



**Comportamiento atmosférico y oceánico
para el 2100 en el Mar Caribe con base
a proyecciones de modelos climáticos del
CMIP5**

David Francisco Bustos Usta

Universidad del Norte
Facultad de Ciencias, Departamento de Física
Barranquilla, Colombia
2020

Comportamiento atmosférico y oceánico para el 2100 en el Mar Caribe con base a proyecciones de modelos climáticos del CMIP5

David Francisco Bustos Usta

Tesis o trabajo de grado presentada(o) como requisito parcial para optar al título de:
Magister en Física Aplicada

Director(a):
Ph.D. Rafael Ricardo Torres

Línea de Investigación:
Oceanografía: Cambio Climático
Grupo de Investigación:
GEO4

Universidad del Norte
Facultad de Ciencias, Departamento de Física
Barranquilla, Colombia
2020

Dedicatoria

A mis padres

Que sin ellos no hubiera logrado una meta más en la vida profesional.

A mis maestros

Por el tiempo y esfuerzo que dedicaron a compartir sus conocimientos conmigo

A Dios

Por darme salud, vida y conocimiento a lo largo de la Maestría en Física Aplicada

La preocupación por el hombre y su destino siempre debe ser el interés primordial de todo esfuerzo técnico. Nunca olvides esto entre tus diagramas y ecuaciones.

Albert Einstein

Agradecimientos

Agradezco a mis docentes, personas de gran conocimiento y sabiduría quienes se esforzaron por ayudarme a llegar en el punto en el que estoy. También agradezco a cada una de aquellas personas que siempre estuvieron ahí cuando más las necesite.

No ha sido un proceso fácil pero gracias a su dedicación he logrado cumplir con el objetivo de terminar el desarrollo de mi Tesis de Maestría con éxito.

Abreviaturas

AAIW	Antarctic Intermediate Water
AMIP	Atmospheric Model Inter-comparison Project
AOGM's	Atmosphere-Ocean General Models
AR4	Fourth Assessment Report
AR5	Fifth Assessment Report
AR6	Sixth Assessment Report
BADC	British Atmospheric Data Centre
CMIP	Coupled Model Intercomparison Projects
CSW	Caribbean Surface Water
DKRZ	Deutsches Klimarechenzentrum
ECDBC	Estrategia Colombiana de Desarrollo Bajo en Carbono
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EMICs	Earth System Models of Intermediate Complexity
ENSO	El Niño–Southern Oscillation
ESG	Earth System Project
ESGF	Earth System Grid Federation
ESMs	Earth system Models
FAR	First IPCC Assessment Report
GEBCO	General Bathymetric Chart of the Ocean
GHG	Green House Gases
GO-ESSP	Global Organization for Earth System Science Portals
IAS	Inter America Sea
IBA	Informes Bienales de Actualización
IDEAM	Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales
IOC	Intergovernmental Oceanographic Commission
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
ISC	International Science Council

