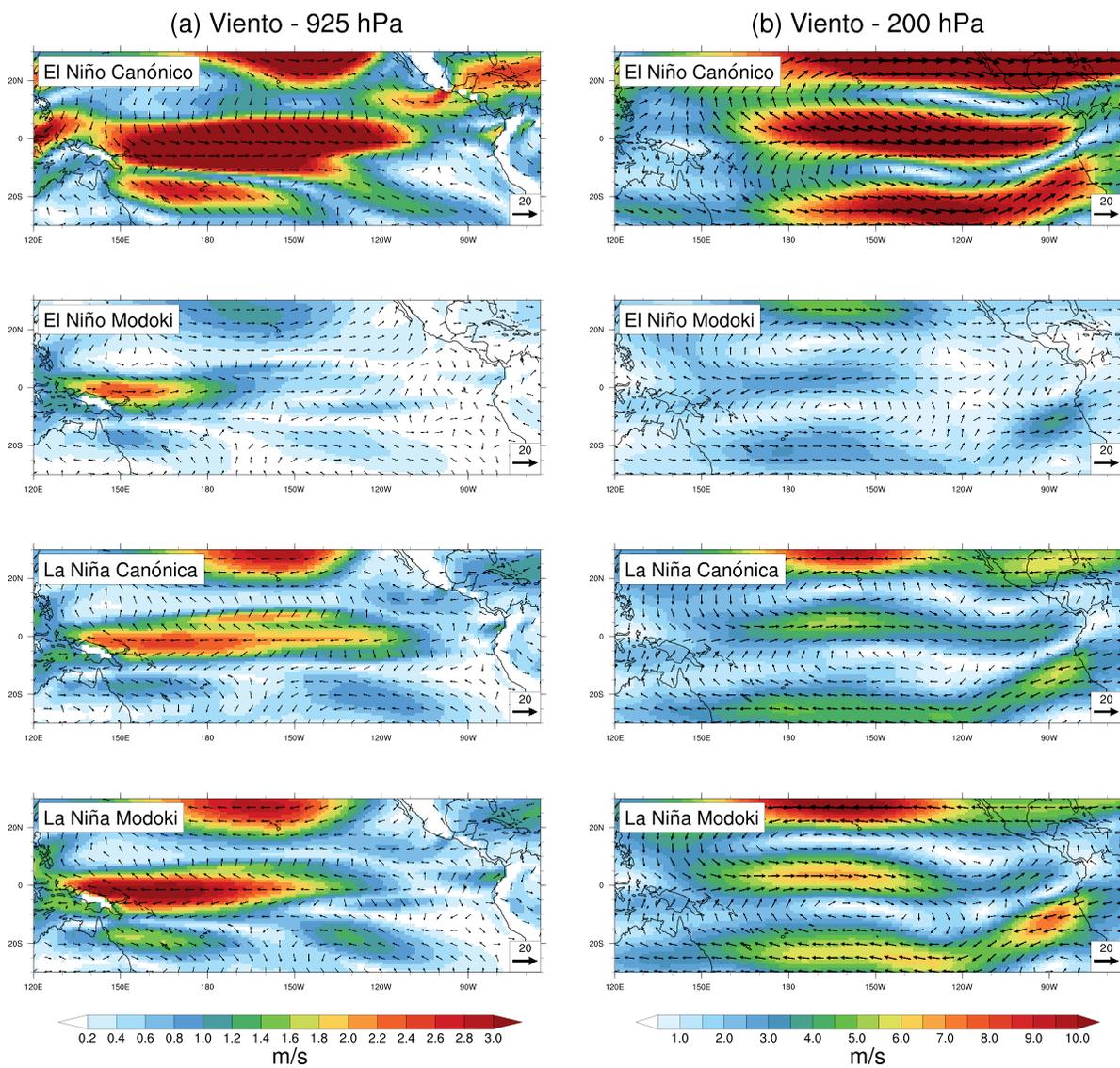


Figura 5.5: Anomalías de los vientos (m/s) en los niveles atmosféricos de (a) 925 hPa y (b) 200 hPa durante eventos ENSO en el trimestre DEF simuladas por el modelo CCSM4 durante el periodo (850-1850).

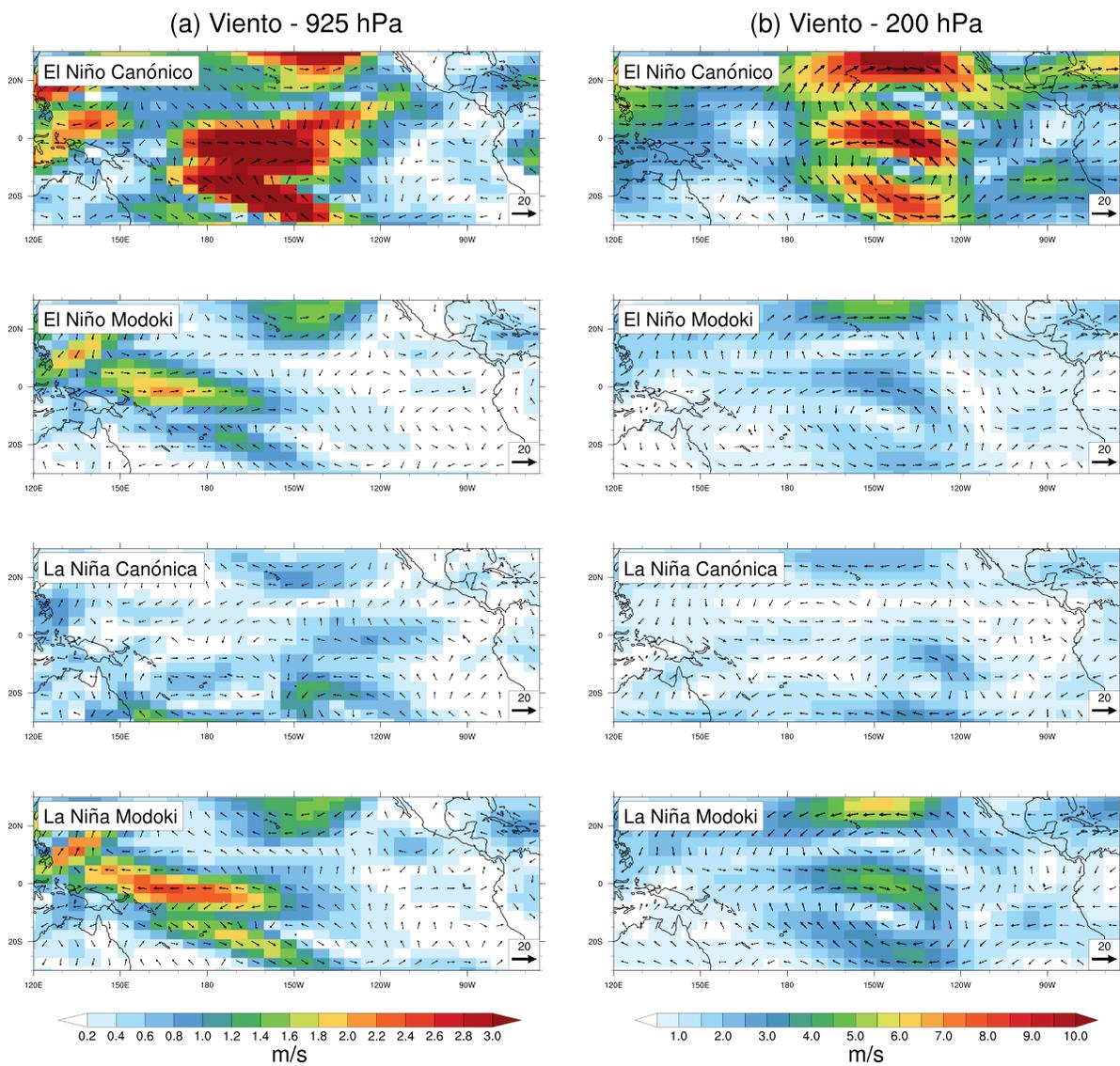


Figura 5.6: Anomalías de los vientos (m/s) en los niveles atmosféricos de (a) 925 hPa y (b) 200 hPa durante eventos ENSO en el trimestre DEF simuladas por el modelo CSIRO-MK3L-1-2 durante el periodo (851-1850).

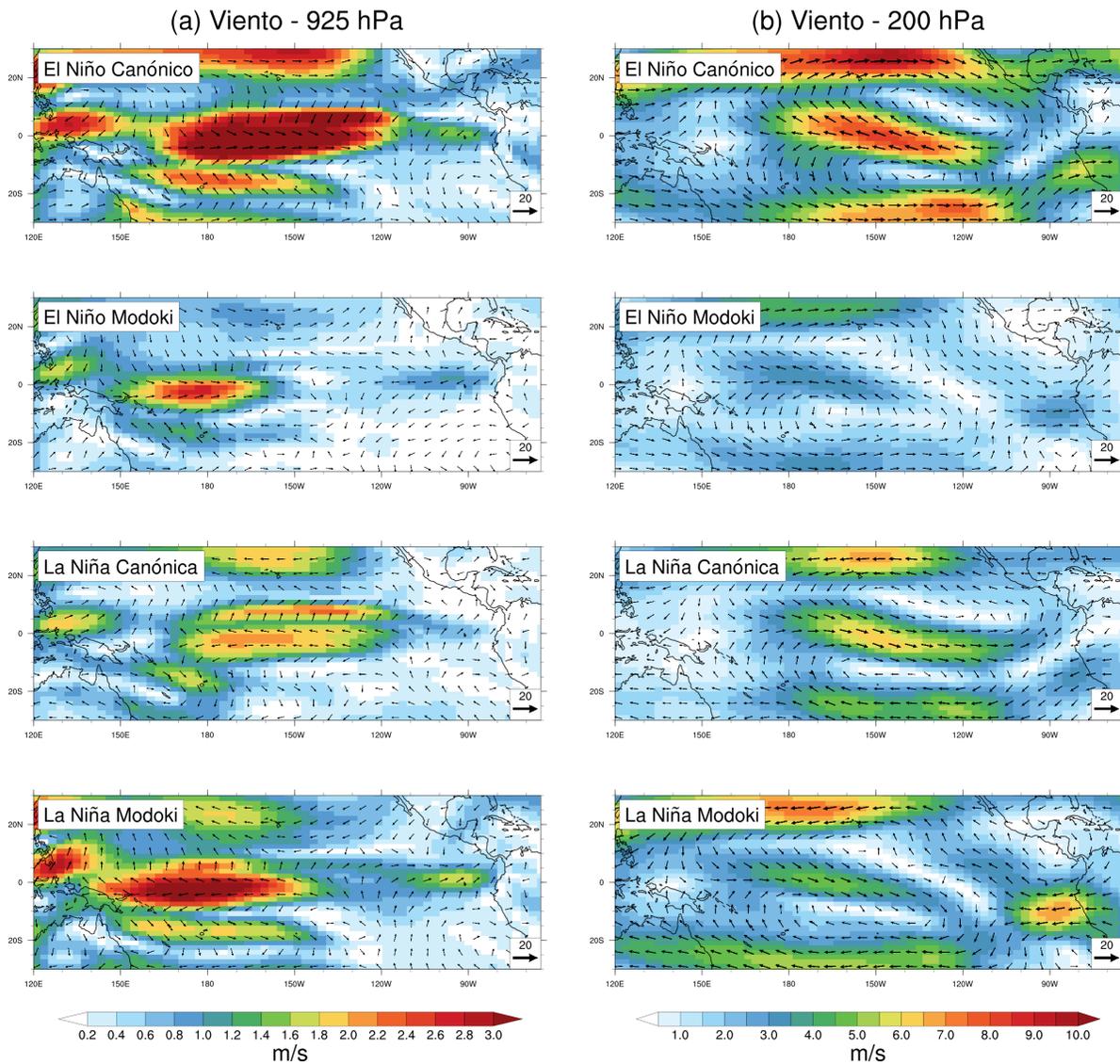


Figura 5.7: Anomalías de los vientos (m/s) en los niveles atmosféricos de (a) 925 hPa y (b) 200 hPa durante eventos ENSO en el trimestre DEF simuladas por el modelo FGOALS-s2 durante el periodo (850-1849).

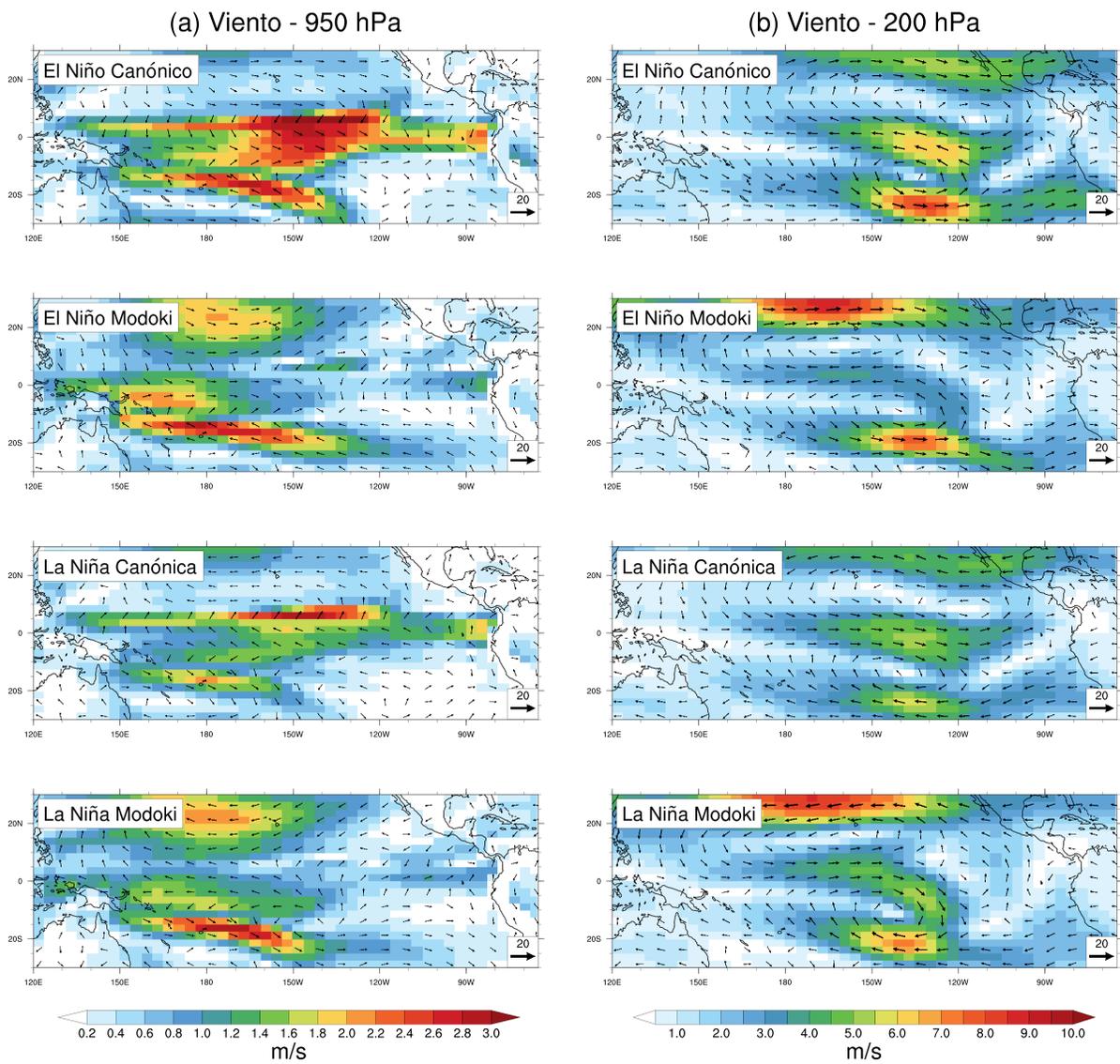


Figura 5.8: Anomalías de los vientos (m/s) en los niveles atmosféricos de (a) 950 hPa y (b) 200 hPa durante eventos ENSO en el trimestre DEF simuladas por el modelo HadCM3 durante el periodo (850-1850).

El centro del OPT presenta las mayores disminuciones de PNM durante eventos El Niño Modoki (Figura 5.9.b), con anomalías de menor magnitud o positivas en el este y oeste del OPT, respondiendo al patrón de calentamiento anómalo que se observa durante estos eventos (Figura 5.9.a). Los modelos de igual forma que ERA5, muestran aumentos de la PNM en Australia, observando los mayores valores en los modelos CSIRO-MK3L-1-2, FGOALS-s2 y HadCM3. Por otra parte, ERA5 presenta valores importantes de aumentos anómalos de PNM sobre Suramérica. No obstante, los modelos para la región en mención exhiben menores aumentos anómalos y en el caso del modelo HadCM3 se observa una disminución de la PNM muy similar a la observada en condiciones El Niño Canónico (Figura 5.3.b). Es preciso señalar que las anomalías de TSM observadas durante eventos El Niño Modoki, tanto en clima presente (OISST) como en el último milenio (modelos), son menores en relación con eventos El Niño Canónico, por tanto, las variaciones de PNM también son menores en eventos El Niño Modoki.

Durante El Niño Modoki, los vientos alisios (Figuras 5.4.a, 5.6.a, 5.7.a y 5.8.a) fluyen del este al oeste, hacia la zona anómala de baja presión sobre el centro del OPT, encontrando para el trimestre DEF las mayores magnitudes de anomalías en los vientos superficiales que fluyen del oeste hacia el centro del OPT, con valores superiores a 1.8 m/s. No obstante, el modelo CCSM4 (Figura 5.5.a) exhibe para dicho trimestre un flujo anómalo de los vientos similar al evidenciado en El Niño Canónico, aunque con magnitudes de viento anómalo menores. Comparado con eventos El Niño Canónico, las anomalías del vector viento superficial son menores durante eventos El Niño Modoki.

Al converger los vientos alisios en el centro del OPT durante eventos El Niño Modoki, el reanálisis ERA5 y los modelos CCSM4 y FGOALS-s2, muestran ascensos anómalos de masas de aire concentradas sobre esta región, con valores superiores a  $-0.03$  Pa/s en el trimestre DEF (Figura 5.9.d); sin embargo, los modelos exhiben dichos ascensos desplazados hacia el oeste del OPT. En contraste, el este y oeste del OPT tienen descensos anómalos de masas atmosféricas o ascensos anómalos de menor magnitud. En relación con eventos El Niño Canónico (Figura 5.3.d), los ascensos que se presentan sobre el OPT en eventos El Niño Modoki comprenden una menor área, tanto en los modelos como en ERA5, del mismo modo que sugieren valores de anomalías de omega más bajos. En regiones como Australia, los modelos muestran descensos anómalos de masas atmosféricas durante El Niño Modoki para el trimestre DEF. Pese a que ERA5 también presenta anomalías positivas de omega en gran parte de esta región, se observan ascensos anómalos en el noreste de Australia. Para Suramérica, el reanálisis y los modelos CCSM4 y FGOALS-s2 muestran anomalías positivas de omega en el trimestre DEF, siendo inferiores a las observadas durante eventos El Niño Canónico.

Como se ha mencionado anteriormente, los ascensos de masas atmosféricas están relacionados con condiciones húmedas, por ende, durante eventos El Niño Modoki, ERA5 y todos los modelos, salvo CSIRO-MK3L-1-2, presentan para DEF los mayores valores de anomalías positivas de precipitación en el centro del OPT, con valores superiores a 2.0 mm/día (Figura 5.9.c). Sin embargo, los modelos CCSM4 y FGOALS-s2, al igual que con eventos El Niño Canónico, extienden los aumentos anómalos de la precipitación hacia el oeste de OPT, mientras que el modelo HadCM3 lo prolonga hasta el oeste. Entre tanto, el modelo CSIRO-MK3L-1-2, que se caracteriza por mostrar las anomalías más bajas de precipitación, muestra condiciones secas en el centro del OPT durante El Niño Modoki, con valores cercanos a los  $-0.2$  mm/día. Los modelos CCSM4 y HadCM3 indican para Australia un déficit de precipitación durante eventos El Niño Modoki, el cual es menor si se compara con lo observado en El Niño Canónico, mientras que el modelo FGOALS-s2 muestra un déficit de precipitación en esta zona similar al de El Niño Canónico. Por su parte, ERA5 indica un aumento

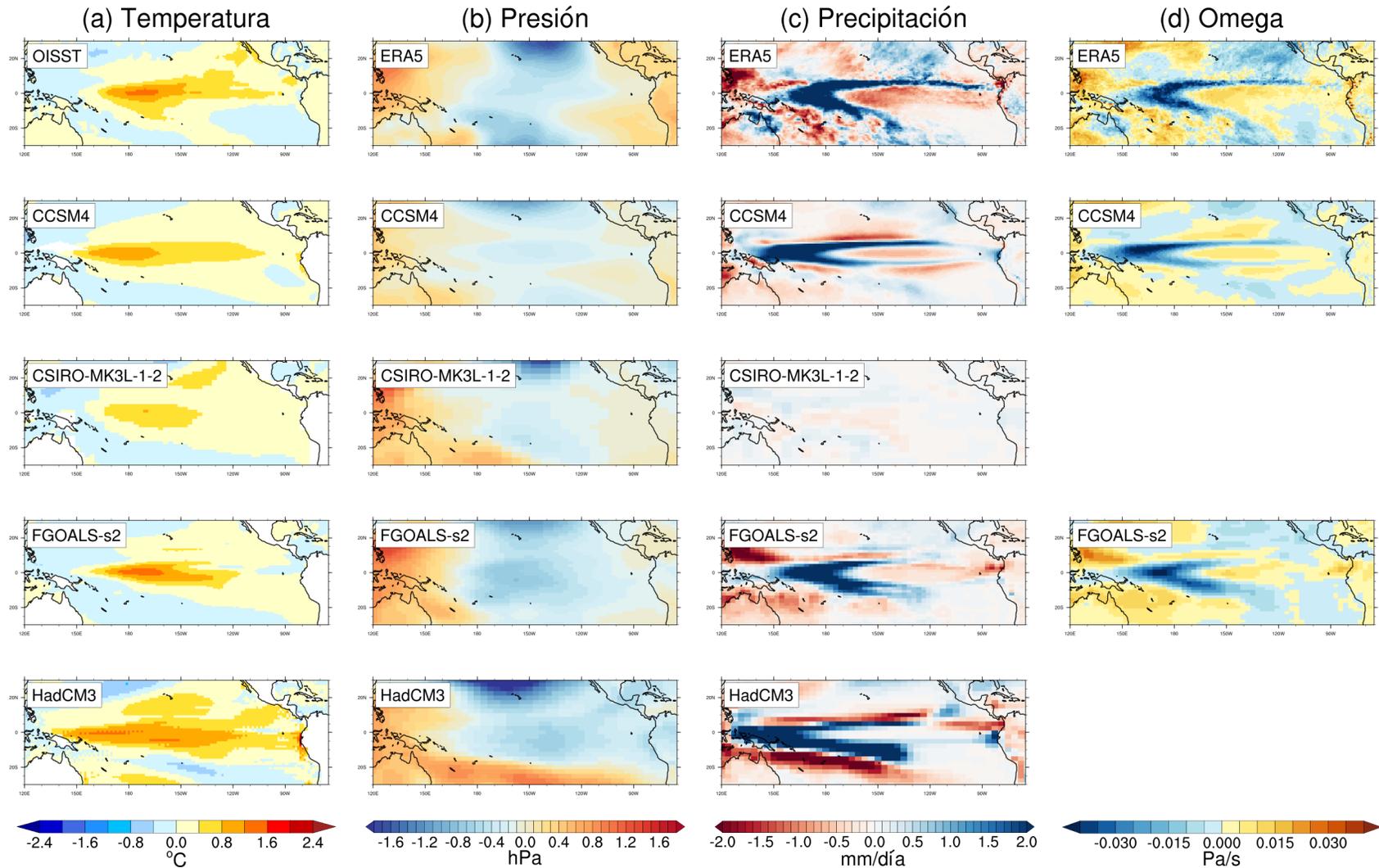


Figura 5.9: Promedio de las anomalías de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para los trimestres DEF de eventos El Niño Modoki. Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el promedio de las anomalías de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850).

anómalo de precipitación en el noreste de Australia durante El Niño Modoki y el modelo CSIRO-MK3L-1-2 muestra valores pequeños de anomalías positivas de precipitación en toda la región. Suramérica, a diferencia de lo observado en eventos El Niño Canónico, presenta aumentos anómalos de precipitación en gran parte de la región durante El Niño Modoki; no obstante, los modelos FGOALS-s2 y HadCM3 muestran condiciones secas en esta región durante DEF.

Por otro lado, durante eventos El Niño Modoki, ERA5 y los modelos CCSM4, CSIRO-MK3L-1-2 y HadCM3 exponen vientos anómalos que fluyen de este a oeste del OPT en el nivel atmosférico de 200 hPa (Figuras 5.4.b, 5.5.b, 5.6.b y 5.8.b). A su vez, el modelo FGOALS-s2 (Figura 5.7.b) muestra divergencia en la alta troposfera cerca al centro del OPT, teniendo coherencia con la convergencia observada en los flujos de viento anómalo en superficie. Cabe señalar que los vientos anómalos que se identifican en la alta troposfera durante El Niño Modoki son de menor magnitud, contrastado con El Niño Canónico.

#### 5.2.4. Circulación de Walker en condiciones La Niña Canónica

La Niña Canónica está asociada con anomalías negativas de TSM en la región de la Lengua Fría (Figura 5.10.a), la cual se prolonga hasta el oeste en los modelos CCSM4 y HadCM3, con respecto a IOSST. El mayor enfriamiento anómalo se evidencia en JJA en los modelos CCSM4 y FGOALS-s2 (Figura F.2.a del Anexo), al igual que en el periodo histórico. Entre tanto, el modelo HadCM3 lo exhibe en los trimestres DEF y MAM (Figura F.1.a del Anexo) y OISST muestra las mayores anomalías de TSM en el trimestre SON (Figura F.3.a del Anexo), seguido del trimestre DEF. El modelo CSIRO-MK3L-1-2, a diferencia de los otros modelos y OISST, presenta un leve enfriamiento anómalo en la Lengua Fría para el trimestre DEF, con valores entre  $-0.4$  y  $-0.8^{\circ}\text{C}$ . Sin embargo, en el trimestre de MAM, se observa una pequeña zona con anomalías superiores a  $-0.8^{\circ}\text{C}$  (Figura F.1.a del Anexo). Además, CSIRO-MK3L-1-2 muestra un enfriamiento anómalo débil en el noreste del OPT durante eventos La Niña Canónica. Cabe resaltar que los modelos CCSM4, FGOALS-s2 y HadCM3 muestran anomalías de TSM superiores a las que muestra OISST en algunas regiones de la Lengua Fría. Al mismo tiempo, OISST y los modelos, a excepción de CSIRO-MK3L-1-2, indican anomalías positivas de TSM en el oeste del OPT.

En los eventos La Niña Canónica, el gradiente longitudinal de presión se fortalece, debido al aumento anómalo de PNM que se observa en el este del OPT, producto del enfriamiento anómalo en esta región y la disminución anómala de PNM en el oeste del OPT (Figura 5.10.b). Aunque ERA5 y los modelos CCSM4, FGOALS-s2 y HadCM3 muestran anomalías importantes en la región de la Lengua Fría para el trimestre DEF, los mayores valores se observan en el trimestre JJA para ERA5 y los modelos CCSM4 y FGOALS-s2 (Figura F.2.b del Anexo). Durante el trimestre DEF, el modelo CSIRO-MK3L-1-2 simula las anomalías positivas de PNM extendidas hasta el oeste del OPT, en comparación al resto de modelos analizados y el reanálisis ERA5. Para Australia, ERA5 y todos los modelos, salvo CSIRO-MK3L-1-2, muestran anomalías negativas de PNM en la temporada DEF. Por su parte, todos los modelos exhiben anomalías positivas de PNM en gran parte de Suramérica, en contraste con ERA5.

