



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

Efectos de la Variabilidad de la Estructura Dinámica y Termodinámica del Calentamiento Atmosférico en la Climatología de Colombia

Diana Carolina Cruz Sanabria

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Minas, Departamento de Geociencias y Medio Ambiente
Medellín, Colombia
2018

Efectos de la Variabilidad de la Estructura Dinámica y Termodinámica del Calentamiento Atmosférico en la Climatología de Colombia

Diana Carolina Cruz Sanabria

Tesis presentada como requisito para optar al título de:
Magister en Ingeniería - Recursos Hidráulicos

Director:
Ph.D., Carlos David Hoyos Ortiz

Grupo de Investigación:
Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Minas, Departamento de Geociencias y Medio Ambiente
Medellín, Colombia
2018

A mi familia: Absalon, Cristina, Cristian y David

Agradecimientos

Agradezco a mi familia por el apoyo, la motivación y la admiración que sienten en cada proyecto que emprendo.

Un agradecimiento especial al profesor Carlos David Hoyos, por su apoyo y confianza en el desarrollo de esta investigación, por su excelente labor como docente y excelente calidad humana.

Al profesor Jaime Ignacio Velez por el gran apoyo académico y humano durante el desarrollo de mi maestría.

A todos los que han hecho parte de la oficina 306, por ser excelentes compañeros de trabajo y ser hoy en día grandes amigos.

A mi gran amiga Marcela por ser esa persona incondicional, que siempre tiene las mejores palabras de ánimo y su capacidad de ver lo bueno de cada situación.

A la Universidad Nacional por el gran crecimiento académico que me permitió tener durante mi paso por la maestría.

Resumen

El calor integrado en la columna atmosférica en la banda tropical cobra importancia a nivel global por su influencia en la modulación del clima mundial y la variabilidad climática a nivel tropical y regional. El estudio de la convección profunda en función de los cambios de la temperatura superficial del mar y el papel de forzador térmico que cumple la piscina caliente oceánica permite identificar las zonas de activación de la convección a partir de una temperatura umbral que ha estado en constante cambio y a partir de la cual se define la piscina caliente dinámica, entendida como las zonas de la atmósfera de ascenso de aire húmedo o zonas de calentamiento diabático de magnitud positiva, las cuales indican intensificación en las ramas de ascenso de la celda de circulación de Hadley.

La variabilidad interanual de la estructura vertical del calentamiento diabático esta asociada directamente al fenómeno ENSO. El área de la piscina caliente dinámica ha permanecido constante a pesar del aumento de la cantidad de calor contenido en la columna atmosférica. Con base en esto, se analiza cómo ha evolucionado la expansión de la piscina caliente definida por temperaturas iguales y superiores 28°C y cómo los modelos de cambio climático establecen la relación del sistema acoplado océano-atmósfera y sus efectos en clima a nivel global y regional. Los modelos de circulación global de los proyectos CMIP3 y CMIP5 indican aumentos en la temperatura superficial del mar bajo varios escenarios de cambio climático acompañados de una expansión del área de la piscina caliente para el siglo XXI, además los patrones de calentamiento integrado en la vertical localizan correctamente la convección en la banda tropical, y la relación entre estos dos indican una tendencia creciente de la temperatura umbral de convección. A la luz de estos resultados, se analizan los efectos de la variabilidad interanual del calentamiento atmosférico en el clima tropical.

Palabras clave: Convección profunda, Piscina caliente oceánica (OWP), Piscina caliente dinámica (DWP), Calor integrado en la vertical (CIH), Temperatura umbral (SST-TH).

Abstract

The heating integrated into the atmospheric column of the tropical band becomes globally important because of its influence on the modulation of global climate and weather variability at the tropical and regional levels. The study of deep convection based on the changes the sea surface temperature and the role of thermal forcer that meets the oceanic warm pool allows to identify the areas of activation of convection from the threshold temperature that is constantly changing and which defines the dynamics warm pool, understood as the atmosphere of positive warming in which the humid air rises, and which have shown an intensification of the cells of global circulation, and a close relationship with the variability of the ENSO phenomenon. Constancy has been found in the warm pool area despite the increase in the amount of heating contained in the immediately upper atmospheric column. Based on this, we analyze how the expansion of the warm pool defined by equal and higher temperatures has evolved 28°C and how climate change models establish the relationship between the ocean-atmosphere coupled system and its effects in global and regional climate. The global circulation models of the CMIP3 and CMIP5 projects indicate increases in the sea surface temperature under various climate change scenarios accompanied by an expansion of the warm pool area for the 21st century, the column-integrated atmospheric heating locate convection in the tropical band, and the relationship between these two indicate an increasing tendency of the convection threshold temperature. In light of these results, the effects of interannual variability of global warming on the tropical climate are analyzed.

Keywords: Deep Convection, Oceanic Warm Pool (OWP), Dinamic Warm Pool (DWP), Column Integrated Heating (CIH), Threshold Temperature (SST-TH).

Índice General

Agradecimientos	iv
Resumen	v
1. Introducción	2
2. Dinámica y Termodinámica del Calor Atmosférico Integrado en la Vertical (CIH)	12
2.1. Ecuación de energía termodinámica	13
2.2. Variabilidad espacial y temporal de CIH	16
2.2.1. Estructura Horizontal de Calentamiento	20
2.2.2. Estructura Vertical de Calentamiento	22
2.3. Respuesta del calentamiento diabático durante Fenómeno ENSO	25
2.3.1. Estructura vertical de anomalías de calentamiento	26
2.4. Relación entre la SST y el CIH	27
2.4.1. Temperatura Umbral (SST-TH)	29
2.4.2. Evolución de SST-TH y calentamiento neto	30
2.4.3. Matrices de Evolución del contenido de CIH con relación a la SST .	31
2.5. Piscina Caliente Dinámica (DWP)	32
2.6. Relación del CIH y las celdas de circulación atmosférica.	34
2.6.1. Cambios en la celda de Circulación de Hadley	35
2.6.2. Cambios en la celda de Circulación de Walker	39
3. Relación entre la SST y la Convección Tropical mostrada por Modelos Climáticos Globales (CMIP)	42

3.1. Modelos Climáticos Globales CMIP	42
3.1.1. Selección de los AOGCM de CMIP3 y CMIP5	44
3.1.2. Pre-procesamiento de los datos de CMIP	46
3.2. Evaluación de los patrones de SST y CIH de los modelos CMIP en el escenario Historical	47
3.2.1. Representación de la Variabilidad Espacial y Temporal de la SST y OWP de los modelos CMIP	47
3.2.2. Ciclo Anual del área de la OWP	49
3.2.3. Multimodelo de la OWP	53
3.2.4. Representación de la Variabilidad Espacial y Temporal del CIH de los modelos CMIP	55
3.3. Proyecciones bajo cambio climático de la relación SST - CIH	57
3.3.1. Evolución de la SST - TH	57
4. Efectos de Calentamiento Integrado en la Vertical en la Climatología Tropical	61
4.1. Contraste del CIH entre el Océano y el Continente	61
4.2. Efectos del calentamiento de CIH en la climatología de Colombia	64
4.2.1. Variabilidad anual de CIH en Colombia	64
4.2.2. Análisis de anomalías	66
4.3. Conexión entre la climatología Colombiana y la variabilidad del Pacífico . .	69
4.3.1. Correlación CIH de Colombia con el CIH global	69
4.3.2. Representación de los modelos CMIP5 de la Correlación CIH de Colombia con el CIH global	70
4.4. Tendencias de calentamiento integrado en la vertical (CIH)	72
4.4.1. Tendencias de calentamiento en los modelos CMIP	73
4.4.2. Relación de los patrones de CIH y Precipitación de Colombia	75
5. Conclusiones	78
A. Anexo A: Datos Utilizados	81
Referencias	83

Lista de Figuras

1-1. Piscina caliente oceánica (OWP) definida por la isoterma 28°C (línea negra) entre el periodo de 1980-2016. Base de datos NOAA Extended Reconstructed SST V4.	3
1-2. Evolución de la a) SST y b) el área de OWP de los Océanos Atlántico, Pacífico, Índico y Océano Tropical Global (Escala temporal de 5 años). . .	5
1-3. Tendencia de la a) SST y el b) área de la OWP para el Océano Tropical Global, calculada por los métodos LAD, OLS y significancia estadística por el método de Man-Kendall.	5
1-4. Evolución espacial de la OWP en escala temporal de 5 años. En tonos azules se representan los años más lejanos y en tonos rojos los años más recientes.	6
1-5. Climatología media del invierno (Diciembre-Enero-Febrero) y verano boreal (Junio-Julio-Agosto) del Hemisferio Norte definida por la isoterma 28°C entre el periodo de 1980-2016. En contorno marrón se presenta la OWP \geq 26°C.	7
1-6. Ciclo anual estacional del área de la a) OWP Global y b) Ciclo anual temporal de Océanos Atlántico, Pacífico, Índico y el Océano Tropical Global comprendido entre 30°N-30°S para el periodo 1920-2016.	8
1-7. a) Porcentajes del cambio del área de la OWP $>$ 28°C con respecto al b) ciclo anual del área de la OWP global durante el periodo de 1920-2016. . .	9
2-1. Media anual de calor integrado en la vertical (CIH). Tomado de Atlas ERA-40. https://software.ecmwf.int/static/ERA-40_Atlas/docs/section_C/parameter_cih.html	15
2-2. Patrones medios anuales para a) CIH calculado con ERA-Interim y b) Precipitación calculado con TRMM para el periodo en común 1998-2015. .	16
2-3. a) Patrón medio de CIH, b) Calor medio zonal y c) Calor medio meridional calculado con el reanálisis ERA-Interim.	17

2-4. Comparación de los patrones de CIH de los trimestres DEF y JJA, entre los reanálisis ERA-Interim y NCEP, en el periodo común 1979-2016.	18
2-5. CIH medio a) meridional y b) zonal para los reanálisis EraInterim y NCEP. Se observan diferencias en magnitud pero coherencia en la localización de las zonas de enfriamiento y calentamiento.	19
2-6. Ciclo estacional de CIH medio zonal representado por el reanálisis ERA-Interim calculado para toda la banda longitudinal: a) nivel global y cuencas oceánicas b) Índico, c) Pacífico, d) Atlántico.	20
2-7. Ciclo anual del calor diabático integrado en la vertical calculado con ERA-Interim durante 1979-2016.	21
2-8. Ciclo anual en la banda tropical de calentamiento diabático (ERA-Interim) y la precipitación (TRMM) para el periodo común 1998-2015.	22
2-9. Media zonal global de calentamiento diabático para los reanálisis ERA-Interim y NCEP.	23
2-10. Ciclo anual de la estructura vertical de calentamiento diabático promediado en la banda tropical global para los reanálisis de ERA-Interim y NCEP.	24
2-11. Media meridional de largo plazo del calentamiento diabático para los reanálisis ERA-Interim y NCEP. Se calcula el promedio CIH contenido entre el dominio 20°N y 20°S.	24
2-12. Representación Esquemática de la celda de Circulación de Walker durante las condiciones a) Neutrales, b) La Niña y c) El Niño. Adaptado de https://www.climate.gov/news-features/blogs/enso/walker-circulation-ensos-atmospheric-buddy	25
2-13. Anomalías de calor atmosférico en las fases del ENSO para el dominio 20°N-20°S: a) Niño, b) Niña, c) Normal o neutral calculadas para el reanálisis ERA-Interim entre 1979-2016.	27
2-14. a) Relación entre los patrones de SST (colores) y el calor integrado en la vertical (contorno negro continuo calor positivo y en línea discontinua calor negativo) calculado con ERA-Interim entre 1979-2016. b) Relación del contenido total y promedio de CIH separado en bins de 1°C de SST.	28
2-15. Definición y cálculo de temperatura-umbral SST-TH para los reanálisis a) ERA-Interim y b) NCEP.	29
2-16. Serie de temperatura umbral SST-TH para los reanálisis a) ERA-Interim y b) NCEP.	30
2-17. Series SST-TH y calentamiento neto a escala anual para los reanálisis a) ERA-Interim y b) NCEP.	30

2-18. a) Matrices de evolución de CIH y SST, en color se encuentra la cantidad de calor para cada año del reanálisis NCEP, en línea negra se presenta la SST-TH para NCEP y en línea roja para ERA-Interim. b) Cambios en porcentaje del calentamiento neto a escala de 5 años con respecto al 2000-2005 reportados por NCEP, en azul (naranja) se presenta el cambio antes (después) de 2000-2005.	32
2-19. Definición y cálculo de la DWP a escala pentadal: a) Isolíneas de evolución de DWP y b) Coevolución de DWP en función de la SST-TH y CIH neto. Información de ERA-Interim.	33
2-20. Climatología la función másica de corriente de la celda de Hadley calculado con NCEP para el periodo 1948-2017.	36
2-21. Climatología de DEF para la MSF y el CIH calculado con NCEP, el recuadro indica la región de la atmósfera en la cuál se formula el índice estandarizado de la celda de Hadley (Ψ_{HC}) y del CIH (CIH_{HC}).	37
2-22. Tendencias de la MSF y el CIH por el método OLS para el trimestre DEF con nivel de significancia del 95 % (Mann Kendall).	38
2-23. Serie temporal de los índices estandarizados Ψ_{HC} y CIH_{HC} calculados en la columna atmosférica comprendida entre 700-300 hPa y 10°N-20°S.	38
2-24. Series temporales observadas del gradiente ecuatorial zonal en la Presión del nivel del mar $dSLP$ y gradiente ecuatorial zonal en el calentamiento diabático integrado $dCIH$ durante el periodo 1950-2016 con información de NCEP. La serie temporal $dSLP$ y $dCIH$ se calcula como el promedio del área de los campos mensuales en la región de Tahití (5S-5N, 100W-180W) menos la región de Darwin (5S-5N, 80E-160E).	40
2-25. Diagrama de tiempo de la evolución de las anomalías de CIH en la banda tropical (10°N-10°S), en línea discontinua azul y rojo se marcan las regiones analizadas en el planteamiento de los gradientes de PSL y CIH.	41
3-1. Información de los modelos climáticos globales desarrollados por centros de investigación durante la versión CMIP5.	43
3-2. Campos CIH del modelo ACCESS1-0 calculados para los datos a) Originales y b) Interpolados por el método de interpolación bilinear.	46
3-3. Representación de las condiciones medias entre el periodo 1920-2005 del patrón de SST para el dominio 30°N-30°S para los modelos ACCESS1-0, ACCESS1-3, CMCC-CMS, CMCC-CM, CNRM-CM5, CanESM2, GFDL-CM3, GFDL-ESM2G, GFDL-ESM2M. En contorno negro se representa la OWP > 28°C y en rojo la de ERSSTv4.	48

3-4. Representación de las condiciones medias entre el periodo 1920-2005 del patrón de SST para el dominio 30°N-30°S para los modelos GISS-E2-H-CC, GISS-E2-H, GISS-E2-R-CC, GISS-E2-R, HadGEM2-AO, HadGEM2-ES, INMCM4, IPSL-CM5A-LR, IPSL-CM5A-MR. En contorno negro se representa la $OWP > 28^{\circ}\text{C}$ y en rojo la de ERSSTv4.	48
3-5. Representación de las condiciones medias entre el periodo 1920-2005 del patrón de SST para el dominio 30°N-30°S para los modelos IPSL-CM5B-LR, MIROC-ESM-CHEM, MIROC-ESM, MIROC5, MPI-ESM-LR, MPI-ESM-MR, MRI-CGCM3, NorESM1-ME, NorESM1-M. En contorno negro se representa la $OWP > 28^{\circ}\text{C}$ y en rojo la de ERSSTv4.	49
3-6. Ciclo anual de la OWP para los modelos 27 modelos de CMIP5 presentados en a) Magnitud y b) Normalizado.	50
3-7. Series temporales del área de OWP de los 27 modelos de CMIP5 (línea roja) y ERSSTv4 (línea negra) para el periodo 1900-2005.	51
3-8. Diagrama de puntos de los cambios porcentuales del área de la OWP en escala pentadal con respecto a la media de largo plazo para el periodo 1900-2005 de los 27 modelos de CMIP5 y las observaciones.	52
3-9. Multimodelo de OWP construido para los proyectos a) CMIP5 y b) CMIP3. El área sombreada de cada proyección muestra \pm una desviación estándar.	54
3-10. Representación de las condiciones medias entre 1979-2005 del patrón de CIH para los modelos ACCESS1-0, ACCESS1-3, CMCC-CMS, CMCC-CM, CNRM-CM5, CanESM2, GFDL-CM3, GFDL-ESM2G, GFDL-ESM2M. En línea roja se presenta el contorno $CIH = 0$ de ERA-Interim.	55
3-11. Representación de las condiciones medias entre 1979-2005 del patrón de CIH para los modelos GISS-E2-H-CC, GISS-E2-H, GISS-E2-R-CC, GISS-E2-R, HadGEM2-AO, HadGEM2-ES, INMCM4, IPSL-CM5A-LR, IPSL-CM5A-MR. En línea roja se presenta el contorno $CIH = 0$ de ERA-Interim.	56
3-12. Representación de las condiciones medias entre 1979-2005 del patrón de CIH para los modelos IPSL-CM5B-LR, MIROC-ESM-CHEM, MIROC-ESM, MIROC5, MPI-ESM-LR, MPI-ESM-MR, MRI-CGCM3, NorESM1-ME, NorESM1-M. En línea roja se presenta el contorno $CIH = 0$ de ERA-Interim.	56
3-13. Matrices de evolución de calor atmosférico y cálculo de SST-TH para el escenario RCP8.5 del CMIP5.	57
3-14. Matrices de evolución de CIH y cálculo de SST-TH para el escenario A1B de los modelos GFDL-CM20, GISS-MODEL-EH, MIROC32-MEDRES, MPI-ECHAM5, NCAR-CCSM30, NCAR-PCM1 del CMIP3.	58

3-15. Multimodelo de las áreas de DWP y OWP para los proyectos CMIP5 y CMIP3. La franja gris representan el percentil 25 y 95 del área de la DWP de todos los modelos sin corrección de sesgo.	59
3-16. Cambios porcentuales del calentamiento neto con respecto al 2000-2005 bajo un escenario medio (línea roja) y un escenario pesimista (línea verde) calculados para la base de datos de CMIP5. Las franjas muestran comprenden el percentil 25 y 95 del calentamiento neto calculado para cada modelo sin corrección de sesgo.	60
4-1. Contraste de CIH neto sobre a) Océano y b) Continente en la banda tropical comprendida en el dominio 20°N-20°S. c) Series de calentamiento neto continental y oceánico a escala anual calculadas con el reanálisis NCEP. . .	62
4-2. Correlación de la serie de calentamiento neto oceánico (columna de la izquierda) y continental (columna de la derecha) con las anomalías de los patrones de SST y precipitación. Las correlaciones son calculadas con las bases de datos de ERSSTv4 y GCPC.	63
4-3. Patrones de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) y la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO). Tomado de https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/pacific-decadal-oscillation-pdo-definition-and-indices	63
4-4. Espectro de potencias de las series de CIH oceánico y continental global. .	64
4-5. Ciclo anual del Calor Integrado en la Vertical para Colombia.	65
4-6. Patrones medios de a) CIH y b) Precipitación calculados para Colombia y c) Ciclo anual temporal de CIH y PPT.	65
4-7. Serie temporal integrada de CIH y precipitación sobre Colombia.	66
4-8. Series de anomalías de CIH y precipitación sobre Colombia.	67
4-9. Promedio de los eventos positivos de anomalías para a) CIH en color y transporte de humedad (flechas), b) Precipitación.	68
4-10. Promedio de los eventos negativos de anomalías para a) CIH en color y transporte de humedad (flechas), b) Precipitación.	68
4-11. Correlación de la serie estandarizada de CIH medio del territorio Colombiano comprendido entre los EQ a 12 N -79W a -70W, en la imagen izquierda ERA-Interim y en la derecha NCEP.	70
4-12. Correlación de la serie estandarizada de CIH medio del territorio Colombiano comprendido entre los EQ a 12 N -79W a -70W para los modelos ACCESS1-0, ACCESS1-3, CMCC-CMS, CMCC-CM, CNRM-CM5, CanESM2, GFDL-CM3, GFDL-ESM2G, GFDL-ESM2M.	70

4-13. Correlación de la serie estandarizada de CIH medio del territorio Colombiano comprendido entre los EQ a 12 N -79W a -70W para los modelos GISS-E2-H-CC, GISS-E2-H, GISS-E2-R-CC, GISS-E2-R, HadGEM2-AO, HadGEM2-ES, INMCM4, IPSL-CM5A-LR, IPSL-CM5A-MR.	71
4-14. Correlación de la serie estandarizada de CIH medio del territorio Colombiano comprendido entre los EQ a 12 N -79W a -70W para los modelos IPSL-CM5B-LR, MIROC-ESM-CHEM, MIROC-ESM, MIROC5, MPI-ESM-LR, MPI-ESM-MR, MRI-CGCM3, NorESM1-ME, NorESM1-M . . .	71
4-15. Tendencias de calentamiento integrado en la vertical de largo plazo para el periodo 1979-2016 (ERA-Interim) calculado por el método OLS, en puntos verdes se representan las zonas con significancia estadística del 95 % calculadas con Mann-Kendall, y en contorno marrón se localiza la zonas de $CIH = 0$ media de largo plazo.	72
4-16. Tendencias de calentamiento diabático integrado calculada por el método OLS para los modelos ACCESS1-0, ACCESS1-3, CMCC-CMS, CMCC-CM, CNRM-CM5, CanESM2, GFDL-CM3, GFDL-ESM2G, GFDL-ESM2M.	73
4-17. Tendencias de calentamiento diabático integrado calculada por el metodo OLS para los modelos GISS-E2-H-CC, GISS-E2-H, GISS-E2-R-CC, GISS-E2-R, HadGEM2-AO, HadGEM2-ES, INMCM4, IPSL-CM5A-LR, IPSL-CM5A-MR.	74
4-18. Tendencias de calentamiento diabático integrado calculada por el metodo OLS para los modelos IPSL-CM5B-LR, MIROC-ESM-CHEM, MIROC-ESM, MIROC5, MPI-ESM-LR, MPI-ESM-MR, MRI-CGCM3, NorESM1-ME, NorESM1-M.	74
4-19. Diferencias de las anomalías de CIH (ERA-Interim) y precipitación (GPCP) para los periodos (2016-1999)-(1998-1979)	75
4-20. Tendencias de series integradas de CIH para zonas de Colombia y África. Las series son calculadas para el reanálisis ERA-Interim	75
4-21. Tendencia de CIH calculado con ERA-Interim en Colombia	76

Capítulo 1

Introducción

En los trópicos el calentamiento diabático es la principal fuente de energía que impulsa la circulación atmosférica. La región tropical recibe dos tercios de la lluvia global y la liberación de calor latente forma la parte dominante del calentamiento diabático (Martin et al., 2017). La circulación tropical a gran escala está significativamente influenciada por la distribución vertical del calor latente (Lau and Peng, 1987; Schumacher et al., 2004) y se retroalimenta con el calentamiento diabático a través de las inestabilidades atmosféricas.