ITCZ Inter Tropical Convergence Zone

LLJ Low Level Jet

METAFOR Metadata for Climate Modelling Digital Repositories

MIPs Model Intercomparison Projects

MLD Mixed Layer Depth

MPC: Model Predictive Control

NATSU North Atlantic Sub Tropical Underwater

PB $10^{15} \text{Bytes} = 10^6 \text{GB}$

PCC Panama Colombia Countercurrent

PCMDI Program for Climate Model Diagnosis

PCG Panama Colombia Gyre

PNACC Plan Nacional De Adaptación Al Cambio Climático

PSU Practical Salinity Units

RCMs Regional Climate Models

RCPs Representative Concentration Pathways

SAR Second Assessment Report

SR15 Global Warming of 1.5°C

SRRCCCL Special Report on Climate Change and Land

SROCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate

SST Sea Surface Temperature

TAR Third Assessment Report

TGICA Task Group on Data and Scenario Support for Impact and Climate Analysis

TIF Task Force on National Greenhouse Gas Inventories

TLA Three Letter Acronym

UNEP United Nations Environment Programme

UNESCO United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization

UNFCCC United Nations Framework Convention on Climate Change

WCRP World Climate Research Programme

WGCM Working Group on Coupled Modelling

WGI Working Group One-IPCC

WGII Working Group Two-IPCC

WGIII Working Group Three-IPCC

WGSIP Working Group on Subseasonal to Interdecadal Prediction

WMO World Meteorological Organization

Contenido

Agradecimientos	iv
Abreviaturas	v
1 Resumen	1
2 Introducción	2
2.1 Generalidades	2
2.2 Justificación	3
2.3 Objetivos	4
2.3.1 Objetivo general	4
2.3.2 Objetivos específicos	4
3 Área de estudio	5
3.1 Descripción física	5
3.2 Climatología del Mar Caribe	5
3.3 Regímenes de viento	9
3.4 Temperatura y salinidad en el Mar Caribe	10
3.4.1 Distribuciones horizontales	10
3.4.2 Distribuciones verticales	11
3.5 Circulación general del Mar Caribe	12
3.5.1 Corriente Caribe (CC)	13
3.5.2 Giro Panamá Colombia (PCG)	14
3.5.3 Surgencia de la Guajira	14
3.5.4 Contracorriente Panamá Colombia (PCC)	15
4 Marco teórico y estado del arte	16
4.1 Esfuerzos internacionales para evaluar la variación climática	16
4.1.1 IPCC	16
4.1.2 CMIP5	19
4.1.3 Colombia y el Panel Intergubernamental para el cambio climático (IPCC)	21
4.2 Estrategias experimentales para la evaluación de modelos climáticos	22
4.2.1 Tipos de experimentos usados para la evaluación de modelos.	23
4.2.2 Forzamiento de experimentos históricos	24
4.2.3 Experimentos a largo plazo	24
4.2.4 Experimentos a corto Plazo	25
4.2.5 Relación entre simulaciones decenales y de largo plazo	25
4.2.6 Diferencias entre CMIP3 y CMIP5	25
4.2.7 Obtención de datos CMIP5	26
4.2.8 Algunas consideraciones para usar datos CMIP5	26
4.3 Desempeño global de los modelos CMIP5 en el período 1980-2005.	27
4.3.1 Atmósfera	27
4.3.1.1 Temperatura	27
4.3.1.2 Precipitación	28
4.3.1.3 Humedad, nubes y radiación	29

4.3.2	Océano	30
4.3.2.1	Temperatura superficial del mar	30
4.3.2.2	Salinidad	31
4.3.2.3	Nivel del Mar	31
4.4	Comparación cuantitativa del desempeño de los diferentes modelos del CMIP5	34
4.5	Estado del arte de la investigación	36
5	Metodología	38
5.1	Datos	38
5.1.1	ACCSESS 1.0	38
5.1.2	CSIRO Mk3.6	39
5.1.3	MIROC5	39
5.1.4	Experimentos de los modelos existentes	41
5.1.4.1	Experimento AMIP:	41
5.1.4.2	Experimento Historical:	41
5.1.4.3	Experimentos RCP	41
5.2	Métodos	42
5.2.1	Generalidades	42
5.2.2	Estructura espacial de los modelos climáticos	43
5.2.3	Procesamiento de variables atmosféricas	43
5.2.4	Procesamiento de variables oceánicas	45
6	Resultados	47
6.1	Variables atmosféricas	47
6.1.1	Temperatura ambiente superficial (tas)	48
6.1.2	Presión atmosférica al nivel del mar (psl)	49
6.1.3	Viento Superficial (sfc)	51
6.1.3.1	Anual:	51
6.1.3.2	Época seca:	52
6.1.3.3	Época húmeda:	53
6.2	Variables Oceánicas	54
6.2.1	Temperatura superficial del mar (tos)	55
6.2.2	Salinidad superficial del mar (sos)	57
6.2.3	Nivel del mar	59
6.2.3.1	Altura del nivel del mar sobre el geoide (zos):	59
6.2.3.2	Nivel del mar (zos+zosga):	60
7	Discusión	65
7.1	Variables atmosféricas	65
7.1.1	Temperatura ambiente superficial (tas)	65
7.1.2	Presión atmosférica al nivel del mar (psl)	66
7.1.3	Viento superficial (sfc)	67
7.2	Variable oceánicas	69
7.2.1	Temperatura superficial del mar (TSM)	69
7.2.2	Salinidad (SSM) y efecto en la densidad	71
7.2.3	Nivel del mar	73

8 Conclusiones y Trabajo Futuro	112
Referencias	116

1 Resumen

Este estudio identifica posibles cambios en el Mar Caribe durante el siglo XXI utilizando tres modelos climáticos proporcionados por la Quinta Fase del Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados (CMIP5) bajo el escenario HISTORICAL y utilizando dos escenarios de emisiones representativos (RCP4.5, RCP8.5). La evaluación incluye la temperatura de la superficial del aire, la presión atmosférica y el viento, así como la temperatura superficial del océano, salinidad superficial y los cambios del nivel medio del mar en 2050 y 2100 con respecto a 2005. Los resultados indican que independientemente del RCP utilizado, habrá aumentos considerables en temperatura del aire (1.5 a 4.0 °C) y de la superficie del mar (1.4 a 2.9 °C), lo que tiene el potencial de ampliar la temporada de huracanes y aumentar su frecuencia de ocurrencia en la región. Además, el aumento de la temperatura del océano probablemente incrementará el blanqueamiento de los corales en el Mar Caribe. Las tendencias medias del nivel del mar muestran un aumento notable en el período 2005-2100 (24.02 a 70.94 cm/siglo) en comparación con los períodos 1960-2005 (4.53 a 14.64 cm/siglo) y 1850-2005 (2.44 a 9.42 cm/siglo). Si bien las tendencias esperadas del nivel del mar en el Caribe están por debajo de la mediana de las proyecciones globales, debido al ambiente micromareal de la región, tales tendencias tienen el potencial de aumentar las inundaciones y la erosión, poniendo en riesgo islas de bajo nivel como algunas del Archipiélago de San Andrés y Providencia.

Palabras clave: Cambio Climático, Incremento de nivel medio del mar.