La circulación de los vientos alisios se intensifica durante eventos La Niña Canónica (Figuras 5.4.a, 5.5.a, 5.7.a y 5.8.a) como respuesta al gradiente de presión, observando valores importantes de anomalías de vientos sobre el centro y oeste del OPT y, en el caso del modelo HadCM3, desde el este del OPT. El modelo CSIRO-MK3L-1-2 (Figura 5.6.a) presenta los valores más bajos de anoma-

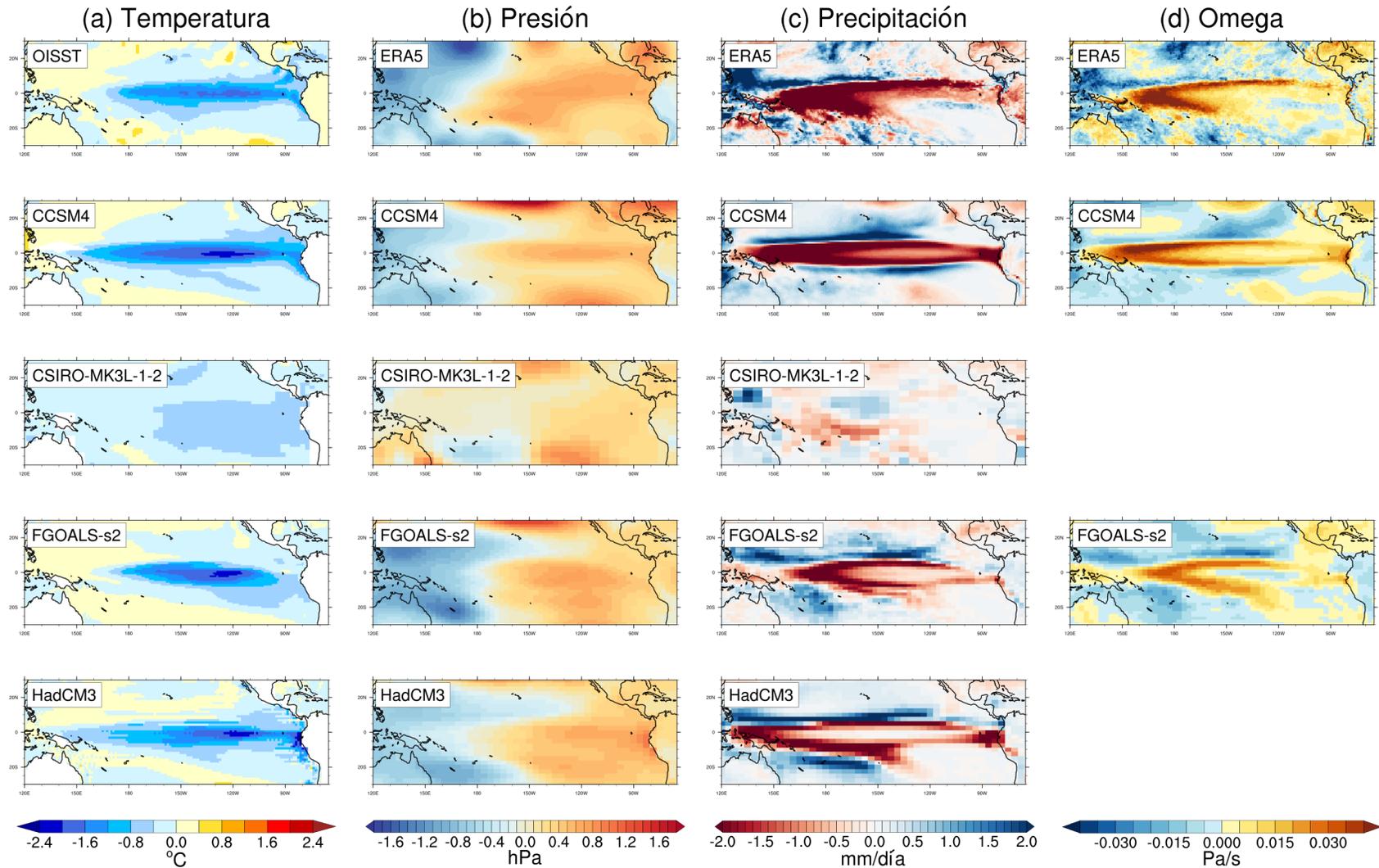


Figura 5.10: Promedio de las anomalías de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para los trimestres DEF de eventos La Niña Canónica. Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el promedio de las anomalías de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850).

lías de vientos, lo que está relacionado con el gradiente de presión, que para este modelo en particular es débil en comparación con ERA5 y los otros modelos, debido a la prolongación de las anomalías positivas de PNM hacia el oeste (Figura 5.10.b). El fortalecimiento de los vientos alisios potencia los ascensos de masas de aire sobre el oeste del OPT (Figura 5.10.d). Para Australia, el modelo CCSM4 sugiere ascensos anómalos en el trimestre DEF durante La Niña Canónica, mientras que el modelo FGOALS-s2 y el reanálisis ERA5 indican descensos anómalos de masas atmosféricas sobre gran parte de esta región. El este y centro del OPT presentan importantes descensos anómalos de masas atmosféricas con valores superiores a los 0.03 Pa/s, evidenciando para el modelo CCSM4 descensos anómalos importantes que se extienden hasta el oeste del OPT, y en menor magnitud en el modelo FGOALS-s2. La ZCIT también se intensifica, debido a los ascensos anómalos de masas atmosféricas durante estos eventos. En Suramérica, los modelos CCSM4 y FGOALS-s2 indican ascensos anómalos de masas de aire en el trimestre DEF. Por su parte, ERA5 muestra descensos anómalos en la mayor parte de esta región.

Los descensos anómalos de masas atmosféricas en el centro y este del OPT se traducen a déficits de precipitación, como se observa en la Figura 5.10.c, alcanzando valores superiores a -1.8 mm/día en algunas zonas. Asimismo, el modelo CCSM4 muestra condiciones secas que se propagan hasta el oeste del OPT, en relación con lo observado en la Figura 5.10.d; el modelo HadCM3 también extiende la disminución anómala de precipitación hasta el oeste del OPT. El modelo CSIRO-MK3L-1-2, de igual forma que en los anteriores eventos ENSO, presenta los menores valores de anomalías de precipitación en comparación con el reanálisis ERA y el resto de modelos; sin embargo, se logra observar condiciones secas en el centro del OPT, con valores cercanos a -0.5 mm/día y condiciones húmedas en el este y oeste del OPT. La ZCIT exhibe incrementos de precipitación en el reanálisis ERA5 y los modelos CCSM4, FGOALS-s2 y HadCM3, en relación con mayores ascensos de masas de aire durante La Niña Canónica. En la mayor parte del oeste del OPT y Australia se observan condiciones húmedas, sin embargo, para esta última región, ERA5 muestra anomalías negativas de precipitación en el norte, mientras que el modelo FGOALS-s2 indica condiciones secas de menor magnitud en el oeste y sureste de esta zona. Para Suramérica, los modelos CSIRO-MK3L-1-2, FGOALS-s2 y HadCM3 indican un incremento anómalo de precipitación durante La Niña Canónica en la mayor parte de la región. Análogamente, el modelo CCSM4, y en mayor magnitud el reanálisis ERA5, muestran una disminución anómala de precipitación en gran parte de esta región, aunque para ERA5 se observan incrementos anómalos en el noroeste. Por último, al intensificarse la celda de Walker durante eventos La Niña Canónica, como se precisó previamente, los vientos en la alta troposfera también se intensifican, manifestando flujos anómalos con magnitudes superiores a 5 m/s (Figuras 5.4.b, 5.5.b, 5.7.b y 5.8.b); pese a esto, el modelo CSIRO-MK3L-1-2 (Figura 5.6.b), de igual manera que con los vientos en superficie, exhibe magnitudes más bajas a diferencia de los otros modelos y el reanálisis ERA5.

### 5.2.5. Circulación de Walker en condiciones La Niña Modoki

En La Niña Modoki (Figura 5.11.a), el enfriamiento anómalo se desplaza al centro del OPT, acompañado de anomalías negativas de TSM de menor magnitud en el este y anomalías positivas de TSM al oeste del OPT, a excepción del modelo HadCM3, que exhibe un enfriamiento anómalo para esta última región. De forma similar al periodo histórico (Figura 5.1.d), el modelo HadCM3 extiende el enfriamiento anómalo desde el centro hasta el oeste y norte del OPT para el trimestre DEF, en contraste con el resto de modelos y OISST, llegando en menor área a las costas de Centroamérica. OISST también presenta anomalías negativas de TSM que se extienden hacia las

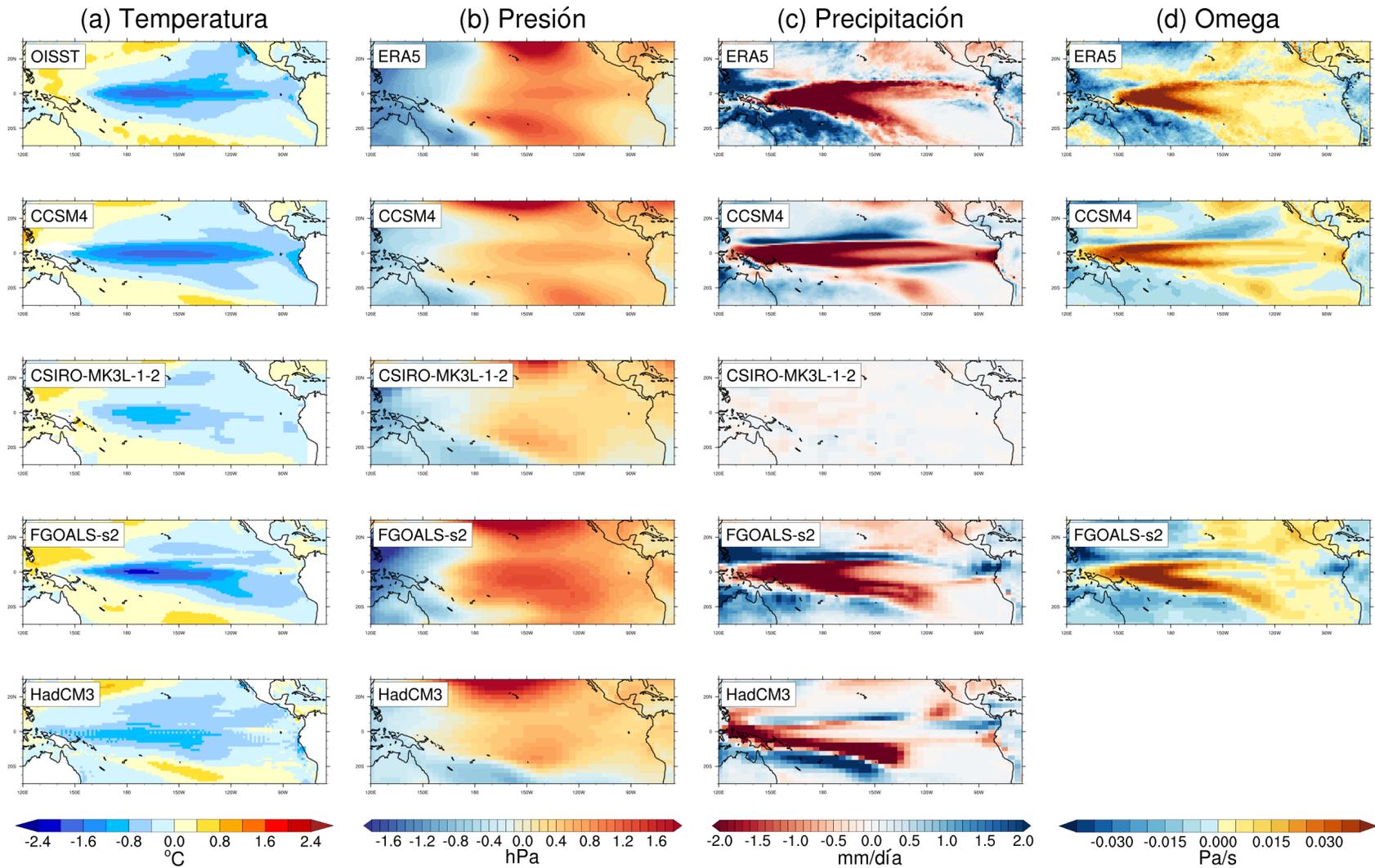


Figura 5.11: Promedio de las anomalías de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para los trimestres DEF de eventos La Niña Modoki. Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el promedio de las anomalías de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850).

costas de Centroamérica y el este del OPT. Por su parte, los modelos CCSM4 y FGOALS-s2 muestran una prolongación desde el centro hacia el este y el oeste del OPT, en contraste con OISST. El modelo CSIRO-MK3L-1-2, además de presentar anomalías negativas en el centro del OPT, muestra un enfriamiento anómalo entre los  $-0.4$  y  $-0.8^{\circ}\text{C}$  en el norte del OPT. De igual forma que con El Niño Modoki, los eventos La Niña Modoki presentan los mayores valores de anomalías negativas de TSM en el trimestre de DEF, tanto en OISST como en los modelos CCSM4 y FGOALS-s2, con valores superiores a  $-1.6^{\circ}\text{C}$ . El modelo FGOALS-s2 exhibe los mayores valores de anomalías de TSM superiores a  $-2.0^{\circ}\text{C}$ , seguido del modelo CCSM4; en tanto, los modelos HadCM3 y CSIRO-MK3L-1-2 muestran las mayores variaciones de TSM en el trimestre SON, con anomalías superiores a  $-0.8^{\circ}\text{C}$  (Figura G.3.a del Anexo).

El reanálisis ERA5 y todos los modelos, muestran incrementos de la PNM en el este y centro del OPT durante eventos La Niña Modoki (Figura 5.11.b), siendo más intensos para esta última región en las simulaciones del modelo FGOALS-S2, con valores superiores a  $1.4$  hPa, en relación con un enfriamiento anómalo en esta zona. Aunque para el trimestre DEF, ERA5 y los modelos indican un patrón de anomalías de PNM en eventos La Niña Modoki muy similar al observado en eventos La Niña Canónica sobre el OPT, ERA5 y el modelo FGOALS-s2 evidencian mayores valores de anomalías positivas de PNM en el este y centro del OPT durante La Niña Modoki. Para Australia, todos los modelos y ERA5 muestran una disminución anómala de la PNM, mientras que, para Suramérica, las condiciones del trimestre DEF son muy parecidas a las evidenciadas en La Niña Canónica. Sin embargo, el modelo FGOALS-s2 exhibe mayores aumentos anómalos de PNM en esta zona durante La Niña Modoki.

Por otra parte, los vientos alisios que vienen del sureste y noreste divergen cerca de la zona de alta presión y fluyen hacia el este y oeste del OPT, con mayores velocidades anómalas en los vientos superficiales que fluyen del centro al oeste del OPT (Figuras 5.4.a, 5.6.a y 5.7.a), en relación con un gradiente de presión en esa zona. Cabe resaltar que los vientos que fluyen de este a oeste presentan mayores magnitudes en La Niña Modoki que los vientos anómalos que fluyen en esta dirección durante eventos La Niña Canónica. El modelo HadCM3 (Figura 5.8.a) exhibe vientos anómalos de magnitudes similares a los de La Niña Canónica durante DEF, y el modelo CCSM4 (Figura 5.5.a), contrario al resto de modelos y ERA5, muestra un flujo de vientos anómalos semejantes a los constatados en La Niña Canónica, aunque con magnitudes mayores en La Niña Modoki.

En el centro del OPT, ERA5 y el modelo FGOALS-s2 presentan descensos anómalos de masas atmosféricas en el centro del OPT durante el invierno boreal, con anomalías mayores a  $0.03$  Pa/s (Figura 5.11.d), respondiendo al comportamiento anómalo del flujo de vientos en superficie. Aun cuando el modelo CCSM4 expone descensos en el centro del OPT, en contraste con ERA5, lo prolonga hacia el este y oeste del OPT. Esto último también se observa en el modelo FGOALS-s2. Es preciso señalar que La Niña Modoki presenta anomalías de omega muy similares a las observadas en La Niña Canónica sobre el OPT, tanto en los modelos como en ERA5. Para Australia, los modelos CCSM4 y FGOALS-s2 simulan ascensos anómalos de masas atmosféricas; por su parte, el reanálisis ERA5 muestra ascensos anómalos de masas de aire en el norte y este de Australia y descensos en el oeste y centro de esta región. En Suramérica, los modelos y ERA5 muestra ascensos anómalos de masas de aire durante La Niña Modoki. En el oeste del OPT, tanto los modelos como el reanálisis ERA5 exhiben anomalías negativas de omega. En parte del este del OPT, ERA5 y el modelo FGOALS-s2 también muestran ascensos anómalos de masas de aire.

Los descensos anómalos observados en el centro del OPT durante La Niña Modoki, están re-

lacionados con condiciones más secas en esta zona como se observa en el reanálisis ERA5 y los modelos FGOALS-s2 y HadCM3, con anomalías superiores a  $-2.0$  mm/día (Figura 5.11.c). A pesar de que el modelo CCSM4 muestra una importante disminución anómala de la precipitación en el centro del OPT, extiende las anomalías negativas de precipitación hasta el este del OPT, en relación con lo observado en la Figura 5.11.d. También se observa que los modelos CCSM4, FGOALS-s2 y HadCM3 extienden los déficits de precipitación hasta el oeste del OPT, en comparación con ERA5. El modelo CSIRO-MK3L-1-2 de nuevo presenta anomalías de precipitación menores a las del resto de modelos y ERA5, indicando una disminución anómala en el centro del OPT durante eventos La Niña Modoki, cercana a los  $-0.2$  mm/día. De la misma forma que se observa en la variable omega a 500 hpa, las anomalías de precipitación son bastante similares sobre el OPT entre las fases frías de ambos tipos del ENSO. Aún así, el modelo FGOALS-s2 muestra los mayores déficits de precipitación sobre el centro del OPT durante La Niña Modoki. Australia muestra aumentos anómalos de precipitación en eventos La Niña Modoki, con mayores valores en el modelo FGOALS-s2; de igual forma, la mayor parte de Suramérica exhibe anomalías positivas de precipitación. Sin embargo, ERA5 presenta un mayor incremento en el norte de esta región. Para finalizar, los eventos La Niña Modoki muestran flujos anómalos de vientos que circulan de oeste a este del OPT en la alta troposfera para el trimestre DEF, tanto en ERA5 como en los modelos CCSM4, CSIRO-MK3L-1-2 y HadCM3 (Figuras 5.4.b, 5.5.b, 5.6.b y 5.8.b), presentando mayores incrementos anómalos en La Niña Modoki con respecto a La Niña Canónica. Adicionalmente, el modelo FGOALS-s2 (Figura 5.7.b) exhibe flujos anómalos que convergen cerca del centro del OPT, como respuesta a la divergencia observada en los vientos anómalos en superficie.

### 5.3. Ocurrencia del ENSO durante el invierno boreal (DEF)

#### 5.3.1. Presente

Durante el periodo presente, se observa un mayor porcentaje de ocurrencia de eventos ENSO Modoki que ENSO Canónico en ambas bases de datos consideradas (Tabla 5.1), lo que está relacionado con el aumento de la frecuencia de este tipo de eventos desde finales del siglo XX identificada por diversos estudios (Ashok et al., 2007; Freund et al., 2019; Yeh et al., 2009; Yuan & Yan, 2013). Para eventos ENSO Canónico, se observa una mayor ocurrencia de El Niño Canónico. Para eventos ENSO Modoki, que aunque tiende a ocurrir principalmente en su fase cálida (Kug et al., 2009), se observa que OISST muestra un mayor número de eventos La Niña Modoki (33 %) para el trimestre de DEF, mientras que ERA5 muestra un porcentaje de ocurrencia del 30 % en ambas fases del ENSO Modoki.

#### 5.3.2. Histórico

Los modelos CCSM4, CSIRO-MK3L-1-2 y FGOALS-s2 presentan una mayor ocurrencia de El Niño Canónico en relación con La Niña Canónica durante el periodo histórico, como lo sugiere COBE-SST2 (Tabla 5.1). Por su parte, el modelo HadCM3 muestra, al igual que ERSSTv5, una mayor ocurrencia de eventos La Niña Canónica (Tabla 5.1). Es importante precisar que el modelo CSIRO-MK3L-1-2 sugiere un menor número de eventos ENSO Canónico durante el periodo histórico, en comparación con el resto de los modelos y las observaciones. Para eventos ENSO Modoki, las bases de datos y los modelos muestran una mayor aparición de eventos El Niño Modoki, a excepción de FGOALS-s2, que muestra un porcentaje de ocurrencia igual en ambas fases del ENSO Modoki

Tabla 5.1: Porcentaje de ocurrencia de eventos ENSO Canónico y ENSO Modoki durante el invierno boreal (DEF) para los periodos presente, histórico, último milenio, MCA y LIA. Los periodos MCA y LIA fueron identificados por Rojas et al. (2016) en cada modelo.

Periodo	Nombre	DEF	ENSO Canónico		ENSO Modoki	
			El Niño	La Niña	El Niño	La Niña
Presente	OISST	1983-2019	5 (24 %)	3 (14 %)	6 (29 %)	7 (33 %)
	ERA5	1980-2019	5 (25 %)	3 (15 %)	6 (30 %)	6 (30 %)
Histórico	ERSSTv5	1861-2000	14 (25 %)	26 (46 %)	10 (18 %)	7 (12 %)
	COBE-SST2	1861-2000	20 (38 %)	12 (23 %)	11 (21 %)	10 (19 %)
	CCSM4	1861-2000	20 (34 %)	9 (15 %)	24 (41 %)	6 (10 %)
	CSIRO-MK3L-1-2	1861-2000	8 (17 %)	3 (6 %)	21 (44 %)	16 (33 %)
	FGOALS-s2	1861-2000	18 (25 %)	9 (12 %)	23 (32 %)	23 (32 %)
	HadCM3	1861-2000	13 (24 %)	17 (31 %)	15 (27 %)	10 (18 %)
Último milenio	CCSM4	851-1850	116 (29 %)	64 (16 %)	144 (36 %)	79 (20 %)
	CSIRO-MK3L-1-2	852-1850	39 (11 %)	15 (4 %)	152 (42 %)	155 (43 %)
	FGOALS-s2	851-1849	112 (24 %)	55 (12 %)	153 (33 %)	147 (31 %)
	HadCM3	851-1850	80 (24 %)	102 (30 %)	69 (20 %)	88 (26 %)
MCA	CCSM4	1111-1200	10 (27 %)	3 (8 %)	15 (41 %)	9 (24 %)
	CSIRO-MK3L-1-2	951-1050	7 (16 %)	0 (0 %)	21 (49 %)	15 (35 %)
	FGOALS-s2	916-990	5 (14 %)	1 (3 %)	17 (47 %)	13 (36 %)
	HadCM3	1161-1250	8 (40 %)	3 (15 %)	3 (15 %)	6 (30 %)
LIA	CCSM4	1711-1810	14 (28 %)	15 (30 %)	13 (26 %)	8 (16 %)
	CSIRO-MK3L-1-2	1761-1850	4 (13 %)	2 (7 %)	10 (33 %)	14 (47 %)
	FGOALS-s2	1711-1790	8 (24 %)	4 (12 %)	12 (35 %)	10 (29 %)
	HadCM3	1601-1700	6 (16 %)	17 (46 %)	4 (11 %)	10 (27 %)

(Tabla 5.1). Al comparar ambos tipos de eventos ENSO, ERSSTv5 y COBE-SST2 muestran un mayor número de eventos ENSO Canónico, encontrando para ERSSTv5 una mayor ocurrencia de eventos La Niña Canónica (46 %), a la vez que COBE-SST2 señala una mayor ocurrencia de eventos El Niño Canónico (38 %). Únicamente el modelo HadCM3 simula esta preferencia observada de más eventos ENSO Canónico que ENSO Modoki durante el periodo histórico considerado, mostrando el mayor número de eventos en La Niña Canónica, al igual que ERSSTv5, con un porcentaje del 31 %. El resto de modelos exhiben una mayor ocurrencia de eventos ENSO Modoki, encontrando para CCSM4 y CSIRO-MK3L-1-2 la mayor ocurrencia de eventos El Niño Modoki, con un porcentaje del 41 % y 44 %, respectivamente.

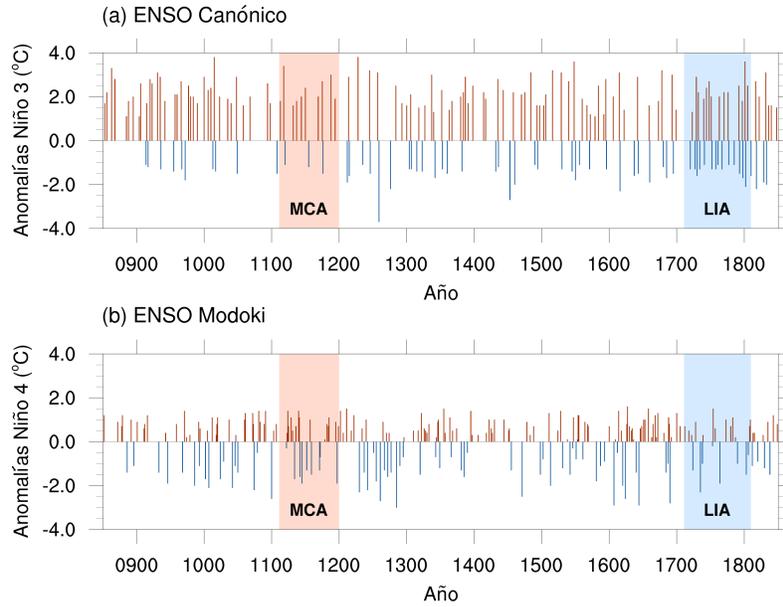


Figura 5.12: Series de tiempo de eventos (a) ENSO Canónico y (b) ENSO Modoki, durante el último milenio (851-1850), simulados por el modelo CCSM4 para el invierno boreal (DEF). Los polígonos rojo y azul corresponden a los periodos identificados por Rojas et al. (2016) para MCA y LIA respectivamente, descritos en la Tabla 4.1

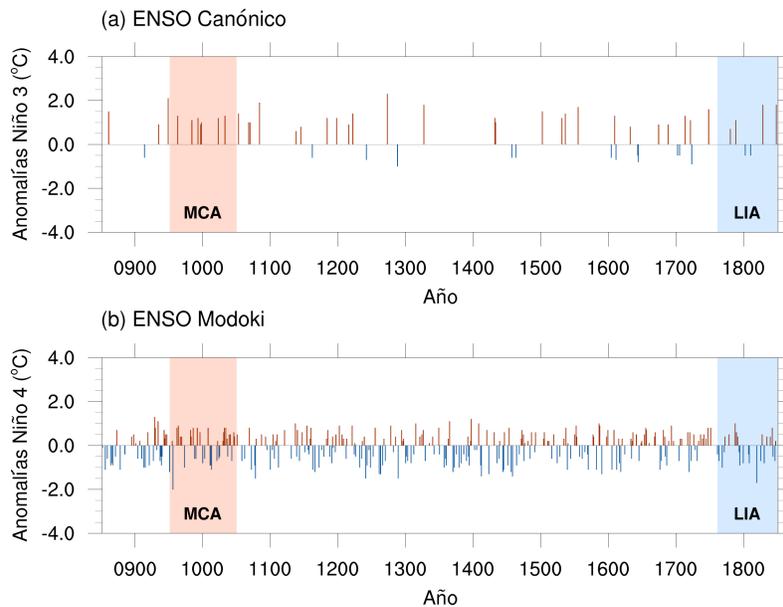


Figura 5.13: Series de tiempo de eventos (a) ENSO Canónico y (b) ENSO Modoki, durante el último milenio (852-1850), simulados por el modelo CSIRO-MK3L-1-2 para el invierno boreal (DEF). Los polígonos rojo y azul corresponden a los periodos identificados por Rojas et al. (2016) para MCA y LIA respectivamente, descritos en la Tabla 4.1

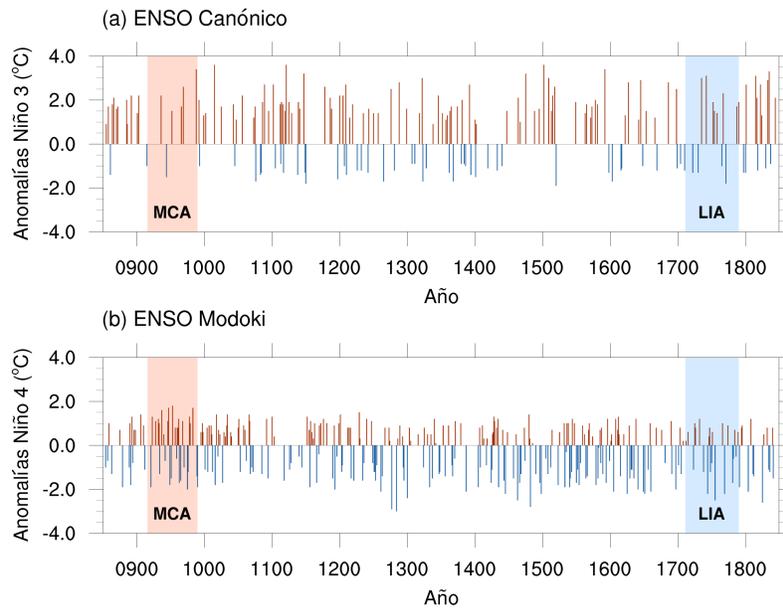


Figura 5.14: Series de tiempo de eventos (a) ENSO Canónico y (b) ENSO Modoki, durante el último milenio (851-1849), simulados por el modelo FGOALS-s2 para el invierno boreal (DEF). Los polígonos rojo y azul corresponden a los periodos identificados por Rojas et al. (2016) para MCA y LIA respectivamente, descritos en la Tabla 4.1

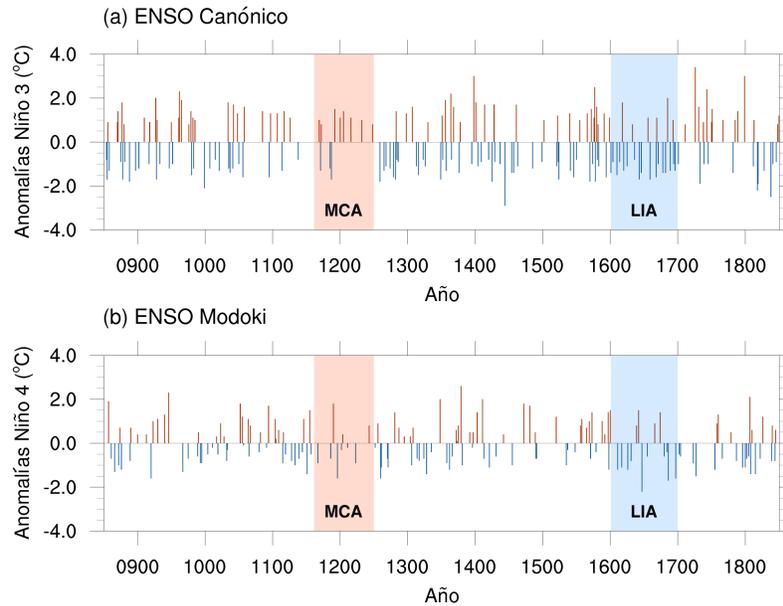


Figura 5.15: Series de tiempo de eventos (a) ENSO Canónico y (b) ENSO Modoki, durante el último milenio (851-1850), simulados por el modelo HadCM3 para el invierno boreal (DEF). Los polígonos rojo y azul corresponden a los periodos identificados por Rojas et al. (2016) para MCA y LIA respectivamente, descritos en la Tabla 4.1

### 5.3.3. Último milenio

Para el último milenio, los modelos CCSM4, CSIRO-MK3L-1-2 y FGOALS-s2 (Figuras 5.12.a, 5.13.a y 5.14.a), exponen las mayores anomalías de TSM en los eventos El Niño Canónico durante el invierno boreal, en comparación con La Niña Canónica, lo que es consistente con la asimetría que se observa en los eventos ENSO Canónico en el periodo histórico y el presente (ver Anexo H); además, como se observó en la Figura 5.3.a, los modelos CCSM4 y FGOALS-s2 muestran una mayor amplitud de las anomalías de TSM en El Niño Canónico que el resto de los modelos analizados. El modelo HadCM3 (Figura 5.15.a) muestra magnitudes de anomalías de TSM similares para los dos eventos del ENSO Canónico. En concordancia con la Figura 5.10.a, el modelo CSIRO-MK3L-1-2 exhibe las menores anomalías de TSM en eventos La Niña Canónica, en referencia con el resto de los modelos, y muestra una menor ocurrencia de eventos ENSO Canónico en el último milenio, de igual manera que en el periodo histórico. Contrario al modelo HadCM3, los modelos sugieren una mayor ocurrencia de eventos El Niño Canónico que de eventos La Niña Canónica durante el invierno boreal (Tabla 5.1), lo que es consistente con el estudio de Tsonis (2009), que señala una mayor frecuencia e intensidad de eventos El Niño Canónico en los últimos 5,000 años con respecto a La Niña Canónica. En cuanto a la distribución de los eventos ENSO Canónico durante el último milenio, el modelo CCSM4 exhibe largos períodos de eventos consecutivos El Niño Canónico desde 850 hasta 1600 aproximadamente, seguidos por períodos más cortos y con menores eventos La Niña Canónica. El modelo CSIRO-MK3L-1-2 también muestra este comportamiento, pero durante todo el último milenio. Por su parte, el modelo FGOALS-s2 muestra este patrón durante algunos periodos del último milenio mientras que el modelo HadCM3 muestra dicho comportamiento para eventos La Niña Canónica.