La estructura dinámica y termodinámica del calentamiento diabático influye directamente en la regulación del clima a nivel global y los cambios en el ciclo hidrológico. El calentamiento diabático está directamente asociado a los fenómenos de convección, sin embargo la convección no puede ser medida directamente y por tanto se requieren ecuaciones para su estimación, es por esto que se han planteando distintos enfoques de cálculo de la convección tropical a través de la formulación de ecuaciones termodinámicas.

La convección tropical juega un papel importante en la circulación general de la atmósfera por el transporte de calor y humedad desde los trópicos (Dutton et al., 2000). Teniendo en cuenta que no existen maneras directas de medición de convección, el estudio de ésta se ha realizado a través de la relación de variables proxy de convección con patrones de la temperatura superficial del mar, esta relación permite identificar temperaturas umbrales de activación de convección profunda en la banda tropical que varían entre los 26-28 °C (Dutton et al., 2000; Evans and Webster, 2014; Graham and Barnett, 1987; Johnson and Xie, 2010; Lau et al., 1997; Sabin et al., 2013). La existencia de un umbral de temperatura es claramente importante para la comprensión de los mecanismos de convección, permitiendo identificar su localización y magnitud las cuales también están determinadas por la dinámica acoplada entre la atmósfera y el océano (Fu et al., 2007; Stephens et al., 2004; Sun, 2003; Sun and Liu, 1996). Sin embargo, la temperatura umbral de convección no puede ser definida por una magnitud constante como lo han indicado varios autores, esta temperatura tiene asociada una variabilidad intra-anual y tendencia creciente, es así como los regímenes convectivos caracterizados a partir del calentamiento diabático integrado en la vertical son función de la temperatura superficial del mar y de la circulación atmosférica tridimensional de gran escala (Hoyos and Webster, 2012).

Piscina Caliente Oceánica (OWP)

Uno de los principales modos de variabilidad de la temperatura superficial del mar (SST, por sus siglas en inglés, *Sea Surface Temperature*) son las piscinas calientes oceánicas (OWP, *Oceanic Warm Pool*), definidas como amplias áreas de temperatura homogénea (Clement et al., 2005), las cuáles tienen una gran relación con los fenómenos de convección ya que en la atmósfera superior a la piscina caliente oceánica (OWP) se presentan fenómenos de convergencia de humedad y por tanto convección profunda. La piscina caliente oceánica es definida típicamente como una región encerrada por temperaturas superficiales del mar por encima de los 28°C , las cuales son las temperaturas umbral requeridas para la activación de la convección tropical. Sabin et al. (2013) analiza las regiones de la OWP del océano Índico y océano Pacífico, identificando la particularidad de la activación de la convección en zonas de $26^{\circ}\text{C} < \text{SST} < 29^{\circ}\text{C}$ y la inhibición de la convección en áreas de $\text{SST} > 30^{\circ}\text{C}$.

La OWP es considerada la “*reserva de calor*” en el océano o el “*fogón*” de la atmósfera (Kim et al., 2012), es así como el área y temperatura de las piscinas de agua caliente son factores importantes en la regulación del clima global y regional que funcionan como un motor térmico global que regula y activa la circulación global. Ésta porción de agua más cálida del océano refleja en la atmósfera superior la región más húmeda con la mayor acumulación de vapor de agua en la atmósfera que es denominada piscina húmeda atmosférica (Zhang and Chen, 2008).

Las piscinas calientes $\text{OWP} \geq 28^{\circ}\text{C}$ se extienden desde el Océano Índico a través del Archipiélago de Indonesia hasta el Pacífico Occidental (IPWP, *Indo-Pacific Warm Pool*) con un área secundaria que cruza América Central hasta el Caribe y el océano Atlántico central (Piscina Caliente del Hemisferio Occidental (WHWP, *Western Hemisphere Warm Pool*)). En la Figura 1-1 se aprecia el patrón medio anual de la OWP global a partir de información de la NOAA Extended Reconstructed SST V4 (Huang et al., 2015).

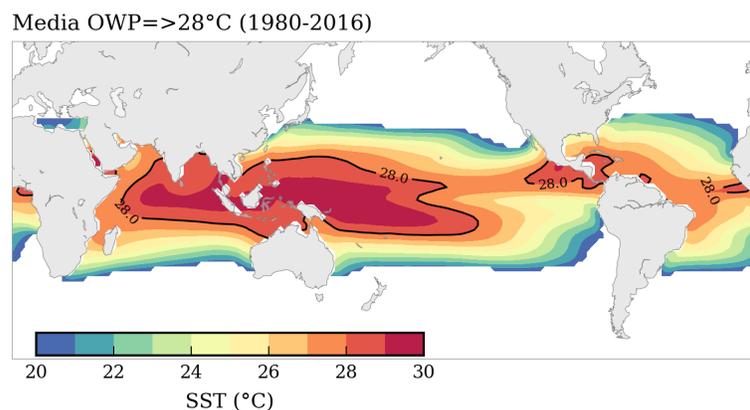


Figura 1-1: Piscina caliente oceánica (OWP) definida por la isoterma 28°C (línea negra) entre el periodo de 1980-2016. Base de datos NOAA Extended Reconstructed SST V4.

La interacción océano-atmósfera en la Piscina Caliente del Indo-Pacífico (IPWP) representa la más intensa interacción océano-atmósfera y por tanto juega un rol importante en la variación del clima debido a que en ésta zona se localiza la mayor fuente de calor y humedad para el desplazamiento convectivo de la atmósfera tanto en la circulación de Hadley como en la circulación de Walker (Zhang and Chen, 2008).

En escalas de tiempo interanuales la variación en tamaño y desplazamiento de la OWP esta estrechamente relacionada con El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) al cual se le asocian desplazamientos y expansiones longitudinales de la OWP (Kidwell et al., 2017; Kim et al., 2012; Picaut et al., 1996; Solomon and Jin, 2005; Wang and Enfield, 2001; Zhu et al., 2012). Debido a que estas aguas son lo suficientemente calientes para conducir alto contenido de humedad y calor en la atmósfera, la OWP tiene un gran efecto sobre el clima de las masas continentales circundantes. Las asimetrías zonales que presenta la extensión de la piscina caliente y las variaciones en la localización del calentamiento total de la columna atmosférica crean centros de calentamiento diabático a lo largo del ecuador que establecen la posición y la fuerza de las circulaciones este-oeste que desempeñan un papel integral en el clima tropical acoplado océano-atmósfera (Hoyos and Webster, 2007).

Evolución de la Temperatura Superficial del Mar (SST)

El análisis de la expansión y variabilidad de la piscina caliente oceánica se relaciona directamente con los cambios y evolución de la temperatura superficial del mar que se han presentado durante las últimas décadas a nivel global.

La SST global ha presentado tendencia positiva desde los años 1990, así mismo los océanos tropicales también presentan esta tendencia en mayor o menor medida pero con un claro aumento, en la Figura **1-2** se aprecia la evolución de las temperaturas de cada océano o cuenca oceánica tropical, la información es obtenida de la base de datos *NOAA Extended Reconstructed SST V4* (Huang et al., 2015; Liu et al., 2015) la cuál cuenta con registros desde el año 1854 hasta el presente.

El océano Atlántico se caracteriza por tener las aguas tropicales más frescas y el Índico las aguas más cálidas, la línea de evolución de la SST de cada océano (Figura **1-2a**) presenta un pico de SST máximo en el año 1945 que disminuye para los años 1955, este pico ha sido asociado a errores de medición de la época y falta de corrección de sesgo en los datos (Thompson et al., 2008), pero aún así, el calentamiento de las cuencas oceánicas es claro así como expansión de las respectivas OWP.

La tendencia positiva de la SST es coherente y similar en todas las cuencas oceánicas con respecto al comportamiento de los cambios de la SST tropical global, reportando hasta el año 2015 temperaturas de 27°C para el océano Índico, 26°C para el océano Pacífico y 25,5°C para el Atlántico. El aumento de la SST de cada una de las cuencas oceánicas influye directamente en la variación y expansión de las áreas de las piscinas calientes tropicales. En la Figura **1-2b** se presenta la evolución del área de las OWP tropicales, reportando a nivel global un área de más de $70 \times 10^{12} m^2$ de la OWP desde el año 2015.

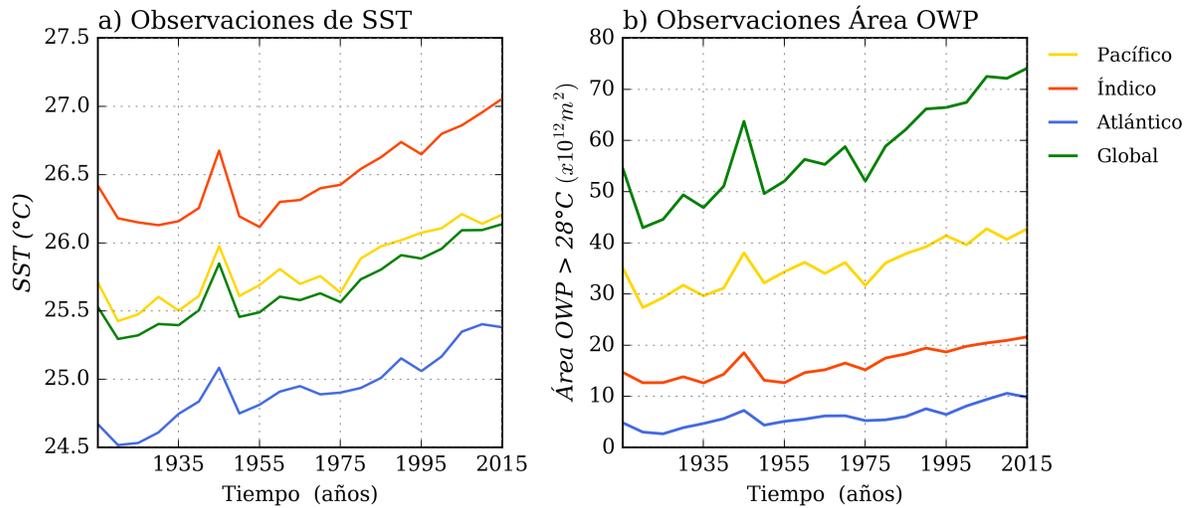


Figura 1-2: Evolución de la a) SST y b) el área de OWP de los Océanos Atlántico, Pacífico, Índico y Océano Tropical Global (Escala temporal de 5 años).

Desde los años 1950 la SST ha aumentado $0.7^{\circ}C$ en todo el océano Tropical. El océano Índico presenta el mayor aumento de temperatura con $0.8^{\circ}C$, para el caso de los océanos Pacífico y Atlántico el aumento es de $0.6^{\circ}C$. Este incremento de las temperaturas ha sido acompañado del crecimiento de la OWP $\geq 28^{\circ}C$ con tendencias del orden de 0.16 , 0.24 , $0.35 \times 10^{12} m^2/dec$ para los océanos Atlántico, Índico y Pacífico respectivamente.

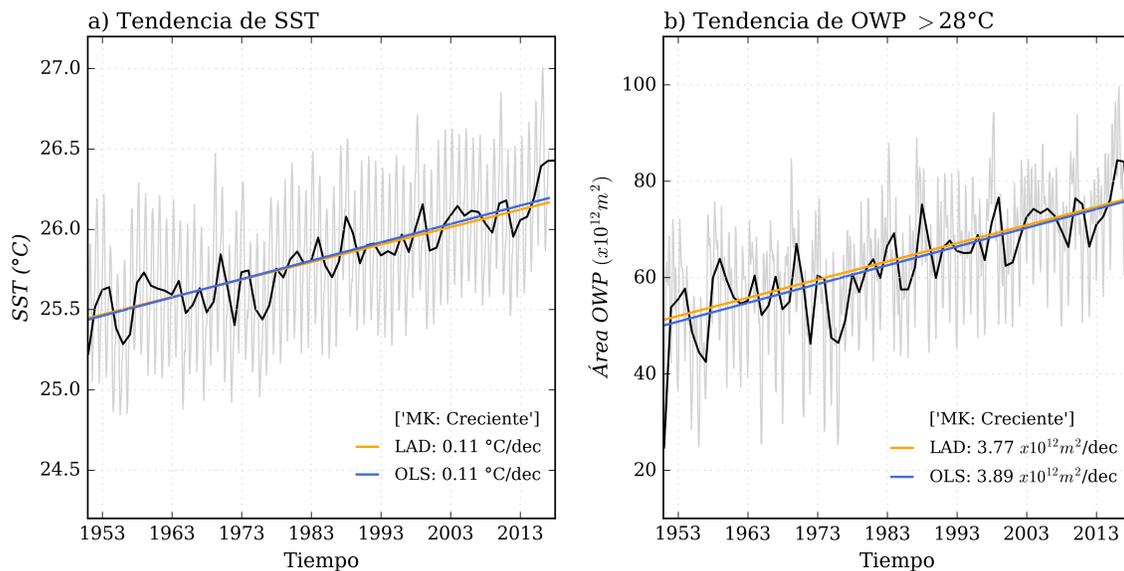


Figura 1-3: Tendencia de la a) SST y el b) área de la OWP para el Océano Tropical Global, calculada por los métodos LAD, OLS y significancia estadística por el método de Man-Kendall.

En la Figura 1-3a se presenta la tendencia calculada para la SST desde el año 1950, se omite el registro de datos anterior a esta fecha con el fin de evitar algún efecto del pico presentado en el año 1945. La tendencia creciente de la SST es de aproximadamente $0.1^{\circ}\text{C}/\text{dec}$, la cual esta acompañada de una tendencia creciente de $3.8\text{-}3.9 \times 10^{12}\text{m}^2/\text{dec}$ para el área de la OWP. Las tendencias son calculadas por los métodos Mínimos Cuadrados (LS, por sus siglas en inglés, *Ordinary Least Squares*) y menor desviación absoluta (LAD, *Least Absolute Deviation*), la significancia estadística es calculada por el método Mann-Kendall.

Evolución Espacial del Área de la OWP

El calentamiento y expansión de las piscinas calientes en escala temporal es evidente (Figura 1-2), con base en esto se explora la evolución de la expansión de la OWP de manera espacial. En la Figura 1-4 se muestra en escala de lustros el patrón de expansión de la OWP entre el periodo de 1900-2015. En la imagen se identifica principalmente la localización de las piscinas calientes en el trópico, se identifica en colores azules los años más lejanos y en colores rojos los años más recientes, se aprecian las piscinas cálidas tropicales del Indo-Pacífico y la del Hemisferio Occidental.

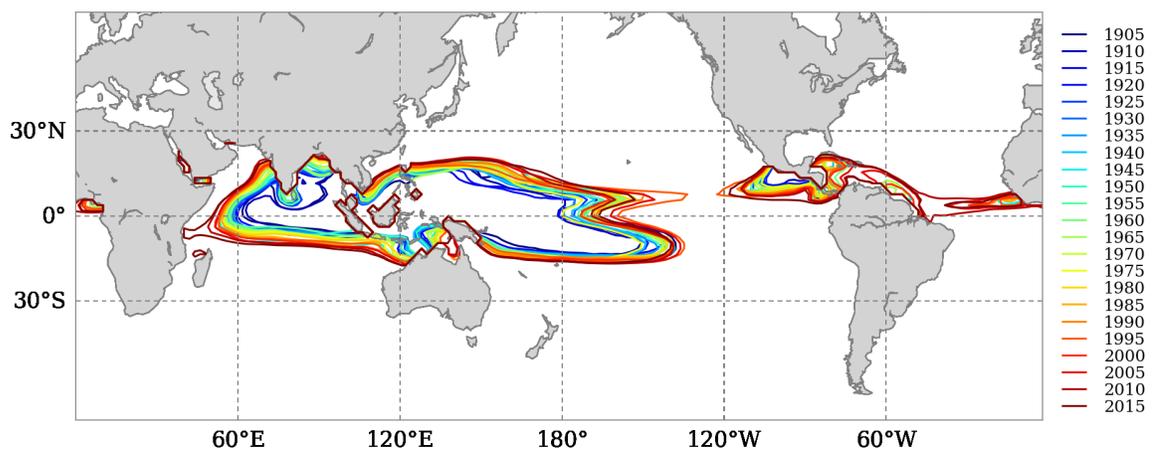


Figura 1-4: Evolución espacial de la OWP en escala temporal de 5 años. En tonos azules se representan los años más lejanos y en tonos rojos los años más recientes.

Claramente se identifica la gran cobertura de agua cálida sobre el océano Pacífico localizando su mayor expansión en el Indo-Pacífico. Las aguas del océano Atlántico presentan menores áreas de calentamiento superior a los 28°C con respecto a los demás océanos, esto asociado a que éste océano presenta las aguas más frescas a nivel ecuatorial, por lo tanto bajo el criterio de $\text{OWP} \geq 28^{\circ}\text{C}$ el Atlántico alcanzó estas temperaturas en sus aguas a partir de los años 1950, año en que se presentan los primeros patrones de OWP en el Atlántico ubicados principalmente al oeste del continente Africano, Norte y

Centroamérica, cabe mencionar que bajo un análisis de $OWP < 28^{\circ}\text{C}$ si se pueden haber presentado zonas denominadas como piscina cálida en el océano Atlántico.

Para el último lustro (2011-2015) se evidencia que el patrón de la OWP se ha extendido en el eje latitudinal y longitudinal de manera asimétrica a nivel global alcanzado su máxima expansión en casi todo el océano ecuatorial entre las latitudes $0-5^{\circ}\text{N}$ del oeste y centro del Pacífico.

Variabilidad Estacional

En escala de tiempo estacional la variabilidad de la OWP es más vigorosa en el sector del Océano Índico y esta asociada a desplazamientos latitudinales significativos controlados por el movimiento anual de la radiación proveniente del sol y por el monzón de verano indio en el sector del océano Índico (Kim et al., 2012). Durante el invierno del hemisferio norte la OWP migra hacia el sur de su posición media y hacia el norte durante el verano del hemisferio norte, durante eventos Niño o Niña el borde oriental de la piscina caliente puede avanzar o retroceder en el transcurso de pocos meses los cuales están en función de los cambios en las anomalías de la SST (Sun, 2003).