Abstract

This study identifies possible changes in the Caribbean Sea during the 21st century using three climate models provided by the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) under the Historical scenario and using two representative emission scenarios (RCP4.5, RCP8.5). The assessment includes ambient air surface temperature, atmospheric pressure and wind, as well as surface ocean temperature, surface salinity and mean sea level changes in 2050 and 2100 referenced to 2005. Results indicate that regardless of the RCP used, there will be considerable increases in air (1.5 to 4.0 °C) and sea surface temperature (1.4 to 2.9 °C), what has the potential to broaden the hurricane season and increase their frequency of occurrence in the region. Besides, ocean temperature rise will probably enhance the coral bleaching in the Caribbean Sea. Mean sea level trends show a notable increase in the period 2005-2100 (24.02 to 70.94 cm/century) compared to the periods 1960-2005 (4.53 to 14.64 cm/century) and 1850-2005 (2.44 to 9.42 cm/century). Although expected sea level trends in the Caribbean are below the median of global projections, due to the regional microtidal environment, such trends have the potential to enhance flooding and erosion, putting in risk low level islands such as some in the San Andres and Providencia Archipelago.

Keywords: Climate Change; Mean sea level rise.

2 Introducción

2.1 Generalidades

A lo largo de las últimas dos décadas un tema comúnmente tratado es lo que se denomina cambio climático. Este es un problema de la sociedad actual y que se ha evidenciado en varios estudios, como por ejemplo el desarrollado por el Panel Intergubernamental de Cambio Climático de las Naciones Unidas (IPCC, por sus siglas en inglés) (IPCC, 2014d, 2019). En estos informes se ha establecido que si se mantiene el crecimiento poblacional y las emisiones de gases de efecto invernadero (GHG, por su sigla en inglés) a niveles como los actuales, se tendrán escenarios de posibles riesgos a futuro teniendo en cuenta la influencia negativa de estas condiciones en el clima del planeta.

Se han desarrollado desde la creación del IPCC cinco informes de evaluación denominados “Assessments reports”, los cuales incluyen análisis de resultados del Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados (CMIP, por sus siglas en inglés) a través del cual se comparan modelos para evaluar la variación climática del planeta. Existen versiones como el CMIP3 del año 2010 (Meehl et al., 2007) y la última versión CMIP5, desarrollada por Taylor & Meehl (2012).

En la actualidad se encuentra en desarrollo el sexto reporte del IPCC (AR6), reporte que saldrá para 2022. En cada uno de estos informes se recolecta información global científica respecto al cambio climático, efectos posibles y causas de los mismos. Se ha visto en todos los informes del IPCC, un aumento de la temperatura media global. Este patrón constante sugiere cambios negativos para el planeta de mantenerse las condiciones actuales hacia el futuro (IPCC, 2013a).

Debido a lo anterior, y con el fin de tener predicciones futuras, se han creado modelos climáticos acoplados que pueden ser de diversos tipos. En la actualidad predominan los modelos globales de circulación general (AOGM's, por sus siglas en inglés), que buscan simular de manera dinámica, las condiciones de procesos físicos del océano, atmósfera, criosfera y tierra. El IPCC considera a estos modelos como las mejores herramientas actuales para obtener la respuesta a futuro del sistema climático de la Tierra, respecto al incremento de gases de efecto invernadero (IPCC, 2014d).

No obstante, es importante mencionar que estos modelos tienen errores como todos los modelos, y por tanto habrá sesgo en las predicciones, que dependerán de las condiciones en las cuales fueron desarrollados y la manera como fueron empleados por los diferentes grupos de investigación. Es por esta razón que no todos los modelos tienen el mismo desempeño en todas las regiones del planeta y la habilidad de predicción diferirá teniendo en cuenta la variable de análisis. Por tanto, siempre se requerirá del conocimiento de condiciones previas, retrospectiva (hindcast en inglés) para determinar si cierto modelo es representativo de las condiciones climáticas de cualquier región en específico.

Planteamiento del problema: A partir del análisis de los resultados de los modelos climáticos globales, se ha evidenciado en el último siglo que el cambio o variación climática es una realidad que afecta al planeta. En gran medida estos cambios están asociados a lo que pase en el océano, con especial incidencia en las zonas costeras, las cuales en Colombia son muy importantes dada su extensión y población que las habita.

Por tanto, el problema de investigación se relaciona con la necesidad de conocer como se han comportado las principales variables atmosféricas y oceánicas desde antes del período preindustrial hasta

principios del siglo XXI (2005) en el Mar Caribe, para a partir de esto, presentar proyecciones de posibles escenarios para el 2100. Este paso es indispensable para poder establecer planes ajustados de mitigación de riesgos por efectos del cambio climático en la región.

Teniendo en cuenta lo anterior, para conocer las mejores proyecciones disponibles, se debe estudiar el CMIP, organismo referente a nivel global en estudios de cambio climático. A pesar de que en la literatura científica se conocen los resultados de estas proyecciones a nivel global, no se han realizado análisis detallados de como se proyecta el cambio de las principales variables atmosféricas y oceánicas en el Mar Caribe.

2.2 Justificación

A través de lo evidenciado en las ultimas décadas, no cabe duda que el cambio climático continuará afectando al planeta, a Colombia y el Mar Caribe en los próximos años.