En contraste con lo observado en eventos ENSO Canónico, los modelos CCSM4, CSIRO-MK3L-1-2 y FGOALS-s2 (Figuras 5.12.b, 5.13.b y 5.14.b) presentan para eventos ENSO Modoki las mayores anomalías de TSM en La Niña, en similitud a lo observado en los periodos histórico y presente; además, se observa que los modelos CCSM4 y FGOALS-s2 muestran una mayor amplitud de las anomalías de TSM en eventos La Niña Modoki, en contraste con los modelos CSIRO-MK3L-1-2 y HadCM3 (Figura 5.15.b). Para el trimestre DEF, los modelos CCSM4 y FGOALS-s2 sugieren un mayor número de eventos El Niño Modoki, mientras que los modelos CSIRO-MK3L-1-2 y HadCM3 indican una mayor ocurrencia de eventos La Niña Modoki (Tabla 5.1).

Adicionalmente, las series de tiempo de eventos ENSO durante el trimestre DEF permiten observar de una forma más clara, la asimetría entre los dos tipos de eventos ENSO, mostrando que los modelos simulan eventos El Niño Canónico con anomalías de TSM mayores en comparación con El Niño Modoki. Para La Niña, los modelos CCSM4, CSIRO-MK3L-1-2 y FGOALS-s2 exhiben algunos eventos Modoki con un mayor enfriamiento anómalo que los eventos Canónicos, en conformidad con lo constatado en el presente. El modelo HadCM3 sugiere un mayor enfriamiento anómalo durante La Niña Canónica.

Finalmente, los modelos CSIRO-MK3L-1-2 y FGOALS-s2 sugieren un mayor número de eventos ENSO Modoki para el trimestre de DEF, en relación con ENSO Canónico. Por su parte, el modelo CCSM4 exhibe un mayor porcentaje de incidencia en los eventos cálidos de ambos tipos del ENSO, a diferencia del modelo HadCM3, que indica una mayor ocurrencia de eventos La Niña Canónica y La Niña Modoki (Tabla 5.1). Igualmente, se identifica que los modelos CCSM4 y FGOALS-s2 presentan una mayor ocurrencia de eventos El Niño Modoki, con un porcentaje del 36% y 33%, respectivamente. El modelo CSIRO-MK3L-1-2 muestra una mayor ocurrencia de eventos La Niña

Modoki (43 %) y el modelo HadCM3 lo indica para La Niña Canónica, con un porcentaje del 30 % (Tabla 5.1).

#### 5.3.4. Ocurrencia de eventos ENSO durante MCA y LIA

En el periodo MCA, todos los modelos muestran una mayor ocurrencia de eventos El Niño Canónico durante el invierno boreal, en comparación con La Niña Canónica. En particular, el modelo CSIRO-MK3L-1-2 no simula eventos La Niña Canónica en este trimestre (Tabla 5.1). Estos resultados son consistentes con estudios como los de Griffiths et al. (2016), que identificaron un debilitamiento de la circulación de Walker durante MCA. Además, los modelos, a excepción de HadCM3, exponen una mayor ocurrencia de la fase cálida de eventos ENSO Modoki a lo largo de MCA (Tabla 5.1). Al comparar el comportamiento de ambos tipos de ENSO durante el trimestre de DEF, se encuentra una mayor ocurrencia de eventos ENSO Modoki en los modelos CCSM4, CSIRO-MK3L-1-2 y FGOALS-s2, mostrando un mayor porcentaje en los eventos de El Niño Modoki, con valores de 41 %, 49 % y 47 %, respectivamente; por su parte, el modelo HadCM3 muestra para MCA, una mayor ocurrencia de eventos El Niño Canónico (40 %), seguido de eventos La Niña Modoki (30 %).

Durante el periodo LIA, los modelos CCSM4 y HadCM3 presentan más eventos La Niña Canónica que El Niño Canónico (Tabla 5.1), teniendo relación con una celda de Walker fortalecida, como lo sugiere Griffiths et al. (2016), y un índice SOI positivo, como lo evidenciado en el estudio de Yan et al. (2011) para este periodo. Por su parte, los modelos restantes muestran una mayor ocurrencia de las condiciones opuestas (El Niño Canónico) para LIA, lo que es consecuente con los hallazgos de Cobb et al. (2003), Mann et al. (2005) y Huang et al. (2010). Para eventos ENSO Modoki, los modelos CCSM4 y FGOALS-s2 sugieren un mayor número de eventos cálidos, en contraste con CSIRO-MK3L-1-2 y HadCM3 (Tabla 5.1). Por otra parte, el modelo CCSM4 exhibe un mayor porcentaje de ocurrencia de eventos ENSO Canónico, en comparación con ENSO Modoki, mostrando el mayor porcentaje de ocurrencia para eventos La Niña Canónica (30 %). Esto es opuesto a los modelos CSIRO-MK3L-1-2 y FGOALS-s2, que muestran un mayor número de eventos ENSO Modoki, indicando una mayor ocurrencia de eventos La Niña Modoki (47 %) y El Niño Modoki (35 %), respectivamente, durante LIA. Por su parte, el modelo HadCM3 presenta una mayor frecuencia de la fase fría de ambos tipos de ENSO, mostrando un mayor porcentaje durante La Niña Canónica.

Al comparar ambos periodos, se evidencia una mayor actividad del ENSO Canónico durante el periodo LIA en los modelos CCSM4, FGOALS-s2 y HadCM3, mientras que el modelo CSIRO-MK3L-1-2 muestra el mayor número de eventos de este tipo del ENSO en MCA. De manera opuesta, los modelos CCSM4, CSIRO-MK3L-1-2 y FGOALS-s2 señalan una mayor actividad de eventos ENSO Modoki durante el periodo MCA mientras que el modelo HadCM3 lo exhibe durante LIA (Tabla 5.1).

#### 5.4. Frecuencias dominantes asociadas a eventos ENSO

Con el objeto de analizar las frecuencias dominantes asociadas a eventos ENSO durante los periodos considerados, se analizaron los espectros de potencia de Fourier para los índices Niño 3 y EMI.

### 5.4.1. Presente

En las Figuras I.1 y I.2 del Anexo, se muestran los espectros de potencia para los índices durante el presente. Para el índice Niño 3, OISST y el reanálisis ERA5 presentan picos espectrales importantes dentro del periodo de ocurrencia del fenómeno ENSO, mostrando para ERA5 la mayor potencia en el periodo de 3.7 años, con un valor de 75.7. OISST muestra las mayores contribuciones para periodos mayores a 4 años, aunque también resaltan periodicidades importantes entre los 2.5 y 4 años, aproximadamente. Asimismo, para ambas bases de datos se observan dos picos espectrales alrededor del periodo de 1.5 años.

Para el índice EMI, ERA5 evidencia picos importantes en los periodos de 4.6 y 5.9 años, los cuales concuerdan con picos espectrales en el índice Niño 3 de esta misma base de datos. Se observan otras contribuciones importantes entre 2 y 3.5 años, que están relacionadas con el aumento que se viene evidenciando en la ocurrencia de eventos ENSO Modoki desde finales del siglo XX (Ashok et al., 2007). OISST exhibe potencias similares entre los periodos de 2.5 y 4.7 años. Cabe destacar que ambas bases de datos muestra potencias mayores en el periodo de 8 a 10 años.

### 5.4.2. Histórico

Los modelos muestran un rango de potencias en la banda clásica del ENSO (2-7 años); no obstante, se ha encontrado que la variabilidad interanual del fenómeno ENSO está contenida en una amplia banda de 2 a 10 años (Kestin et al., 1998). En particular, el modelo CCSM4 (Figura I.5 del Anexo) muestra picos espectrales altos entre los 3 y 6 años, aproximadamente, para ambos índices, mostrando para el índice Niño 3 un pico espectral sustancial en el periodo de 3.5 años, que concuerda con las bases de datos ERSSTv5 y COBE-SST2 (Figuras I.4 y I.3 del Anexo). Para el índice EMI, el modelo, a diferencia de lo observado en los espectros de COBE-SST2 y ERSSTv5, expone dos picos importantes en los periodos de 3.7 y 4.3 años. También se evidencia para ambos índices un pico espectral importante en el periodo de 5.6 años, lo que es consistente con el pico espectral observado en las bases de datos para la serie del índice EMI. De igual manera que para las bases de datos, el modelo CCSM4 muestra potencias altas alrededor de los 8 años para el índice EMI. Por su parte, el modelo CSIRO-MK3L-1-2 (Figura I.6 del Anexo) exhibe para los dos índices picos espectrales altos a partir de los 4 años, identificando la mayor potencia en el periodo de 5.4 años. Es importante resaltar que este modelo, de igual manera que las observaciones, muestra picos marcados en el periodo de escala decadal (7 a 10 años) en ambos índices, mostrando una periodicidad importante en el periodo de 8.3 años en el índice EMI.

En cuanto al modelo FGOALS-s2 (Figura I.7 del Anexo), se observan picos espectrales entre 2 y casi 6 años para el índice Niño 3, presentando la mayor potencia en el periodo de 5.2 años, con un valor de 52.3. Por su parte, la serie del índice EMI muestra las mayores periodicidades entre los 2 y 4 años, a diferencia de las observaciones, presentando un pico espectral mayor en el periodo de 2.7 años. Sin embargo, a partir de los 6 años, el modelo muestra los mayores picos espectrales para el índice EMI, identificando una periodicidad importante en 9.4 años, al igual que las observaciones. Para finalizar, el modelo HadCM3 (Figura I.8 del Anexo) presenta las mayores contribuciones entre 3 y 4 años para ambos índices, encontrando en ambas series una periodicidad sustancial en 3.4 años, seguido de otro pico espectral en el periodo de 3 años. La serie del índice EMI también exhibe otra periodicidad relevante en 5.4 años. Aunque ambos índices muestran valores de potencias altos entre los 7 y 10 años, al igual que las observaciones, se destaca el periodo de 7.4 años en el índice Niño 3.

### 5.4.3. Último milenio

Durante el último milenio, todos los modelos muestran una banda espectral en el periodo de 2 a 7 años para los índices considerados en este estudio, al igual que potencias en la banda decadal (7-10 años). El modelo CCSM4 (Figura 5.16) presenta periodicidades importantes a partir de los 3 años, aproximadamente. Aunque para este modelo los periodos más relevantes se encuentran dentro de la banda de ENSO clásica, como por ejemplo el periodo de 3.9 años en el índice Niño 3 y los periodos de 3.7 y 4.3 años para el índice EMI, también se observan contribuciones sustanciales entre los 7 y 10 años en los espectros de ambos índices. A su vez, el modelo CSIRO-MK3L-1-2 (Figura 5.17) exhibe las mayores potencias entre 4 y un poco más de 8 años, para ambas series, mostrando, al igual que en las series del modelo CCSM4, picos espectrales con potencias relevantes después de los 7 años. Entre los mayores picos espectrales se destacan los periodos de 5.8 años para el índice Niño 3, y el pico de 7.6 años en la banda decadal. Por su parte, el índice EMI exhibe un periodo dominante de 6.2 años.

Por otro lado, el modelo FGOALS-s2 (Figura 5.18) exhibe una banda espectral con potencias importantes desde los 2 años. Se observan las mayores potencias entre los 5 y 7 años para el índice EMI, mientras que la serie del índice Niño 3 muestra mayores contribuciones entre 2 y 5.5 años, aproximadamente. Asimismo, el espectro del índice Niño 3 muestra un pico importante en el periodo de 5.2 años, seguido del periodo de 1.9 años. Entre tanto, el índice EMI presenta dos picos sustanciales en 5.2 y 5.4 años. Al igual que los anteriores modelos, FGOALS-s2 expone espectros importantes después de los 7 años para ambas series, evidenciando un pico espectral sustancial en el periodo de 9.5 años para EMI. Por último, el modelo HadCM3 (Figura 5.19) muestra las mayores potencias entre los periodos de 2.8 y 5.6 años para el índice Niño 3, y desde un poco más de los 2 años para el índice EMI, mostrando el mayor pico espectral en el periodo de 3.9 años para ambos índices. Esto coincide con lo observado en el modelo CCSM4 para la serie del índice Niño 3 (Figura 5.16.a). Al igual que los otros modelos, HadCM3 muestra una banda espectral considerable a partir de los 7 años, mostrando una periodicidad sustancial en 7.8 años para la serie del índice EMI, con una potencia de 98.

### 5.4.4. Cambios en la frecuencia de ocurrencia del ENSO entre el último milenio y el periodo histórico

Aun cuando estudios como los de Rodbell et al. (1999) sugieren que la periodicidad actual del fenómeno ENSO se empieza a observar alrededor de los 5,000 años AP, es importante identificar cambios dentro de la banda espectral clásica para este fenómeno (2-7 años), con el objeto determinar si este fenómeno ocurre con una mayor frecuencia en los últimos años en comparación con periodos anteriores. Por tal razón, se contrastaron los espectros de los índices analizados en los períodos del último milenio y el histórico, para cada modelo. De esta manera, se identifica un cambio en el periodo de mayor contribución del ENSO Canónico para el modelo CCSM4, pasando de tener un pico espectral dominante en el periodo de 3.9 años durante el último milenio (Figura 5.16.a) a una mayor contribución en el periodo de 3.5 años durante el periodo histórico (Figura I.5 del Anexo). A su vez, este modelo no evidencia cambios en los picos espectrales importantes del ENSO Modoki, mostrando las potencias más altas en 3.7 y 4.3 años para ambos periodos. Por su parte, el modelo CSIRO-MK3L-1-2 sugiere un incremento en la frecuencia de ambos tipos de eventos ENSO

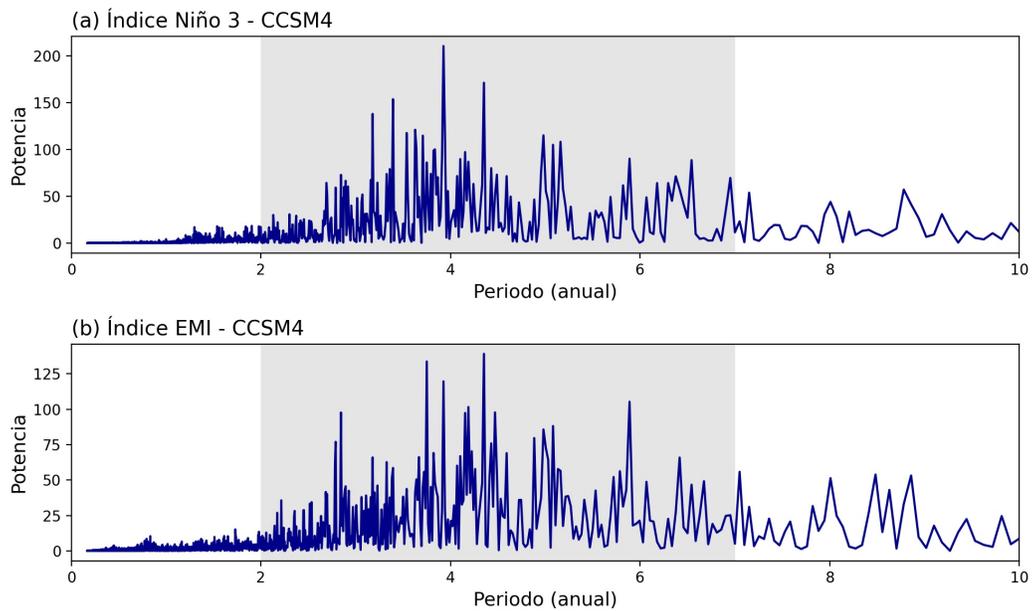


Figura 5.16: Espectro de potencias mediante la Transformada de Fourier para las series de tiempo mensuales de los índices (a) Niño 3 y (b) EMI durante el último milenio (850-1850) simulado por el modelo CCSM4. El polígono gris corresponde al periodo de ocurrencia del fenómeno ENSO (2-7 años).

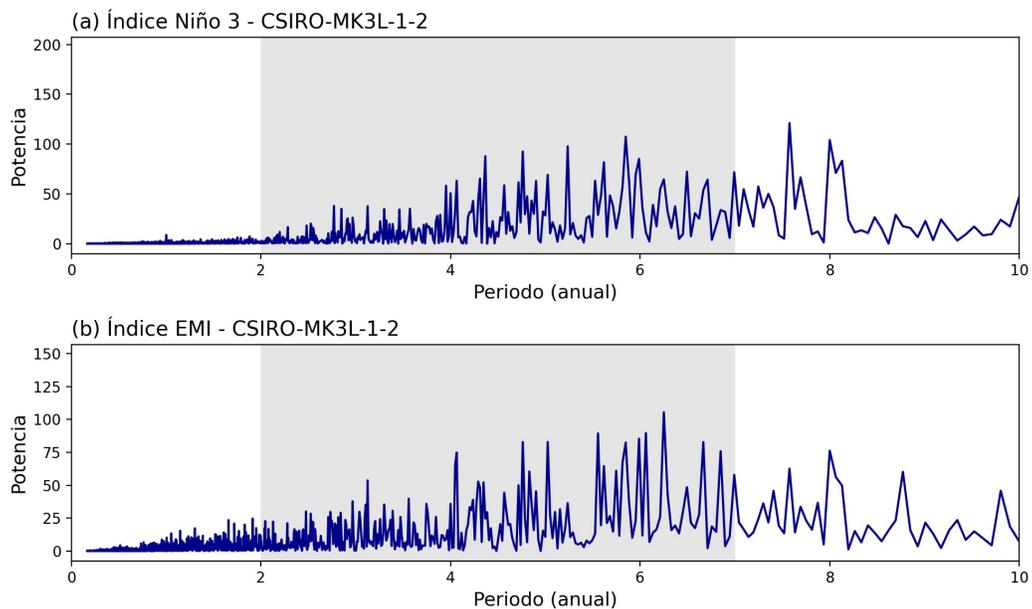


Figura 5.17: Espectro de potencias mediante la Transformada de Fourier para las series de tiempo mensuales de los índices (a) Niño 3 y (b) EMI durante el último milenio (851-1850) simulado por el modelo CSIRO-MK3L-1-2. El polígono gris corresponde al periodo de ocurrencia del fenómeno ENSO (2-7 años).

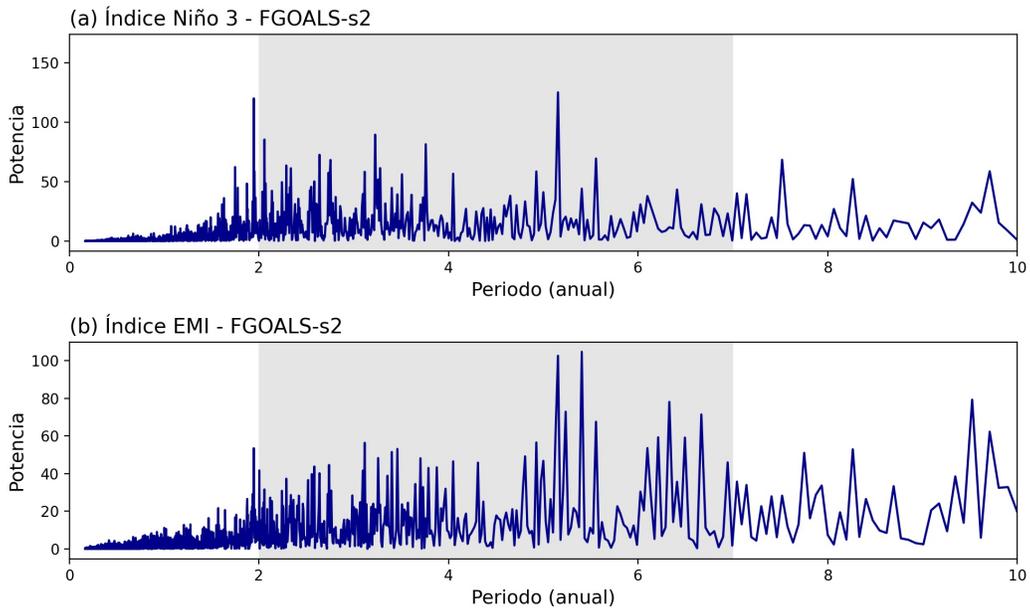


Figura 5.18: Espectro de potencias mediante la Transformada de Fourier para las series de tiempo mensuales de los índices (a) Niño 3 y (b) EMI durante el último milenio (850-1849) simulado por el modelo FGOALS-s2. El polígono gris corresponde al periodo de ocurrencia del fenómeno ENSO (2-7 años).

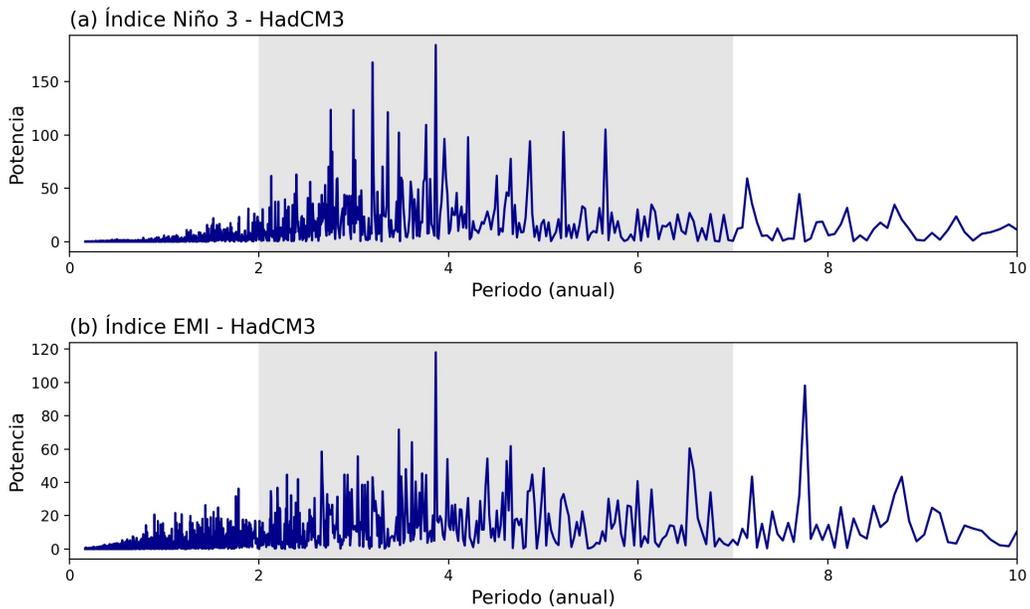


Figura 5.19: Espectro de potencias mediante la Transformada de Fourier para las series de tiempo mensuales de los índices (a) Niño 3 y (b) EMI durante el último milenio (850-1850) simulado por el modelo HadCM3. El polígono gris corresponde al periodo de ocurrencia del fenómeno ENSO (2-7 años).

en el periodo histórico, mostrando que el ENSO Canónico cambia de una periodicidad importante alrededor de 5.8 años durante el último milenio (Figura 5.17) a 5.4 años en el periodo histórico (Figura I.6 del Anexo), al mismo tiempo que el ENSO Modoki cambia de tener una contribución sustancial en 6.2 años durante el último milenio a presentarla en el periodo de 5.4 años durante el periodo histórico. El modelo FGOALS-s2 no evidencia cambios en las frecuencias donde se dan las mayores contribuciones en la variabilidad del ENSO Canónico, sin embargo, sí muestra un cambio importante para el ENSO Modoki, pasando de una mayor contribución en el periodo de 5.4 años a lo largo del último milenio (Figura 5.18.b) a una mayor incidencia en la periodicidad de 2.7 años durante el periodo histórico (Figura I.7 del Anexo). Por último, el modelo HadCM3 muestra una mayor frecuencia de los dos tipos del ENSO en el periodo histórico, cambiando de un pico espectral sustancial en 3.9 años durante el último milenio para ambos índices (Figura 5.19) a un pico común en el periodo de 3.4 años en el periodo histórico (Figura I.8 del Anexo).

## Capítulo 6

# Discusiones y conclusiones

El ENSO es un fenómeno importante en el sistema climático que afecta el clima a nivel global. Recientemente, varios estudios han identificado otro tipo de eventos ENSO, que tiene lugar en el centro del OPT, que afecta de manera distinta el clima y que ocurre con mayor frecuencia durante los últimos años. A los eventos caracterizados por presentar mayores anomalías en el este del OPT se les conoce como ENSO Canónico mientras que a aquellos que muestran mayores anomalías en el centro de este océano se les conoce como ENSO Modoki. Ambos tipos de eventos ENSO han estado dentro de los temas de investigaciones climáticas recientes que buscan comprender su comportamiento bajo forzamientos futuros, por lo tanto, es esencial caracterizar los dos tipos de eventos ENSO en el pasado para proyectar posibles cambios a futuro. La variabilidad del ENSO Canónico en el periodo del Holoceno ha sido ampliamente investigada, no obstante, las investigaciones han sido limitadas para el último milenio, evidenciando poco conocimiento del comportamiento en periodos pasados del ENSO Modoki, dado que su hallazgo es muy reciente; además, la limitación o contradicciones de registros paleoclimáticos dificultan la comprensión de ambos tipos del ENSO. Debido a la existencia de evidencias aparentemente contradictorias de proxies de paleoclima, así como la escasez de observaciones y estudios previos, este Trabajo de Grado analiza la variabilidad de los dos tipos de ENSO durante el último milenio con ayuda de modelos CMIP5/PMIP3, los cuales han sido de gran utilidad para evaluar la variabilidad climática pasada.

Al analizar los patrones espaciales de anomalías de las variables consideradas en este estudio durante el último milenio, se identificó que la circulación de Walker responde de manera similar a lo observado en el clima presente bajo condiciones ENSO. No obstante, se encontraron algunas diferencias de la respuesta de las variables en otras regiones, principalmente en las masas continentales. Esto puede sugerir cambios en las teleconexiones atmosféricas del ENSO en el pasado; aun así, se requieren estudios más detallados sobre las conexiones del ENSO durante el último milenio, a partir de registros de paleoclima u otras metodologías, para establecer si estos cambios se han evidenciado en el pasado o pueden ser el resultado de limitaciones de los modelos para simular las teleconexiones observadas en estas zonas.