En la Figura 1-5 se presentan la variación estacional espacial durante el invierno (DEF) y verano (JJA) del hemisferio norte de la OWP global, es claro el desplazamiento latitudinal hacia el sur de la OWP durante el trimestre DEF, además de mostrar una expansión menor con respecto al trimestre JJA, durante el cual la expansión de la piscina es latitudinal y longitudinal con un desplazamiento hacia el norte del Ecuador. La mayor expansión de las piscinas IPWP y WHWP se presenta durante el trimestre JJA mostrando que la OWP alcanza a expandirse sobre casi todo el Pacífico Ecuatorial.

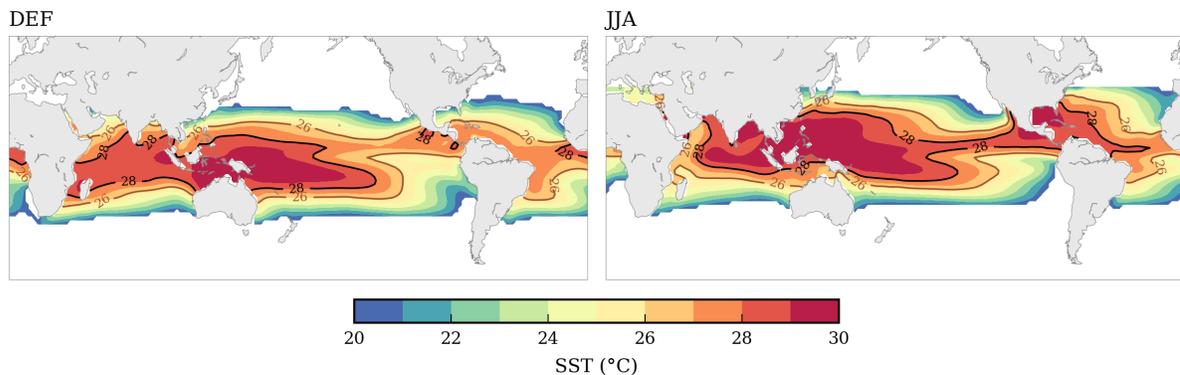


Figura 1-5: Climatología media del invierno (Diciembre-Enero-Febrero) y verano boreal (Junio-Julio-Agosto) del Hemisferio Norte definida por la isoterma 28°C entre el periodo de 1980-2016. En contorno marrón se presenta la $OWP \geq 26^{\circ}\text{C}$.

En la escala intra-anual el área de la $OWP > 28^{\circ}\text{C}$ tiene asociada a su variabilidad un ciclo anual bimodal con picos máximos en los meses de abril y septiembre, alcanzado

áreas de magnitud de 70 y $65 \times 10^{12} m^2$ respectivamente. El ciclo bimodal del océano Índico presenta el pico máximo de expansión en el mes de abril, a su vez el océano Atlántico tiene un ciclo bimodal con el máximo valor de área en septiembre; caso contrario sucede con el ciclo anual de la OWP del Pacífico el cual tiene un patrón marcado por la unimodalidad que pareciera mantenerse entre los meses de abril a septiembre (Figura 1-6b).

a) Ciclo anual estacional de la OWP Global

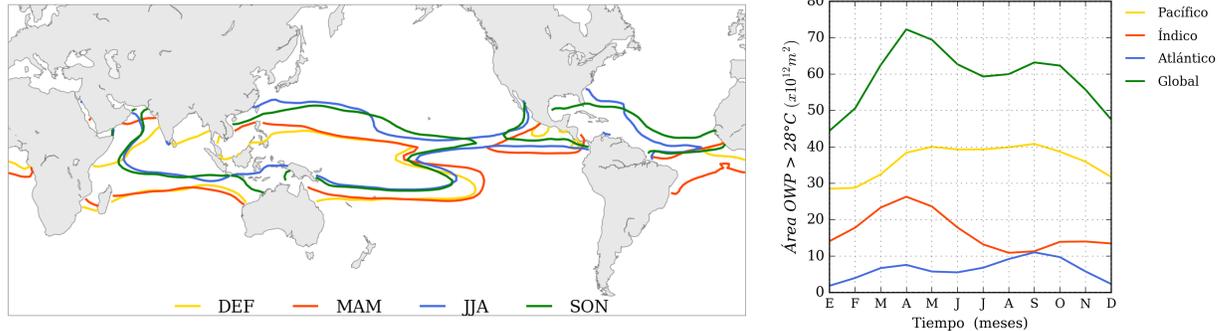


Figura 1-6: Ciclo anual estacional del área de la a) OWP Global y b) Ciclo anual temporal de Océanos Atlántico, Pacífico, Índico y el Océano Tropical Global comprendido entre $30^{\circ}N$ - $30^{\circ}S$ para el periodo 1920-2016.

En la Figura 1-6a se presenta el ciclo estacional de la isoterma $28^{\circ}C$ de los cuatro trimestres del año. Durante los trimestres MAM y SON que son los de mayor área de OWP global, la expansión de la OWP se diferencia en que hacia MAM la OWP se desplaza hacia el oeste y sur del ecuador y en SON hacia el este y norte del ecuador, pero a pesar de esto en estos dos trimestres las SST superiores a $28^{\circ}C$ ocupan gran parte de los océano Pacífico y Atlántico.

Con el aumento en la SST a nivel global se esperaría que haya una variación en la magnitud del ciclo anual con respecto a la climatología de la OWP, estos cambios son analizados a través de los porcentajes de cambio de área con respecto a las condiciones medias de largo plazo.

En la Figura 1-7a se presenta en un diagrama de tiempo para el periodo 1920-2016 el porcentaje de cambio del área de la OWP para cada año con respecto al ciclo anual de las condiciones medias presentadas en la Figura 1-7b. Las condiciones medias actuales se asemejan a las condiciones de los años 1950-60 con cambios casi nulos (0%). Para el año de 1935 el área de la OWP era un 50 % menor que las condiciones medias actuales, así se evidencia que desde el año 2000 los cambios relativos han llegado a un 60 % mayor que las condiciones medias, además se pueden inferir que a partir de los años 1950-60 la expansión de las OWP ha sido mucho mayor que a principios de siglo. En los años 1940-45 se identifica un cambio relativo positivo, el cual representan el pico de aumento identificado en los registros de la Figura 1-2 que son asociados a errores de sesgo (Thompson et al., 2008) mencionados anteriormente.

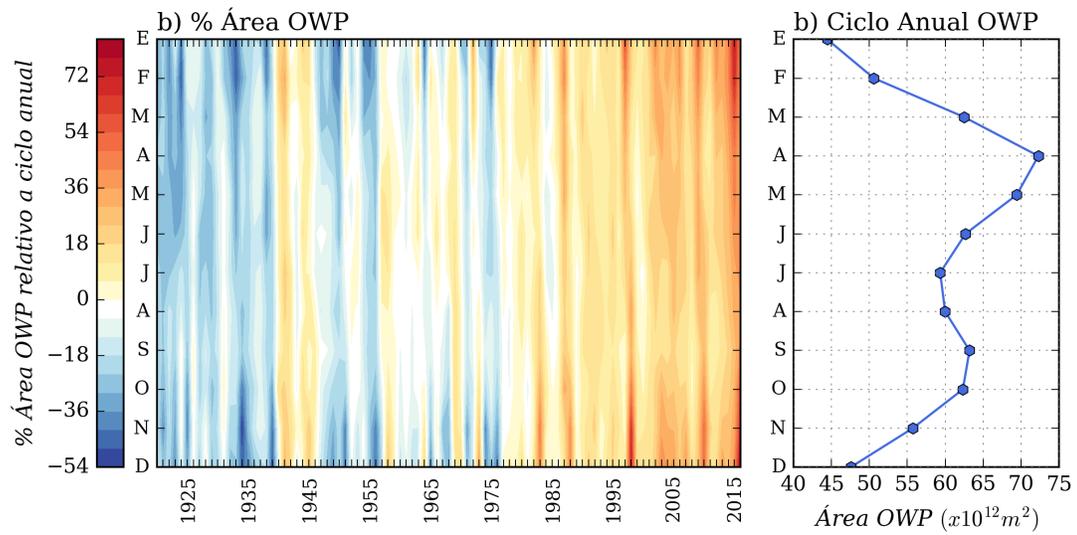


Figura 1-7: a) Porcentajes del cambio del área de la OWP > 28°C con respecto al b) ciclo anual del área de la OWP global durante el periodo de 1920-2016.

Contenido del documento

Teniendo el conocimiento previo de la variabilidad espacial y temporal de la temperatura superficial del mar y de la expansión de la piscina oceánica caliente y de la evidente asociación océano-atmósfera que activa los fenómenos de convección profunda, en este estudio se desarrolla el análisis de la relación entre la SST y el calentamiento diabático integrado en la vertical sobre la banda tropical. Con el uso de modelos climáticos globales de los proyectos CMIP3 y CMIP5 se determinan proyecciones en la convección tropical. En este orden de ideas, surgen algunas preguntas que dirigen este estudio: *¿Qué sucede con la intensidad de la convección profunda ante los cambios tendientes al aumento de la SST y OWP?*, si los patrones de calentamiento diabático indican la localización de las ramas ascendentes y descendentes de las celdas de circulación global *¿Qué cambio presentan estas circulaciones ante los cambios de la SST y el calentamiento diabático?*

Es así como, el desarrollo de esta investigación se enmarca dentro del objetivo general de: *Caracterizar la variabilidad interanual de la dinámica y termodinámica del calor atmosférico y sus efectos en la climatología de Colombia.*

En este estudio se plantea un nuevo enfoque del análisis de la convección tropical con respecto a los cambios de los patrones de la SST y por ende de la OWP. Se analizan patrones de calor integrado en la columna atmosférica (CIH, por sus siglas en inglés, *Column Integrated Heating*) los cuáles son derivados de la ecuación termodinámica planteada por Nigam (1994), se analiza cómo responde el CIH a los cambios de la SST y la expansión de la OWP definida inicialmente por el área de $SST > 28^{\circ}\text{C}$. Los análisis desarrollados durante el periodo de observaciones (1984-2016) - (1979-2016) para los reanálisis NCEP y ERA-Interim respectivamente, son calculados bajo proyecciones de cambio climático con el uso de los modelos de los Proyectos de Comparación de Modelos Acoplados (CMIP, *Coupled Model Intercomparison Project*) en sus versiones 3 y 5. Se desarrolla un análisis que comprende 8 modelos de CMIP3 que fueron analizados en una investigación previa por Hoyos and Webster (2012) y de la cuál surge esta investigación, y 27 modelos para CMIP5. El desempeño de éstos modelos se analiza con respecto a la capacidad de representar la evolución de la SST, la expansión de la OWP, y los campos de CIH para luego establecer cómo la relación de estas variables puede verse afectada a futuro bajo diferentes escenarios por el aumento de las concentraciones de CO_2 y la influencia de forzamientos radiativos W/m^2 y así establecer que cambios puede tener la convección tropical a futuro.

La estructura de este documento se presenta así: En el *Capítulo 2*, se presenta la caracterización del calentamiento atmosférico o también llamado calentamiento diabático, la ecuación termodinámica de cálculo del CIH, la variabilidad intra e interanual y la respuesta de calentamiento durante El Niño-Oscilación del Sur (ENSO). El cálculo de la estructura 3D de calentamiento se realiza con información de los reanálisis ERA-Interim (Dee et al., 2011) y NCEP (Kalnay et al., 1996) los cuáles a pesar de sus diferencias en resolución espacial presentan resultados satisfactorios en el cálculo del calentamiento diabático. Una vez caracterizado el CIH a nivel global se estudia la relación existente entre los cambios de la SST, el cambio de la OWP y la variabilidad del CIH a través del análisis de la Piscina Caliente Dinámica (DWP, *Dinamic Warm Pool*), entendida como el área donde se localiza la convección y es delimitada por una temperatura umbral (SST-TH,

Threshold SST).

Teniendo en cuenta que otro de los intereses de este estudio es comprender los efectos que tiene la variabilidad del CIH en la circulación global a futuro, en el *Capítulo 3* se analiza la capacidad de los modelos climáticos en representar el calentamiento diabático y evidenciar el efecto de cambio climático en las zonas de convección tropical a través de la relación entre la SST y convección tropical de los modelos; se identifica la dificultad de la mayoría de los modelos en representar los patrones y localización de la OWP en el trópico. Así mismo se resalta la capacidad de algunos modelos en representar de forma aceptable los patrones y magnitud de CIH.

Finalmente, en el *Capítulo 4*, se analiza cómo la variabilidad de la estructura de calentamiento diabático tiene relación o puede influir en la climatología a nivel tropical centrandó el interés en el territorio Colombiano. Se presenta un análisis de tendencias de largo plazo y un análisis de anomalías que relacionan la precipitación y el CIH en Colombia.

Capítulo 2

Dinámica y Termodinámica del Calor Atmosférico Integrado en la Vertical (CIH)

El calentamiento de la atmósfera se da desde la parte inferior a partir de los flujos de calor latente, sensible y radiación de onda larga (OLR) generados en la superficie terrestre lo cual conlleva a la activación de la circulación atmosférica por las diferencias horizontales y verticales de calentamiento (Chan and Nigam, 2009). Este calentamiento de la atmósfera influye directamente en la circulación atmosférica global, es así como el estudio de los cambios en la estructura tanto horizontal como vertical permiten un mayor entendimiento de la circulación atmosférica.

El calentamiento diabático se origina a partir del calentamiento latente y los procesos radiativos, estos componentes separados están relacionados con muchos aspectos del sistema climático físico. Por ejemplo, la convergencia de humedad a gran escala y la condensación asociada con la liberación de calor latente son responsables del desarrollo de sistemas convectivos (Zhang and Hagos, 2009; Zhang et al., 2017). La convección profunda organizada en los trópicos está vinculada a las variaciones en el calentamiento diabático que a su vez impulsa las circulaciones en grandes y pequeñas escalas, incluidas las estructuras monzónicas climatológicas, El Niño-Oscilación del Sur (ENSO), la Oscilación Madden-Julian (MJO) y complejos convectivos mesoescalares (Zhang et al., 2017).

Las fuentes de calor en la atmósfera como la convección y radiación son muy importantes en la climatología tropical, pero estas no pueden ser medidas directamente, lo que hace que se deban utilizar otras variables o ecuaciones formuladas para el entendimiento de la convección. En la práctica se han formulado varias ecuaciones para la estimación y comprensión de los procesos diabáticos que calientan la atmósfera. Yanai et al. (1973) baso su enfoque en la energía estática seca (DSE). Reed and Recker (1971) expresan la tasa de calentamiento en unidades de tasa de cambio de la temperatura. Otros autores han presentado un enfoque de cálculo que utiliza la temperatura potencial (Hagos et al., 2010; Holopainen and Fortelius, 1986; Nigam, 1994).

El calor asociado a convección es una magnitud difícil de medir por los cambios locales y advectivos que presenta además de requerir datos de temperatura potencial, pero aún así algunos estudios (Chan and Nigam, 2009; Nigam et al., 2000) han utilizado la ecuación de la energía termodinámica planteada por Holopainen and Fortelius (1986); Nigam (1994) y han presentado resultados coherentes de los patrones espaciales de la localización de la convección tropical.

2.1. Ecuación de energía termodinámica

En este estudio, el calor atmosférico es entendido como el calor asociado directamente a convección localizado en la banda tropical. Cuando se considera el calor total contenido en la columna atmosférica se hace referencia al calor diabático integrado en la columna atmosférica (CIH).

El calentamiento diabático en la estructura 3D se calcula a partir del residual de la Ecuación termodinámica (Ecuación 2-1) planteada por Holopainen and Fortelius (1986); Nigam (1994):

$$Q = \frac{\Delta T}{\Delta t} + \bar{v} \cdot \nabla \bar{T} + \left(\frac{p}{p_0}\right)^{\frac{R}{C_p}} \bar{\omega} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} + \left(\frac{p}{p_0}\right)^{\frac{R}{C_p}} + \left(\nabla \cdot \overline{v'\theta'} + \frac{\partial(\overline{\omega'\theta'})}{\partial p} \right) \quad (2-1)$$

Donde Q es la velocidad de calentamiento mensual diabático, y está compuesto por la suma del calor latente, calentamiento radiativo, y los flujos en superficie de calor sensible (Hagos et al., 2010; Nigam, 1994; Yanai et al., 1973).

El calor asociado a la convección (Q_c) se reduce al tercer término de la Ecuación 2-1, el cual representa la estructura tridimensional del calentamiento de la columna (Ecuación 2-2).

$$Q_c = \left(\frac{p}{p_0}\right)^{\frac{R}{C_p}} \bar{\omega} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} \quad (2-2)$$

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p}\right)^{R/C_p} \quad (2-3)$$

Donde ω es la velocidad vertical, T es la temperatura, t es el tiempo, R es la constante de aire seco, C_p es el calor específico a presión constante, p es la presión y p_0 es la presión a nivel del mar o 1000 hPa y θ es la temperatura potencial, la barra denota los promedios mensuales. La temperatura potencial se calcula con la Ecuación 2-3, el valor de las constantes son: $R=287,04 \text{ J/KgK}$ y $C_p=1004,64 \text{ J/KgK}$. El cálculo del calor asociado a convección y calor integrado en la columna es considerado entre el dominio de 1000 a 100 hPa.

El calentamiento atmosférico es expresado por algunos estudios en *Kelvin/segundo* (K/s) y representa la tasa de cambio de temperatura o calentamiento medio de la atmósfera. Este calentamiento también se puede expresar en W/m^2 , para obtener estas unidades se debe multiplicar a la Ecuación 2-2 por el termino $\rho C_p \frac{\partial z}{\partial p}$ (Holopainen and Fortelius, 1986), donde ρ es la densidad del aire en cada nivel de presión y z es la altura geopotencial.

El calentamiento y enfriamiento de la atmósfera envuelve muchos procesos complejos que en un sentido simple se puede representar como el calentamiento total de la columna a través de la suma de la absorción de radiación solar de onda corta en la columna Q_{SW} , emisión de onda larga Q_{LW} y el calentamiento o enfriamiento por la transferencia de calor sensible entre la atmósfera y su límite inferior Q_{SEN} , el calentamiento y enfriamiento debido a la condensación o evaporación de vapor de agua (calor latente) Q_{LH} . La variación longitudinal de estos procesos muestran que las magnitudes de Q_{LH} dominan los procesos de calentamiento diabático en el trópico y son mucho mayores que Q_{SW} , Q_{LW} y Q_{SEN} (Webster, 1972). Por lo tanto, el análisis de calentamiento diabático integrado en la columna desarrollado en este estudio se reduce a al tercer termino de la Ecuación 2-1.

Las fuentes de datos utilizadas en este estudio para el calculo de CIH son los reanálisis de ERA-Interim y NCEP, los cuales tienen una similitud de los patrones pero diferencias en las magnitudes de calor, estas diferencias se asocian al tipo de asimilación de datos, resolución espacial y número de niveles en la vertical.

Una comparación entre los perfiles de calentamiento diabático de observaciones y los reanálisis revela que las principales discrepancias entre los reanálisis reside en sus reproducciones de bajo nivel del calentamiento (Hagos et al., 2010), en cuanto al calentamiento diabático en la troposfera superior y estratosfera inferior (300-50hPa) el calentamiento latente refleja dificultades continuas para representar la convección humedad (Wright and Fueglistaler, 2013).

Los posibles errores del calculo del calor se asocian a la incertidumbre en la medición de la velocidad vertical, pero al día de hoy se cuenta con mejor información disponible de estas variables en reanálisis como NCEP y ERA-Interim, los cuales incluyen asimilación de datos y mejores parametrizaciones físicas. El detalle de la información de los reanálisis se presenta en el Anexo A. Cabe mencionar que el reanálisis ERA-Interim tiene una resolución más fina que el NCEP, tanto en la malla horizontal como en el número de niveles en la vertical y NCEP cuenta con datos de temperatura potencial θ lo que permite omitir el calculo de esta para obtener el CIH.

Actualmente se encuentran disponibles algunas fuentes de información de climatologías y condiciones de largo plazo del CIH, esta información consiste en imágenes fácilmente descargables en el link https://software.ecmwf.int/static/ERA-40_Atlas/docs/section_C/parameter_cih.html. En la Figura 2-1 se muestra la media anual de calor integrado en la vertical (CIH) obtenido del Atlas ERA-40. El patron de calentamiento en la banda tropical es un reflejo de la localización de la convección tropical las cuales se representan con los valores positivos del calentamiento.