Si bien hay avances en como variables atmosféricas y oceánicas han cambiado en las últimas décadas en el Mar Caribe, poco se conoce de la proyección del cambio de estas variables hacia el 2100 en la región.

Es por lo anterior que se hace necesario conocer la proyección de cambio de estas variables, debido a que esto permitirá desarrollar planes adecuados de desarrollo con medidas de adaptación y mitigación al cambio climático. Si estos planes, se desarrollan basados en las mejores proyecciones disponibles, podrán disminuir los riesgos y costos económicos del cambio climático en la región (Ramsay, 2013).

2.3 Objetivos

2.3.1 Objetivo general

- Analizar el comportamiento de las principales variables atmosféricas (presión atmosférica, temperatura ambiente superficial, viento) y oceánicas (salinidad, temperatura superficial del mar y nivel del mar) en el Mar Caribe para el 2100, empleando resultados de unos modelos AOGCM's del CMIP5, ante diferentes escenarios de emisión (RCP's).

2.3.2 Objetivos específicos

1. Evaluar los resultados de los modelos AOGCM's del proyecto CMIP5 disponibles para el Mar Caribe.
2. Describir las condiciones iniciales de las variables geofísicas obtenidas por los modelos (hind-cast) en el periodo 1960-2005 en el Mar Caribe.
3. Analizar la predicción (forecast) de los modelos seleccionados bajo varios escenarios de emisión (RCP's) con un horizonte de predicción al 2100.

3 Área de estudio

3.1 Descripción física

La Cuenca Caribe esta limitada entre latitudes 10°N - 22.5°N y longitudes 85°W - 60°W (Angeles et al., 2010). El Mar Caribe o Mar de las Antillas (Gyory et al., 2005) se encuentra rodeado, aproximadamente en un 90% de masas terrestres insulares y continentales. Es una subcuenca oceánica al Oeste del Océano Atlántico y tiene una extensión aproximada de 2753000 km^2 . Al sur limita con Sur América (Venezuela, Colombia y Panamá) hacia al Oeste limita con Centro América, hacia el Este con las Antillas Menores y hacia el Norte las Antillas Mayores (Cuba, Haiti, República Dominicana y Puerto Rico). El Mar Caribe esta conectado con el Golfo de México por medio del Canal de Yucatán al Noreste y al Océano Atlántico tropical en el Este (Ortíz et al., 2013).

El Mar Caribe junto con el Golfo de México y el estrecho de Florida, conforman un sistema amplio llamado Inter America Sea (IAS). En esta región se forma uno de los más importantes sistemas de transporte de calor y sal (Fillenbaum et al., 1997).

El Mar Caribe se divide en 5 grandes Cuencas: Colombia, Venezuela, Granada, Caiman y Yucatán que se observan en la Figura 1.

El Caribe es un Mar semicerrado rodeado por masas de tierra en Suramerica y Centro América y separado por el Océano Atlántico a través de las Islas de las Antillas. Es dividido en 5 grandes cuencas, con base en la topografía de fondo (Andrade, 2000). De este a oeste, la cuenca de Granada se encuentra entre las Antillas Menores y la cordillera submarina de Las Aves. La cordillera submarina Beata atraviesa el Caribe Central, separando la Cuenca de Venezuela y el este de la Cuenca Colombia en el Oeste. En la elevación Centroamericana se separan la Cuenca Caimán y la de Colombia. La Cuenca de Yucatán se separa del Golfo de México por el canal de Yucatán que se encuentra entre Cuba y la península de Yucatán con una profundidad aproximada de 1600 m. La cordillera submarina Caimán divide las cuenca Caimán y Yucatán. El Caribe termina en el estrecho de Yucatán como se observa en la Figura 1.

Por otro lado la cordillera submarina de Las Aves separa la Cuenca Venezuela de la Cuenca pequeña de Granada que se encuentra limitada al Este por las Antillas Menores. La profundidad máxima conocida se sitúa en la Fosa Caimán entre Cuba y Jamaica con aproximadamente 7586 m de profundidad (Sandwell & Smith, 1997).

Con el fin de tener una idea del comportamiento de batimetría de la zona se recolectó información de General Bathymetric Chart of the Ocean (GEBCO) para el año 2008 y se realizó el gráfico de Batimetría del Mar Caribe como se aprecia en la Figura 1.

3.2 Climatología del Mar Caribe

Se describe la meteorología a través del patrón de vientos, precipitación y la variabilidad temporal y espacial asociada.