Al clasificar los eventos ENSO Canónico y Modoki simulados por los modelos CMIP5/PMIP3 durante la temporada DEF (etapa de madurez del ENSO) para el último milenio, se encontró que los modelos sugieren una mayor ocurrencia de eventos El Niño Canónico que de eventos La Niña Canónica. Para eventos ENSO Modoki, los modelos no muestran un acuerdo pues la mitad de los modelos analizados presentaron un mayor número de eventos El Niño Modoki mientras que la otra mitad indicaron una mayor ocurrencia de episodios La Niña Modoki. Todos los modelos,

salvo HadCM3, mostraron un mayor número de eventos ENSO Modoki durante el último milenio, en contraste con el ENSO Canónico, identificando en los modelos CCSM4 y FGOALS-s2 el mayor porcentaje de ocurrencia en los eventos El Niño Modoki.

Dentro del último milenio, es de interés analizar dos periodos particulares: la Anomalía Climática Medieval (MCA) y la Pequeña Edad de Hielo (LIA). Para el periodo MCA, los modelos identifican una mayor ocurrencia de eventos El Niño Canónico que de La Niña Canónica durante el invierno boreal, en acuerdo con estudios previos que señalan para este periodo una mayor ocurrencia de la fase cálida del ENSO Canónico (p.e., Griffiths et al., 2016; Moy et al., 2002), Para el ENSO Modoki, también se encontró una mayor ocurrencia de la fase cálida en la mayoría de los modelos para el trimestre de DEF, que a su vez tiene el mayor porcentaje de ocurrencia en MCA en comparación con los eventos ENSO Canónico. En el periodo LIA no se llega a una conclusión clara debido a la discrepancia observada entre los modelos analizados; aun así, se identificó que los modelos CCSM4 y HadCM3 concuerdan en una mayor ocurrencia de La Niña Canónica en comparación con los otros eventos ENSO durante el trimestre de DEF. Estos resultados pueden variar dependiendo del periodo que se escoja como MCA y LIA, pues la discretización empleada para este trabajo se basa en la identificación realizada por Rojas et al. (2016). Igualmente, se encontró que los modelos CCSM4, FGOALS-s2 y HadCM3 mostraron una mayor actividad del ENSO Canónico en el periodo LIA que en MCA; entre tanto, los modelos CCSM4, CSIRO-MK3L-1-2 y FGOALS-s2 presentaron una mayor actividad del ENSO Modoki durante MCA, lo que sugiere que el aumento de la temperatura favorece la ocurrencia de este tipo del ENSO, como se ha proyectado en algunos estudios para el futuro (p.e., Yeh et al., 2009).

El análisis de las series de tiempo de eventos ENSO Canónico y ENSO Modoki simulados por los modelos para el último milenio, contribuyó a visualizar de forma más clara la asimetría en las anomalías de TSM entre eventos ENSO, mostrando que la mayoría de los modelos sugieren una asimetría de TSM durante el último milenio similar a la evidenciada en bases de datos observacionales durante el último siglo. Esto indica eventos El Niño Canónico mas intensos que eventos La Niña Canónica, y a su vez con mayores anomalías de TSM en relación con El Niño Modoki; en tanto, para la fase fría, se encuentra un mayor enfriamiento anómalo en eventos La Niña Modoki que en eventos La Niña Canónica.

Aunque los modelos no exhiben las frecuencias dominantes del ENSO Canónico y Modoki en el mismo periodo durante el último milenio, se encontró que las mayores contribuciones de los dos tipos del ENSO dentro de la banda espectral clásica para el ENSO (2-7 años) estuvieron entre 3.9 y 5.8 años para eventos ENSO Canónico, y entre 3.7 y 6.2 años para eventos ENSO Modoki. Se encuentra que 2 de los 4 modelos analizados mostraron la periodicidad dominante del ENSO Canónico en un periodo menor a la del ENSO Modoki. Por otra parte, al contrastar los periodos del último milenio y el histórico (1860-2000) simulados por los modelos, se identificó que los modelos CCSM4, CSIRO-MK3L-1-2 y HadCM3 muestran una mayor contribución a la variabilidad de eventos ENSO Canónico en una periodicidad mayor a la identificada para el periodo histórico, lo que se traduce a un aumento en la frecuencia de ocurrencia ENSO Canónico en los modelos para este último periodo. Los modelos CSIRO-MK3L-1-2, FGOALS-s2 y HadCM3 también muestran un aumento en la frecuencia de ocurrencia de eventos ENSO Modoki durante el periodo histórico, con respecto al último milenio.

Si bien los modelos se convierten en una herramienta útil para analizar la variabilidad climático durante periodos con escasez de observaciones, como el último milenio, siguen presentando limita-

ciones en la simulación de los dos tipos de eventos ENSO, a pesar de las mejoras sustanciales en los modelos considerados dentro del proyecto CMIP5/PMIP3, con respecto a versiones anteriores. En primer lugar, los modelos analizados, aunque simulan patrones de calentamiento/enfriamiento comparables con el conjunto de datos de referencia durante el periodo histórico, extienden las anomalías de TSM hacia el OPT con respecto a las observaciones, lo que limita una adecuada simulación de las teleconexiones asociadas al fenómeno ENSO. En segundo lugar, como se indicó en la subsección 5.3.2, solo 1 de 4 modelos analizados mostró la preferencia observada en los conjuntos de datos ERSSTv5 y COBE-SST2 de una mayor ocurrencia de eventos ENSO Canónico que ENSO Modoki para el periodo histórico. Por último, los espectros de los modelos cambian de un modelo a otro, lo que resalta fuertes desacuerdos en la representación de la frecuencia del ENSO en los modelos. No obstante, es pertinente resaltar las mejoras de algunos modelos, los cuales tienden a simular de manera correcta la asimetría observada en los eventos ENSO, aunque en algunos casos tienen limitaciones en simular la asimetría entre los eventos La Niña Canónica y Modoki.

# Anexos

Anexo A

# Descripción de los modelos CMIP5/PMIP3

Tabla A.1: Descripción de la resolución del océano (R.O) y la atmósferas (R.A) de los modelos CMIP5/PMIP3 utilizados en este estudio.

<b>Modelos</b>	<b>latxlon (R.O)</b>	<b>latxlon (R.A)</b>	<b>Institución</b>	<b>Referencia</b>
CCSM4	1 x 1	0.9424x1.25	<b>NCAR (National Center for Atmospheric Research) Boulder, CO,USA</b>	Gent et al. (2011)
CSIRO-MK3L-1-2	1.57x2.812	3.1857x5.625	<b>UNSW (University of New South Wales, Sydney, Australia)</b>	Phipps et al. (2011)
FGOALS-s2	0.5, 1x1	1.6590x2.8125	<b>IAP(Institute of Atmospheric Physics), CAS(Chinese Academy of Sciences), Beijing,China</b>	Zhou et al. (2008)
HadCM3	1.25 x 1.25	2.5x3.75	<b>University of Edinburgh, School of Geosciences</b>	Collins et al. (2001)

## Anexo B

# Patrones de calentamiento/enfriamiento durante eventos ENSO en el periodo histórico

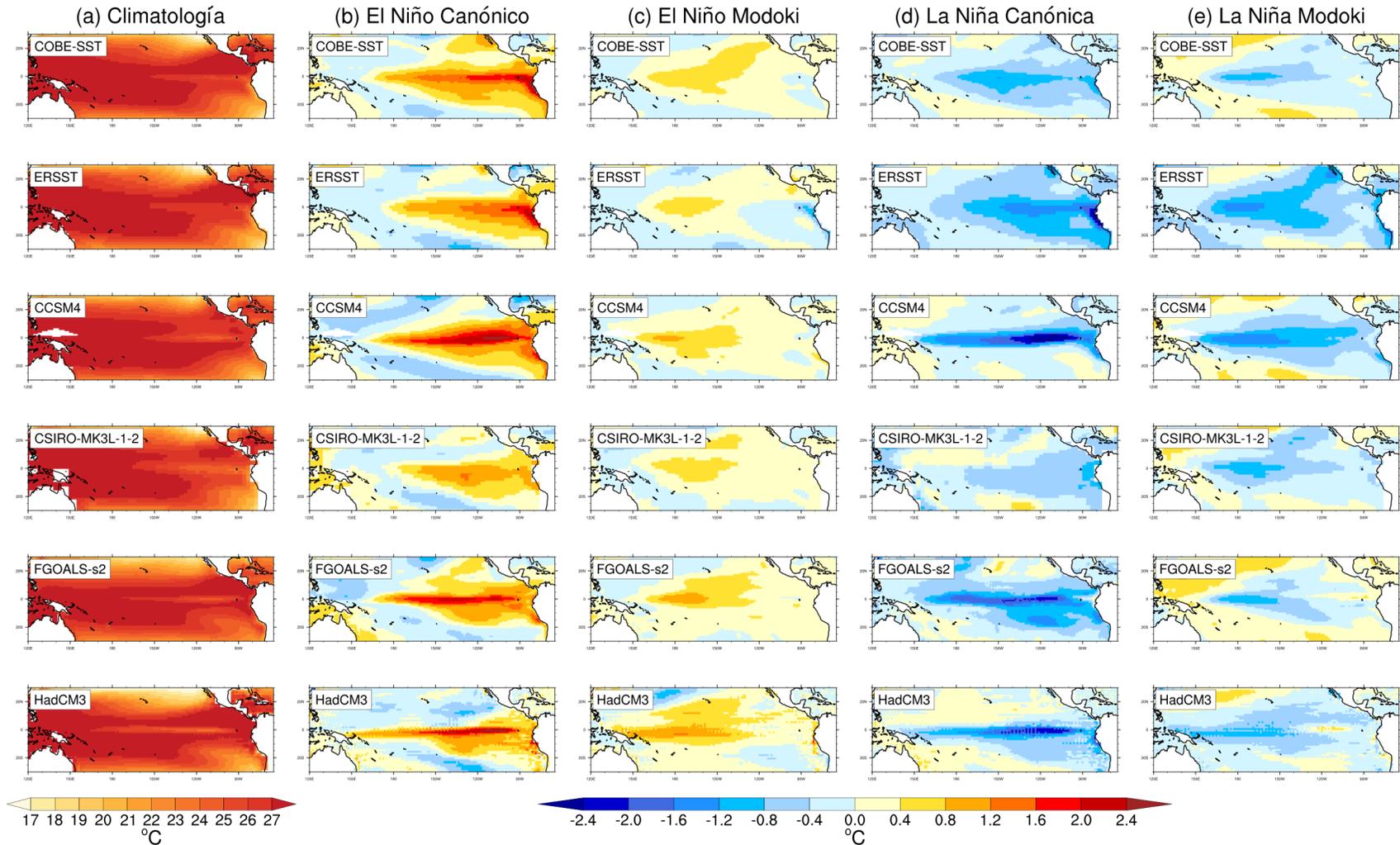


Figura B.1: (a) Climatología y promedios de anomalías de TSM, durante los eventos (b y d) ENSO Canónico y (c y e) ENSO Mokoki, estimados a partir de observaciones extendidas (COBE-SST2 y ERSSTv5) y simulaciones de modelos CMIP5/PMIP3 para el trimestre de marzo a mayo (MAM) durante el periodo histórico (1860-2000).

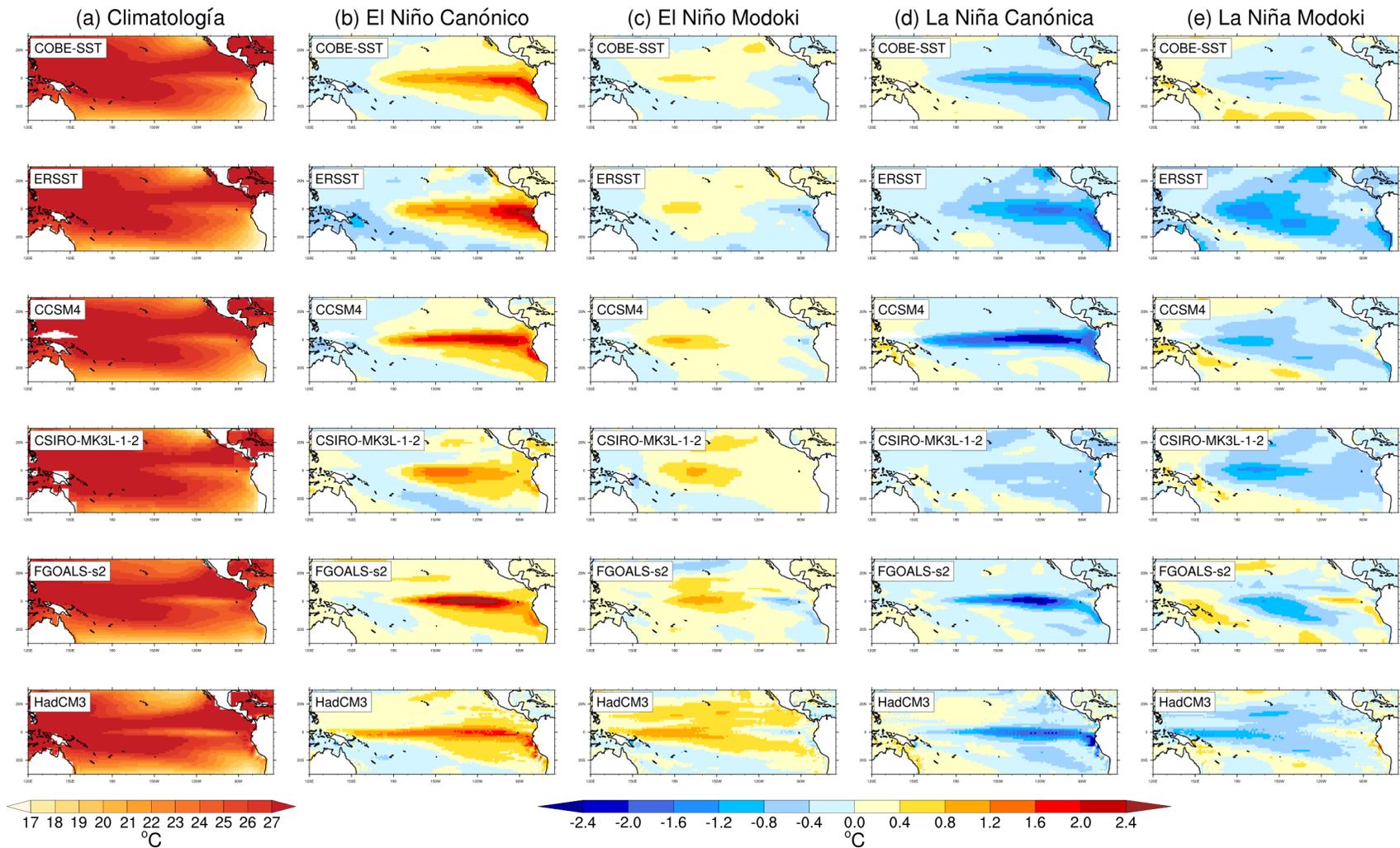


Figura B.2: (a) Climatología y promedios de anomalías de TSM, durante los eventos (b y d) ENSO Canónico y (c y e) ENSO Modoki, estimados a partir de observaciones extendidas (COBE-SST2 y ERSSTv5) y simulaciones de modelos CMIP5/PMIP3 para el trimestre de junio a agosto (JJA) durante el periodo histórico (1860-2000).

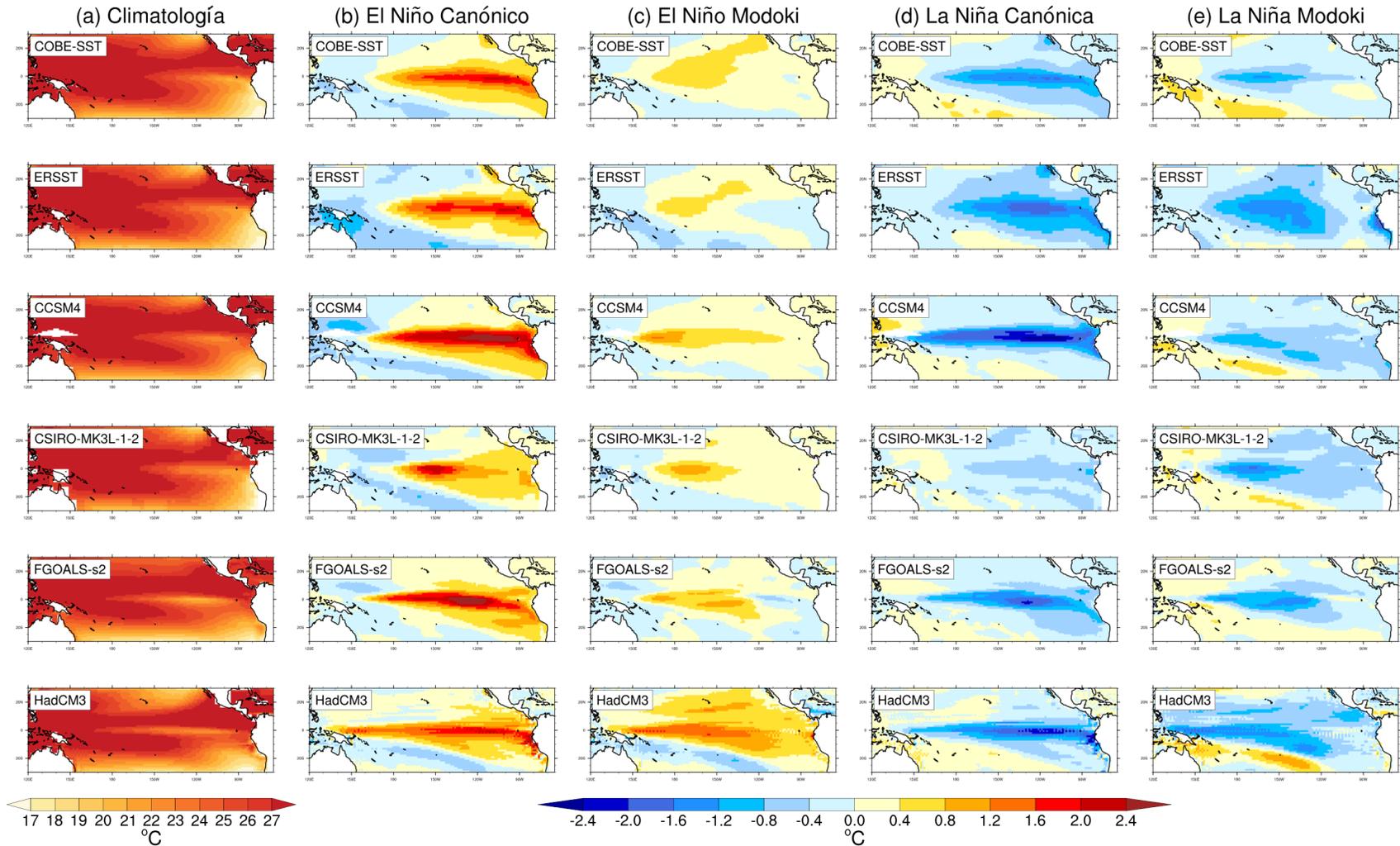


Figura B.3: (a) Climatología y promedios de anomalías de TSM, durante los eventos (b y d) ENSO Canónico y (c y e) ENSO Mokoki, estimados a partir de observaciones extendidas (COBE-SST2 y ERSSTv5) y simulaciones de modelos CMIP5/PMIP3 para el trimestre de septiembre a noviembre (SON) durante el periodo histórico (1860-2000).

Anexo C

## Condiciones Neutras

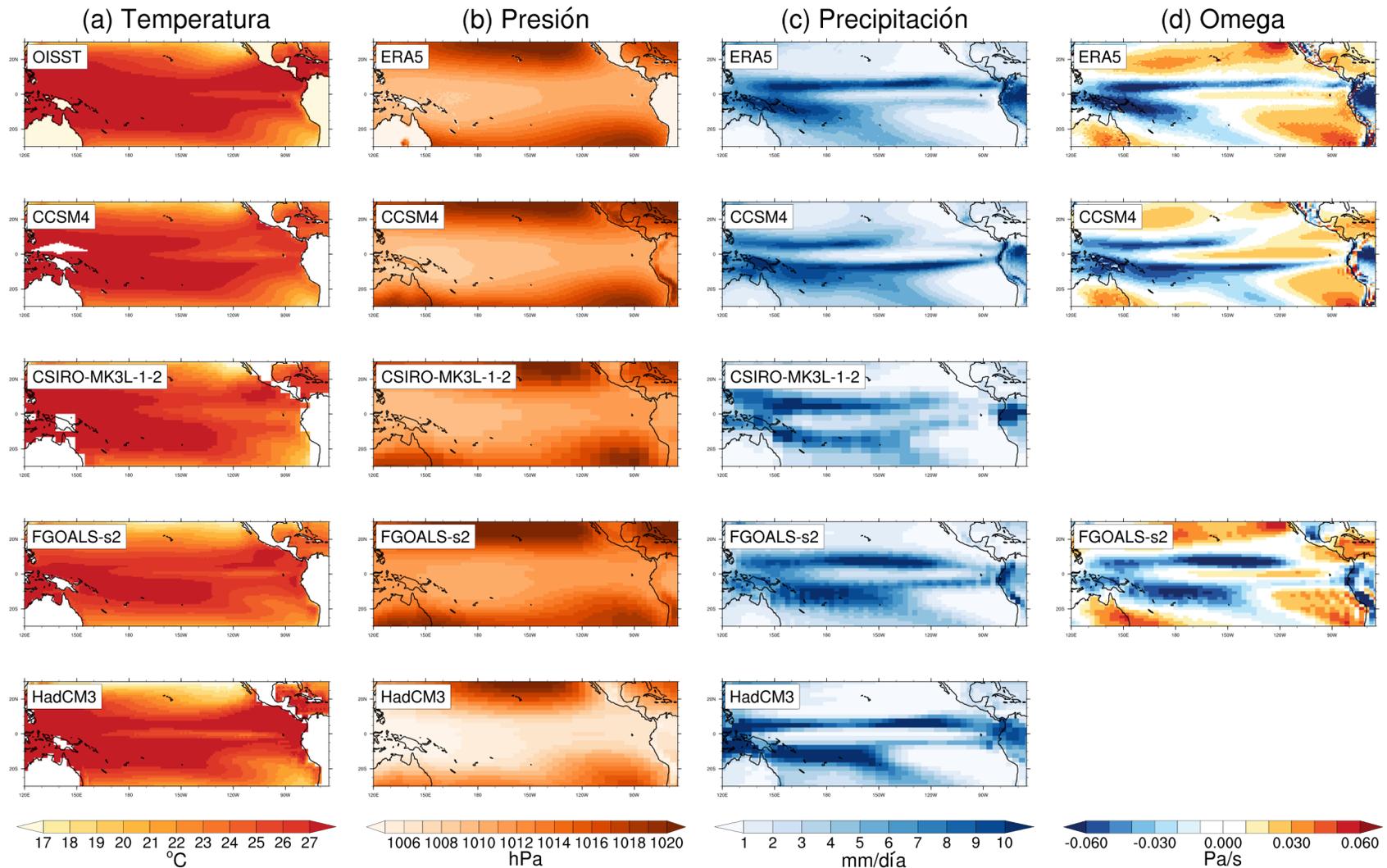


Figura C.1: Climatología de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para el trimestre de marzo a mayo (MAM). Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el comportamiento de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850).

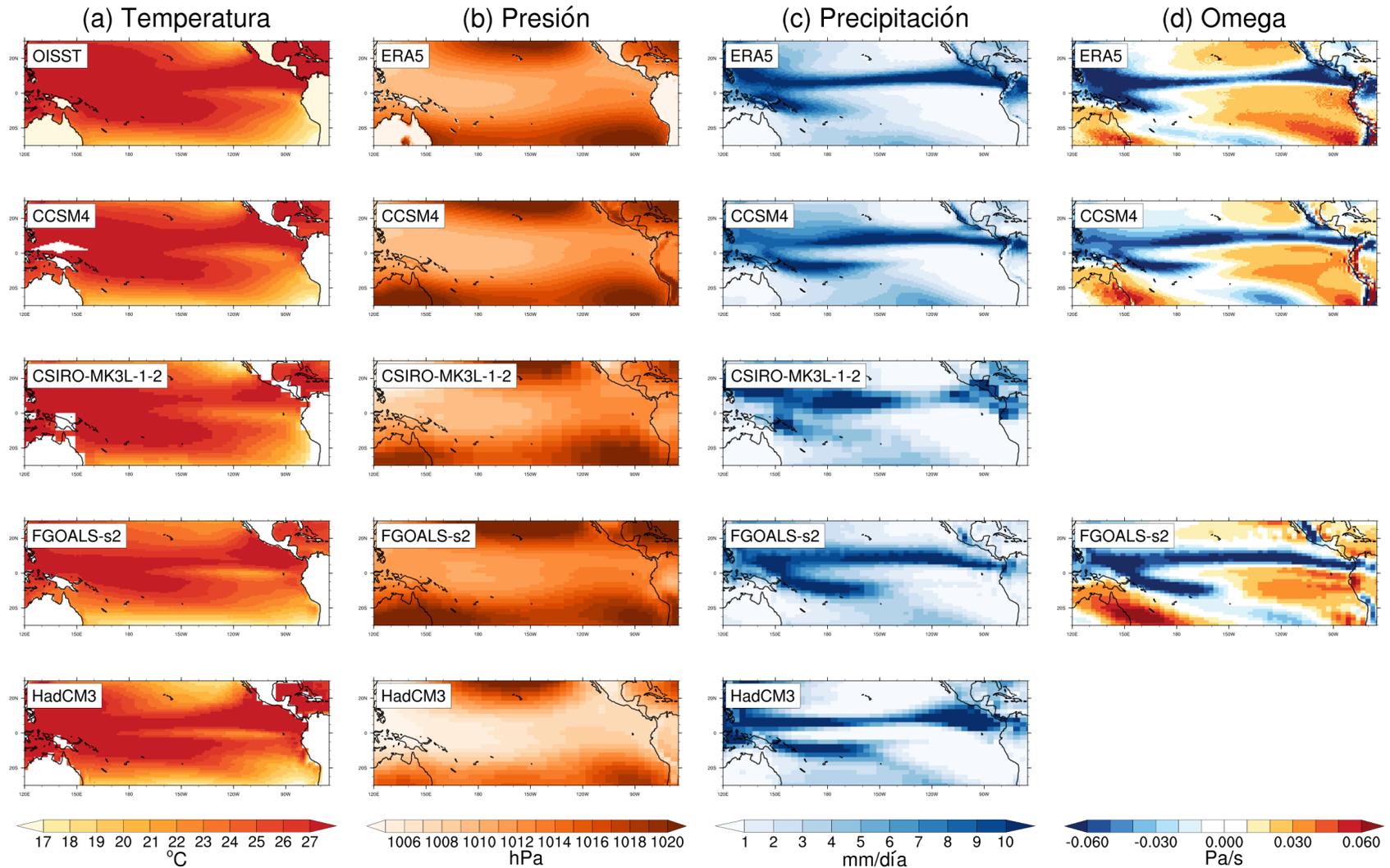


Figura C.2: Climatología de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para el trimestre de junio a agosto (JJA). Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el comportamiento de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850).

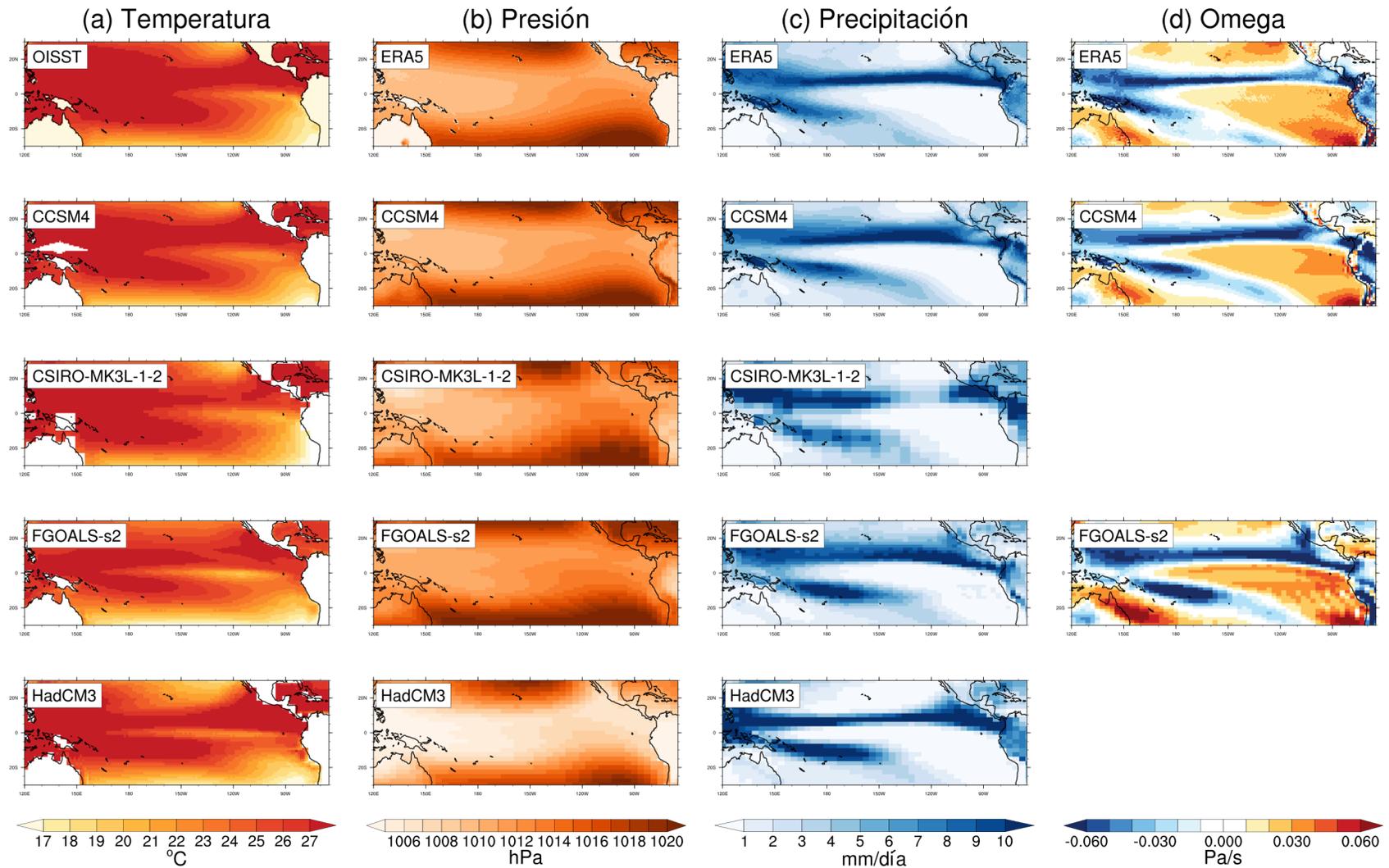


Figura C.3: Climatología de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para el trimestre de septiembre a noviembre (SON). Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el comportamiento de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850).