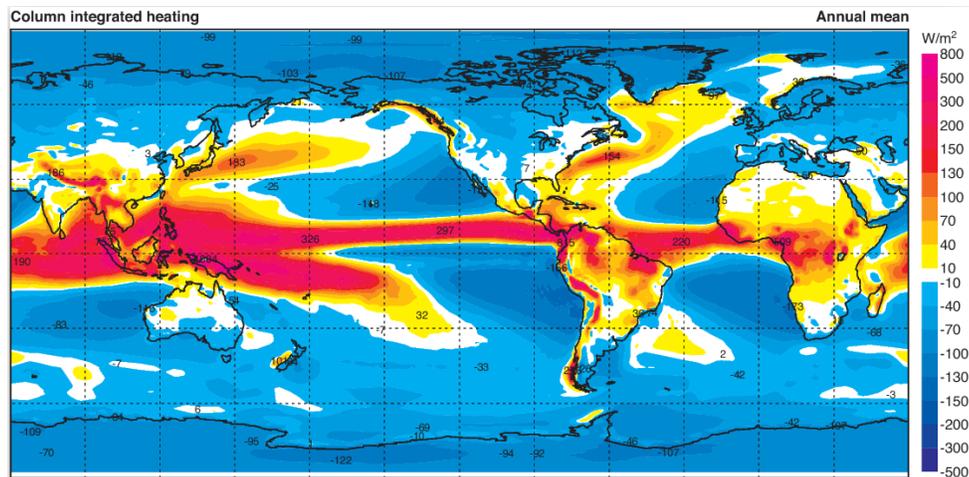


Figura 2-1: Media anual de calor integrado en la vertical (CIH). Tomado de Atlas ERA-40. https://software.ecmwf.int/static/ERA-40_Atlas/docs/section_C/parameter_cih.html

La estructura vertical del calor diabático no se puede validar fácilmente teniendo en cuenta que no es una magnitud observada, sin embargo la integración del calor en la columna (CIH) debe ser coherente con los patrones de precipitación observada en la banda tropical. Chan and Nigam (2009) realiza una comparación inicial de los patrones de calentamiento diabático con promedios zonales y verticales con información de NCEP, ERA-40, ERA-15 y TRMM encontrando validez en la Ecuación 2-1 y coherencia en los patrones de CIH y precipitación de TRMM. A su vez, Zhang et al. (2017) valida el patrón de calentamiento diabático con campos de OLR que han sido usados ampliamente para el estudio de la convección.

En la Figura 2-2 se comparan los patrones de calentamiento diabático de ERA-Interim con la precipitación de la base de datos *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) (Kummerow et al., 1998). En línea continua se gráfica el patrón de calentamiento diabático $CIH = 0$. Se evidencia coherencia entre las zonas de mayor precipitación con las zonas de calentamiento positivo, lo cual permite evidenciar que la precipitación es una medida de calor latente y que el calor diabático representa correctamente el patrón de convección en la banda tropical.

Algunos estudios establecen umbrales de precipitación en los que se activa la convección, Johnson and Xie (2010) establece como umbral de convección una precipitación 0.2 mm y partir de este calcula la temperatura superficial del mar umbral de activación y localización de la convección.

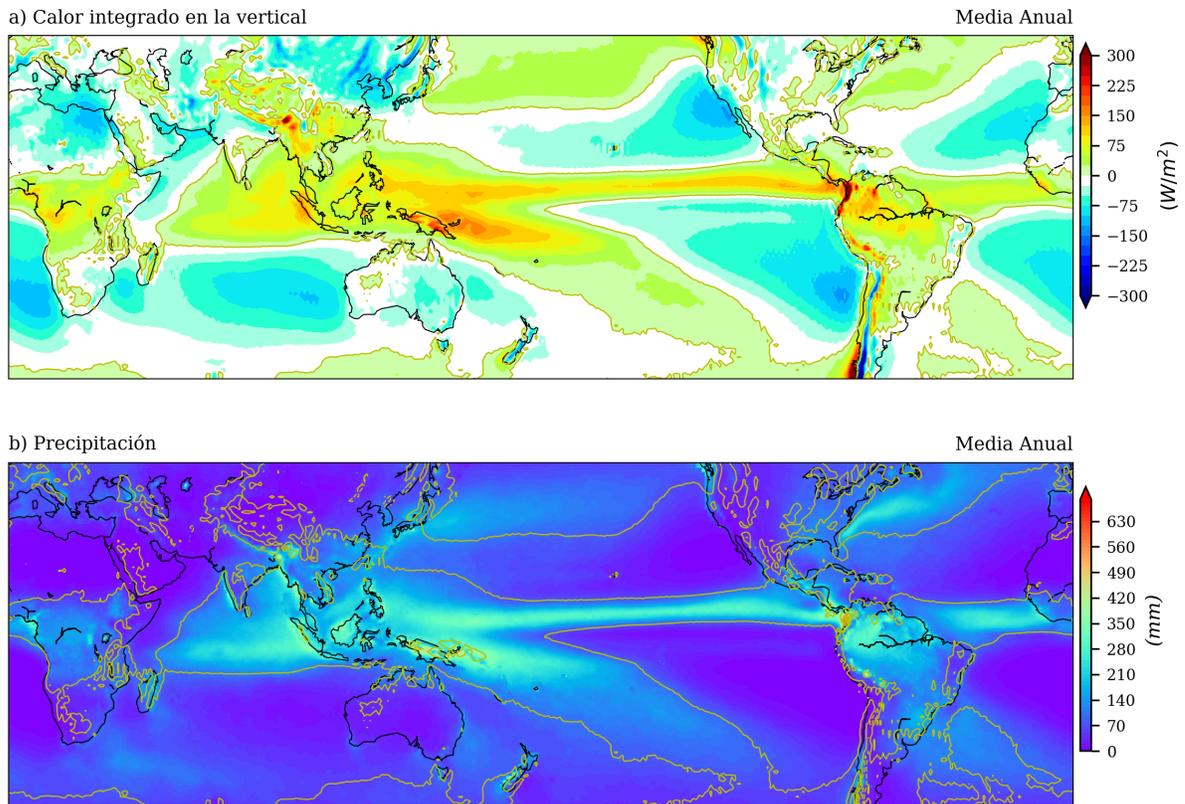


Figura 2-2: Patrones medios anuales para a) CIH calculado con ERA-Interim y b) Precipitación calculado con TRMM para el periodo en común 1998-2015.

2.2. Variabilidad espacial y temporal del calentamiento integrado en la vertical (CIH)

El calentamiento integrado en la vertical se caracteriza por ser una variable que adopta valores positivos y negativos (Figura 2-3). La magnitud positiva representa zonas de calentamiento y ascenso de aire húmedo y las magnitudes negativas representan las zonas de enfriamiento y descenso de aire seco, lo que da una representación de la circulación general global. Las zonas de $CIH = 0$ localizan las zonas de convección profunda tropical y por ende separan las ramas ascendentes y descendentes de las celdas de circulación de Hadley y Walker. El patrón de calentamiento diabático positivo es semejante a la franja de la zona de convergencia intertropical (ZCIT) sobre la cual se localiza la convección profunda tropical. A medida que se aleja de los trópicos el calentamiento toma valores negativos que están dominados por el enfriamiento radiativo.

La zona de mayor calentamiento a nivel global se localiza en el oeste y centro del océano Pacífico donde dominan los procesos de liberación de calor latente y sensible por parte del océano.

La media anual de los promedios zonales (eje longitudinal) de CIH (Figura 2-3b) calculados entre las latitudes 40°S-40°N para ERA-Interim indican que las zonas de calentamiento se localizan en la banda tropical entre los 15°N-15°S aproximadamente, hacia las latitudes más altas la atmósfera comienza a enfriarse hasta más allá de los 20°N y 20°S punto en que la atmósfera presenta un leve calentamiento sin llegar a valores positivos, esta distribución media zonal de calentamiento esta particularmente relacionada con la circulación de Hadley, en la que se presenta un gradiente de calentamiento latitudinal con presencia de aire ascendente en la zona de convergencia intertropical (ZCIT) en el hemisferio norte y aire descendente en los subtrópicos de los hemisferios norte y sur (Sohn and Park, 2010).

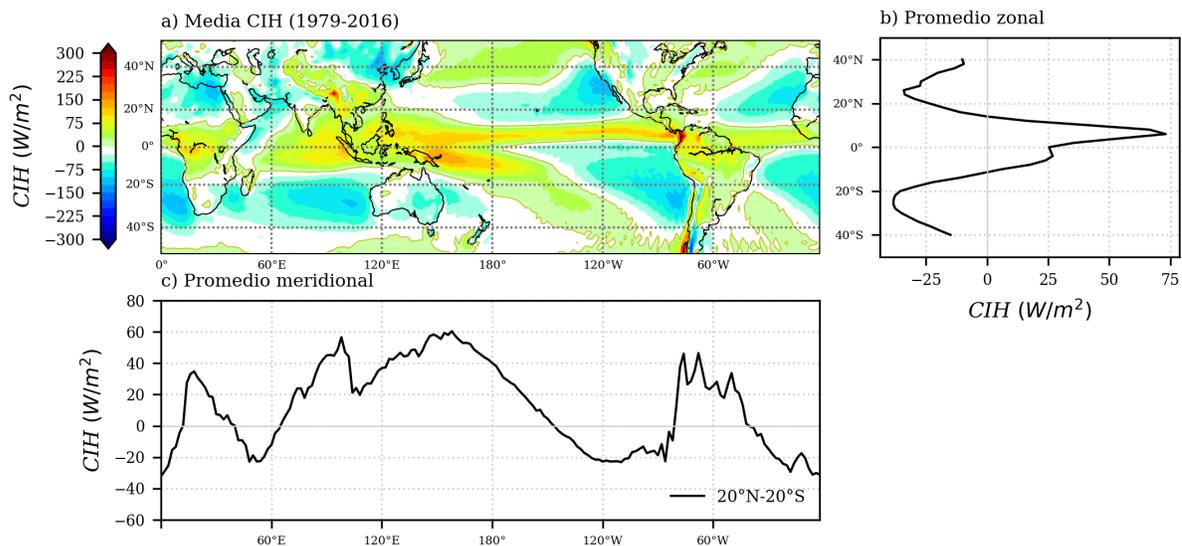


Figura 2-3: a) Patrón medio de CIH, b) Calor medio zonal y c) Calor medio meridional calculado con el reanálisis ERA-Interim.

La media anual de los promedios meridionales (eje latitudinal) de CIH mostrado en la Figura 2-3c localiza entre el dominio 20°N y 20°S zonas de calentamiento positivo en i) masas continentales de África, América y Sur de Asia, y ii) Océanos: la zona de mayor calentamiento es coincidente con la zona de mayor convección sobre piscina caliente del Indo-Pacífico. A pesar que sobre el Pacífico Colombiano se presenta un punto de convección en términos de calor con magnitudes muy altas, este no se ve reflejado en la curva meridional por el promedio realizado en la banda ecuatorial en la que las zonas de calentamiento negativo (EQ-20°S) se compensan con las del calentamiento positivo (EQ-20°N).

Patrones de CIH para los reanálisis ERA-Interim y NCEP

Teniendo en cuenta las diferencias de resolución espacial y el registro de datos de los reanálisis utilizados, se comparan los patrones de calentamiento integrado en la vertical

para los dos con el fin establecer relaciones coherentes entre los resultados que cada uno muestra.

En la Figura 2-4 se compara el CIH del invierno boreal (DEF) y el verano boreal (JJA) del hemisferio norte. En la Figura 2-4a-b se muestran los patrones para ERA-Interim y en la Figura 2-4c-d los patrones para NCEP. Los dos reanálisis tienen la capacidad de representar y localizar las zonas de calentamiento positivo de manera coincidente entre ellos, los dos trimestres muestran el desplazamiento de la franja positiva hacia el hemisferio Norte (en relación al verano boreal Figura 2-4b-d) y hacia el hemisferio Sur (asociado a la época de invierno Figura 2-4a-c).

Se puede destacar la capacidad de éstos dos reanálisis en capturar la variabilidad estacional de los patrones de CIH, además de la coincidencia de las regiones de calentamiento en las zonas continentales como en la India, Brasil y el Pacífico Colombiano, siendo esta última una gran zona convectiva que se asocia al ingreso de humedad característicos del país.

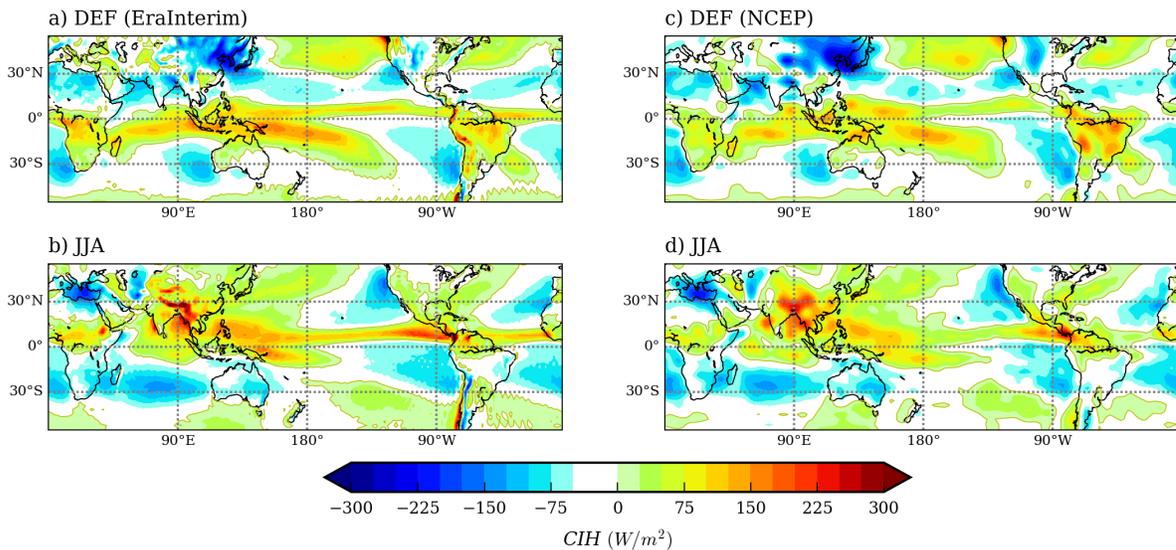


Figura 2-4: Comparación de los patrones de CIH de los trimestres DEF y JJA, entre los reanálisis ERA-Interim y NCEP, en el periodo común 1979-2016.

Se coincide con la bibliografía que en términos de magnitud ERA-Interim presenta valores mayores de calor que NCEP (Chan and Nigam, 2009; Nigam et al., 2000), pero sus patrones son coherentes y aceptables. Para tener una comparación más clara de estas diferencias se calcula el CIH medio meridional (Figura 2-5a) y zonal (Figura 2-5b) para los dos reanálisis. El objeto de esta comparación es evidenciar cómo los dos reanálisis representan de igual forma las zonas de calentamiento igual a cero a pesar de que las magnitudes de calentamiento y enfriamiento tengan un sesgo entre ellos. Los puntos en los que las líneas cortan el eje $CIH = 0$ son coincidentes y pasan por las mismas regiones tanto meridional como zonalmente, por ende, se puede concluir que las ramas de ascenso y descenso de las celdas de circulación son representadas y localizadas de forma similar por

los dos reanálisis. El CIH medio zonal entre las latitudes 0-5°N y bajo condiciones medias puede alcanzar magnitudes mayores a 70 W/m^2 según los resultados de ERA-Interim.

Esta capacidad y coherencia entre los reanálisis son un factor importante a resaltar ya que permite analizar los patrones de calentamiento con la salvedad que la magnitud no es importante para análisis.

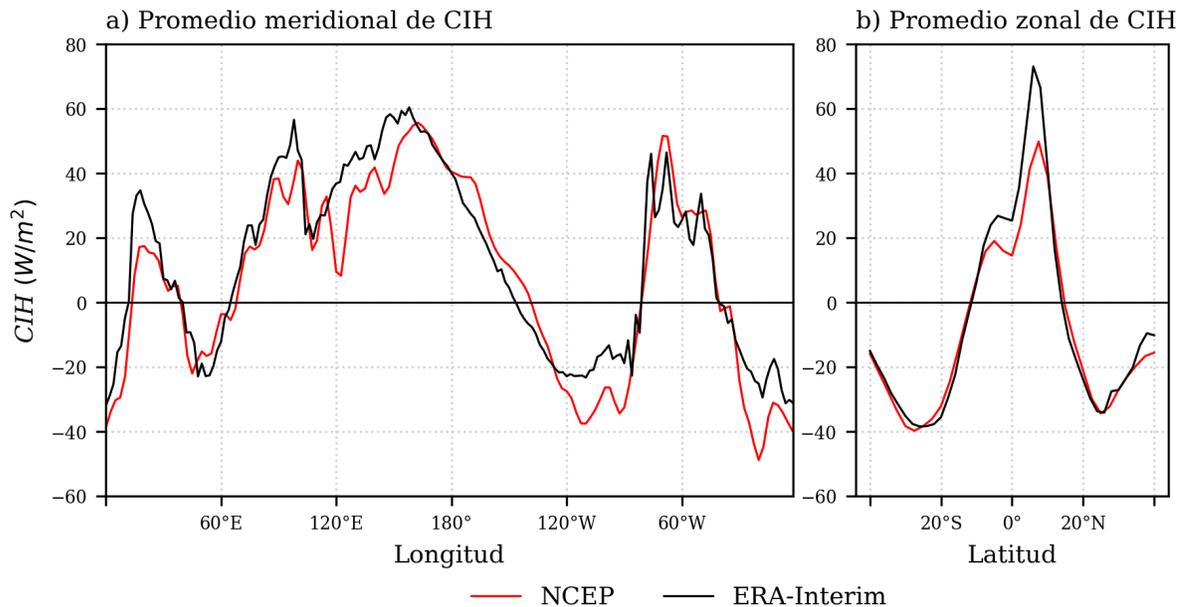


Figura 2-5: CIH medio a) meridional y b) zonal para los reanálisis EraInterim y NCEP. Se observan diferencias en magnitud pero coherencia en la localización de las zonas de enfriamiento y calentamiento.

Los ciclos medios zonales de calentamiento reflejan el movimiento latitudinal de convección en las cuencas Índico, Pacífico y Atlántico en la franja tropical. En la Figura 2-6 se identifica que la cuenca sobre la cual se presentan mayor liberación de calor latente es en el Pacífico durante el trimestre SON. El calor latente se localiza a lo largo del año en todos los océanos sobre el norte del Ecuador. A nivel global, durante DEF la franja de calentamiento esta más localizada hacia el Sur y se va desplazando hacia el Norte llegando a su latitud máxima en el trimestre JJA. El trimestre con mayor calentamiento es JJA (Junio, Julio, Agosto) y el menor es DEF (Diciembre, Enero, Febrero). El movimiento latitudinal estacional del calor tiene una directa relación al movimiento de la ZCIT.