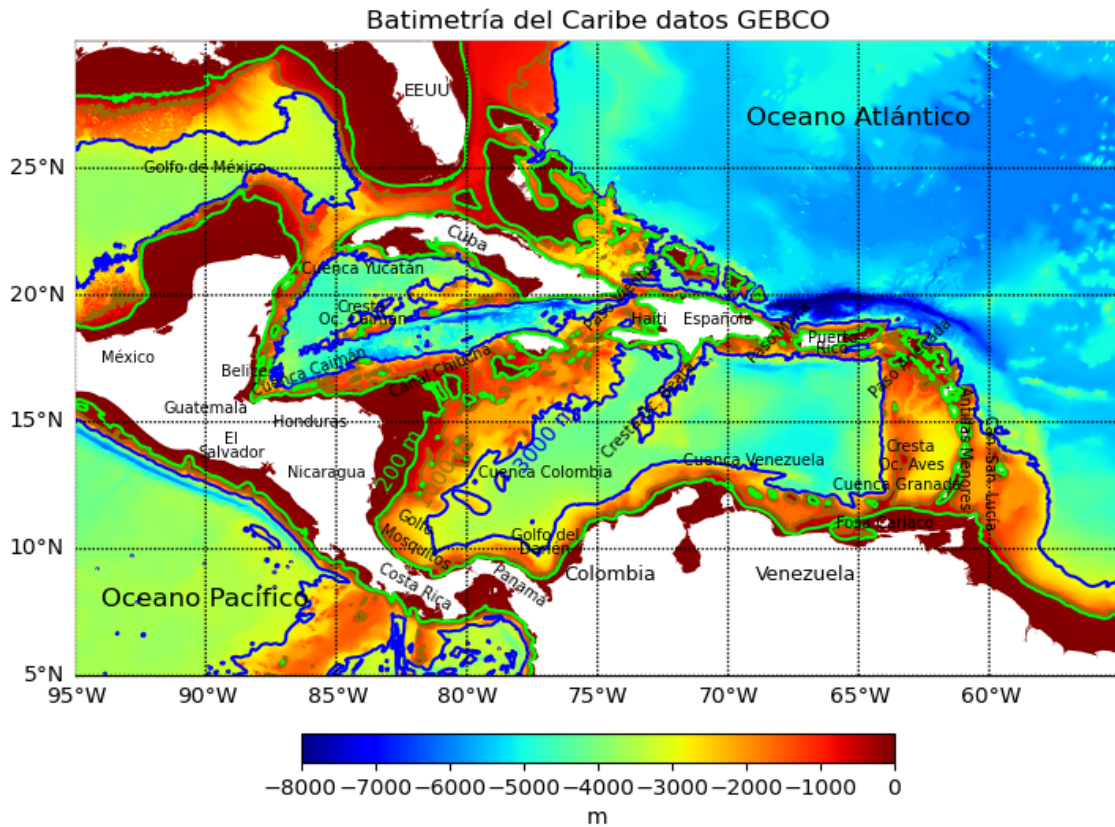


Figura 1: Batimetría del Caribe. Elaboración propia. Línea verde clara corresponde a profundidad de 200m la verde oscura 1000m y la azul 3000m. Datos tomados de GEBCO (2019)

Vale la pena destacar que en los trópicos la temperatura ambiente no presenta cambios considerables durante el año y en las zonas subtropicales tiende a comportarse de manera similar. Sin embargo, en estas zonas, la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ por su sigla en inglés) cerca del Ecuador ejerce un control importante en los regímenes de viento y precipitación (Angeles et al., 2010).

El clima de la Cuenca Colombia es regulada por la posición de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ, por sus siglas en inglés) y por el movimiento meridional en la época de lluvia y seca del sistema Monzón Americano (Andrade, 2000). Se tienen dos condiciones asociadas a la ITCZ, la época seca, de vientos (Diciembre-Abril) y la época de lluvia (Agosto-Octubre) (Angeles et al., 2010; Etter et al., 1987).

Época seca: Denominada también época de vientos en donde la ITCZ se encuentra en su mayoría hacia el Sur de 5 °N como se observa en la Figura 2a. En esta época en el Hemisferio Norte se tienen los vientos alisios con un promedio de velocidad diario de $8ms^{-1}$ y su valor máximo puede ser de $15ms^{-1}$. Adicionalmente los vientos alisios tienen un componente con dirección Sur en la

Cuenca Colombia durante esta época (Andrade, 2000). No se observa precipitación considerable en toda la costa de Colombia y la Antillas Menores, sin embargo, hay una considerable presencia de precipitaciones a lo largo de las costas de Panamá y Costa Rica en todo el año.

Época de transición: Para los meses de Abril a Junio, hay una disminución de los vientos alisios y hay muy poca precipitación en la Cuenca Colombia, como se puede apreciar en la Figura 2b. También es común observar un aumento de vientos del norte temporalmente haciendo que la precipitación disminuya en la región. Este fenómeno usualmente es conocido como el “Veranillo”, o “Sequía del Verano medio” (Angeles et al., 2010; WCRP, 1998).

Época de lluvias: Durante esta época, de Agosto a Octubre, la ITCZ se mueve a latitudes de entre 10-12 °N permitiendo vientos del Sur, que se mueven a través del Istmo de Centro América y alcanzan la Cuenca Colombia como se observa en la Figura 2c. Estos vientos son débiles y favorecen una alta tasa de precipitación.

Estos vientos débiles $\approx 4ms^{-1}$ y otros vientos irregulares interactúan con los vientos provenientes del norte. Los vientos junto con condiciones de alto contenido de vapor de agua, crean condiciones propicias para inestabilidad atmosférica, que suele manifestarse en el desarrollo de tormentas a lo largo de la Cuenca Colombia (Andrade, 2000). Estas condiciones algunas veces favorecen la formación de huracanes en el Oeste del Caribe.