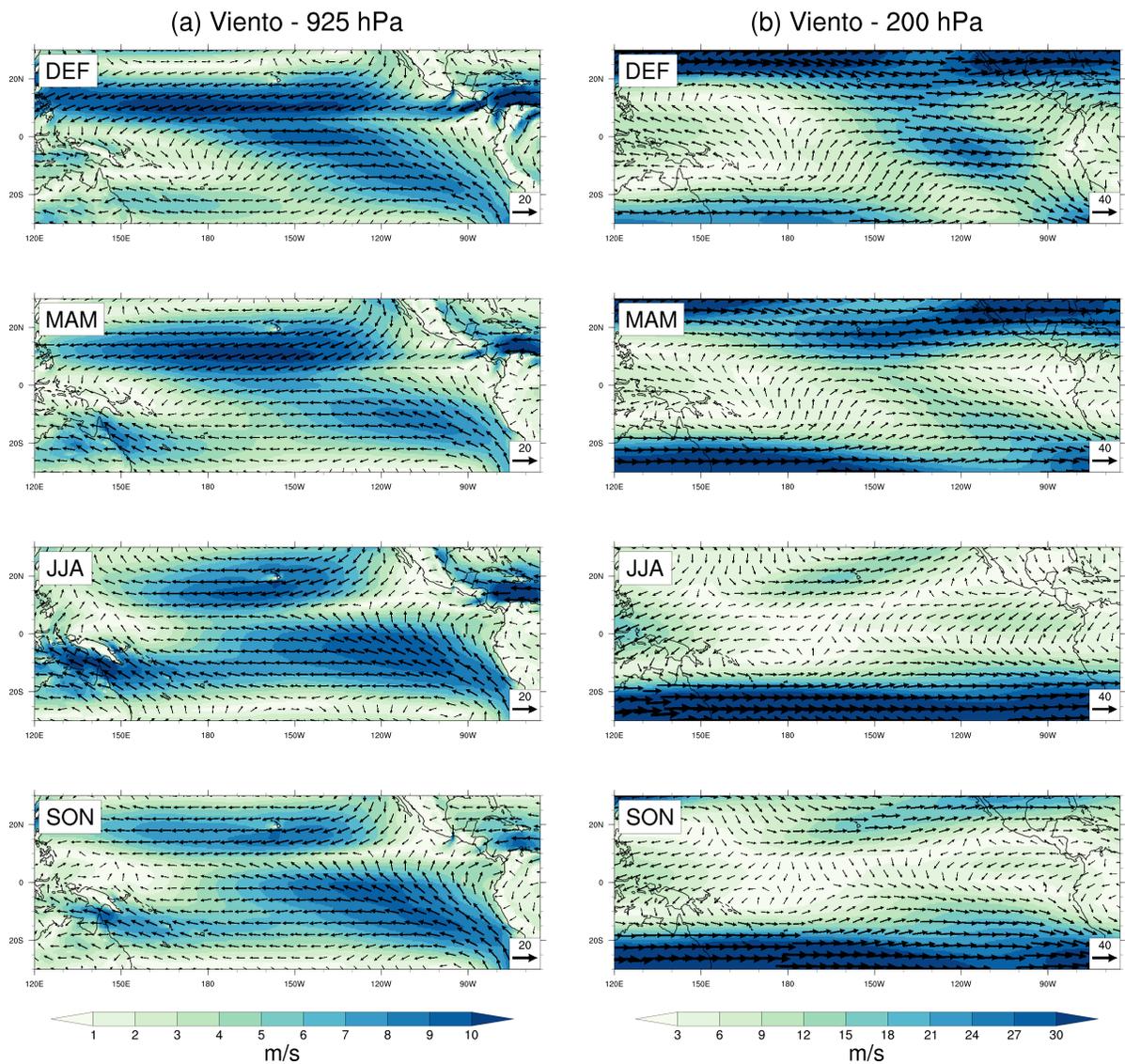


Figura C.4: Climatología de los vientos (m/s) para todos los trimestres en los niveles atmosféricos de (a) 925 hPa y (b) 200 hPa obtenidos del reanálisis ERA5 para el periodo del presente (1979-2019).

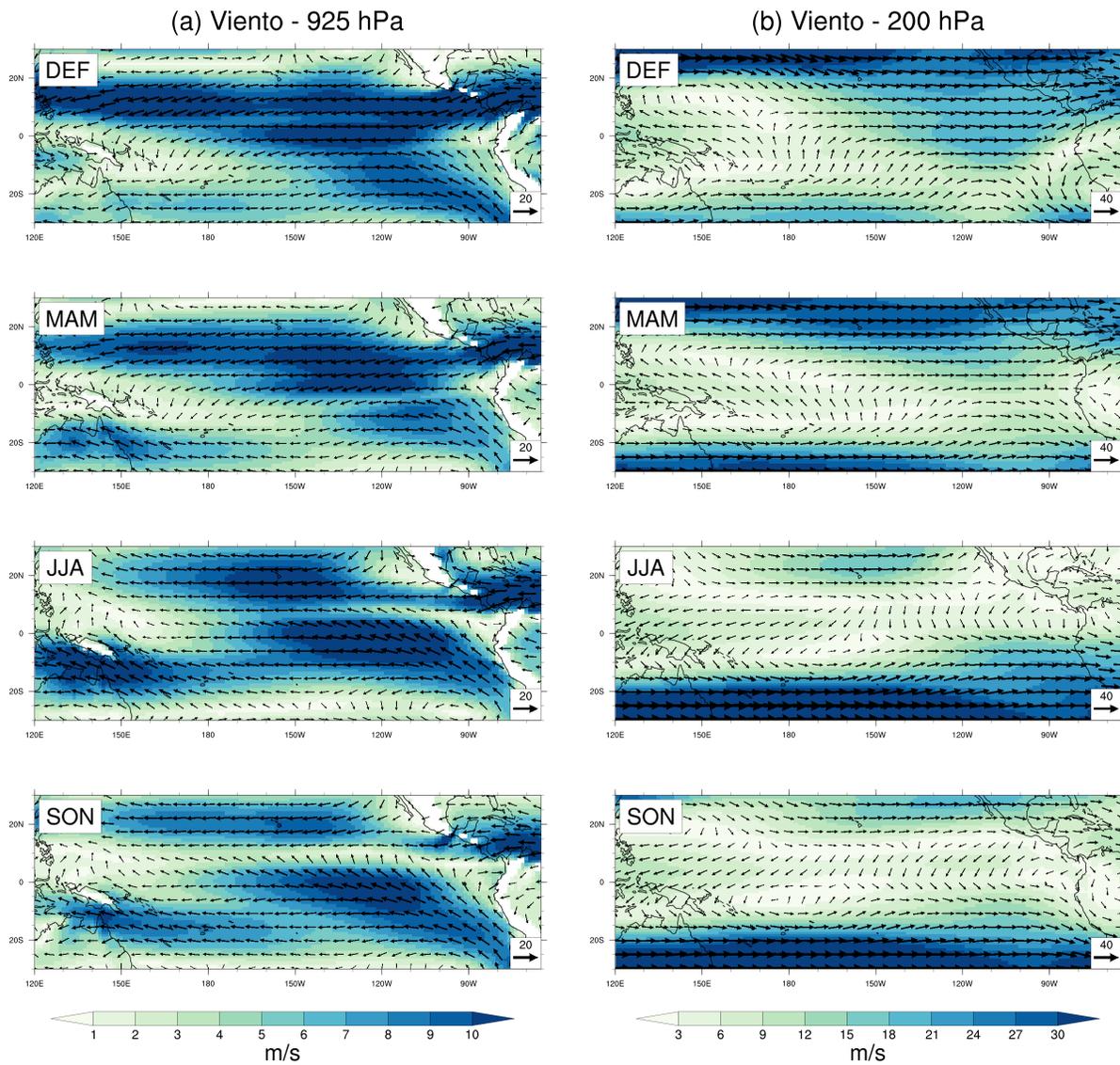


Figura C.5: Climatología de los vientos (m/s) para todos los trimestres en los niveles atmosféricos de (a) 925 hPa y (b) 200 hPa simulados por el modelo CCSM4 durante el periodo del último milenio (850-1850).

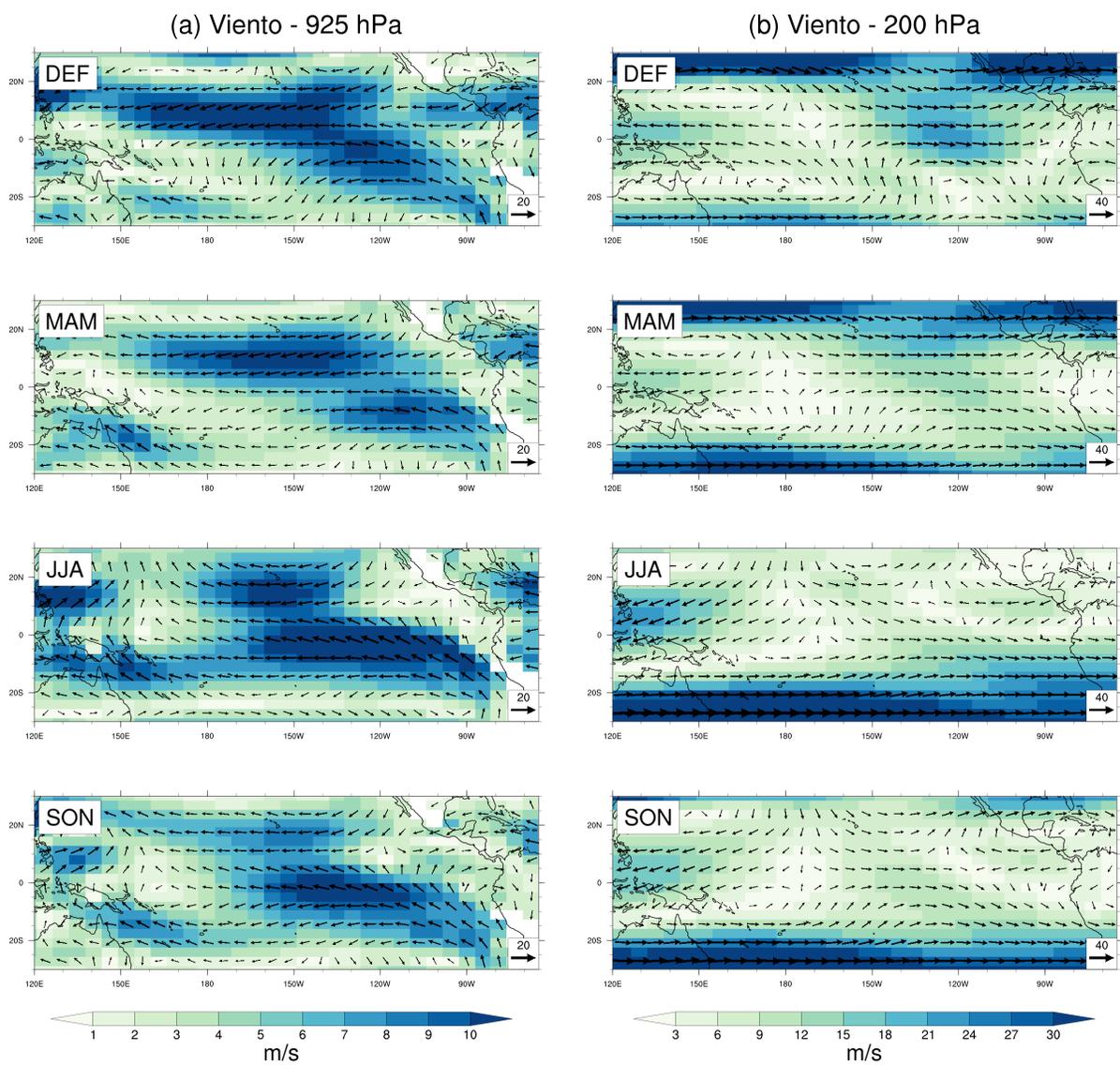


Figura C.6: Climatología de los vientos (m/s) para todos los trimestres en los niveles atmosféricos de (a) 925 hPa y (b) 200 hPa simulados por el modelo CSIRO-MK3L-1-2 durante el periodo del último milenio (851-1850).

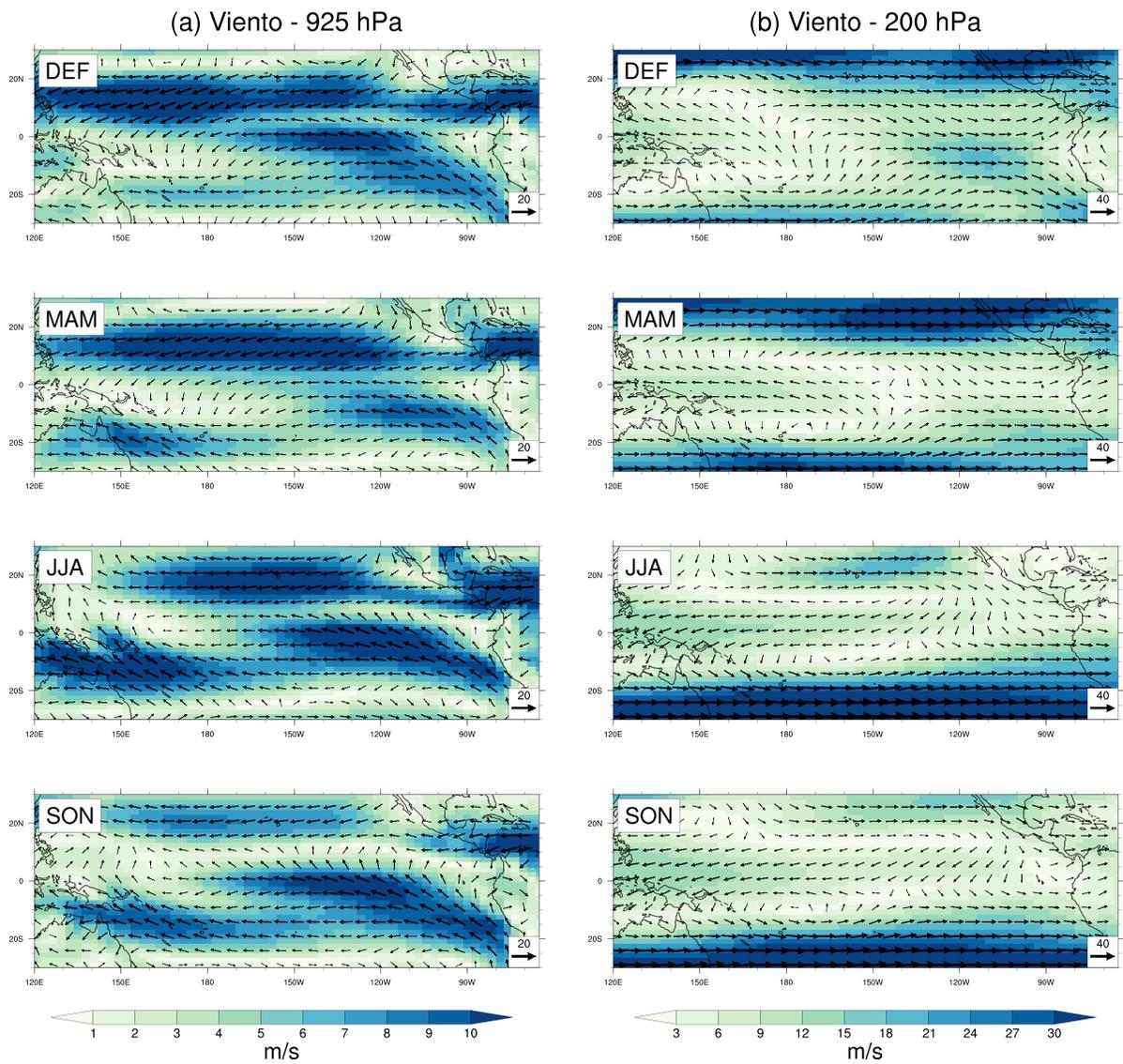


Figura C.7: Climatología de los vientos (m/s) para todos los trimestres en los niveles atmosféricos de (a) 925 hPa y (b) 200 hPa simulados por el modelo FGOALS-s2 durante el periodo del último milenio (850-1849).

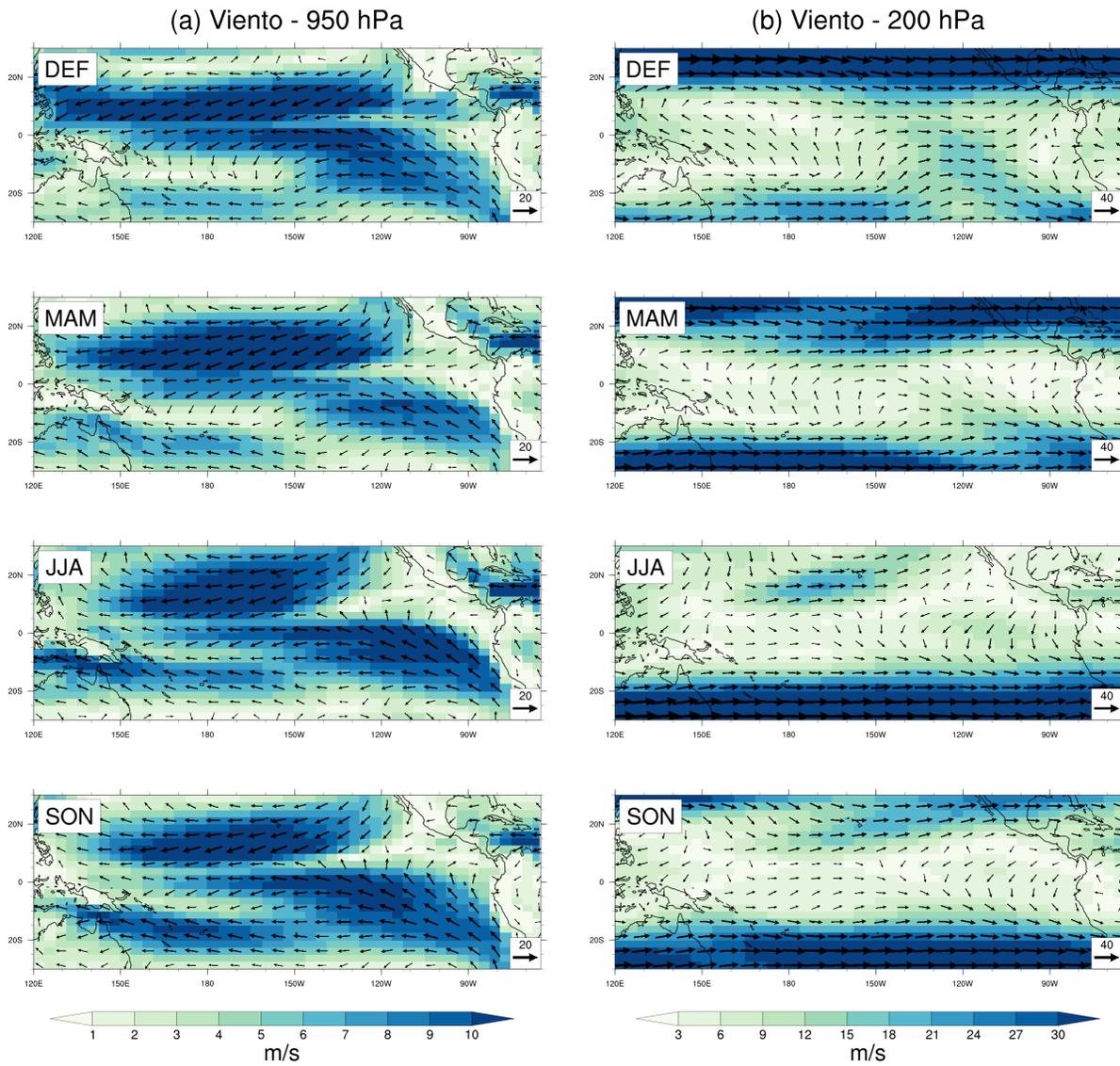


Figura C.8: Climatología de los vientos (m/s) para todos los trimestres en los niveles atmosféricos de (a) 950 hPa y (b) 200 hPa simulados por el modelo HadCM3 durante el periodo del último milenio (850-1850).

Anexo D

## Condiciones El Niño Canónico

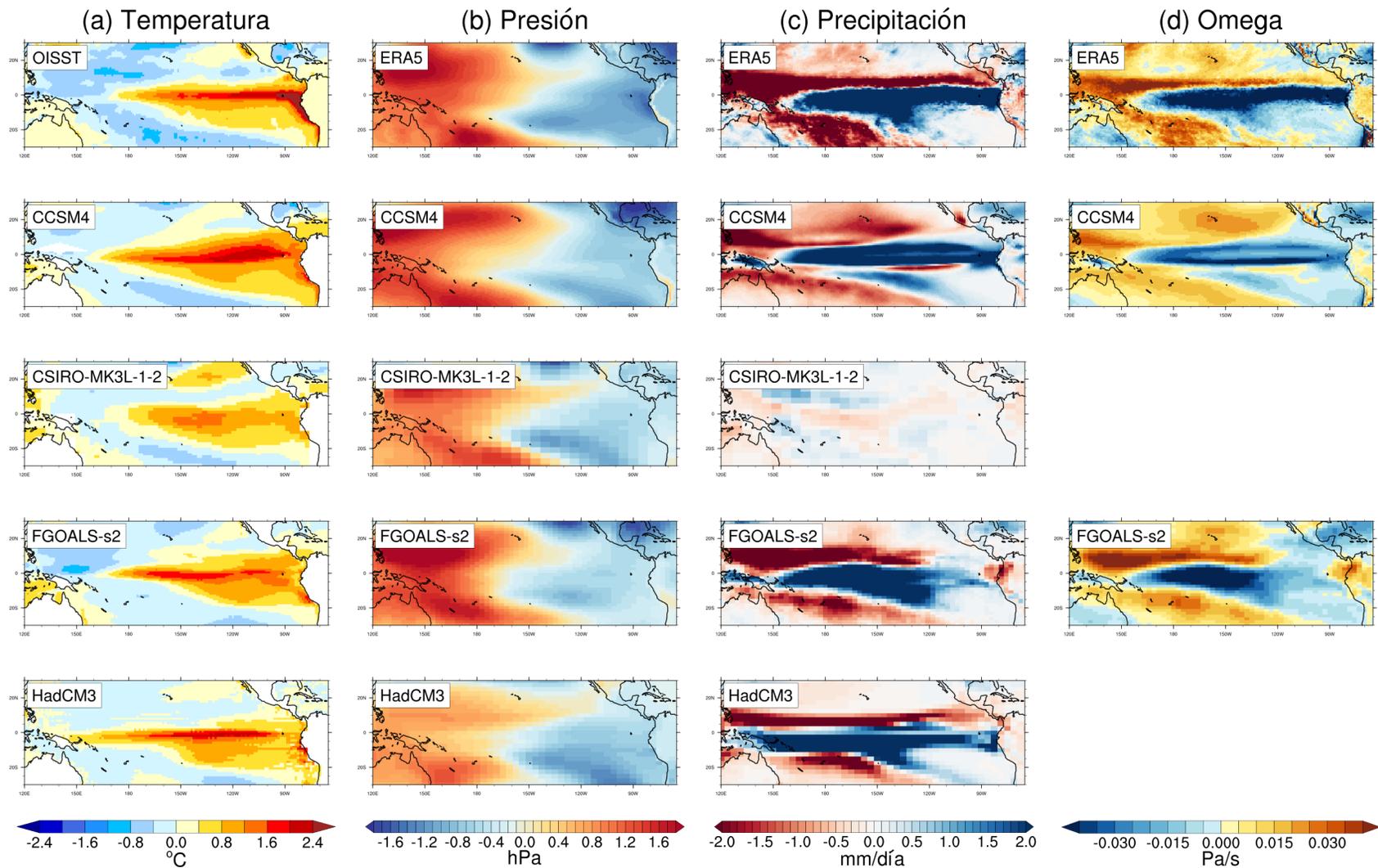


Figura D.1: Promedio de las anomalías de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para los trimestres de marzo a mayo (MAM) de eventos El Niño Canónico. Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el promedio de las anomalías de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850).

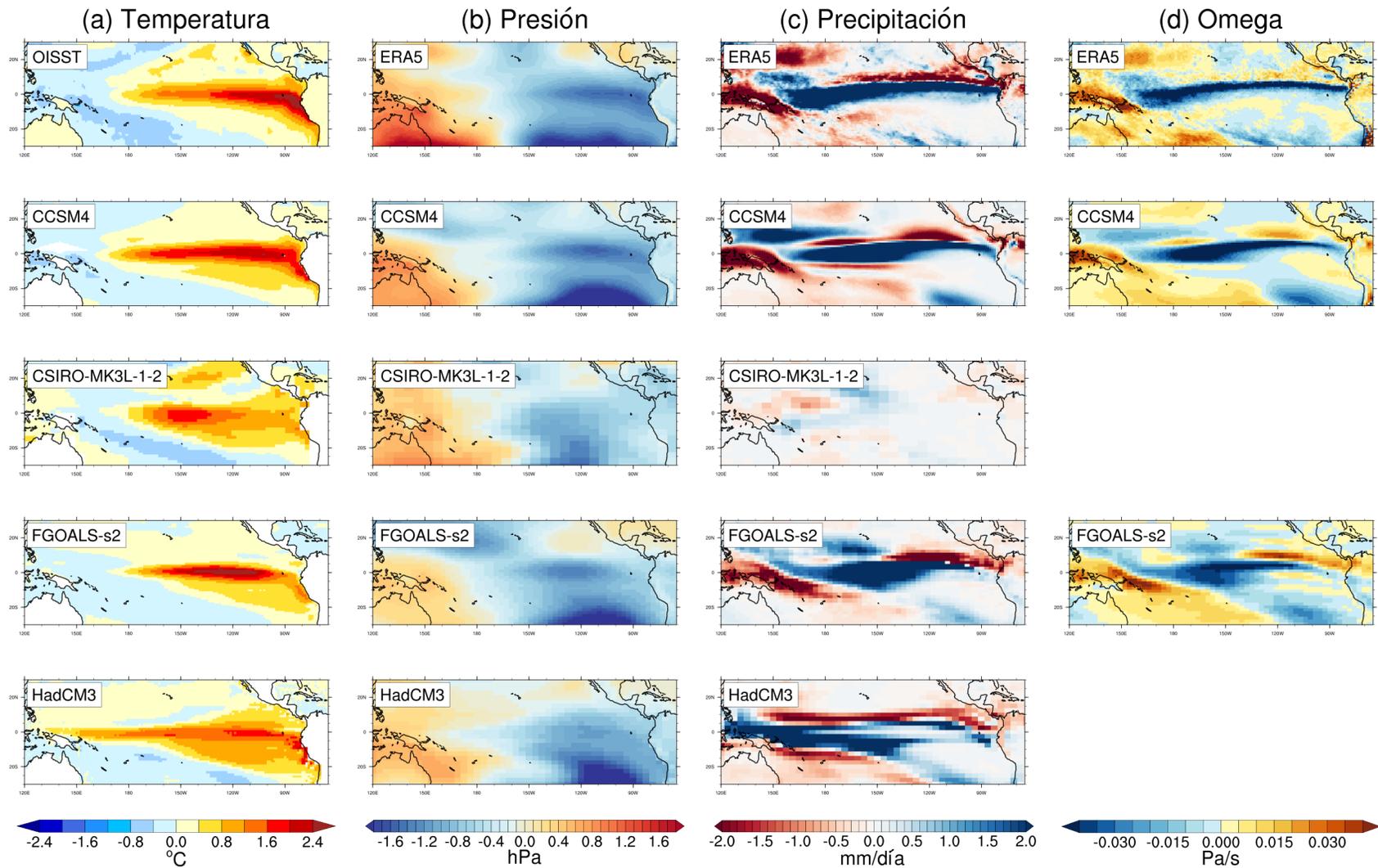


Figura D.2: Promedio de las anomalías de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para los trimestres de junio a agosto (JJA) de eventos El Niño Canónico. Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el promedio de las anomalías de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850).