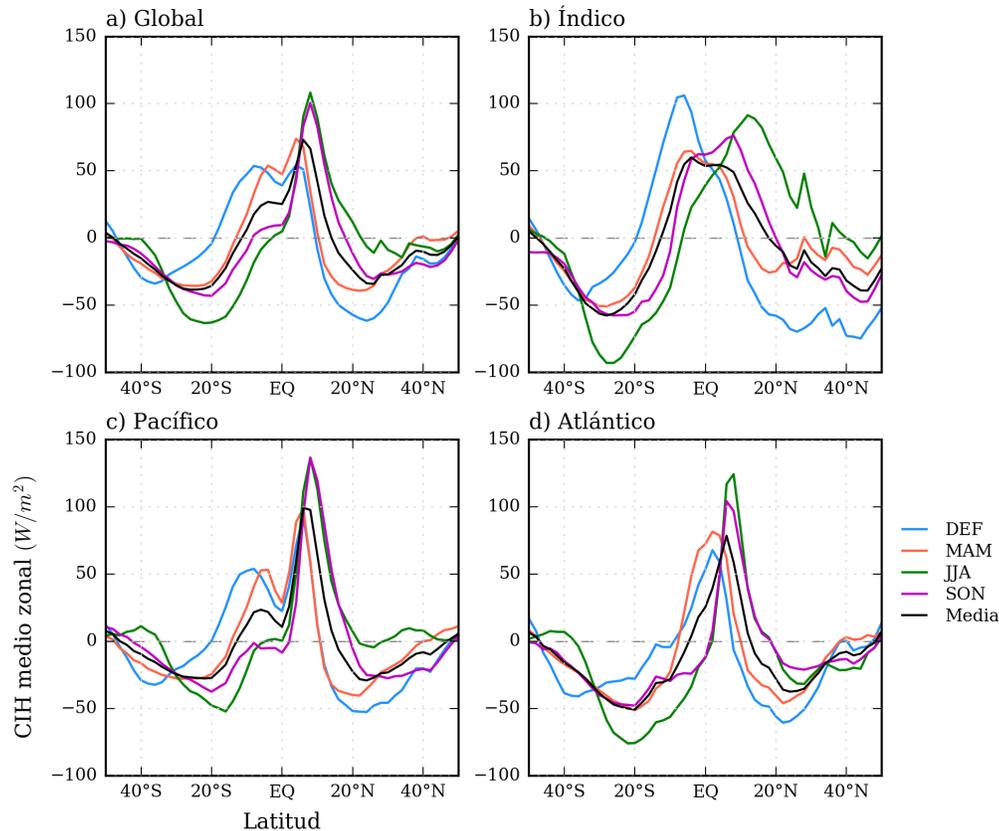


Figura 2-6: Ciclo estacional de CIH medio zonal representado por el reanálisis ERA-Interim calculado para toda la banda longitudinal: a) nivel global y cuencas oceánicas b) Índico, c) Pacífico, d) Atlántico.

2.2.1. Estructura Horizontal de Calentamiento

Variabilidad Estacional de Calentamiento

La distribución horizontal de calentamiento integrado en la vertical (CIH) a través de los trópicos presenta un ciclo estacional coherente con las circulaciones tropicales medias observadas (Figura 2-4). Esto evidencia que el calentamiento diabático es el mecanismo que impulsa la mayor parte de la circulación tropical. Durante el invierno boreal, se presentan valores máximos de calentamiento importantes sobre las áreas continentales tropicales en el sur, las piscinas calientes oceánicas y la zona de convergencia del Pacífico Sur, estas zonas son caracterizadas por tener valores bajos de OLR lo cual indica que la mayor parte de este calentamiento es producto de la condensación que ocurre por la convección profunda. Del mismo modo, sobre los continentes subtropicales y el este de los océanos se encuentran valores negativos de calentamiento los cuales representan sumideros de calor y son producto del enfriamiento radiativo que excede los flujos de calor calor sensible y de calor latente (MetEd, 2016).

Una de las principales características del ciclo anual estacional del CIH (Figura 2-7) es el desplazamiento similar a la migración latitudinal de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). Aunque la mayoría de calentamiento de la atmósfera se localiza sobre la IPWP hay pequeñas zonas de calentamiento en las costas extratropicales en el noroeste del Pacífico y el Atlántico debido al calentamiento de aire frío continental que fluye sobre el océano caliente (Hoyos and Webster, 2012).

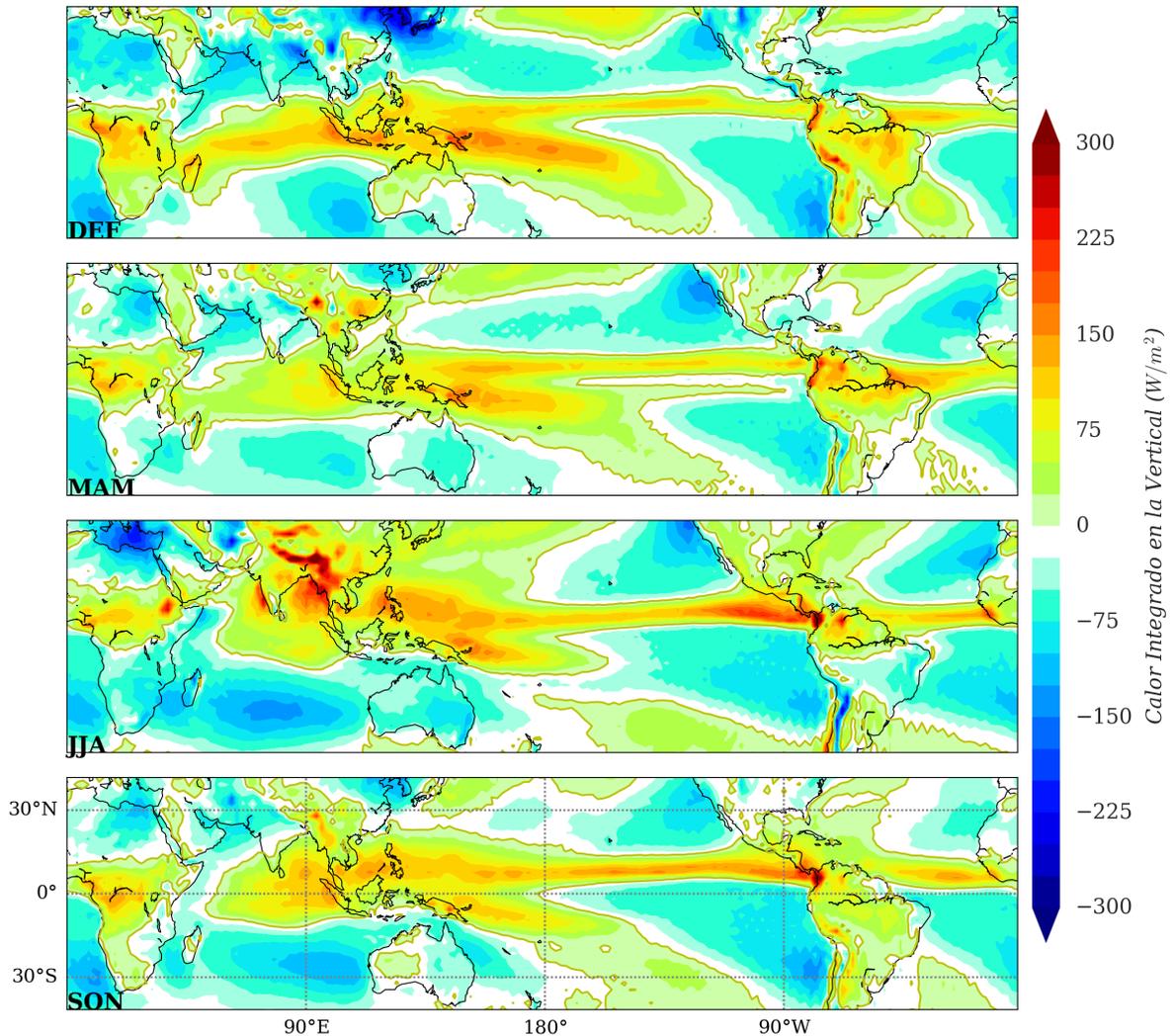


Figura 2-7: Ciclo anual del calor diabático integrado en la vertical calculado con ERA-Interim durante 1979-2016.

Durante el invierno del hemisferio Norte (DEF) el calentamiento se desplaza más hacia el sur alcanzando zonas continentales de éste hemisferio, además la atmósfera superior a la piscina caliente en el Pacífico tiene su máxima expansión. Durante el verano del hemisferio Norte (JJA) el calentamiento se desplaza hacia el norte y se localiza en partes continentales de la India, Centroamérica y norte de Suramérica, durante estos meses se alcanzan las mayores tasas de calentamiento. En Colombia se logra apreciar la convección

característica del Pacífico con la mayores magnitudes durante JJA y SON, meses en los que se presenta mayor ingreso de humedad al territorio colombiano (Sakamoto et al., 2011).

Las ramas ascendentes de las circulaciones Walker y Hadley residen dentro de las zonas de calentamiento positivo, donde la precipitación excede a la evaporación y donde los ciclones tropicales se intensifican. Las regiones anticiclónicas subtropicales y las partes descendentes de las celdas de Walker y Hadley residen dentro de la región de calentamiento negativo o enfriamiento, si este enfriamiento se intensifica puede estar indicando un descenso de la ramas de las celdas más fuerte (Hoyos and Webster, 2012).

Teniendo en cuenta que la precipitación es una medida del calentamiento diabático, se compara el ciclo anual de CIH en la banda tropical, evidenciando una alta coincidencia de los patrones de calentamiento positivo (ERA-Interim) con las mayores precipitaciones registradas por TRMM (Figura 2-8). La mayor parte del año el CIH positivo se localiza al norte del Ecuador alcanzando sus máximas magnitudes desde el mes de abril hasta el mes de octubre (EQ-10°N). En la Figura 2-8b se gráfica la línea de $CIH = 0$ sobre la precipitación, con base en este patrón la precipitación asociada a convección supera los 90 mm/mes . La fuerte coherencia que tiene el CIH con la precipitación indican que los procesos de precipitación en el trópico son dominados por la liberación de calor latente.

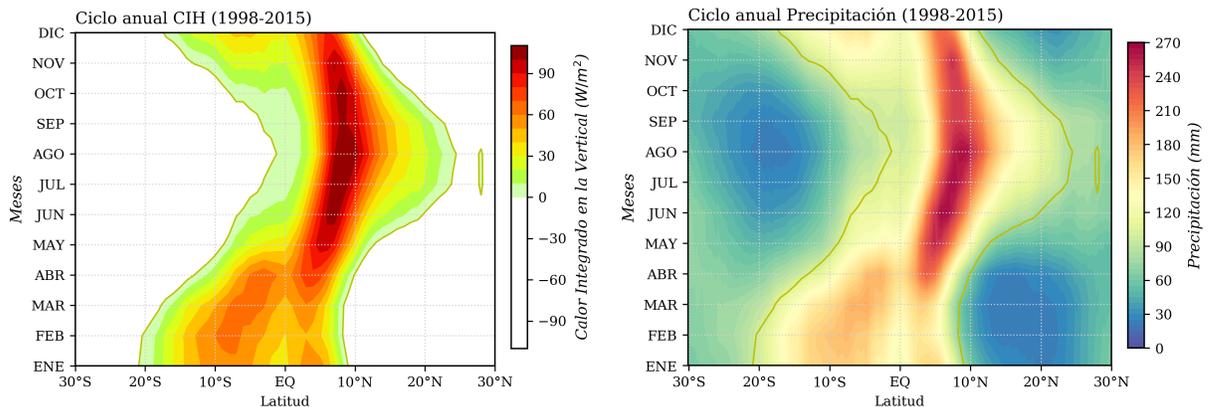


Figura 2-8: Ciclo anual en la banda tropical de calentamiento diabático (ERA-Interim) y la precipitación (TRMM) para el periodo común 1998-2015.

2.2.2. Estructura Vertical de Calentamiento

La estructura vertical del calentamiento diabático de los dos reanálisis presenta variaciones de magnitud mucho más claras que con respecto a la estructura horizontal, estas diferencias son asociadas a la resolución vertical que tiene cada reanálisis.

La columna de calentamiento diabático media zonal global (Figura 2-9) se caracteriza por ser mayor en la parte inferior de la columna con respecto a la parte superior. El calentamiento inicia desde la superficie ecuatorial comprendida entre los 30°N y 30°S,

cuando supera los 900 hPa esta columna se hace más delgada y se localiza en la banda comprendida entre los 15°N y 10°S hasta los 300 hPa en la vertical, esta zona presenta el máximo calentamiento y es allí donde la humedad contenida en la columna atmosférica se condensa y presenta la mayor liberación de calor latente. Las masas de aire continúan su ascenso y cuando llegan a los 200 hPa han perdido suficiente humedad y por tanto comienza el descenso de aire seco (subsistencia) en los extratropicos representado con magnitudes negativas de calentamiento diabático.

El calor interno de la columna representa la liberación calor latente de la humedad contenida en la atmósfera proveniente de los procesos de evaporación de agua que viene de la superficie del océano y las zonas continentales.

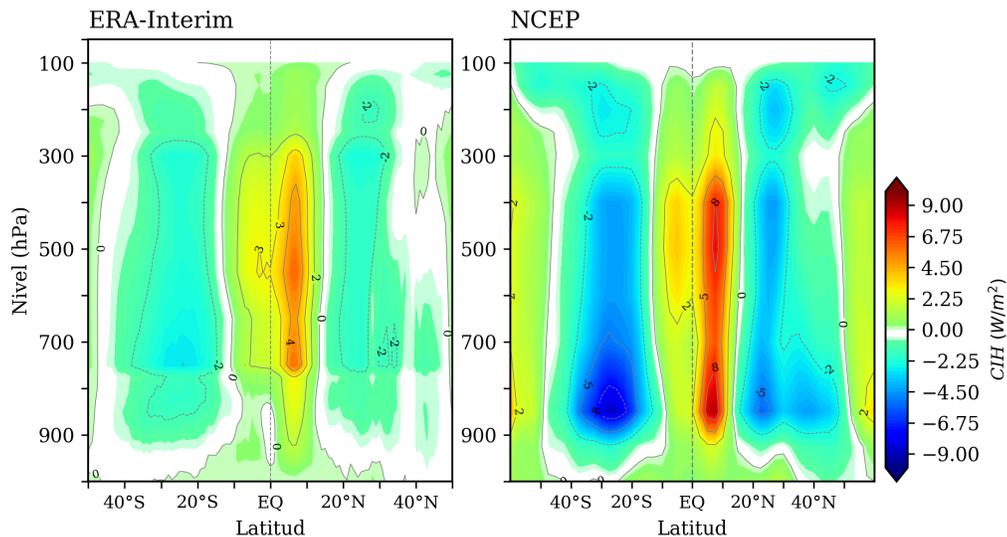


Figura 2-9: Media zonal global de calentamiento diabático para los reanálisis ERA-Interim y NCEP.

En la Figura 2-10 se muestra la estructura vertical del ciclo anual estacional del calentamiento atmosférico calculado con ERA-Interim (fila superior) y NCEP (fila inferior).

En primer lugar se evidencia la diferencia de magnitud entre los dos reanálisis siendo mayor para NCEP con respecto a ERA-Interim, sin embargo la estructura horizontal presenta mayor calentamiento para ERA-Interim, esto se debe a la resolución vertical de los reanálisis, ERA-Interim tiene mayor número de niveles que aportan mayor cantidad de calor en la integración del calentamiento diabático. A pesar de las diferencias de magnitud, se evidencia el desplazamiento latitudinal de las zonas convectivas caracterizadas por localizarse más al sur durante el trimestre DEF y más al norte durante JJA, lo cual se asocia directamente a las estaciones del año del invierno y verano del hemisferio norte siendo este último trimestre en el que mayor liberación de calor latente se presenta en los dos reanálisis. Existe un foco de calentamiento de la columna entre los 700 y 300 hPa con un máximo a los 500 hPa . La atmósfera superior muestra el camino de descenso del aire seco que permite identificar las zonas de subsistencia.

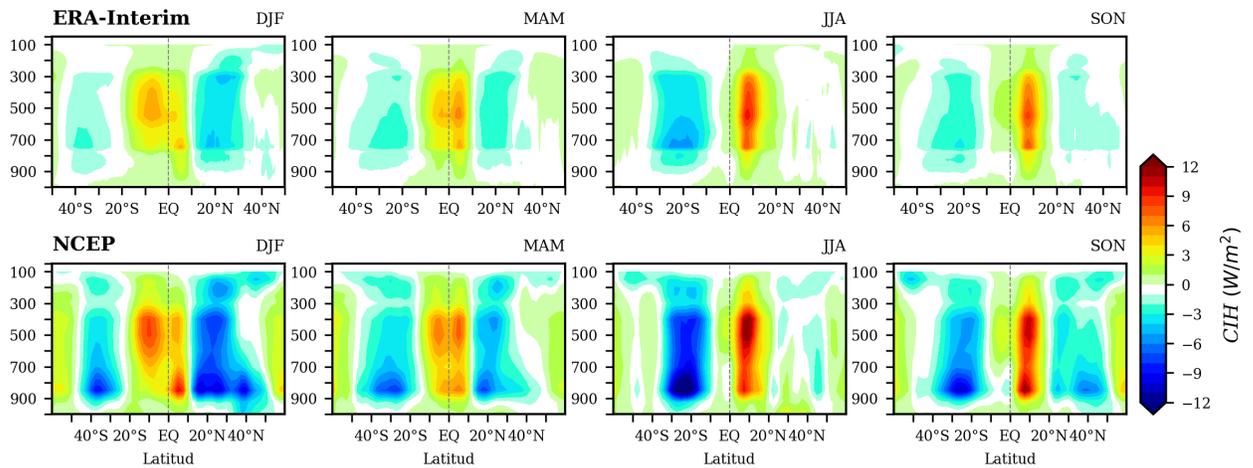


Figura 2-10: Ciclo anual de la estructura vertical de calentamiento diabático promediado en la banda tropical global para los reanálisis de ERA-Interim y NCEP.

La estructura vertical media meridional global de calentamiento no presenta una variabilidad intra-anual ya que su variabilidad es dominada y asociada a El Niño-Oscilación del Sur (ENSO). El perfil meridional mostrado en la Figura 2-11 es una clara representación de la circulación de Walker bajo condiciones medias. La estructura de calentamiento presentada en la imagen es promediada entre los 20°N y 20°S.

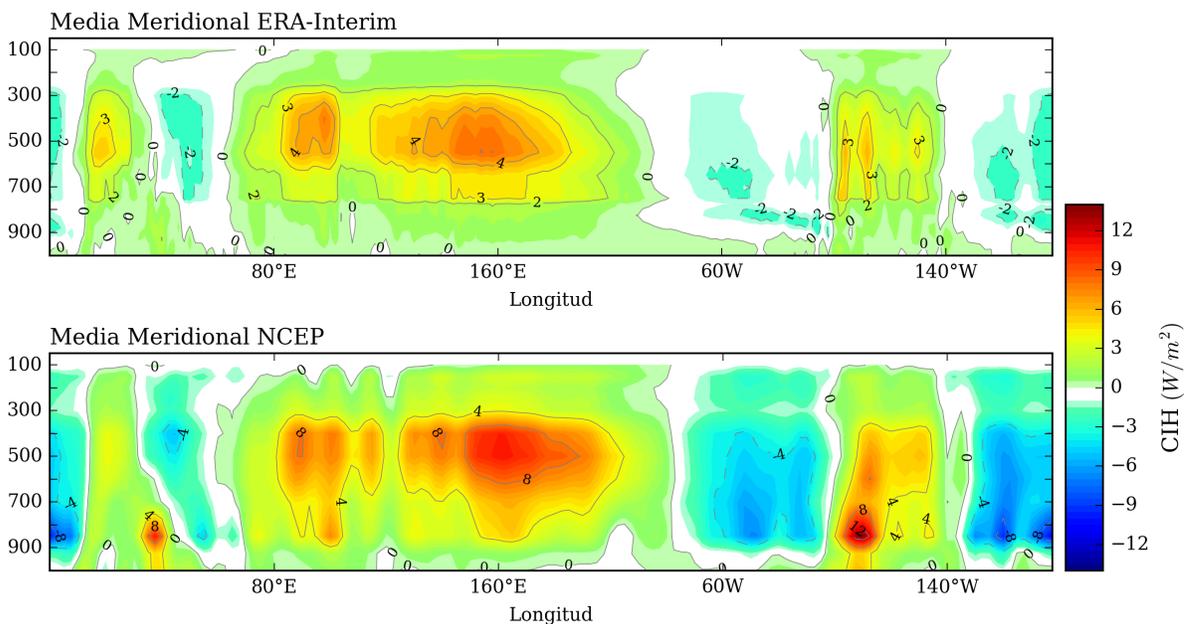


Figura 2-11: Media meridional de largo plazo del calentamiento diabático para los reanálisis ERA-Interim y NCEP. Se calcula el promedio CIH contenido entre el dominio 20°N y 20°S.

2.3. Respuesta del calentamiento diabático durante El Niño-Oscilación del Sur (ENSO)

Normalmente los vientos alisios del este empujan y acumulan el agua caliente en superficie a través del Pacífico Tropical de Este a Oeste alrededor de Australia e Indonesia, al otro lado en la costa Este en Suramérica y Centroamérica el agua cálida es empujada lejos de la costa y es reemplazada por las aguas frías que emergen de la profundidad del océano creando una diferencia de temperaturas a través del Pacífico Tropical que dan origen a la circulación de Walker.

Con el agua más caliente al oeste y la más fría al este, el agua cálida añade calor adicional al aire haciendo que el aire ascienda con más vigor y se formen nubes y precipitaciones, en este lugar el aire cálido y húmedo comienza su ascenso. Al otro lado el aire desciende frío y seco. Esta circulación fortalece los vientos del este y en esta parte del mundo entra en un estado de auto-perpetuación hasta que se presente alguna de las condiciones o fases del fenómeno ENSO (Figura 2-12).