También vale la pena resaltar que se presentan variaciones meridionales en el régimen de viento limitadas por 10 °N en la época de lluvia. Vientos débiles son predominantes por debajo de 10 °N, mientras que los vientos alisios provenientes del Norte se mantienen fuertes a lo largo de todo el Mar Caribe central. Bajo estas condiciones se produce un fuerte gradiente que no permite la precipitación al norte de 10 °N. Como resultado de esto, la precipitación generada por la Zona de Convergencia Intertropical solo afecta el Sur de la Cuenca Colombia. En general, se puede decir que el Caribe es una zona relativamente seca a lo largo del año con zonas de alta precipitación ubicadas en zonas de Barlovento en las pendientes de montañas (Andrade, 2000).

Durante la época de Julio-Agosto o lo que se conoce como el “Veranillo” la corriente de chorro del Caribe (LLJ por sus siglas en inglés) regresa al lado Oeste de la cuenca. Esta época es similar a la época seca con disminución de precipitación.

Para la época lluviosa Septiembre-Noviembre, es donde se presenta la mayor precipitación de la zona, los vientos del Low Level Jet (LLJ) alcanzan velocidades altas en el centro del Caribe hasta aproximadamente Octubre.

La precipitación en la Cuenca Colombia es una de las más altas en todo el mundo. Su máximo se ubica en la jungla del Chocó con $> 11maño^{-1}$, al sur del Golfo del Darién y sobre el Caribe central $> 8maño^{-1}$, estas tasas son bastante altas y comparables con al Amazonas y el Monzón de Indonesia Andrade (2000).

En el Mar Caribe se producen algunos fenómenos exclusivamente en unos meses del año. Los huracanes predominan entre los meses de Junio y Noviembre (KNMI, 2019). Los frentes fríos provenientes del Este, se originan en Norte América y penetran al Caribe con periodicidades de 10-14 días (Ortíz

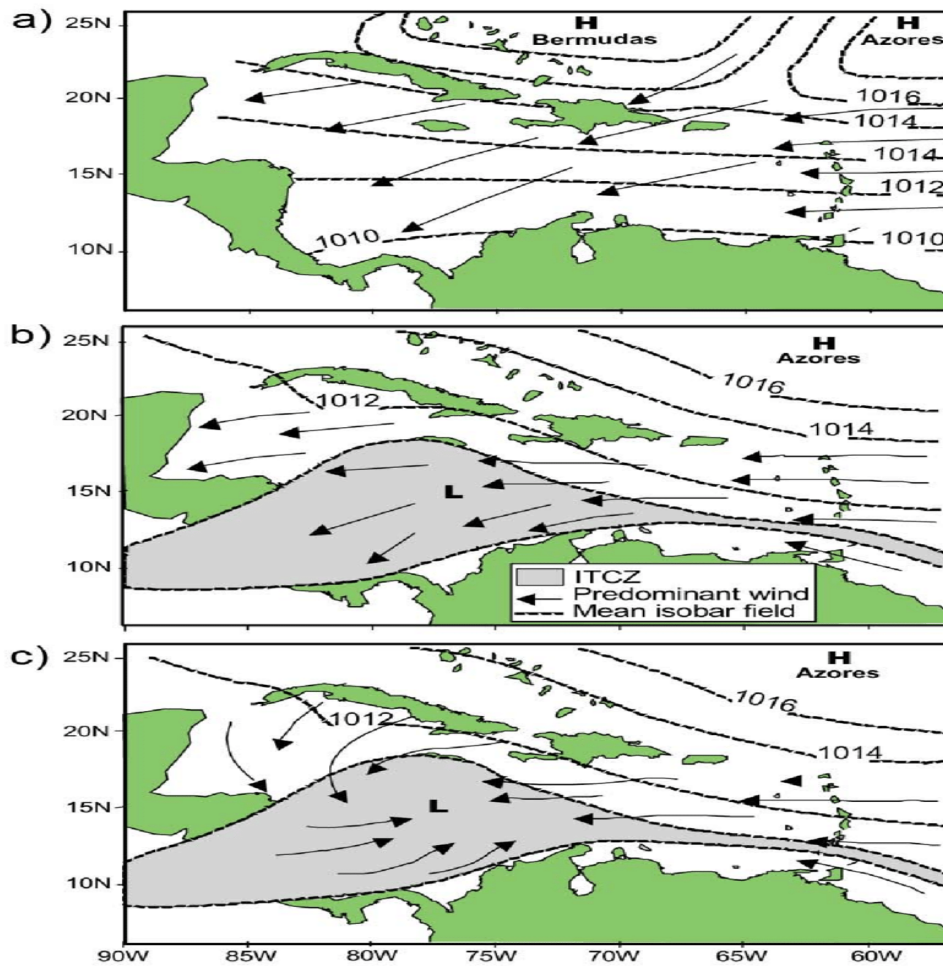


Figura 2: Posición de la ITCZ para épocas: a) Seca (Dic-Abr) b) Transición (May-Jul y Nov) c) Lluvias (Sep-Nov) . Adaptada por (Torres, 2013). Original de (Pujos, M., 1986)

et al., 2013) y tienden a ser bastante fuertes durante el invierno boreal (Diciembre-Marzo) (DiMego et al., 1976).