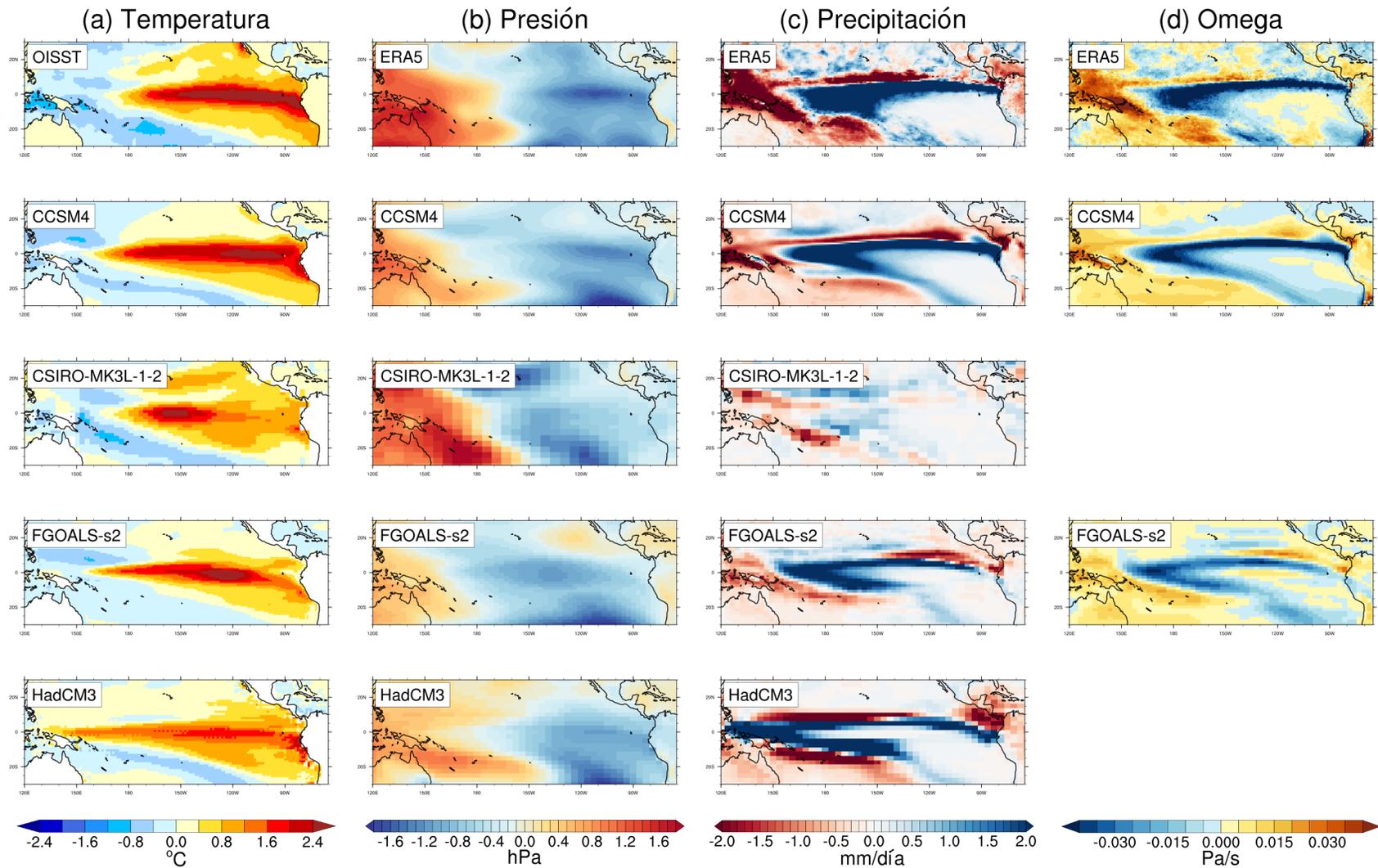


Figura D.3: Promedio de las anomalías de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para los trimestres de septiembre a noviembre (SON) de eventos El Niño Canónico. Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el promedio de las anomalías de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850).

**Anexo E**

**Condiciones El Niño Modoki**

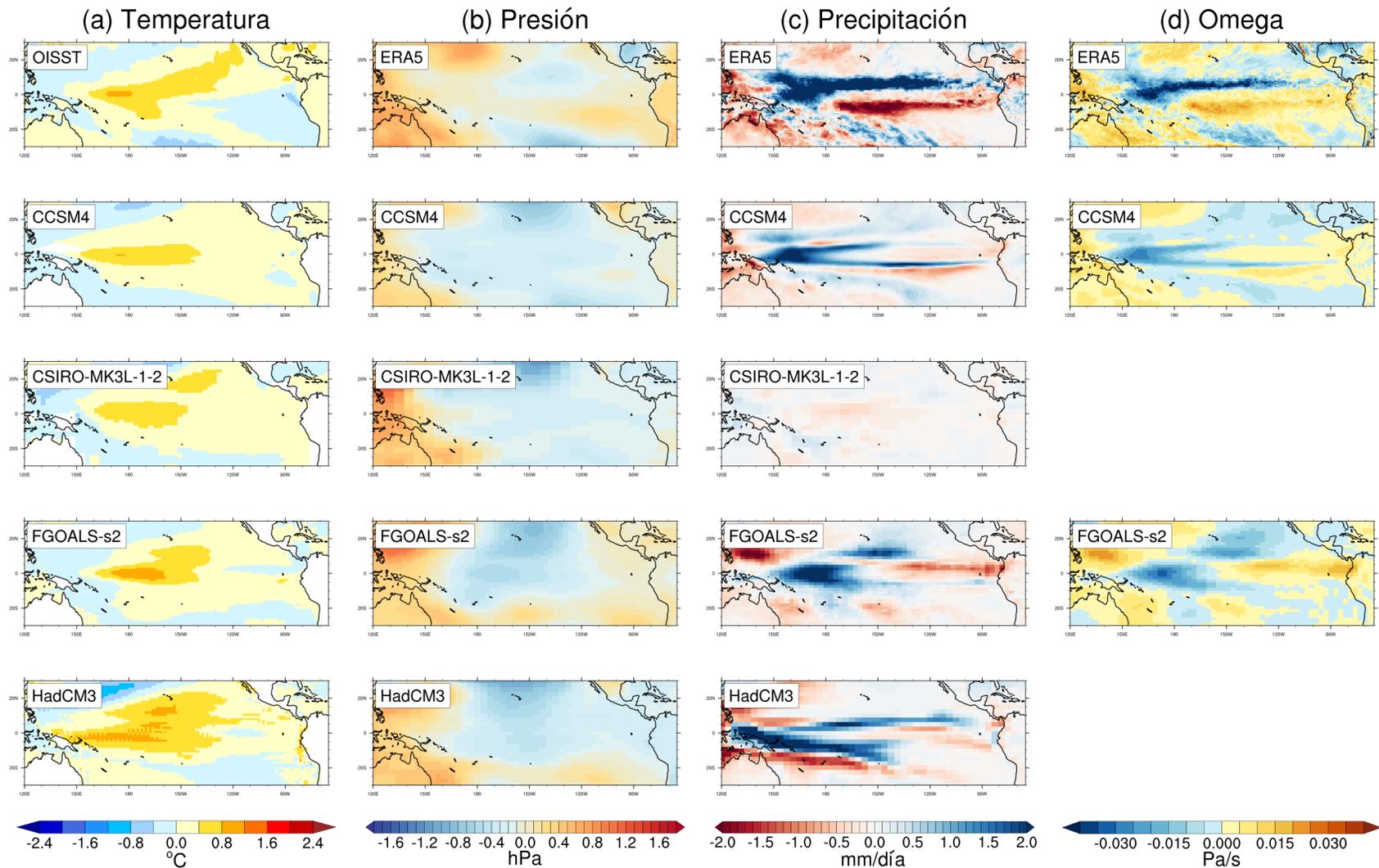


Figura E.1: Promedio de las anomalías de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para los trimestres de marzo a mayo (MAM) de eventos El Niño Modoki. Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el promedio de las anomalías de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850).

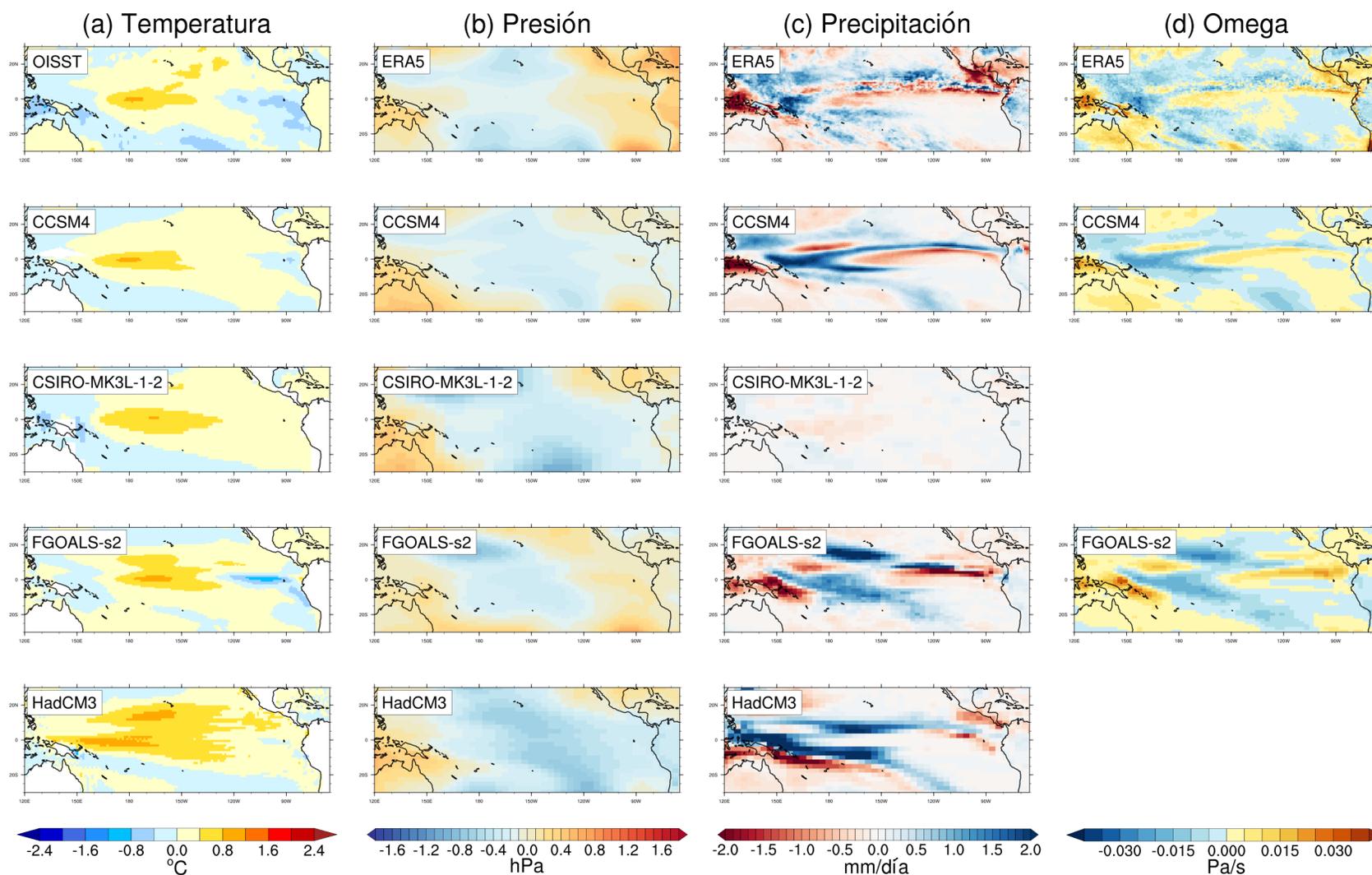


Figura E.2: Promedio de las anomalías de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para los trimestres de junio a agosto (JJA) de eventos El Niño Modoki. Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el promedio de las anomalías de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850).

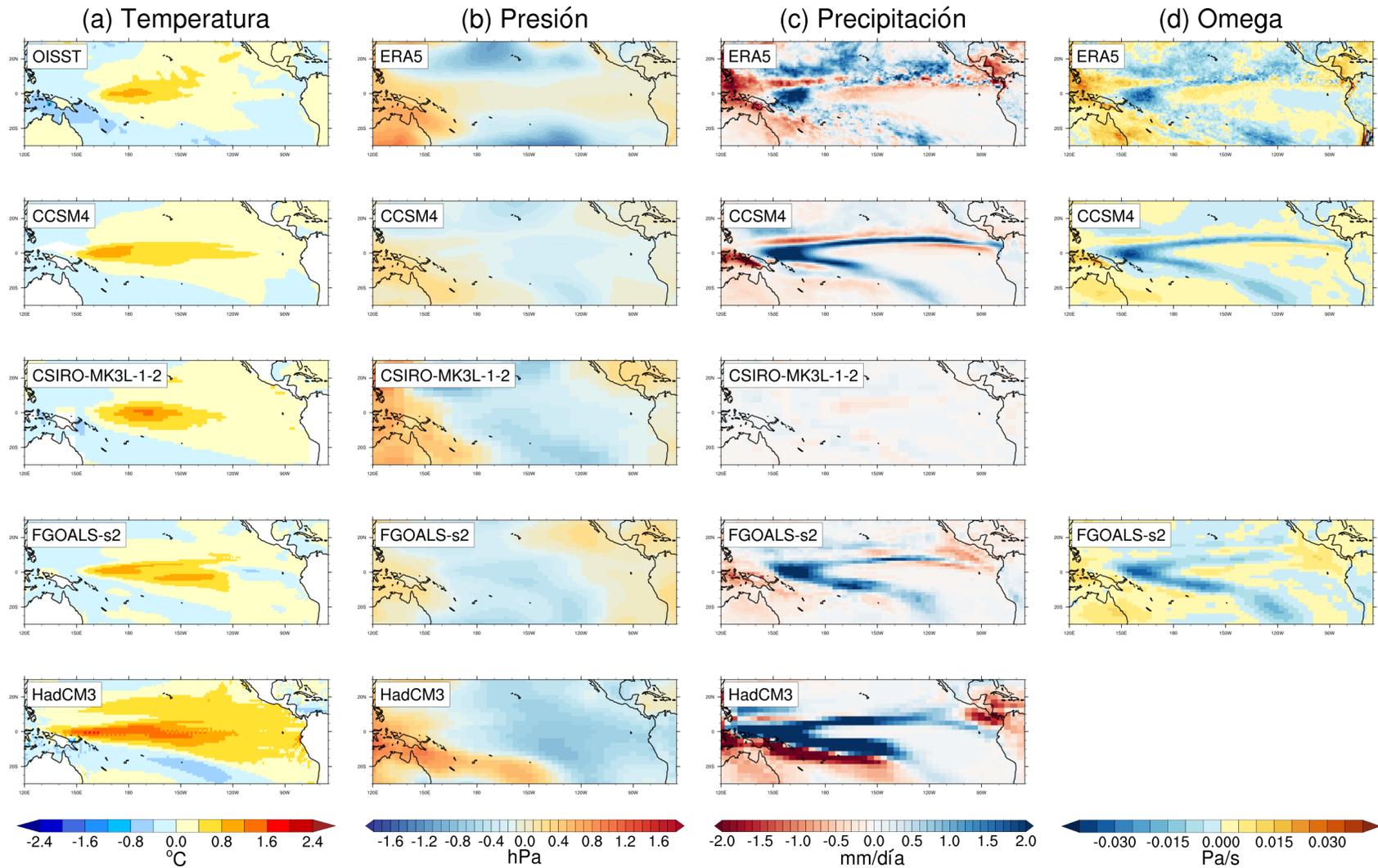


Figura E.3: Promedio de las anomalías de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para los trimestres de septiembre a noviembre (SON) de eventos El Niño Modoki. Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el promedio de las anomalías de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850).

**Anexo F**

# **Condiciones La Niña Canónica**

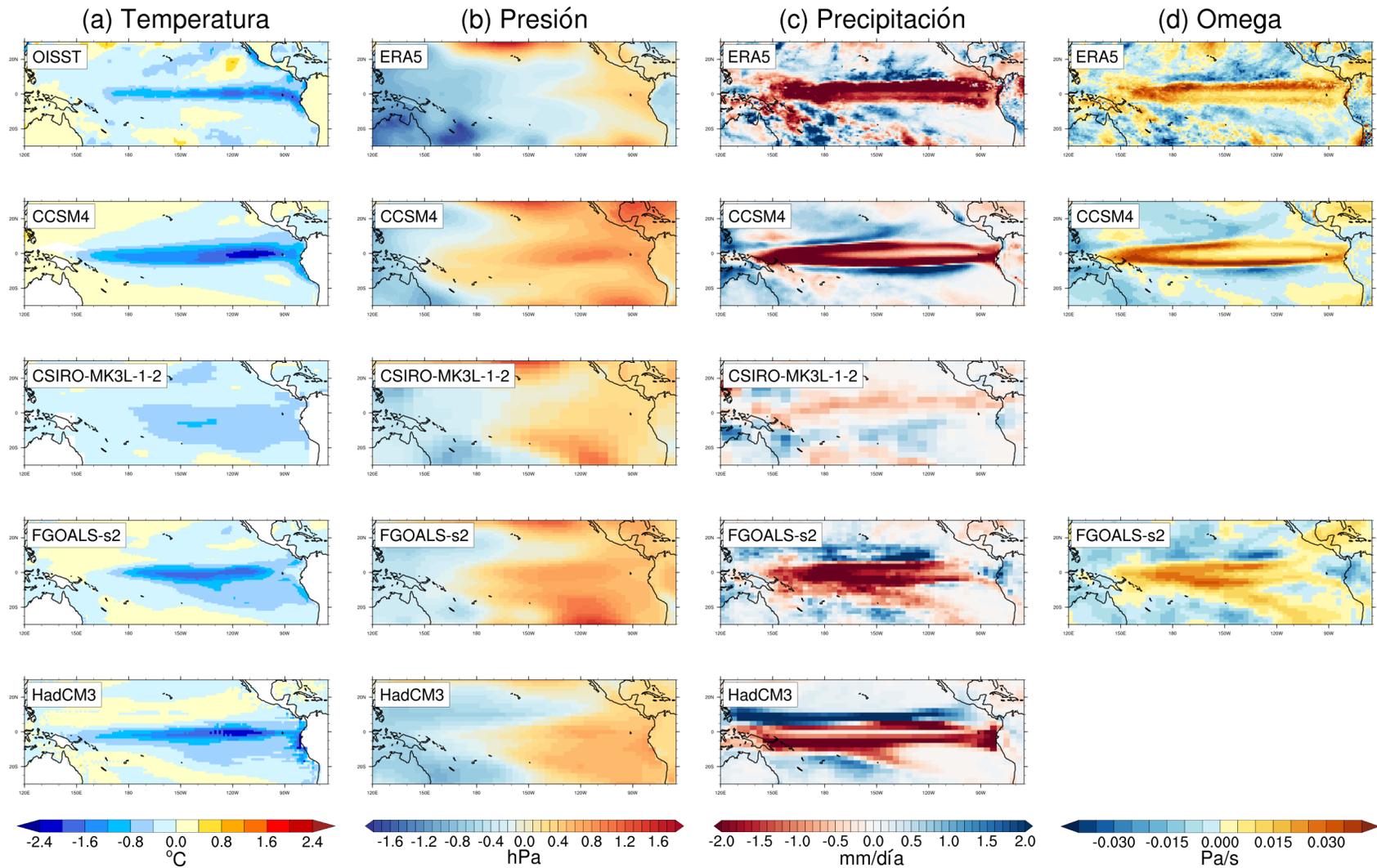


Figura F.1: Promedio de las anomalías de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para los trimestres de marzo a mayo (MAM) de eventos La Niña Canónica. Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el promedio de las anomalías de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850).

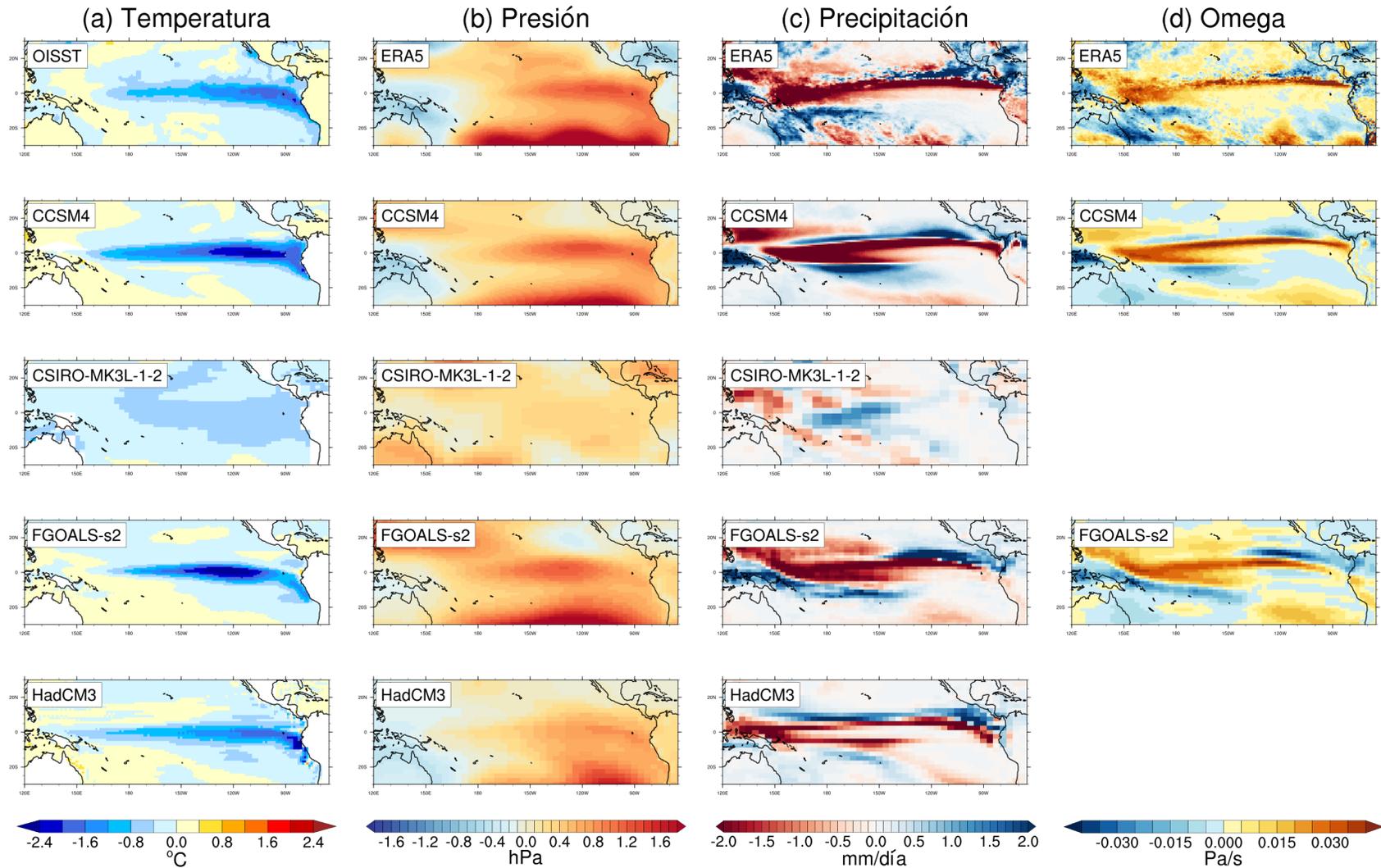


Figura F.2: Promedio de las anomalías de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para los trimestres de junio a agosto (JJA) de eventos La Niña Canónica. Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el promedio de las anomalías de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850).

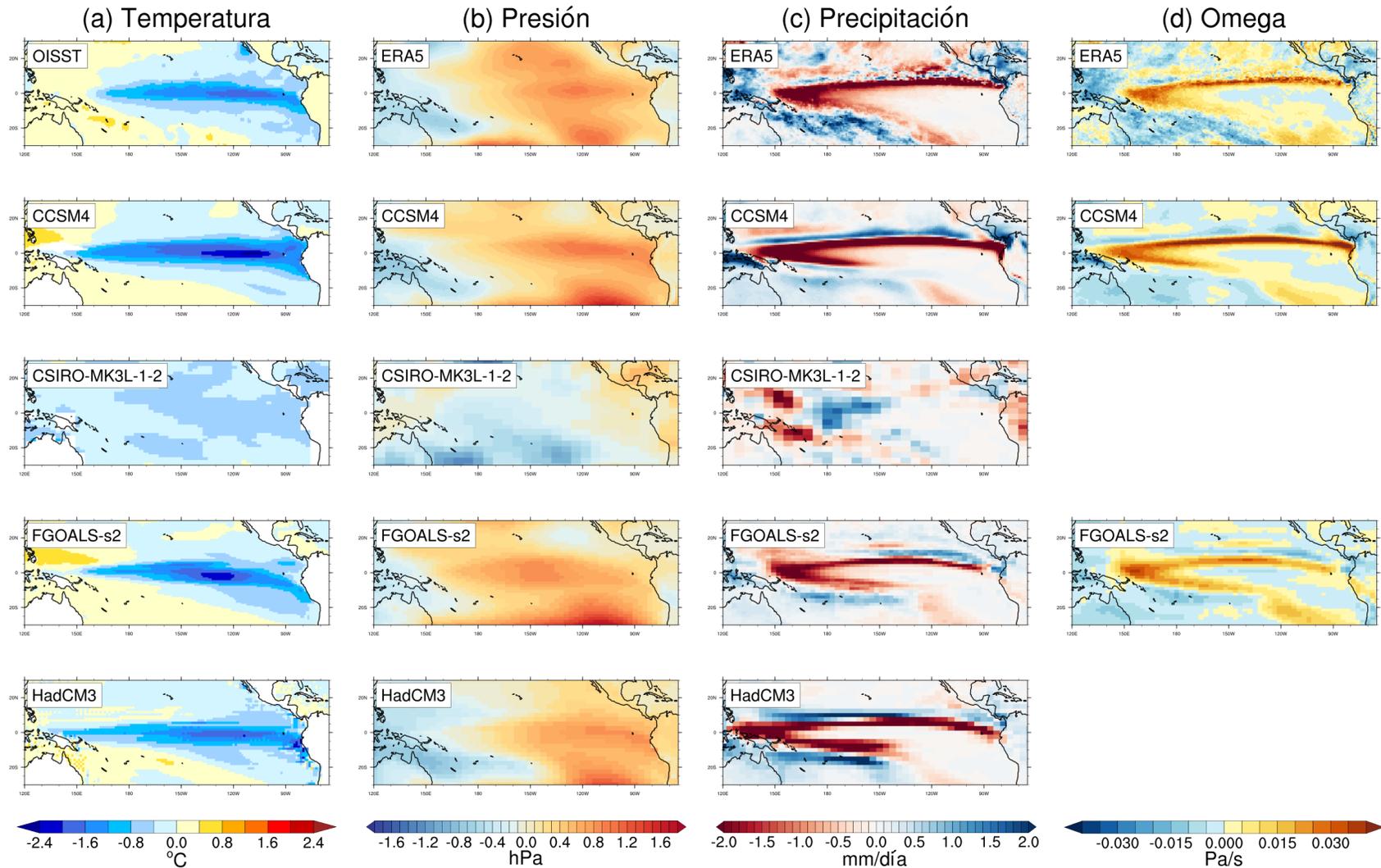


Figura F.3: Promedio de las anomalías de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para los trimestres de septiembre a noviembre (SON) de eventos La Niña Canónica. Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el promedio de las anomalías de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850).