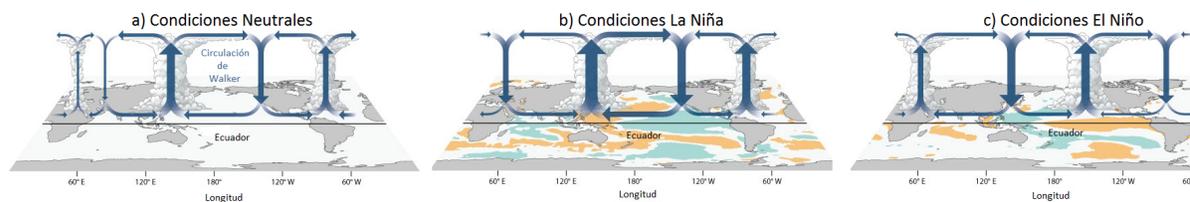


Figura 2-12: Representación Esquemática de la celda de Circulación de Walker durante las condiciones a) Neutrales, b) La Niña y c) El Niño. Adaptado de <https://www.climate.gov/news-features/blogs/enso/walker-circulation-ensos-atmospheric-buddy>

Durante la fase *Niña* (Figura 2-12a) las condiciones normales se intensifican, los vientos alisios soplan con más fuerza, se expande la piscina de agua caliente en el occidente del Pacífico Tropical, la fuerza de ascenso de las aguas frías del océano hacia América del sur aumenta y se extiende hasta el Pacífico central, esto incrementa la diferencia de temperaturas entre el este y oeste y hace que la circulación de Walker sea aún más fuerte. Con las altas temperaturas del Océano se obtiene mayor evaporación, más nubes y lluvia en el Pacífico occidental.

La fase *Niño* (Figura 2-12b) es totalmente opuesta a la fase *Niña*, los vientos alisios se debilitan, hay menos afloramiento de agua fría en la costa este haciendo que las aguas más cálidas se desplacen al este del Pacífico lo que anula la diferencia normal de temperaturas (entre oeste y este). Debido a que las aguas cálidas se desplazan, lo mismo ocurre con el aire húmedo cambiando los patrones de lluvia en el Pacífico ecuatorial así como los vientos de gran escala, estos cambios en los vientos tienen un efecto en la temperatura y precipitación en todo el mundo. Un gran impacto de la fase *Niño* es el exceso de calor en la superficie del Pacífico tropical, esto libera grandes cantidades de energía en la atmósfera

que puede afectar las temperaturas globales en todo el mundo.

Durante la fase el *Niño* se presenta una menor liberación de calor latente debido a la disminución de la precipitación acompañado de un mayor calentamiento superficial por disminución de la evaporación y aumento la radiación incidente por que hay menor nubosidad. Durante la fase *Neutral* el calentamiento atmosférico se da por el calor sensible y por el calor latente convectivo. Durante el *Niño* el calor sensible aumenta pero el calor latente disminuye a causa de la disminución de la precipitación, por lo tanto durante años neutrales el calor atmosférico es mayor. Durante el *Niño* hay más contribución al enfriamiento de la troposfera por la menor liberación de calor latente de condensación asociado a anomalías negativas de precipitación a pesar del calentamiento superficial por la mejor nubosidad y menor evaporación (Poveda, 1998)

2.3.1. Estructura vertical de anomalías de calentamiento

Para poder identificar el efecto del fenómeno ENSO sobre los patrones verticales de calentamiento de la atmósfera se cuantifican las anomalías de calor diabático para las tres fases del ENSO, las cuales son separadas con información del Índice Oceánico El Niño (ONI). El Índice Oceánico del Niño (ONI) se calcula como la media de 3 meses consecutivos de las anomalías de la temperatura superficial del mar medidas por el sensor ERSSTv4 en la región 3.4 del Niño (5°N-5°S, 120°-170°W), tomando como referencia el periodo de 1971 - 2000¹.

Durante las condiciones neutrales o *normales* (Figura 2-13c) del ENSO el ascenso de aire húmedo se localiza sobre los 120°E - 170°E. Las mayores anomalías se encuentran en la atmósfera media cerca de los 600- 300 hPa. En esta fase la distribución del calor muestra el patrón característico de la celda de Walker con una rama ascendente en el océano Indo-Pacífico y una rama descendente de aire seco y frío en las costas de América del Sur.

Cuando se presenta la condición de la *Niña* las anomalías positivas de calor se intensifican y se desplazan más hacia el Este del Pacífico entre los 80°E - 160°E y el área de la atmósfera con presencia de convección se expande y se intensifica con la liberación de calor latente y formación de nubes, estos procesos se mantienen localizados en la atmósfera media.

Finalmente, en la fase *Niño* se presenta el opuesto a la fase *Niña* y se observa los cambios de los patrones de precipitación del océano tropical, la convección se desplaza al Este del Pacífico ecuatorial y la máximas anomalías de calor se ubican entre 160°E - 80°W. Durante esta fase se presentan cambios en los patrones globales de precipitación con disminución de las tasas de lluvia en el territorio Colombiano. En esta fase se identifica la clara relación y respuesta de la atmósfera a los cambios de la SST por el desplazamiento de las zonas de convección profunda a las zonas de mayor temperatura del océano.

¹http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml

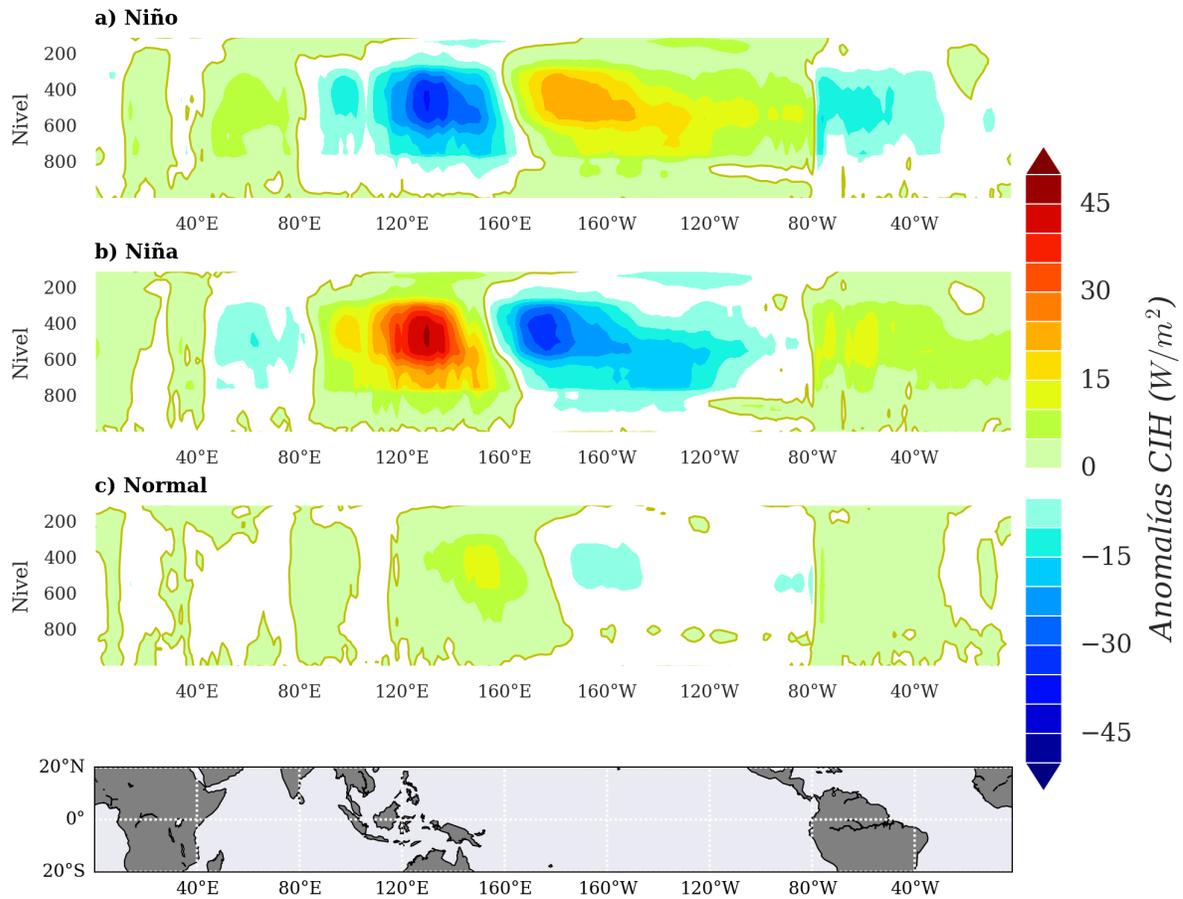


Figura 2-13: Anomalías de calor atmosférico en las fases del ENSO para el dominio 20°N-20°S: a) Niño, b) Niña, c) Normal o neutral calculadas para el reanálisis ERA-Interim entre 1979-2016.

El conocimiento de la variabilidad del calor diabático en este periodo de tiempo, proporciona una señal robusta del clima global, y permite alimentar la caracterización del calor en la atmósfera, además, es muy valioso que el reanálisis EraInterim represente los patrones de variabilidad del calor diabático en la vertical ante las fases del fenómeno del ENSO.

2.4. Relación entre la temperatura superficial del mar (SST) y el calentamiento integrado en la vertical (CIH)

Partiendo de los resultados presentados en la sección 2.3 en la que se evidencia la respuesta y asociación directa del calor diabático a los cambios de la temperatura superficial del mar, en esta sección se estudia la relación SST-CIH existente entre la variación

de los patrones de calentamiento en función de la SST y papel de la SST en la definición de un umbral de convección.

En la Figura 2-14a se muestra de fondo y en color el patrón medio anual de la SST separada en bins de 1 °C, así mismo en contorno negro se presenta el patrón de CIH del reanálisis ERA-Interim. Las condiciones medias son calculadas para el periodo 1979-2016. Cuando se sobreponen estos dos patrones se evidencia una alta correspondencia entre la distribución de la SST y el CIH, se identifica que la línea de $CIH = 0$ coincide con la isoterma de $SST=28$ °C (umbral de convección) en gran parte del Océano Pacífico Occidental, zona definida anteriormente como la piscina caliente oceánica (OWP) . Esta correspondencia en los patrones se extiende a lo largo del Pacífico hasta llegar a centro y Suramérica lo que muestra zonas de convección sobre las OWP descritas anteriormente.

En la Figura 2-14b se presenta un diagrama construido en el ecuador para el dominio 20°N-20°S en el que se presenta el CIH como una función de la SST. Se establecen intervalos de SST separados cada 1°C y para cada uno se calcula el calor total en $PW(10^{15}W)$ representado en barras y el calor medio W/m^2 representado por la línea sólida.

El diagrama representa la estructura de calentamiento y enfriamiento de la columna atmosférica la cual es separada por la temperatura que pasa por el punto $CIH = 0$, punto de corte entre el calor positivo y negativo que para estas condiciones medias oscila entre los 27-28°C, siendo coherente con lo que se encuentra en la Figura 2-14a en donde la línea de CIH y OWP son coincidentes espacialmente. Esta temperatura es denominada temperatura umbral (SST-TH) y definida como la temperatura superficial del mar que localiza la activación de la convección profunda.

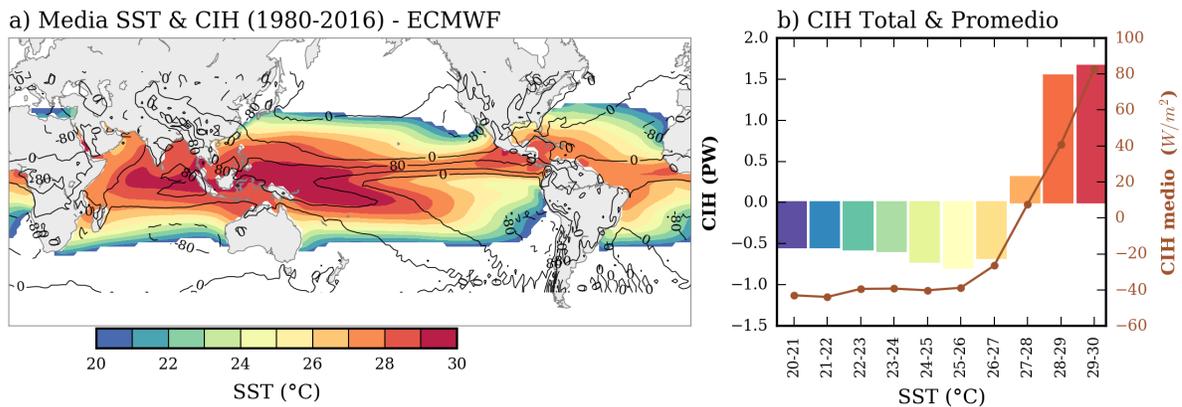


Figura 2-14: a) Relación entre los patrones de SST (colores) y el calor integrado en la vertical (contorno negro continuo calor positivo y en línea discontinua calor negativo) calculado con ERA-Interim entre 1979-2016. b) Relación del contenido total y promedio de CIH separado en bins de 1°C de SST.

La columna de enfriamiento se distribuye en un rango de SST mucho mayor que la columna de calentamiento, es decir, que las zonas de convección están comprendidas un rango de SST menor pero con una ocupación de área tropical mucho mayor.

2.4.1. Temperatura Umbral (SST-TH)

Con base en el esquema de la Figura 2-14b se obtiene una primera aproximación de la localización de las zonas de convección. Para tener un registro de la evolución de la SST-TH se construye este diagrama para los reanálisis ERA-Interim y NCEP a una escala de 5 años (Figura 2-15). La construcción del diagrama se realiza integrando la cantidad de calor media contenida cada 5 años y el promedio de SST en el mismo intervalo de tiempo. Cada línea de evolución es representada durante 1980-2015 para ERA-Interim y 1950-2015 para NCEP.

En la Figura 2-15 se muestran las líneas de evolución cada 5 años de los dos reanálisis. Los tonos azules representan los años más lejanos y en tonos rojos los años más recientes. Los dos reanálisis indican inicialmente cambios de calentamiento en las columnas de ascenso y descenso de aire. La zona gris del diagrama representan la separación de las dos columnas atmosféricas y por ende la zona que activación de convección o transición entre la columna de enfriamiento y calentamiento. Las líneas CIH-SST se están desplazando hacia aguas más cálidas, es decir, la SST-TH que define la convección esta aumentando en respuesta a la tendencia creciente de la SST global. Durante el periodo de estudio de los dos reanálisis esta temperatura ha variado entre los 26.5-27.5° aproximadamente.

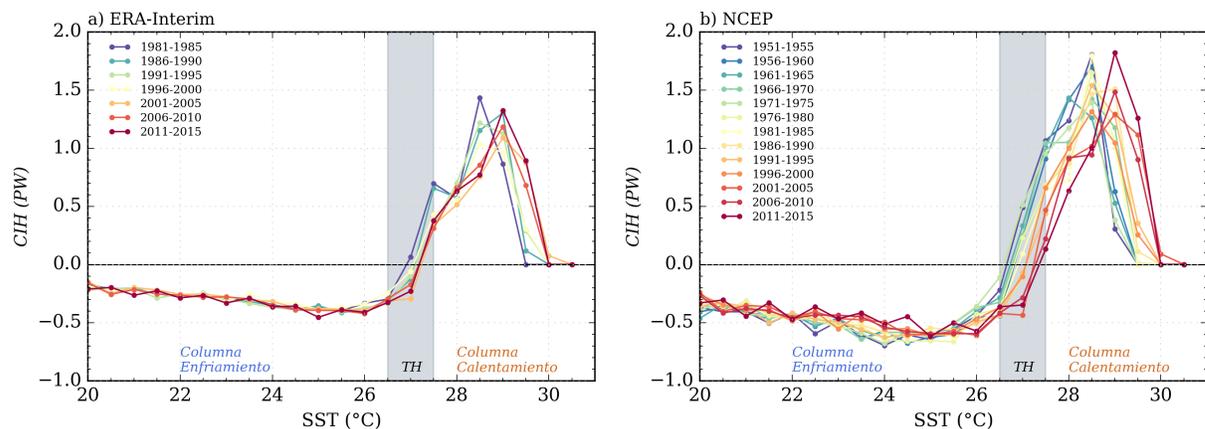


Figura 2-15: Definición y cálculo de temperatura-umbral SST-TH para los reanálisis a) ERA-Interim y b) NCEP.

Se puede concluir que el calentamiento de la atmósfera es función de los cambios de SST y que tanto el CIH como la SST han ido en aumento desde los años 1950 a través de una relación no estacionaria; no obstante y ya mencionado, a pesar de las diferencias de magnitud de calor de los dos reanálisis los dos aciertan en la localización de la SST-TH.

Con base en el diagrama de la Figura 2-15 se construye la serie mensual de la SST-TH de los dos reanálisis mostrada en la Figura 2-16. El cálculo de las series de SST-TH se realiza mediante el calculo de la SST en el punto de $CIH = 0$. A pesar de presentar un periodo de registro diferente, las dos series desde 1980 oscilan en el mismo rango de temperatura y presentan tendencia creciente con magnitudes de 0.11-0.13 °C/déc.

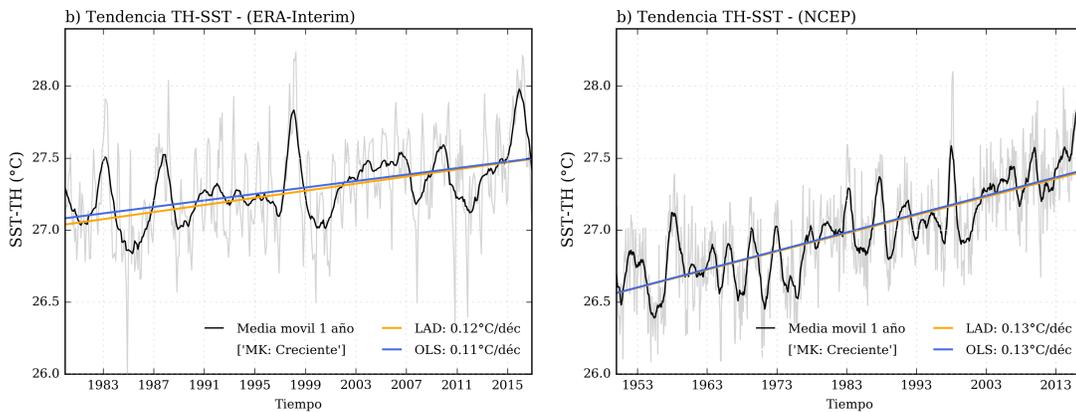


Figura 2-16: Serie de temperatura umbral SST-TH para los reanálisis a) ERA-Interim y b) NCEP.

2.4.2. Evolución de SST-TH y calentamiento neto

Partiendo del conocimiento que la atmósfera se está calentando y que la SST-TH que delimita la zona de calentamiento positivo también ha aumentado se calcula la serie de tiempo del calentamiento neto (CIH neto). Entiéndase como *calentamiento neto* la cantidad de calor diabático contenido en la columna de calentamiento positivo para cada paso de tiempo que está contenido por la SST-TH, esta serie se calcula a escala anual a partir de los diagramas de la Figura 2-15.

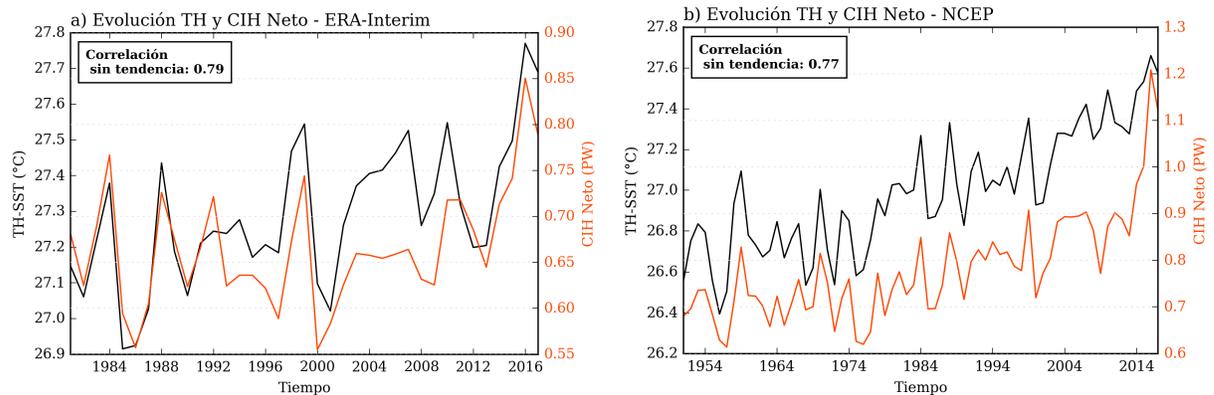


Figura 2-17: Series SST-TH y calentamiento neto a escala anual para los reanálisis a) ERA-Interim y b) NCEP.