Existe también la Oscilación Madden Julian (OMJ), que tiene una periodicidad de entre 40-50 días y que puede afectar los patrones de precipitación en ciertas zonas del Caribe (Andrade, 2000). Esta fuente de variabilidad tiende a manifestarse al final de la primavera en el verano austral (Diciembre-Febrero) (Ortíz et al., 2013)

Variabilidad interanual: Depende en gran parte al Fenómeno del Niño (ENSO, por sus siglas en inglés) que se asocia al calentamiento de la superficie del mar en la parte Este del Océano Pacífico, provocando un cambio de dirección en la circulación de Walker en el hemisferio Sur y tiene un

gran impacto en el clima del Caribe (Maul, 1993). Regularmente los períodos de El Niño–Southern Oscillation (ENSO) están asociados a grandes sequías en la costa Norte de Venezuela y Colombia en el Caribe, mientras que en el otro caso lo que se conoce como la Niña se asocia con altas precipitaciones (Álvarez León et al., 1995). Cabe resaltar que se han hecho varios estudios (Andrade, 2000; Álvarez León et al., 1995), y se ha mostrado que el calentamiento del Caribe en el fenómeno del Niño ocurre aproximadamente de 4 a 5 meses después del máximo calentamiento del Este del Pacifico.

3.3 Regímenes de viento

Régimen horizontal: El Caribe se encuentra al Norte del Ecuador. En esta zona predominan los vientos Alisios que se mueven de Este a Oeste. (Hasternrath, 1987). Hay un un chorro dominante, denominado LLJ. Este patrón de vientos que va de Norte a Sur se extiende por mas de 1000 km hasta llegar cerca de 90 °W. Algunas explicaciones de la existencia de este chorro radican en los gradientes de temperatura en el sistema de surgencia en la Guajira (Andrade, 2000).

Durante la época seca (Diciembre-Marzo) el LLJ se restringe a la cuenca Colombia con una velocidad aproximada de 12m.s^{-1} y tiene un componente predominante Suroeste como se observa en la Figura 3.

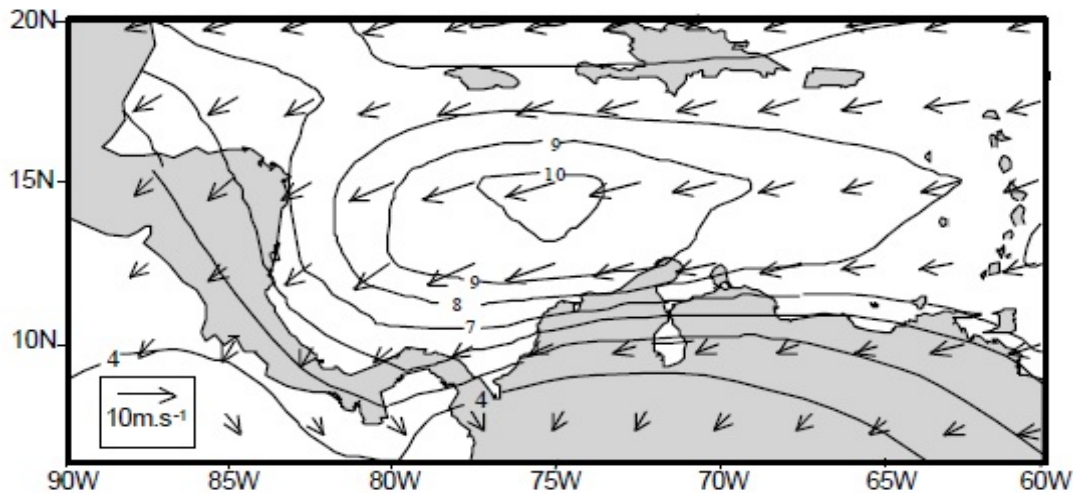


Figura 3: NCEP-NCAR media a largo plazo (1968-1996) de vientos superficiales (Andrade, 2000).

EL chorro LLJ tiende a moverse al centro del Caribe para la época entre Abril-Junio debilitándose los vientos alisios, debido a la aparición del Monzón Americano Central. Existen vectores de viento en dirección Suroeste a Oeste con menores velocidades y hay un aumento significativo de precipitación en la zona suroeste (Andrade, 2000).

3.4 Temperatura y salinidad en el Mar Caribe

En esta cuenca la Temperatura Superficial del Mar (SST, por su sigla en inglés) tiene un rango entre 26 °C en la época seca a 29 °C en la época lluviosa (Ruiz & Beier, 2012). La salinidad superficial de las aguas superficiales se encuentran alrededor de 36 g/kg con variaciones estacionales (Hastenrath & Lamb, 1977). Las zonas costeras se encuentran fuertemente afectadas por la descarga del Río Magdalena (Ospino et al., 2018), el que más contribuye con agua dulce al Caribe localizado en la parte Sur. Por otro lado, los ríos Atrato y Sinú afectan la costa durante la época de lluvias (Andrade, 2000).