**Anexo G**

# **Condiciones La Niña Modoki**

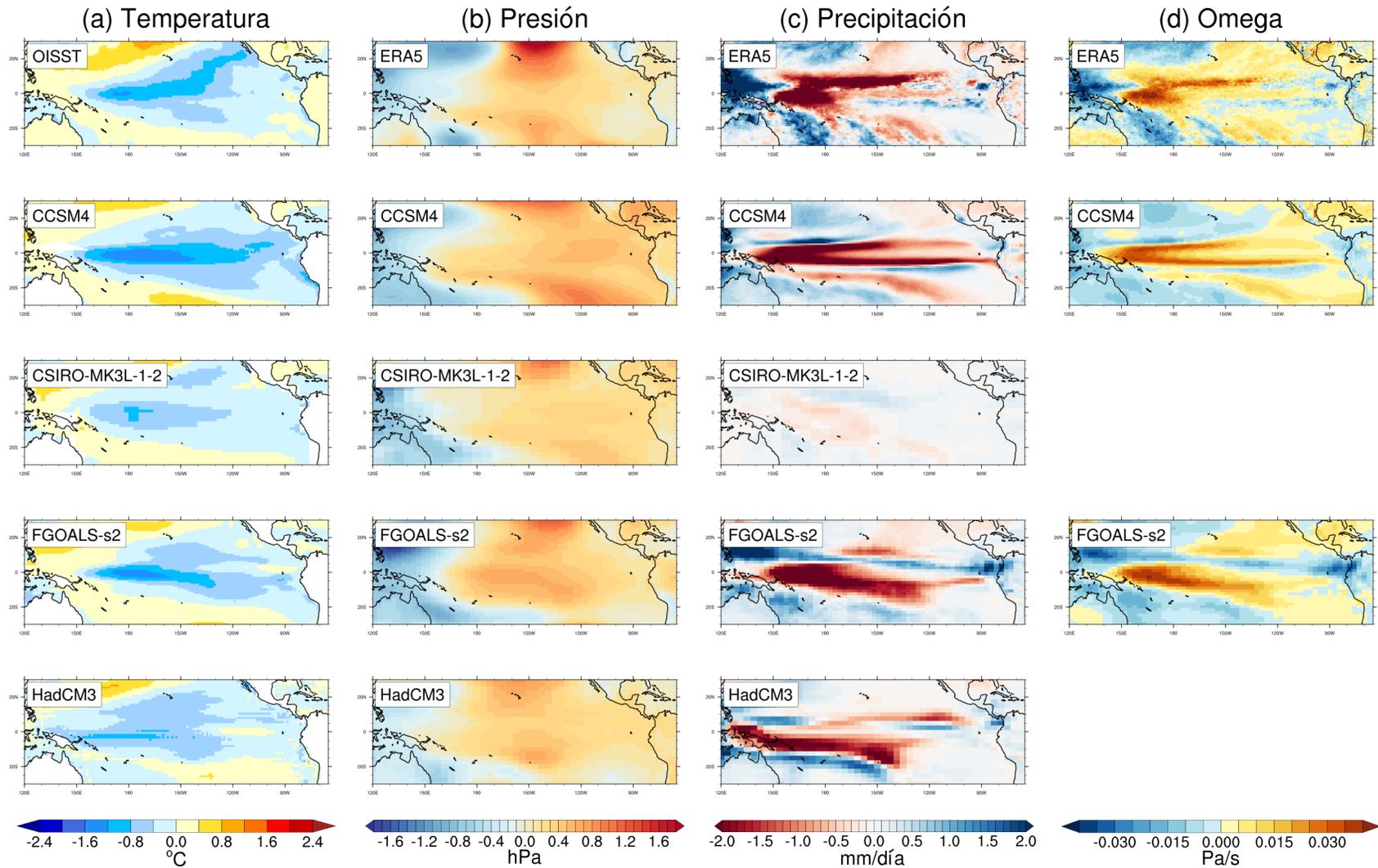


Figura G.1: Promedio de las anomalías de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para los trimestres de marzo a mayo (MAM) de eventos La Niña Modoki. Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el promedio de las anomalías de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850).

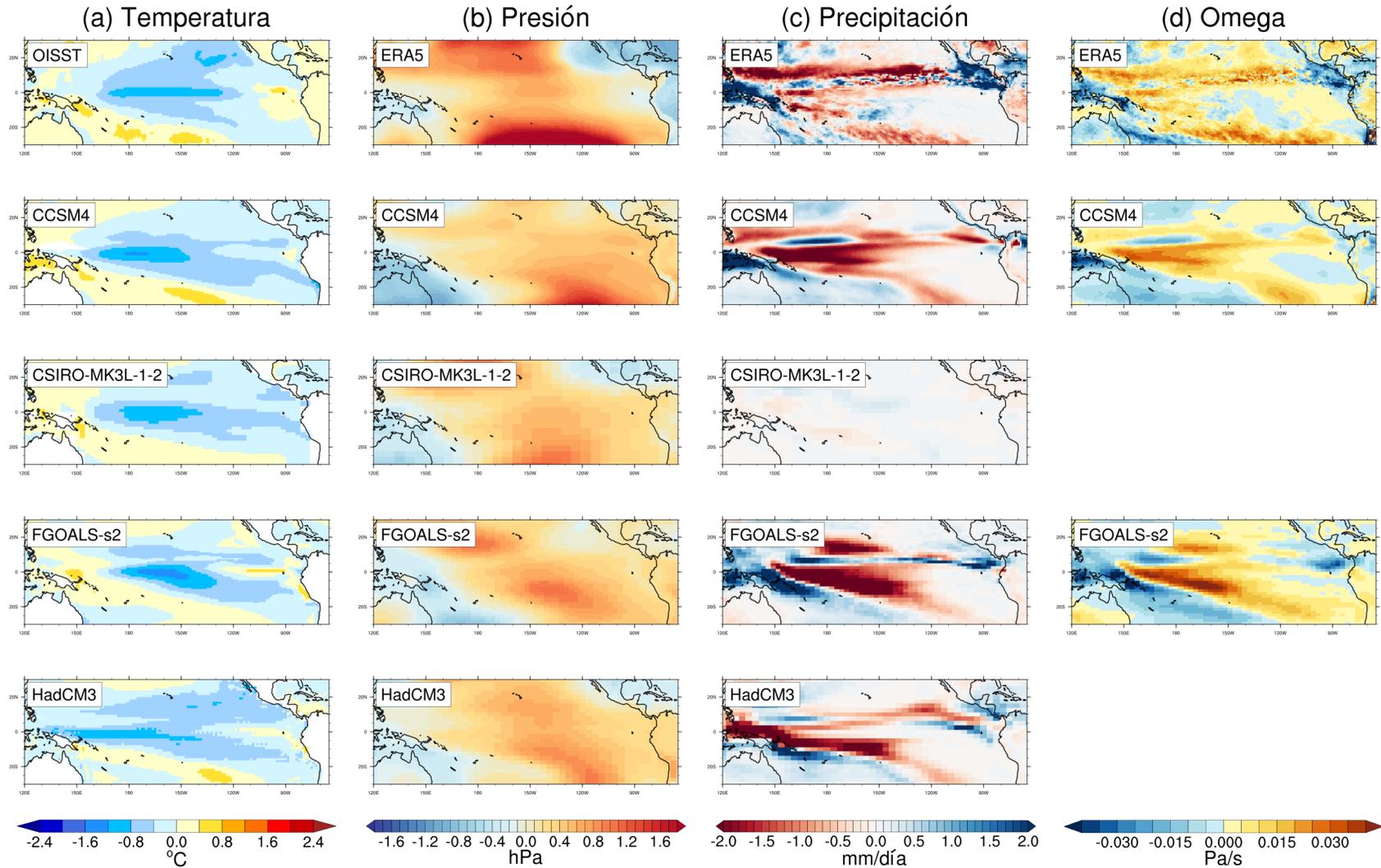


Figura G.2: Promedio de las anomalías de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para los trimestres de junio a agosto (JJA) de eventos La Niña Modoki. Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el promedio de las anomalías de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850).

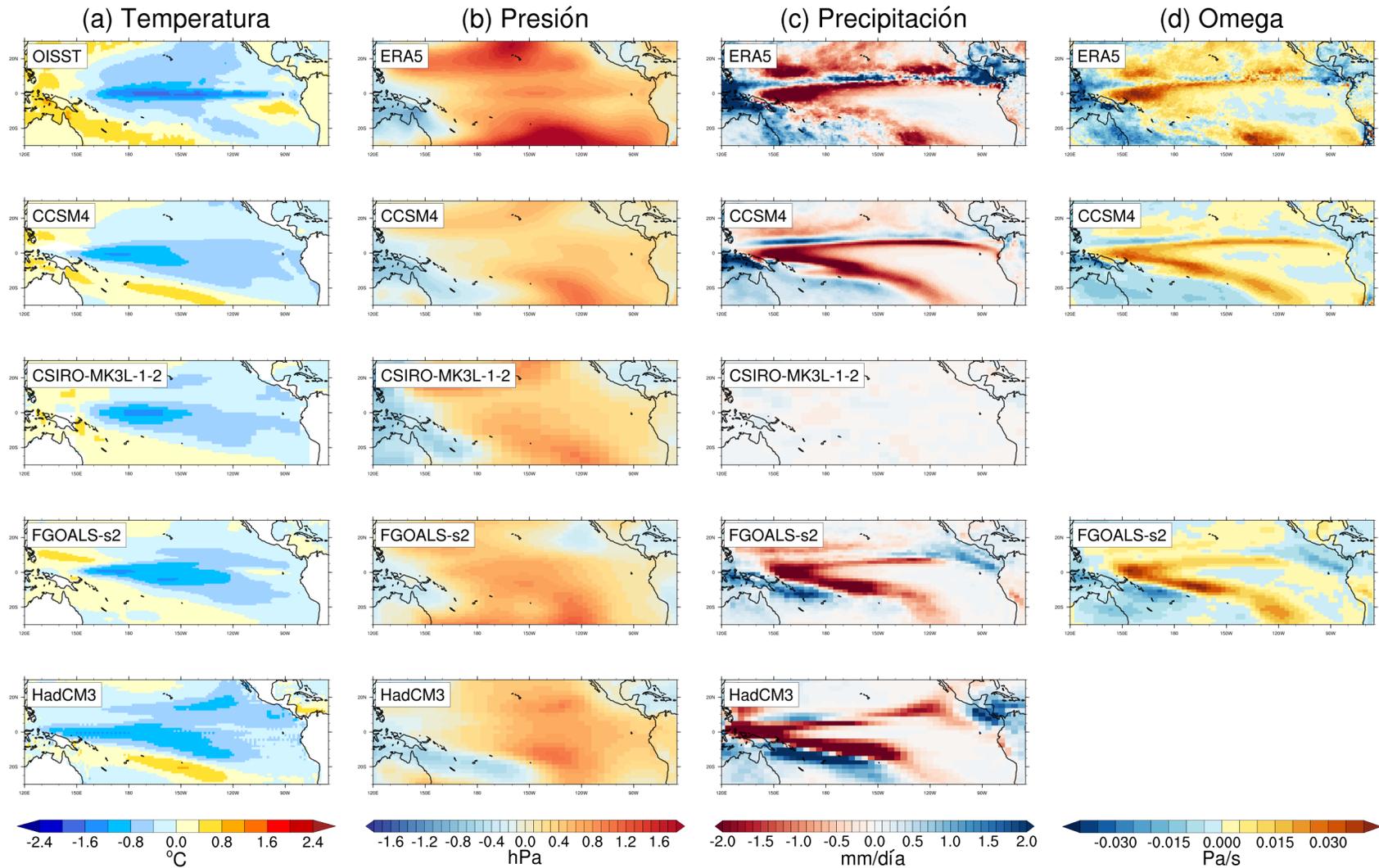


Figura G.3: Promedio de las anomalías de (a) TSM, (b) PNM, (c) Precipitación y (d) Omega a 500 hPa, para los trimestres de septiembre a noviembre (SON) de eventos La Niña Modoki. Las observaciones NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) v2.0 y el reanálisis ERA5 exhiben el promedio de las anomalías de las variables para el clima presente (1982-2019 y 1979-2019, respectivamente); entre tanto, las simulaciones de los modelos del proyecto CMIP5/PMIP3 lo presentan para el último milenio (850-1850).

Anexo H

# Series de tiempo de eventos ENSO durante DEF

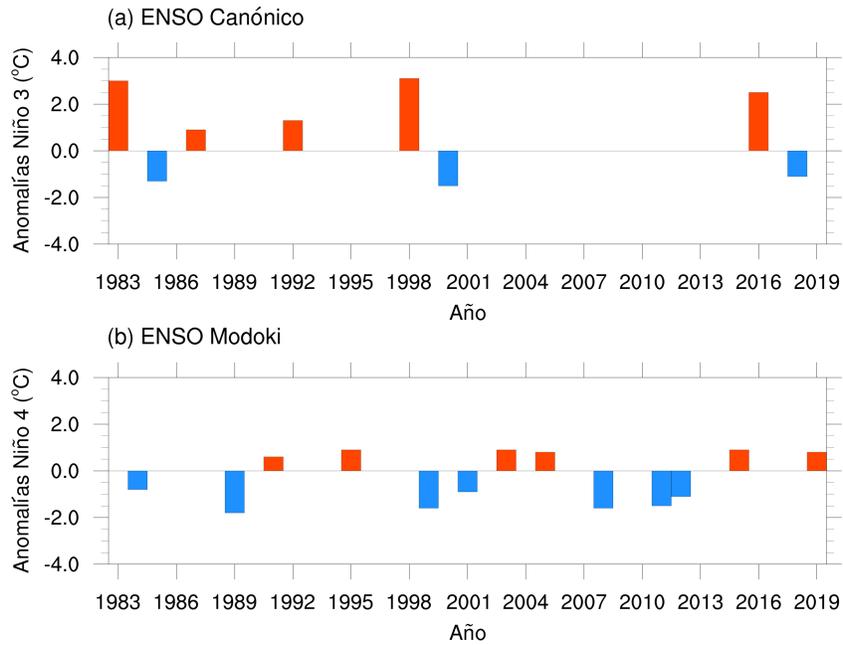


Figura H.1: Series de tiempo de eventos (a) ENSO Canónico y (b) ENSO Modoki, durante el presente (1983-2019) obtenidos a partir de la base de datos OISST para el invierno boreal (DEF).

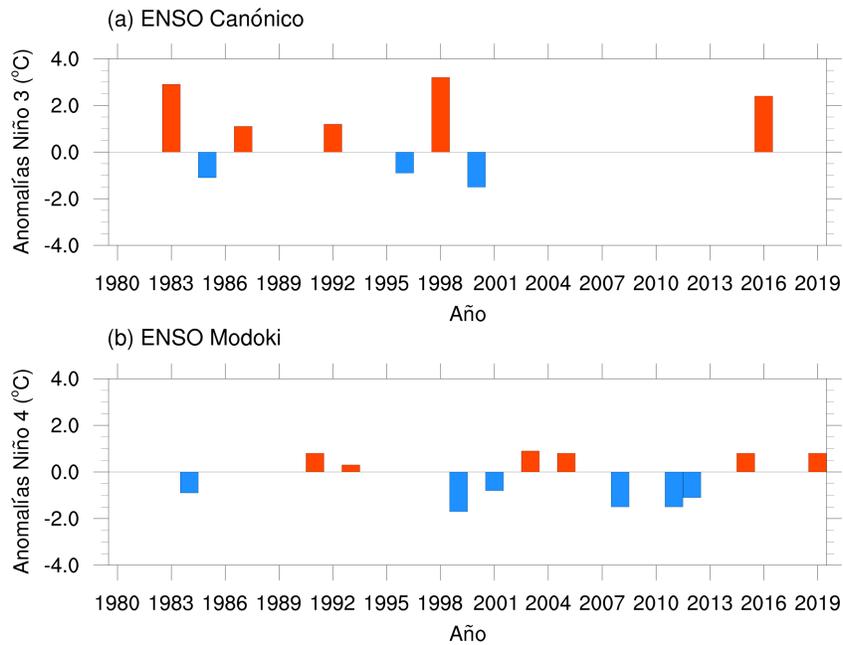


Figura H.2: Series de tiempo de eventos (a) ENSO Canónico y (b) ENSO Modoki, durante el presente (1980-2019) obtenidos a partir del reanálisis ERA5 para el invierno boreal (DEF).

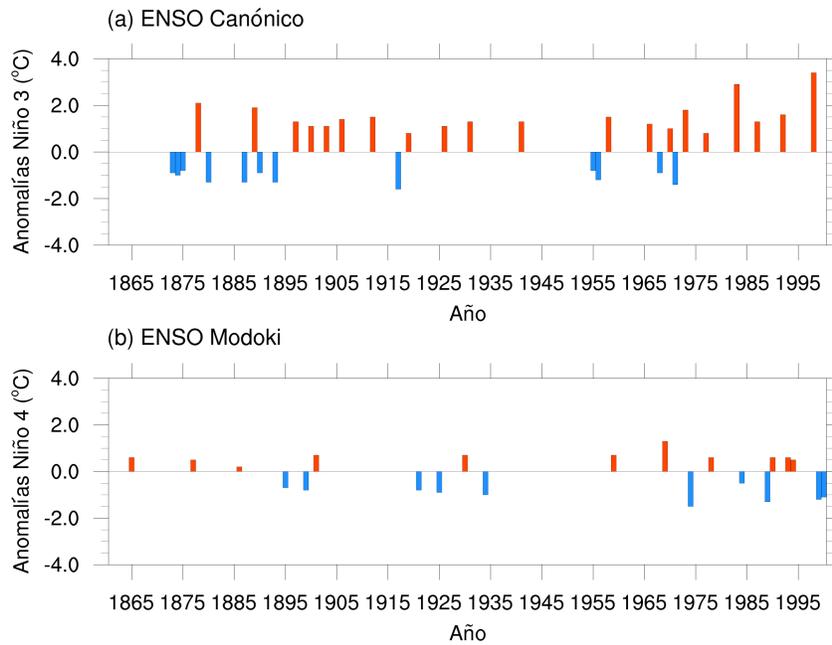


Figura H.3: Series de tiempo de eventos (a) ENSO Canónico y (b) ENSO Modoki, durante el histórico (1861-2000) obtenidos a partir de la base de datos COBE-SST2 para el invierno boreal (DEF).

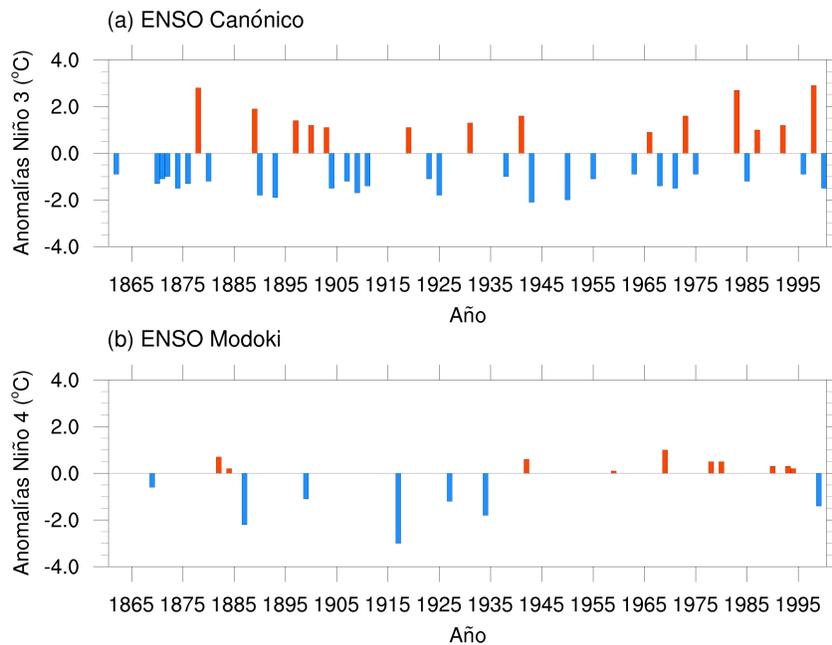


Figura H.4: Series de tiempo de eventos (a) ENSO Canónico y (b) ENSO Modoki, durante el histórico (1861-2000) obtenidos a partir de la base de datos ERSSTv5 para el invierno boreal (DEF).

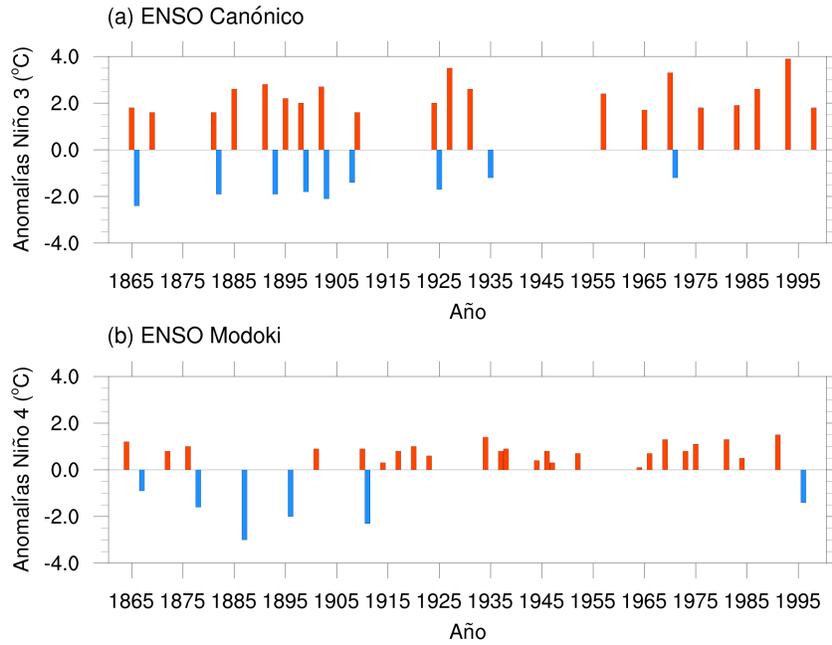


Figura H.5: Series de tiempo de eventos (a) ENSO Canónico y (b) ENSO Modoki, durante el histórico (1861-2000) simulados por el modelo CCSM4 para el invierno boreal (DEF).

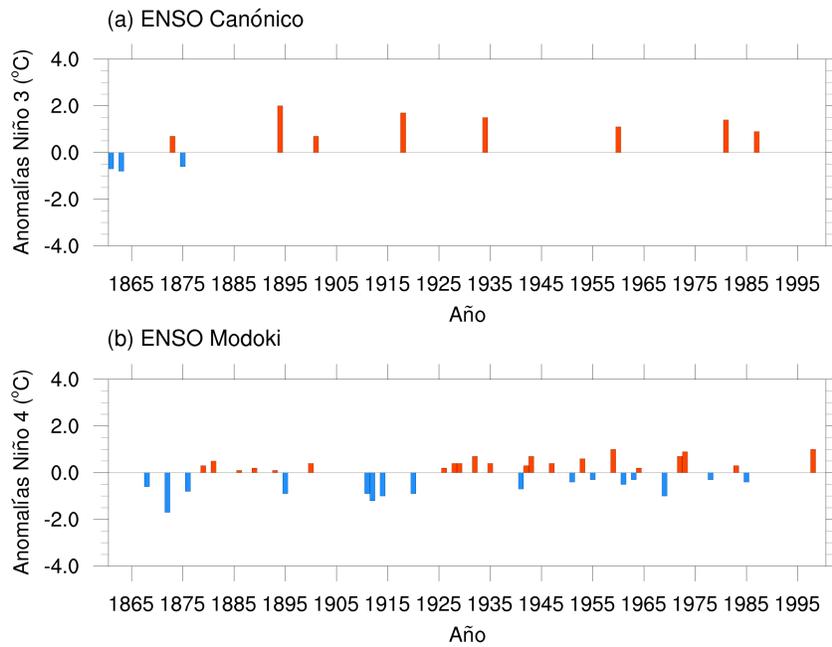


Figura H.6: Series de tiempo de eventos (a) ENSO Canónico y (b) ENSO Modoki, durante el histórico (1861-2000) simulados por el modelo CSIRO-MK3L-1-2 para el invierno boreal (DEF).

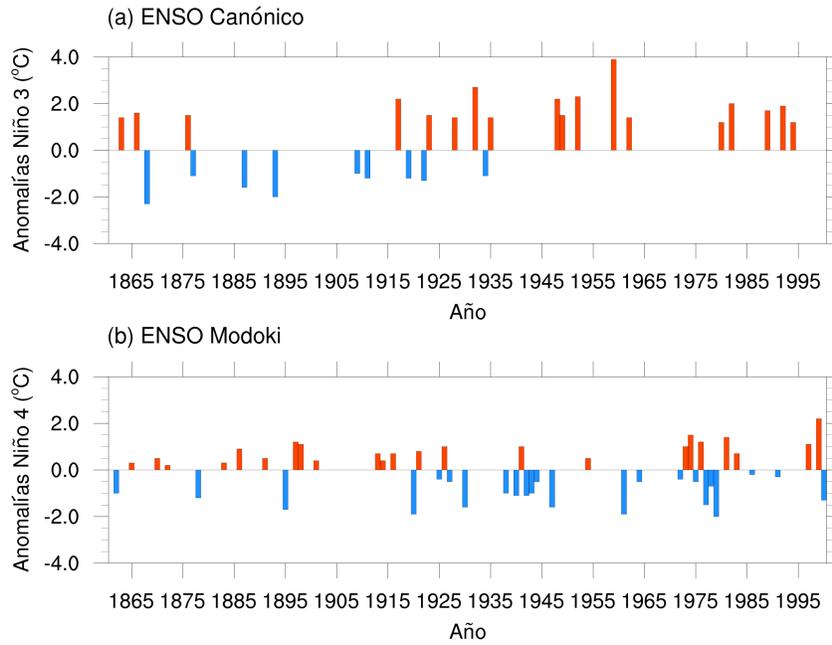


Figura H.7: Series de tiempo de eventos (a) ENSO Canónico y (b) ENSO Modoki, durante el histórico (1861-2000) simulados por el modelo FGOALS-s2 para el invierno boreal (DEF).

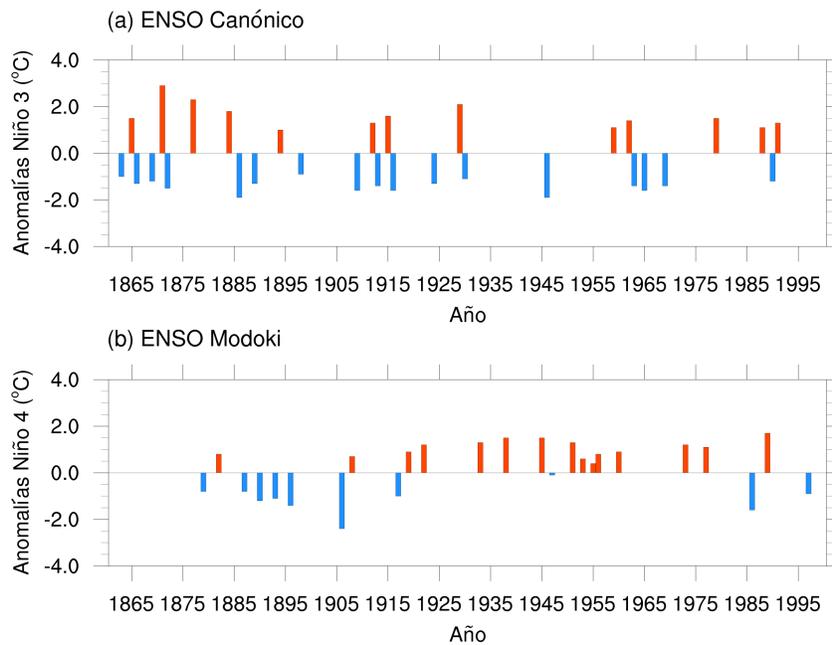


Figura H.8: Series de tiempo de eventos (a) ENSO Canónico y (b) ENSO Modoki, durante el histórico (1861-2000) simulados por el modelo HadCM3 para el invierno boreal (DEF).

Anexo I

# Espectros de potencia de Fourier

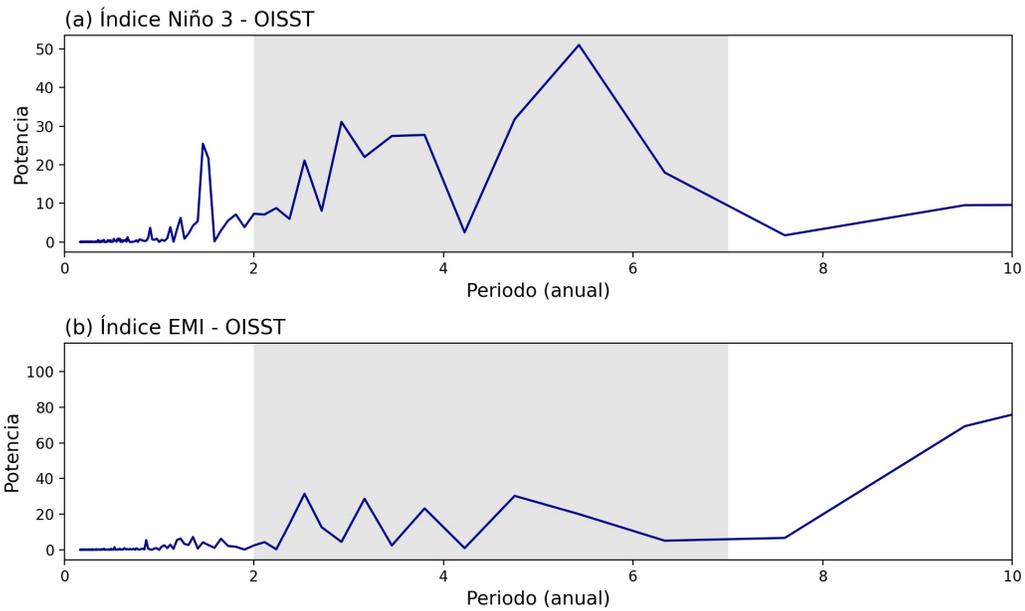


Figura I.1: Espectro de potencias mediante la Transformada de Fourier para las series de tiempo mensuales de los índices (a) Niño 3 y (b) EMI durante el presente (1982-2019) obtenido a partir de la base de datos OISST. El polígono gris corresponde al periodo de ocurrencia del fenómeno ENSO (2-7 años).