La evolución del calentamiento neto y la TH-SST de los dos reanálisis presentados en la Figura 2-17 evidencian la tendencia al incremento de las dos variables. La correlación de las series sin tendencia (0.79 y 0.77 respectivamente) indica que a medida que el océano se calienta la temperatura umbral aumenta y la cantidad de calor diabático neto también.

Esto muestra que la temperatura umbral no se mantiene constante y que la columna de calentamiento positivo se está calentando aún más, por lo tanto se esperaría que haya un balance entre la columna de enfriamiento y calentamiento que puede estar indicando cambios en la intensidad de las ramas ascendentes y descendentes de las celdas de Walker y Hadley. Es así como es natural cuestionarse qué está sucediendo con la localización de la convección si la SST-TH está cambiando.

2.4.3. Matrices de Evolución del contenido de CIH con relación a la SST

Una forma de analizar cómo ha evolucionado el calentamiento de la atmósfera y bajo que temperatura superficial del mar se está localizado es a través del diagrama de tiempo de la Figura 2-18a. En el eje de las abscisas se tiene el tiempo a escala anual y en el eje de las ordenadas la SST comprendida entre el intervalo $22^{\circ}\text{C} < \text{SST} < 31^{\circ}\text{C}$ y separada por bins de 0.5°C . La matriz contiene la evolución del CIH total desde el año 1948 hasta el 2016 contenido en cada bin de SST para el reanálisis NCEP. La línea negra representa temperatura umbral de SST-TH que localiza la columna de calentamiento y enfriamiento atmosférico, en color rojo se muestra la SST-TH para el reanálisis de ERA-Interim para el cual fue calculada la misma matriz. La SST-TH tienen una alta coherencia en la tendencia al aumento y en la localización de las zonas de $\text{CIH} = 0$. Una de las principales diferencias entre los dos reanálisis es la magnitud de calor pero independientemente de esto, los dos son coherentes en localizar las zonas de calentamiento y enfriamiento de la atmósfera.

Los resultados obtenidos aquí concuerdan con otros estudios (Johnson and Xie, 2010) en los que se evidencia el cambio de la magnitud de la temperatura umbral y su clara tendencia de aumento, por lo tanto dado este aumento no es posible fijar un umbral de convección que sea constante en el largo plazo. Las series de SST-TH de los dos reanálisis presentan una evolución temporal similar durante el periodo en común 1979-2016, esta similitud en magnitud está mostrando que los dos reanálisis coinciden en la localización de la zona de convección a nivel tropical.

Además de los cambios de la SST-TH, los cambios en el calentamiento neto para el periodo de análisis también son evidentes. En la Figura 2-18b se presenta el cambio de CIH neto para NCEP con respecto al lustro 2000-2005. Se reporta el aumento de calentamiento en porcentaje desde 1951-1955 en la que el calor era un 20 % menor y para 2011-2015 el calentamiento ha sido del casi 15 % mayor, el último lustro ha tenido un porcentaje de cambio mayor con respecto a las demás, estos porcentajes tan altos pueden estar asociados a las fases del ENSO con mayores liberación de calor latente durante las fases frías.

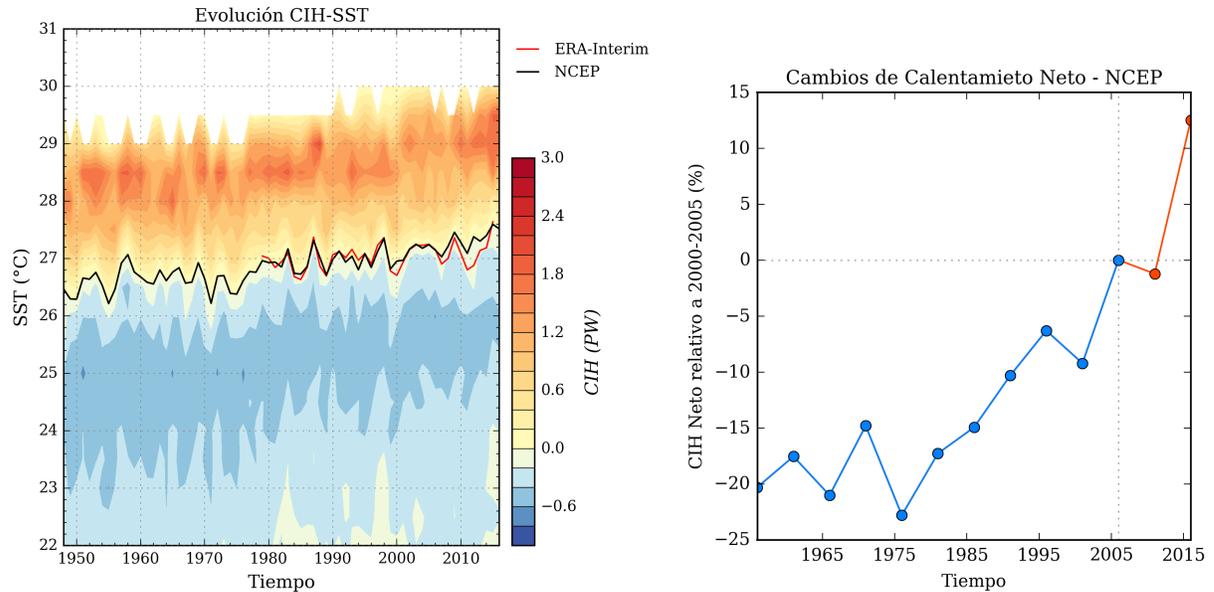


Figura 2-18: a) Matrices de evolución de CIH y SST, en color se encuentra la cantidad de calor para cada año del reanálisis NCEP, en línea negra se presenta la SST-TH para NCEP y en línea roja para ERA-Interim. b) Cambios en porcentaje del calentamiento neto a escala de 5 años con respecto al 2000-2005 reportados por NCEP, en azul (naranja) se presenta el cambio antes (después) de 2000-2005.

2.5. Piscina Caliente Dinámica (DWP)

Con base en los cambios de la SST-TH se infiere que la OWP no define estrictamente la localización de la convección, debido a la existencia de un umbral de temperatura de activación de convección que esta en constante aumento y se define por los patrones de calentamiento positivo en la banda tropical. Es así que surge el término de Piscina Caliente Dinámica (DWP), entendida como la zona de calentamiento diabático positivo de la atmósfera en la que se desarrollan los fenómenos de convección profunda; es dinámica por su cambio en el tiempo en términos de cantidad de calor diabático integrado.

El cálculo del área de la DWP consiste en estimar el área del océano que tiene una $SST \geq TH$ en cada paso de tiempo al que se quiera analizar. En la Figura 2-19a se presenta a escala de lustros el patrón de la DWP para el reanálisis ERA-Interim (las isocías representan la SST-TH de cada paso de tiempo). Se observa claramente que el área de la DWP ha permanecido prácticamente constante, es decir, el hecho que la OWP se expanda no indica que las zonas de ascenso de aire húmedo se expandan, por tanto los aumentos de calentamiento de la atmósfera se están localizando en la misma área de la banda tropical. La Figura 2-19b) muestran en simultaneo la evolución del área de la DWP, la SST-TH y el contenido de calor neto (CIH).

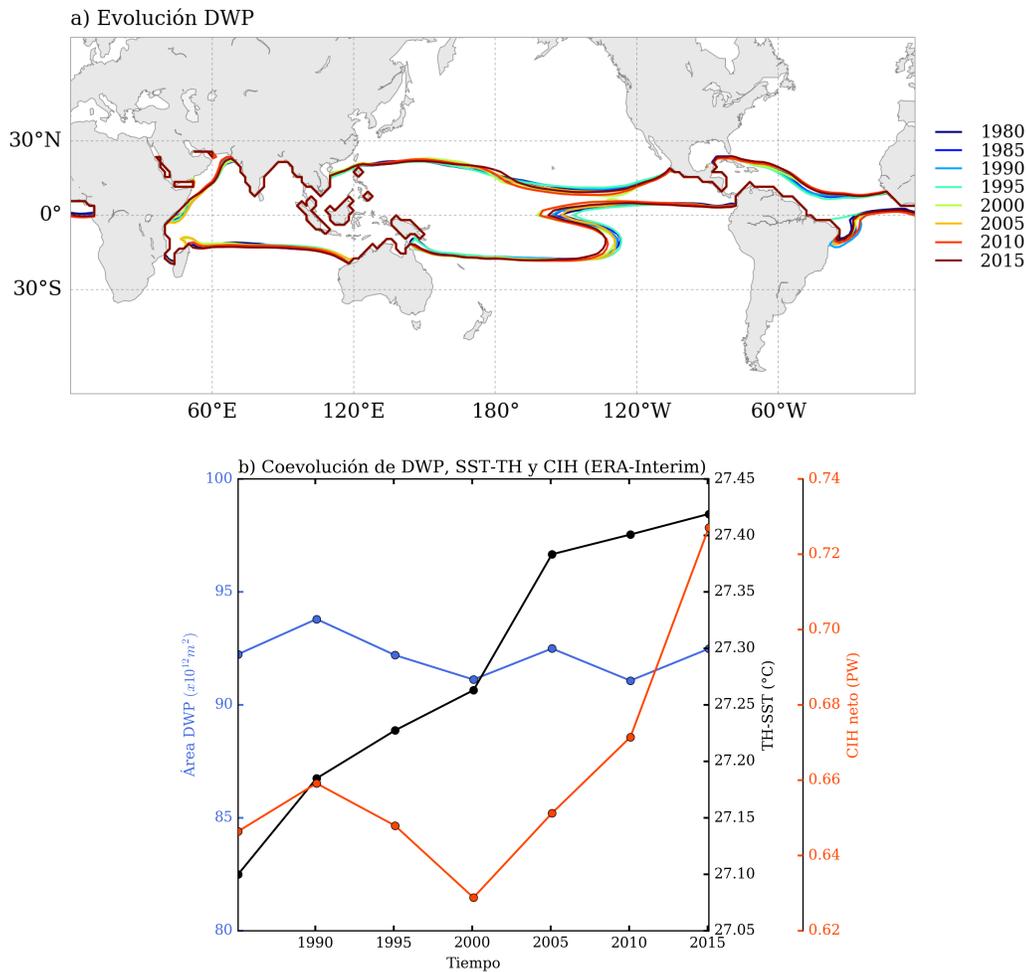


Figura 2-19: Definición y cálculo de la DWP a escala pentadal: a) Isolneas de evolución de DWP y b) Coevolución de DWP en función de la SST-TH y CIH neto. Información de ERA-Interim.

El área constante que presenta la DWP a pesar de los cambios en la SST indica el resultado de una coincidencia exacta entre los aumentos en el calentamiento por convección integrado dentro del DWP y el enfriamiento fuera de la DWP lo que muestra que el calentamiento de la atmósfera tropical es una función fuerte de la SST.

Los cambios presentados en el calentamiento de la columna atmosférica deben ser compensados por una circulación atmosférica más vigorosa, con un crecimiento en calentamiento por convección dentro de la piscina de agua caliente, y un aumento de aire descendiendo fuera de la piscina (Hoyos and Webster, 2012). Con base en estos resultados se procede a realizar un análisis de los cambios en las tendencias de las celdas de circulación general, con el fin de identificar si existe o no un intensificación de las celdas que se relacionen con los aumentos de CIH de las zonas de convección tropical.

2.6. Relación del CIH y las celdas de circulación atmosférica.

La distribución espacial de los flujos radiativos en los trópicos está determinada principalmente por dos circulaciones termodinámicamente directas: la celda Hadley en el plano meridional (dirección norte-sur) y la celda Walker en el plano zonal (dirección este-oeste) a lo largo del ecuador, las cuales se definen con la descomposición del flujo de masa vertical en sus componentes zonal y meridional (Schwendike et al., 2014). En las regiones convergentes se presenta el ascenso de aire y por tanto la convección profunda que transporta el vapor de agua hacia arriba y el aire descendente se correlaciona con las regiones de subsidencia (Chen et al., 2002; Stechmann and Ogrosky, 2014)

El análisis de la intensificación de las celdas de circulación tropical ha sido ampliamente discutido en estudios que aseguran una disminución en la intensidad de las celdas de Hadley (Lu et al., 2007; Zhang and Song, 2006) y Walker (Vecchi and Soden, 2007; Wills et al., 2017). Este debilitamiento ha sido asociado al calentamiento de la atmósfera de las últimas décadas. Otros estudios por el contrario aseguran un fortalecimiento de las celdas (Chen et al., 2002; Funk et al., 2008; Sohn and Park, 2010).

La circulación vertical a gran escala en los trópicos es una parte integral del sistema atmosférico que consiste en centros de presiones bajas y altas, y cualquier tendencia en la circulación vertical debería por lo tanto acompañar las tendencias en otros componentes del sistema (Zhang and Song, 2006). Teniendo en cuenta que el patrón de calor integrado en la vertical (CIH) localiza las ramas ascendentes y descendentes de la circulación general tropical y partiendo de los resultados del aumento de calor dentro de la columna de calentamiento, el estudio de las celdas de circulación toma importancia por su papel en la influencia de los patrones climáticos a nivel global e impacto en la circulación general atmosférica, en esta sección se tiene como objetivo analizar si hay cambios en la fuerza de las celdas y si se presentan algunas tendencias que se relacionen con el aumento del contenido de calentamiento neto dentro de piscina caliente dinámica (DWP).

En esta sección se utiliza el calentamiento diabático (CIH) del reanálisis NCEP para analizar las tendencias de las celdas, por el hecho de presentar un registro de información más extenso (1948-2017).

Los principales enfoques de análisis de la intensificación de las celdas se han desarrollado con el uso de la velocidad potencial y las funciones másicas de corriente, otros autores lo relacionan con el transporte de vapor de agua (Sohn and Park, 2010) encontrando un fortalecimiento de las circulaciones debido al aumento de humedad contenido en la atmósfera y por lo tanto en los vientos horizontales que transportan mayor cantidad de humedad, es así como los vientos horizontales en los trópicos están estrechamente relacionados con los procesos convectivos (Zhang, 1996) y las variaciones de calentamiento diabático son proporcionales a las variaciones de OLR (Stechmann and Ogrosky, 2014).

2.6.1. Cambios en la celda de Circulación de Hadley

El análisis de la intensidad de la celda de Hadley ha sido abordado con la aplicación de Funciones Másicas de Corriente (MSF, por sus siglas en inglés, *Mass Streamfunction*), las cuales son un indicativo de la intensidad y sentido que tiene las ramas de esta circulación tropical. Algunos autores (Mitas and Clement, 2005, 2006) han estudiado la intensidad de la circulación de Hadley a partir del cálculo de un índice de intensidad de la celda que es obtenido a partir de las MSF. La intensidad de la celda se analiza en el invierno del hemisferio norte (DEF) debido a que es en éste trimestre en él que se han observado cambios en la celda. El índice comúnmente utilizado fue formulado por Oort and Yienger (1996) y se define como el valor máximo absoluto (en los trópicos 0° - 30° N) de la rama ascendente de la celda en la atmósfera tropical.

Mitas and Clement (2006) analiza el índice de la intensidad de la celda de Hadley con respecto a un índice de calor diabático tomado en el dominio (700 - 400 hPa, 5° N- 15° S) encontrando una alta correlación entre los dos, el calor diabático es calculado a partir de $\omega \frac{\partial \theta}{\partial p}$ con información del reanálisis NCEP, este término es similar al término de la ecuación 2-2 con la diferencia que no es multiplicado por los cambios de presión en la vertical.

Variabilidad de las Funciones Másicas de Corriente (MSF)

La circulación de Hadley (HC) consiste en una zona de ascenso cerca del ecuador, que fluye hacia los polos y presenta subsidencia en el subtropico y su flujo retorna hacia el ecuador (Stachnik and Schumacher, 2011). La convección tropical representada por el CIH se localiza en las ramas ascendentes de esta celda. La circulación de Hadley es la característica principal de la circulación general atmosférica tropical (Oort and Yienger, 1996), se extiende aproximadamente hasta los 30° N durante el invierno del hemisferio norte durante los meses de diciembre, enero y febrero (DEF), en este trimestre el centro de la circulación se encuentra en la troposfera superior (450 hPa) y bastante cerca del ecuador (10° N).

En la climatología hay dos celdas de Hadley en los trópicos, una a cada lado del ecuador y ambas son mucho más intensas que las celdas de Ferrel y las Polares. La media anual de la celda Hadley en el hemisferio sur (SH) es más fuerte que su homólogo en el hemisferio norte (NH) y la latitud de división de las dos celdas de Hadley aproximadamente corresponde a la latitud de ascenso medio que se encuentra al norte del ecuador, lo que refleja el hecho de que la ZCIT permanece más tiempo en el NH a lo largo del año (Quan et al., 2004).

En la Figura **2-20** se presenta la climatología estacional entre el periodo 1948-2016 calculada con información de NCEP. La función másica de corriente muestra dos celdas que ascienden en el Ecuador en el Hemisferio Norte la celda gira en sentido de las manecillas del reloj (valores positivos) y en el Hemisferio Sur giran en sentido contrario (valores negativos). La MSF indica la intensidad de la circulación de la celda, la cuál muestra una mayor intensificación de la celda del HN durante DEF y para el HS una intensificación durante JJA. Se ha identificado cambios en la fuerza de la celda muy marcados para el

trimestre DEF, con mayor intensificación de la celda del HN con respecto a la del HS, el análisis cotidiano para el análisis de la fuerza de la celda en los dos hemisferios es con un índice para cada uno de los hemisferios que consiste en el valor máximo y mínimo de la MSF de la celda en el HN y HS respectivamente.

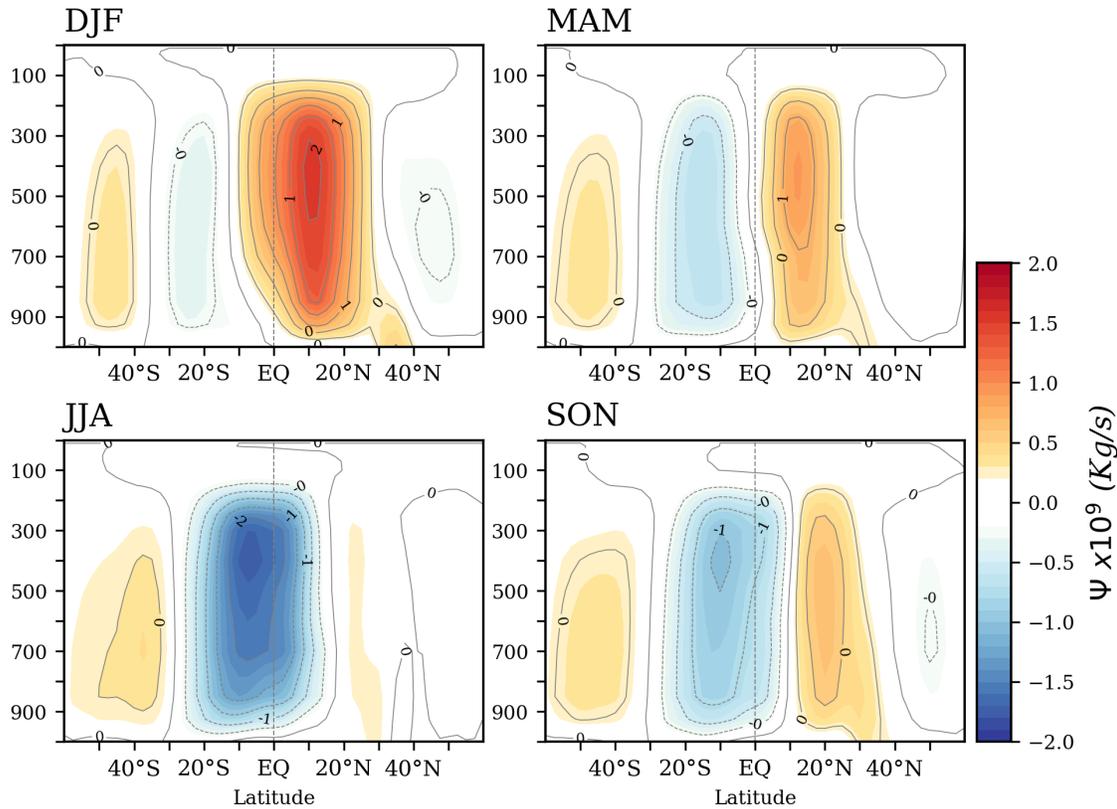


Figura 2-20: Climatología la función másica de corriente de la celda de Hadley calculado con NCEP para el periodo 1948-2017.