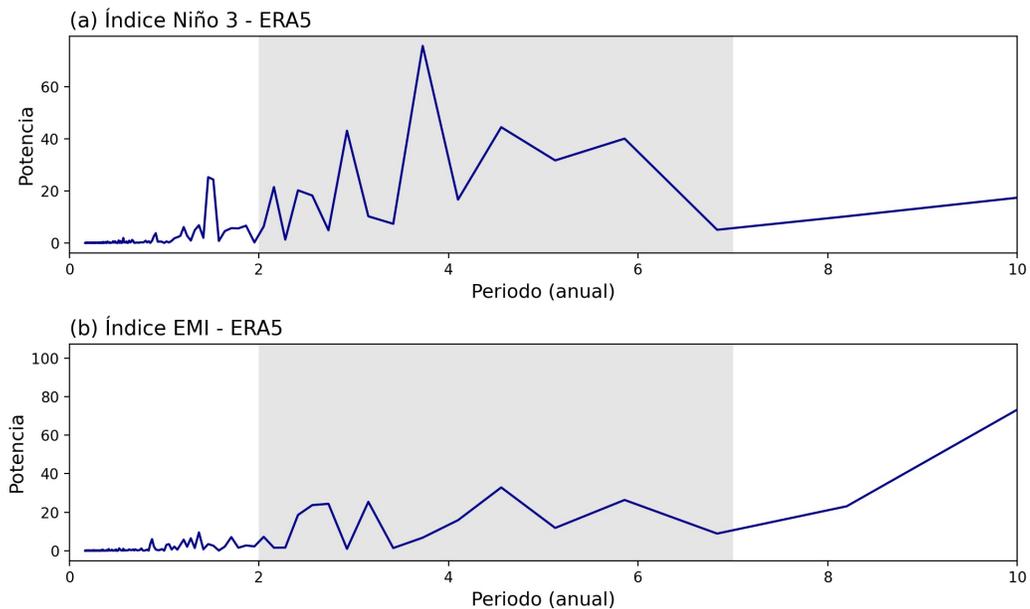


Figura I.2: Espectro de potencias mediante la Transformada de Fourier para las series de tiempo mensuales de los índices (a) Niño 3 y (b) EMI durante el presente (1979-2019) obtenido del reanálisis ERA5. El polígono gris corresponde al periodo de ocurrencia del fenómeno ENSO (2-7 años).

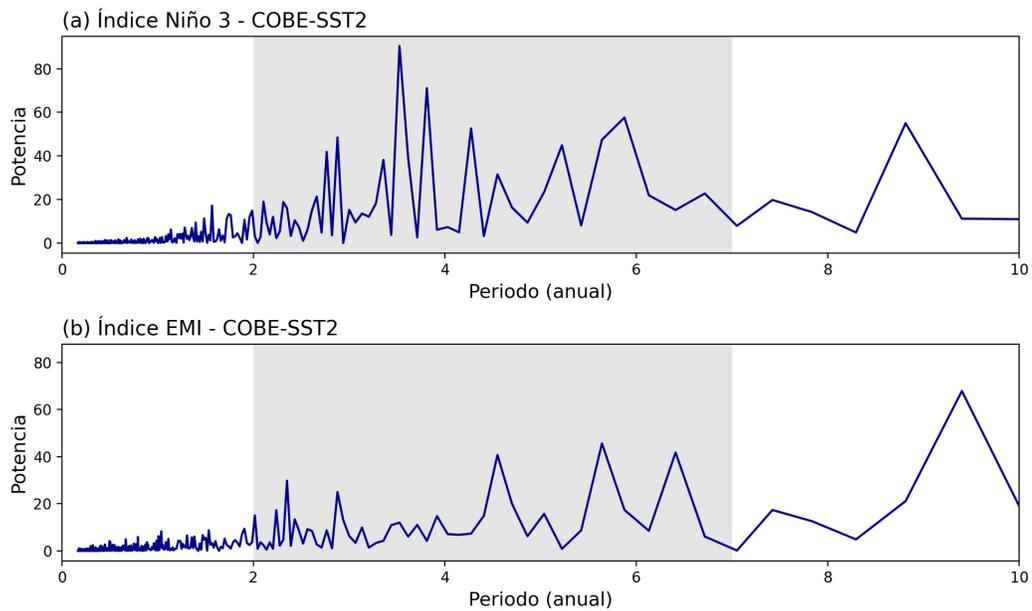


Figura I.3: Espectro de potencias mediante la Transformada de Fourier para las series de tiempo mensuales de los índices (a) Niño 3 y (b) EMI durante el histórico (1860-2000) obtenido a partir de la base de datos COBE-SST2. El polígono gris corresponde al periodo de ocurrencia del fenómeno ENSO (2-7 años).

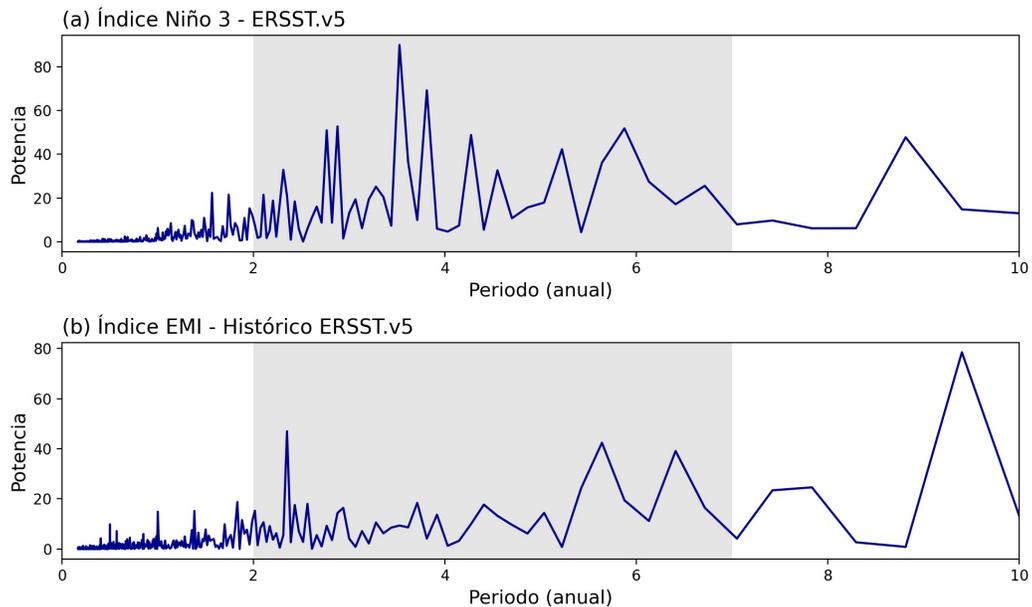


Figura I.4: Espectro de potencias mediante la Transformada de Fourier para las series de tiempo mensuales de los índices (a) Niño 3 y (b) EMI durante el histórico (1860-2000) obtenido a partir de la base de datos ERSST.v5. El polígono gris corresponde al periodo de ocurrencia del fenómeno ENSO (2-7 años).

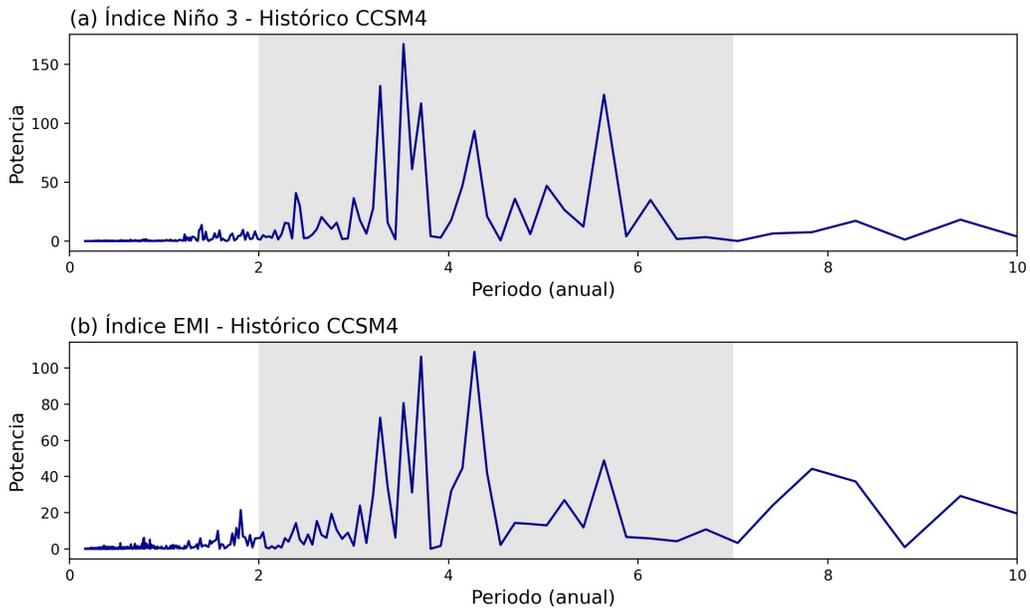


Figura I.5: Espectro de potencias mediante la Transformada de Fourier para las series de tiempo mensuales de los índices (a) Niño 3 y (b) EMI durante el histórico (1860-2000) simulado por el modelo CCSM4. El polígono gris corresponde al periodo de ocurrencia del fenómeno ENSO (2-7 años).

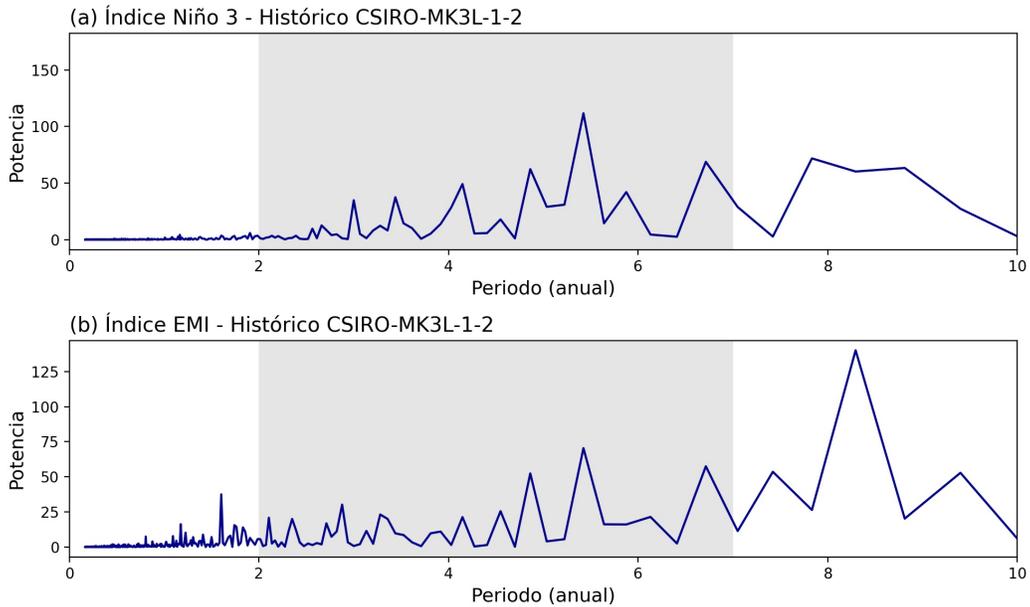


Figura I.6: Espectro de potencias mediante la Transformada de Fourier para las series de tiempo mensuales de los índices (a) Niño 3 y (b) EMI durante el histórico (1860-2000) simulado por el modelo CSIRO-MK3L-1-2. El polígono gris corresponde al periodo de ocurrencia del fenómeno ENSO (2-7 años).

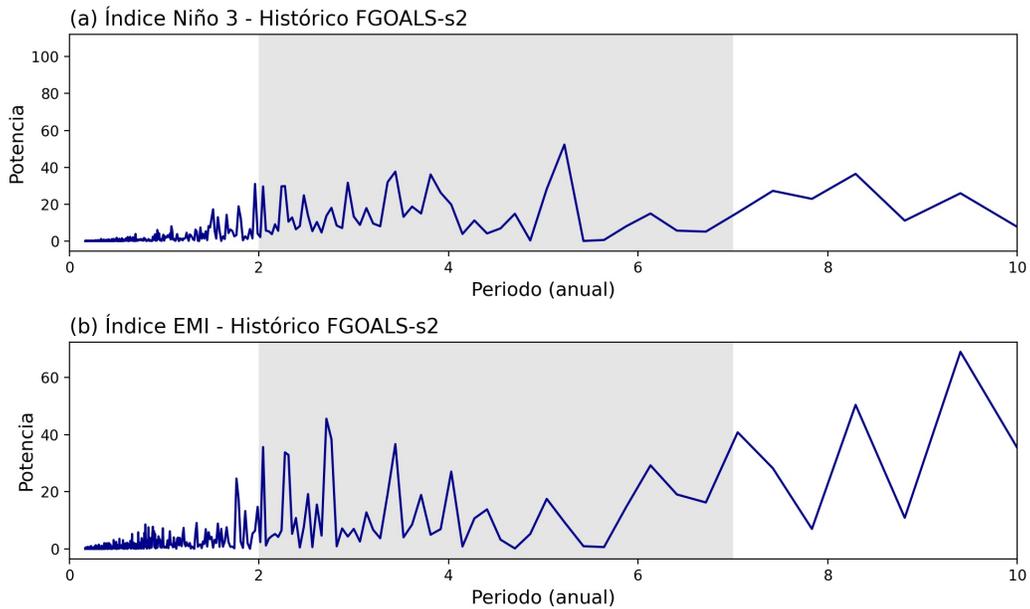


Figura I.7: Espectro de potencias mediante la Transformada de Fourier para las series de tiempo mensuales de los índices (a) Niño 3 y (b) EMI durante el histórico (1860-2000) simulado por el modelo FGOALS-s2. El polígono gris corresponde al periodo de ocurrencia del fenómeno ENSO (2-7 años).

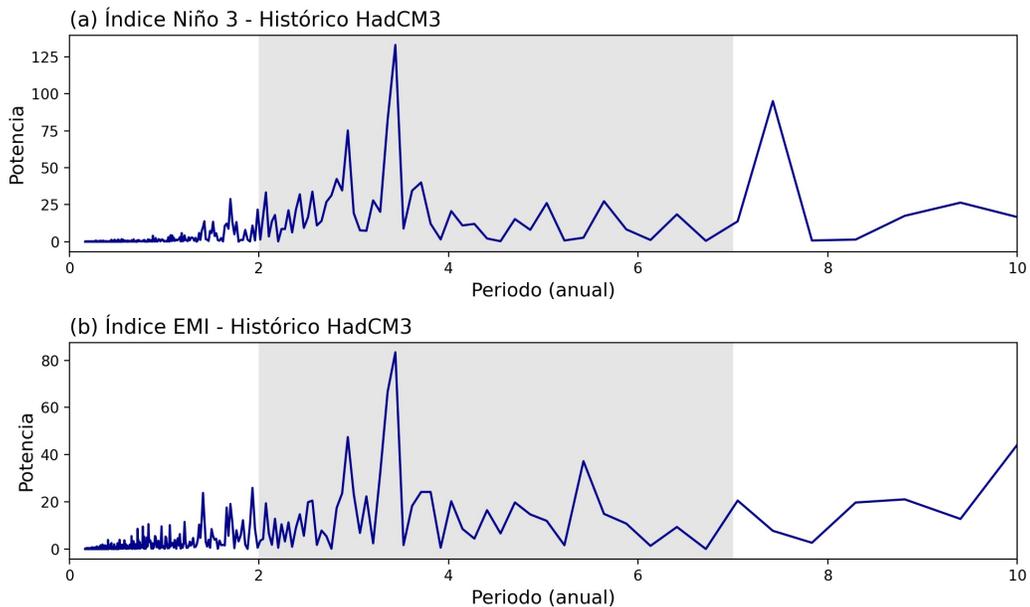


Figura I.8: Espectro de potencias mediante la Transformada de Fourier para las series de tiempo mensuales de los índices (a) Niño 3 y (b) EMI durante el histórico (1860-2000) simulado por el modelo HadCM3. El polígono gris corresponde al periodo de ocurrencia del fenómeno ENSO (2-7 años).

# Referencias

- An, S.-I. & Jin, F.-F. (2004). Nonlinearity and asymmetry of ENSO. *Journal of Climate*, 17(12), 2399–2412.
- Ashok, K., Behera, S. K., Rao, S. A., Weng, H., & Yamagata, T. (2007). El Niño Modoki and its possible teleconnection. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 112(C11).
- Ashok, K. & Yamagata, T. (2009). The El Niño with a difference. *Nature*, 461(7263), 481–484.
- Bellenger, H., Guilyardi, É., Leloup, J., Lengaigne, M., & Vialard, J. (2014). ENSO representation in climate models: From CMIP3 to CMIP5. *Climate Dynamics*, 42(7-8), 1999–2018.
- Cane, M. A. (2005). The evolution of El Niño, past and future. *Earth and Planetary Science Letters*, 230(3-4), 227–240.
- Capotondi, A., Wittenberg, A. T., Newman, M., Di Lorenzo, E., Yu, J.-Y., Braconnot, P., Cole, J., Dewitte, B., Giese, B., Guilyardi, E., et al. (2015). Understanding ENSO diversity. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(6), 921–938.
- Carré, M., Sachs, J. P., Purca, S., Schauer, A. J., Braconnot, P., Falcón, R. A., Julien, M., & Lavallée, D. (2014). Holocene history of ENSO variance and asymmetry in the eastern tropical Pacific. *Science*, 345(6200), 1045–1048.
- Clement, A. C., Seager, R., & Cane, M. A. (2000). Suppression of El Niño during the mid-Holocene by changes in the Earth’s orbit. *Paleoceanography*, 15(6), 731–737.
- Cobb, K. M., Charles, C. D., Cheng, H., & Edwards, R. L. (2003). El Niño/Southern Oscillation and tropical Pacific climate during the last millennium. *Nature*, 424(6946), 271–276.
- Collins, M., Tett, S., & Cooper, C. (2001). The internal climate variability of HadCM3, a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *Climate Dynamics*, 17(1), 61–81.
- Conroy, J. L., Overpeck, J. T., Cole, J. E., Shanahan, T. M., & Steinitz-Kannan, M. (2008). Holocene changes in eastern tropical Pacific climate inferred from a Galápagos lake sediment record. *Quaternary Science Reviews*, 27(11-12), 1166–1180.
- Freund, M. B., Henley, B. J., Karoly, D. J., McGregor, H. V., Abram, N. J., & Dommenges, D. (2019). Higher frequency of Central Pacific El Niño events in recent decades relative to past centuries. *Nature Geoscience*, 12(6), 450–455.
- Gent, P. R., Danabasoglu, G., Donner, L. J., Holland, M. M., Hunke, E. C., Jayne, S. R., Lawrence, D. M., Neale, R. B., Rasch, P. J., Vertenstein, M., et al. (2011). The community climate system model version 4. *Journal of climate*, 24(19), 4973–4991.
- Griffiths, M. L., Kimbrough, A. K., Gagan, M. K., Drysdale, R. N., Cole, J. E., Johnson, K. R., Zhao, J.-X., Cook, B. I., Hellstrom, J. C., & Hantoro, W. S. (2016). Western Pacific hydroclimate linked to global climate variability over the past two millennia. *Nature communications*, 7(1), 1–9.
- Große, M. R., Brown, J. N., Narsey, S., Brown, J. R., Murphy, B. F., Langlais, C., Gupta, A. S., Moise, A. F., & Irving, D. B. (2014). Assessment of the CMIP5 global climate model simulations of the western tropical Pacific climate system and comparison to CMIP3. *International Journal of Climatology*, 34(12), 3382–3399.

- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Rozum, I., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Dee, D., & Thépaut, J.-N. (2019). ERA5 monthly averaged data on pressure levels from 1979 to present.
- Huang, J., Wang, S., Gong, D., Zhou, T., Wen, X., Zhang, Z., & Zhu, J. (2010). Atmospheric oscillations over the last millennium. *Chinese Science Bulletin*, 55(22), 2469–2472.
- IPCC-Grupo de Trabajo, I. (2013). Cambio Climático 2013, Bases Físicas. *TF Stocker, & D.*
- Jiménez-Muñoz, J. C., Mattar, C., Barichivich, J., Santamaría-Artigas, A., Takahashi, K., Malhi, Y., Sobrino, J. A., & Van Der Schrier, G. (2016). Record-breaking warming and extreme drought in the Amazon rainforest during the course of El Niño 2015–2016. *Scientific reports*, 6, 33130.
- Kao, H.-Y. & Yu, J.-Y. (2009). Contrasting eastern-Pacific and central-Pacific types of ENSO. *Journal of Climate*, 22(3), 615–632.
- Karamperidou, C., Di Nezio, P. N., Timmermann, A., Jin, F.-F., & Cobb, K. M. (2015). The response of ENSO flavors to mid-Holocene climate: implications for proxy interpretation. *Paleoceanography*, 30(5), 527–547.
- Kestin, T. S., Karoly, D. J., Yano, J.-I., & Rayner, N. A. (1998). Time–frequency variability of ENSO and stochastic simulations. *Journal of Climate*, 11(9), 2258–2272.
- Khider, D., Stott, L., Emile-Geay, J., Thunell, R., & Hammond, D. (2011). Assessing El Niño Southern Oscillation variability during the past millennium. *Paleoceanography*, 26(3).
- Kim, H.-M., Webster, P. J., & Curry, J. A. (2009). Impact of shifting patterns of Pacific Ocean warming on North Atlantic tropical cyclones. *Science*, 325(5936), 77–80.
- Kim, S. T. & Yu, J.-Y. (2012). The two types of ENSO in CMIP5 models. *Geophysical Research Letters*, 39(11).
- Kug, J.-S. & Ham, Y.-G. (2011). Are there two types of La Nina? *Geophysical Research Letters*, 38(16).
- Kug, J.-S., Ham, Y.-G., Lee, J.-Y., & Jin, F.-F. (2012). Improved simulation of two types of El Niño in CMIP5 models. *Environmental Research Letters*, 7(3), 034002.
- Kug, J.-S., Jin, F.-F., & An, S.-I. (2009). Two types of El Niño events: cold tongue El Niño and warm pool El Niño. *Journal of Climate*, 22(6), 1499–1515.
- Larkin, N. K. & Harrison, D. (2005). Global seasonal temperature and precipitation anomalies during El Niño autumn and winter. *Geophysical Research Letters*, 32(16).
- Le, T. (2017). ENSO response to external forcing in CMIP5 simulations of the last millennium. *Global and Planetary Change*, 148, 105–112.
- Li, G., Du, Y., Xu, H., & Ren, B. (2015). An intermodel approach to identify the source of excessive equatorial Pacific cold tongue in CMIP5 models and uncertainty in observational datasets. *Journal of Climate*, 28(19), 7630–7640.
- Li, W., Zhang, P., Ye, J., Li, L., & Baker, P. A. (2011). Impact of two different types of El Niño events on the Amazon climate and ecosystem productivity. *Journal of Plant Ecology*, 4(1-2), 91–99.
- Liang, J., Yang, X.-Q., & Sun, D.-Z. (2017). Factors determining the asymmetry of ENSO. *Journal of Climate*, 30(16), 6097–6106.
- Mann, M. E., Cane, M. A., Zebiak, S. E., & Clement, A. (2005). Volcanic and solar forcing of the tropical Pacific over the past 1000 years. *Journal of Climate*, 18(3), 447–456.
- McPhaden, M. J., Zebiak, S. E., & Glantz, M. H. (2006). ENSO as an integrating concept in earth science. *science*, 314(5806), 1740–1745.
- Moy, C. M., Seltzer, G. O., Rodbell, D. T., & Anderson, D. M. (2002). Variability of El Niño/Southern 11 Oscillation activity at millennial timescales during 11 the Holocene epoch. *Nature*, 420(6912), 162–165.

- Navarro-Monterroza, E., Arias, P. A., & Vieira, S. C. (2019). El Niño-Oscilación del Sur, fase Modoki, y sus efectos en la variabilidad espacio-temporal de la precipitación en Colombia. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 43(166), 120–132.
- Phipps, S., Rotstayn, L., Gordon, H., Roberts, J., Hirst, A., & Budd, W. (2011). The CSIRO Mk 3 L climate system model version 1. 0-Part 1: Description and evaluation. *Geoscientific Model Development*, 4(2), 483–509.
- Poveda, G., Gil, M. M., & Quiceno, N. (1998). El ciclo anual de la hidrología de Colombia en relación con el ENSO y la NAO. *Bulletin de l'Institut français d'études andines*, 27(3).
- Poveda, G. & Mesa, Ó. J. (1996). Las fases extremas del fenómeno ENSO (El Niño y La Niña) y su influencia sobre la hidrología de Colombia. *Tecnología y ciencias del agua*, 11(1), 21–37.
- Rasmusson, E. M. & Carpenter, T. H. (1982). Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Monthly Weather Review*, 110(5), 354–384.
- Riedinger, M. A., Steinitz-Kannan, M., Last, W. M., & Brenner, M. (2002). A ~ 6100 14 C yr record of El Niño activity from the Galápagos Islands. *Journal of Paleolimnology*, 27(1), 1–7.
- Rodbell, D. T., Seltzer, G. O., Anderson, D. M., Abbott, M. B., Enfield, D. B., & Newman, J. H. (1999). An ~ 15,000-year record of El Niño-driven alluviation in southwestern Ecuador. *Science*, 283(5401), 516–520.
- Rojas, M., Arias, P. A., Flores-Aqueveque, V., Seth, A., & Vuille, M. (2016). The South American monsoon variability over the last millennium in climate models. *Climate of the Past*, 12(8), 1681–1691.
- Sandweiss, D. H., Maasch, K. A., Burger, R. L., Richardson III, J. B., Rollins, H. B., & Clement, A. (2001). Variation in Holocene El Niño frequencies: Climate records and cultural consequences in ancient Peru. *Geology*, 29(7), 603–606.
- Schmidt, G. A., Jungclaus, J. H., Ammann, C., Bard, E., Braconnot, P., Crowley, T., Delaygue, G., Joos, F., Krivova, N., Muscheler, R., et al. (2011). Climate forcing reconstructions for use in PMIP simulations of the last millennium (v1. 0).
- Schmidt, G. A., Jungclaus, J. H., Ammann, C., Bard, E., Braconnot, P., Crowley, T., Delaygue, G., Joos, F., Krivova, N., Muscheler, R., et al. (2012). Climate forcing reconstructions for use in PMIP simulations of the Last Millennium (v1. 1). *Geoscientific Model Development*, (1), 185–191.
- Serna, L. M., Arias, P. A., & Vieira, S. C. (2018). Las corrientes superficiales de chorro del Chocó y el Caribe durante los eventos de El Niño y El Niño Modoki. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 42(165), 410–421.
- Taschetto, A. S., Gupta, A. S., Jourdain, N. C., Santoso, A., Ummenhofer, C. C., & England, M. H. (2014). Cold tongue and warm pool ENSO events in CMIP5: mean state and future projections. *Journal of Climate*, 27(8), 2861–2885.
- Tedeschi, R. G., Cavalcanti, I. F., & Grimm, A. M. (2013). Influences of two types of ENSO on South American precipitation. *International Journal of Climatology*, 33(6), 1382–1400.
- Tian, Z., Li, T., Jiang, D., & Chen, L. (2017). Causes of ENSO weakening during the Mid-Holocene. *Journal of Climate*, 30(17), 7049–7070.
- Tsonis, A. A. (2009). Dynamical changes in the ENSO system in the last 11,000 years. *Climate dynamics*, 33(7-8), 1069.
- Wang, G. & Hendon, H. H. (2007). Sensitivity of Australian rainfall to inter-El Niño variations. *Journal of climate*, 20(16), 4211–4226.
- Weng, H., Wu, G., Liu, Y., Behera, S. K., & Yamagata, T. (2011). Anomalous summer climate in China influenced by the tropical Indo-Pacific Oceans. *Climate dynamics*, 36(3-4), 769–782.

- Yan, H., Sun, L., Wang, Y., Huang, W., Qiu, S., & Yang, C. (2011). A record of the Southern Oscillation Index for the past 2,000 years from precipitation proxies. *Nature Geoscience*, 4(9), 611–614.
- Yeh, S.-W., Kug, J.-S., Dewitte, B., Kwon, M.-H., Kirtman, B. P., & Jin, F.-F. (2009). El Niño in a changing climate. *Nature*, 461(7263), 511–514.
- Yuan, Y. & Yan, H. (2013). Different types of La Niña events and different responses of the tropical atmosphere. *Chinese Science Bulletin*, 58(3), 406–415.
- Zhang, W., Wang, L., Xiang, B., Qi, L., & He, J. (2015). Impacts of two types of La Niña on the NAO during boreal winter. *Climate Dynamics*, 44(5-6), 1351–1366.
- Zhou, T., Wu, B., Wen, X., Li, L., & Wang, B. (2008). A fast version of LASG/IAP climate system model and its 1000-year control integration. *Advances in Atmospheric Sciences*, 25(4), 655.