Con el fin de identificar la relación entre las ramas de ascenso y descenso de la celda de Hadley con el calentamiento diabático, en la Figura 2-21 se muestra la climatología de estas dos variables durante el trimestre DEF. Las ramas de ascenso de la celda están contenidas en las zonas de calentamiento y ascenso de aire húmedo y las ramas subsidentes corresponden con las zonas de descenso de aire seco, lo cuál muestra mayor claridad del papel del patrón del calentamiento en la representación de las zonas de convección y mayor precipitación a nivel global.

La definición de la zona de cálculo del índice cobra gran incertidumbre por los diferentes planteamientos que sugieren los estudios. En un primer intento de establecer un área de la atmósfera se calcularon las tendencias para el trimestre DEF del calor diabático y las MSF (Figura 2-22) por el método de OLS. Las zonas sombreadas representan las zonas de significancia estadística (95 %) calculada con Man-Kendall, las tendencias positivas (contornos rojos) y negativas (contornos azules). En el caso de la fuerza de la MSF la

celda esta mostrando tendencia positiva significativa en las ramas ascendentes en los dos hemisferios. La tendencia de magnitud negativa en la rama antihoraria representa que es más intensa por su magnitud negativa más no significa que la celda esta debilitando, es así como en todo el dominio que caracteriza a la celda Hadley se evidencia un fortalecimiento de la celda a nivel global.

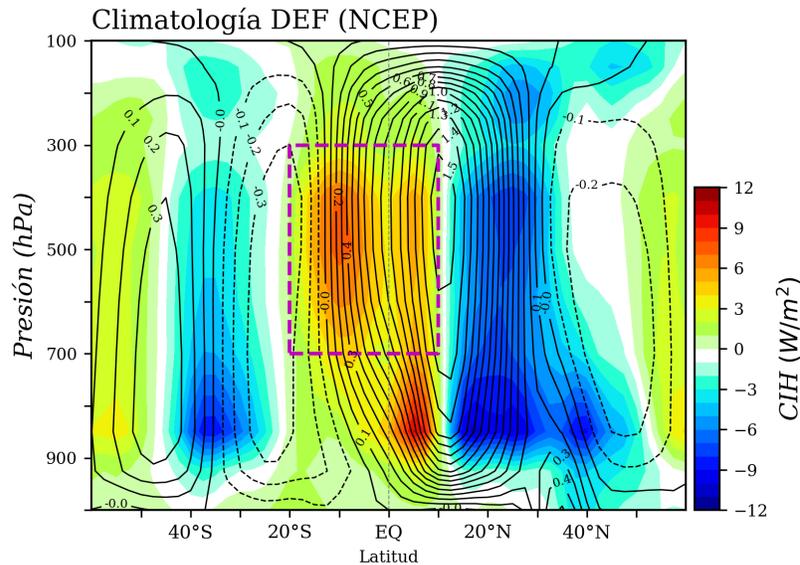


Figura 2-21: Climatología de DEF para la MSF y el CIH calculado con NCEP, el recuadro indica la región de la atmósfera en la cuál se formula el índice estandarizado de la celda de Hadley (Ψ_{HC}) y del CIH (CIH_{HC}).

Para el caso del calentamiento diabático las tendencias positivas representan mayor calor positivo y las negativas mayor calor negativo, lo que esta indicando una mayor intensificación tanto de la rama de ascenso como la de descenso o rama de calentamiento y enfriamiento. La rama de descenso es particularmente más fría al hemisferio norte con tendencias negativas más claras que al hemisferio sur. Establecer una zona común de la atmósfera para analizar la relación entre la fuerza y calentamiento de la celda esta asociada a cierta incertidumbre, que surgen de acuerdo a la región analizada, teniendo en cuenta que las tendencias de las dos variables son coherentes en mostrar independientemente la intensificación tanto en la fuerza de las celdas como el contenido de calor en la columna, en este estudio se plantea un indice estandarizado para la celda de Hadley (Ψ_{HC}) que se relaciona con un índice de calentamiento diabático de la celda (CIH_{HC}).

El índice estandarizado (Ψ_{HC}) se formula en la atmósfera 700-300 hPa y 10°N-20°S, la selección de esta región comprende el dominio de mayor liberación de calor latente que se localiza en las ramas ascendentes de la celda para las condiciones medias del trimestre DEF (Figura 2-21, cuadro magenta). De esta región se calculan las anomalías estandarizadas para las dos variables, y para Ψ_{HC} se toma el valor medio del máximo absoluto que consiste en calcular el máximo absoluto en cada nivel de presión y determinar la media del mismo. El máximo absoluto es tomado con el fin de considerar el ascenso antihorario

de la celda y que por efectos de magnitud no disminuya el valor medio de la intensificación. Para el caso del índice de calentamiento de la celda de Hadley (CIH_{HC}) se toma el valor medio del campo de anomalías estandarizadas en la misma región de estudio.

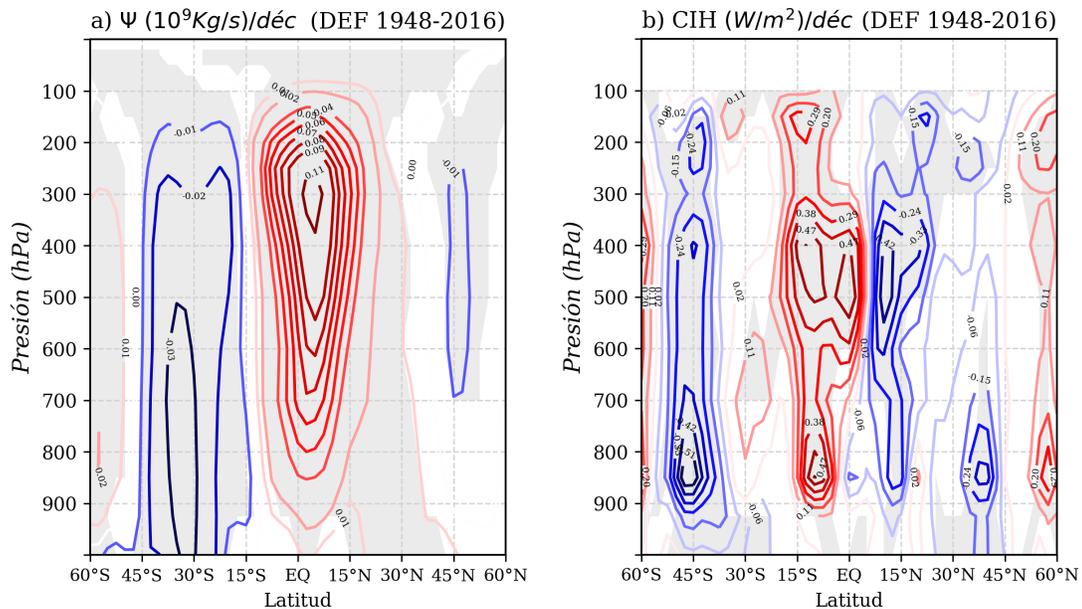


Figura 2-22: Tendencias de la MSF y el CIH por el método OLS para el trimestre DEF con nivel de significancia del 95 % (Mann Kendall).

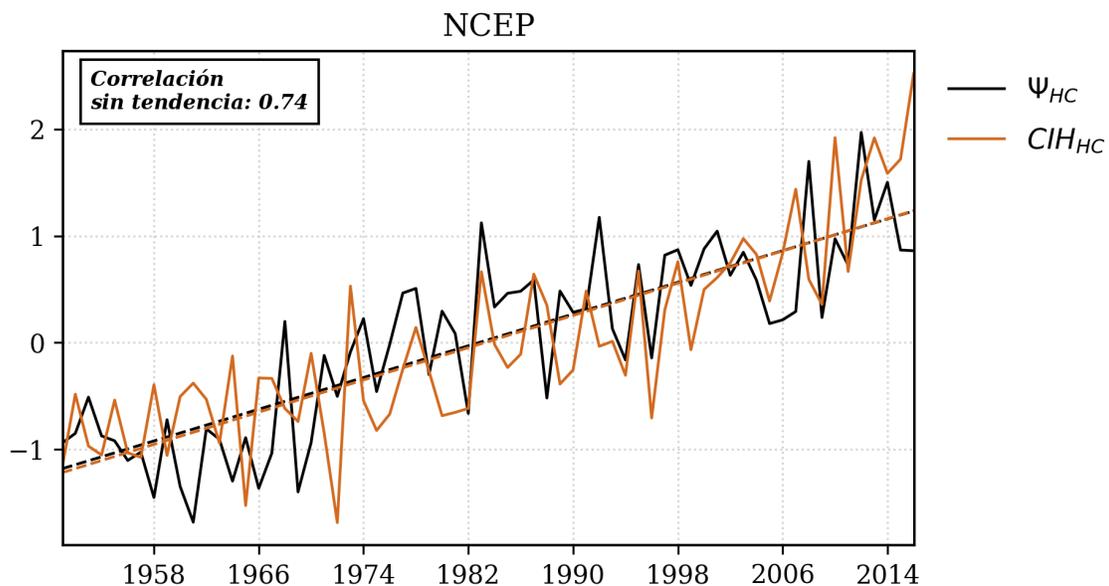


Figura 2-23: Serie temporal de los índices estandarizados Ψ_{HC} y CIH_{HC} calculados en la columna atmosférica comprendida entre 700-300 hPa y 10°N-20°S.

Los índices Ψ_{HC} y CIH_{HC} presentados en la Figura **2-23**, están mostrando una tendencia creciente con correlación positiva (sin tendencia) de 0,74. Desde el año 1970 se observa la mayor relación entre los dos índices en los que ante un aumento de calentamiento diabático medio las ramas de ascenso de la celda de Hafely se están intensificando.

Este resultado indica que la celda esta aumentando su intensidad y esta es cada vez mayor, la cual se relaciona con el calentamiento de la columna traducido en una mayor liberación de calor latente. A pesar de estos resultados, es conveniente establecer más metodologías de calculo de la intensidad de la celda para tener un resultado más robusto.

2.6.2. Cambios en la celda de Circulación de Walker

El Índice de Oscilación del Sur (SOI) es una medida de la diferencia de presión del aire a través del Océano Pacífico desde Tahití en el sudeste hasta Darwin en el oeste. El SOI se usa para rastrear y predecir cambios tanto en el fenómeno de El Niño-Oscilación del Sur como en la Circulación de Walker (WC), cuando la celda de Walker se debilita durante un evento El Niño el SOI tiende a ser negativo. La celda de circulación de Walker (WC) se extiende a través de todo el Océano Pacífico tropical abarcando los vientos alisios que soplan desde el este al oeste, el ascenso forzado del aire en el Pacífico occidental, el sureste de Asia y el norte de Australia a través de la convección, y el aire que desciende sobre el Océano Pacífico oriental (Power and Kociuba, 2011).

El debilitamiento de la WC ha sido asociada al calentamiento global y particularmente al aumento natural en la frecuencia de El Niño y a una reducción natural en la frecuencia de la Niña (Power and Smith, 2007; Vecchi et al., 2006), además DiNezio et al. (2013) sugiere que el debilitamiento de la WC está impulsado por cambios en el ciclo hidrológico que no están relacionados con cambios en el gradiente SST sino con la magnitud del calentamiento medio tropical.

El análisis del fortalecimiento de la WC desarrollado en esta sección se realiza con el planteamiento de un gradiente de la presión sobre el nivel de mar entre el este y oeste del Pacífico. Para esto se toman dos cajas o dominios planteados por Vecchi et al. (2006) y es calculado como las anomalías del promedio del área de los campos mensuales sobre la región del Este/Centro del Pacífico (5°S - 5°N , 160°W - 80°W) menos la región sobre el Océano Indico/Oeste Pacífico (5°S - 5°N , 100°E - 180°E).

Así mismo se construye un gradiente de calentamiento diabático en las mismas cajas y con la misma metodología de calculo. En la Figura **2-24** se muestra las series de los dos gradientes, ambos estan mostrando una correlación negativa alta pero una tendencia positiva y negativa para los gradientes $dSLP$ y $dCIH$ respectivamente no significativa.

La correlación negativa de los gradientes esta indicando que las diferencias de PSL se están haciendo más grandes, la presión aumenta tanto al este como al oeste del Pacífico pero se presenta un aumento mayor al este (Este/Centro del Pacífico), es así que una anomalía positiva del $dPSL$ esta asociada a una anomalía de CIH negativa, lo que indica que las diferencias de calentamiento también se están haciendo mayores con calentamiento en las dos regiones pero con un mayor calentamiento en el Océano Indico/Oeste Pacífico.

Tener una conclusión clara si la celda se esta fortaleciendo con base en los aumentos de calentamiento no es fácil de confirmar teniendo en cuenta la tendencia no significativa y alta variabilidad de los gradientes. Por otro lado, la base de datos usada para el análisis de la PSL influye mucho en la tendencia que tendrá el gradiente, es así como Vecchi et al. (2006) reporta un debilitamiento de la celda de Walker en las mismas regiones calculadas en este estudio con información de la base de datos Hadley Centre SLP reconstruction (HadSLP2) (Basnett and Parker, 1997) que cuenta con información desde 1979-2000.

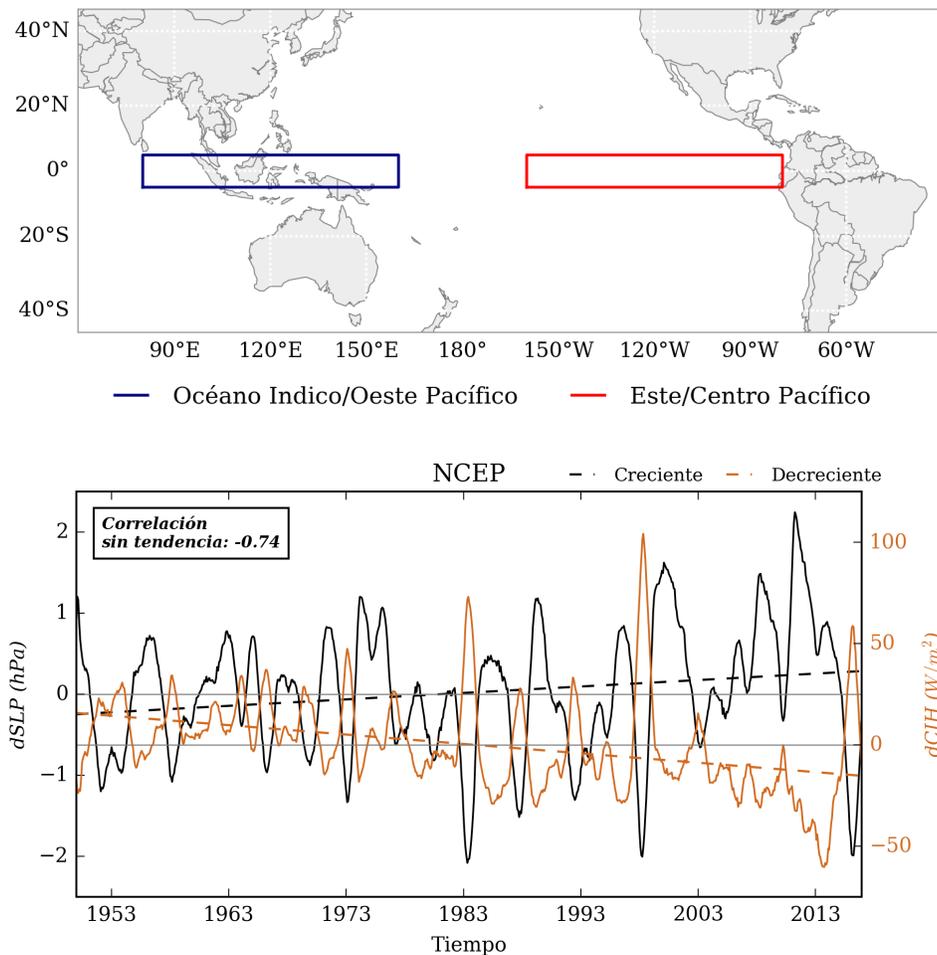


Figura 2-24: Series temporales observadas del gradiente ecuatorial zonal en la Presión del nivel del mar $dSLP$ y gradiente ecuatorial zonal en el calentamiento diabático integrado $dCIH$ durante le periodo 1950-2016 con información de NCEP. La serie temporal $dSLP$ y $dCIH$ se calcula como el promedio del área de los campos mensuales en la región de Tahití (5S-5N, 100W-180W) menos la región de Darwin (5S-5N, 80E-160E).

LA WC ha sido analizada no solamente desde el punto de intensificación si no de desplazamiento. Williams and Funk (2011) reporta que la celda se ha intensificado y desplazado al oeste presentado impactos en los regímenes de precipitación en el centro de África. En este estudio se construye el diagrama de tiempo de la evolución de las anomalías

de CIH comprendidas entre 10°N-10°S en toda la banda tropical (Figura 2-25).

El patrón de anomalías muestran el contraste de anomalías positivas y negativas entre el este y oeste del Pacífico, las cuáles muestran la variabilidad de la celda de Walker ante eventos cálidos y fríos del ENSO. Sobre los 160°W después de 1970 las anomalías han tendido a ser negativas. Sobre los 80 °E las anomalías positivas de calentamiento se han expandido longitudinalmente lo que puede estar mostrando un relación a la expansión de la OWP del Océano Índico.

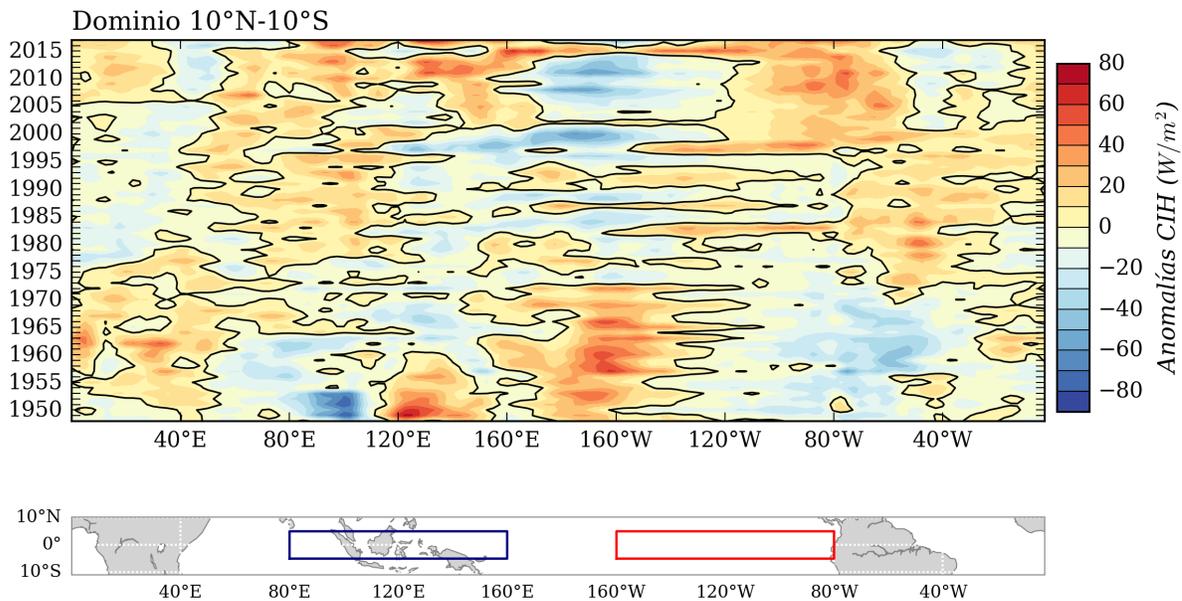


Figura 2-25: Diagrama de tiempo de la evolución de la anomalías de CIH en la banda tropical (10°N-10°S), en línea discontinua azul y rojo se marcan las regiones analizadas en el planteamiento de los gradientes de PSL y CIH.

Finalmente, no se concluye con claridad si existe una intensificación de la celda de Walker ni un desplazamiento de la misma que este asociada a los incrementos de CIH en la banda tropical, para esto se requieren más análisis que permitan relacionar el CIH con la intensidad de la celda.