3.4.1 Distribuciones horizontales

La parte norte del Caribe tiende a ser mas fría que la parte sur, pero las variaciones no son realmente importantes (Ruiz & Beier, 2012). En cuanto a salinidad los valores se encuentran entre 32 g/kg hasta 36.5 g/kg, con la presencia de un fuerte gradiente meridional de 35 g/kg a lo largo de la costa Sur. Las salinidades superficiales son similares en promedio en la mayor parte del Caribe excepto en el Suroeste. Los valores máximos de salinidad están cerca a 36.4 g/kg cerca de 12°N, 78°W en el Golfo del Darién, y los valores mínimos están cerca a 35.4 g/kg cerca a las costas de Panamá y Colombia. Según observaciones se tiene un gradiente meridional en general y un marcado gradiente zonal en el centro del Caribe (Andrade, 2000).

El estrés del viento es considerado como uno de los factores mas influyentes en la circulación superficial, generación de giros y la SST (Chelton et al., 1998; Milliff & Morzel, 2001). El trabajo realizado por Ruiz & Beier (2012), tomando 25 años de datos (1985-2009) permite tener una mejor idea del comportamiento de la SST en la cuenca Colombia y en la mayor parte del Caribe como se puede apreciar en la Figura 4(a). Se observan valores mínimos (25.5 °C) en la zona costera de la Guajira y valores máximos (29.5 °C) cerca a los Golfos del Darién y el Golfo de Mosquitos. La SST en el centro de la Cuenca Colombia esta entre (27-28 °C).

La desviación obtenida de la SST para el período de tiempo analizado se puede observar en la Figura 4(b). Al analizar se puede ver que las zonas costeras, es donde se presenta mayor variación de la SST con valores entre 0.6-0.8 °C. En contraste las zonas del centro de la Cuenca Colombia presentan mucha menos variabilidad que las zonas costeras. Según Ruiz & Beier (2012) y los resultados que se observan en la Figura 4(b) se concluyó que las zonas con mayor variabilidad en la Cuenca Colombia son: La zona costera de la Guajira y el Golfo de Mosquitos.

En cuanto al análisis estacional se destacan 4 temporadas climáticas. La primera de Diciembre-Febrero se destaca por presentar los valores mas bajos de SST. Seguida por Marzo-Mayo donde comienza a evidenciarse un calentamiento que se incrementa para la temporada de Junio-Agosto y que se incrementa considerablemente alcanzando los valores máximos para la temporada de Septiembre-Noviembre (Ruiz & Beier, 2012).

Respecto a la salinidad hay que considerar que la descarga mas grande de ríos se tiene en la parte Sur de la Cuenca Colombia, siendo máxima para el período entre Septiembre y Noviembre (SON). Esta alta descarga produce una baja salinidad y baja densidad de las aguas superficiales, como se puede ver en la Figura 5. Las áreas oscuras corresponden a zonas con valores ≈ 34.6 g/kg. Los valores de salinidad cerca de ambientes estuarinos pueden llegar a valores bajos con mínimos

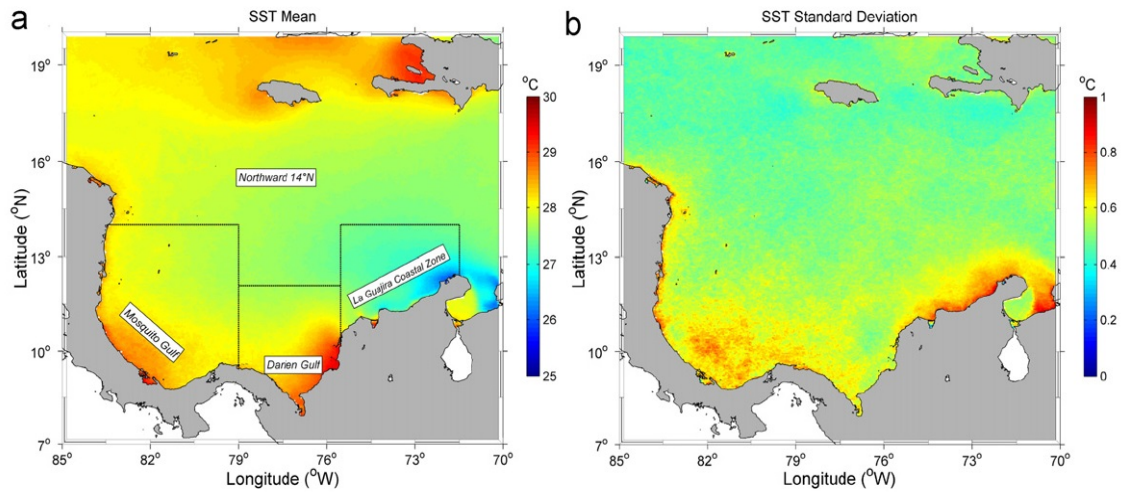


Figura 4: a) Media SST (°C) b) Desviación estándar (°C) de la Cuenca Colombia (1985-2009) (Ruiz & Beier, 2012)

cercanos a 27 g/kg (Ruiz & Beier, 2012).

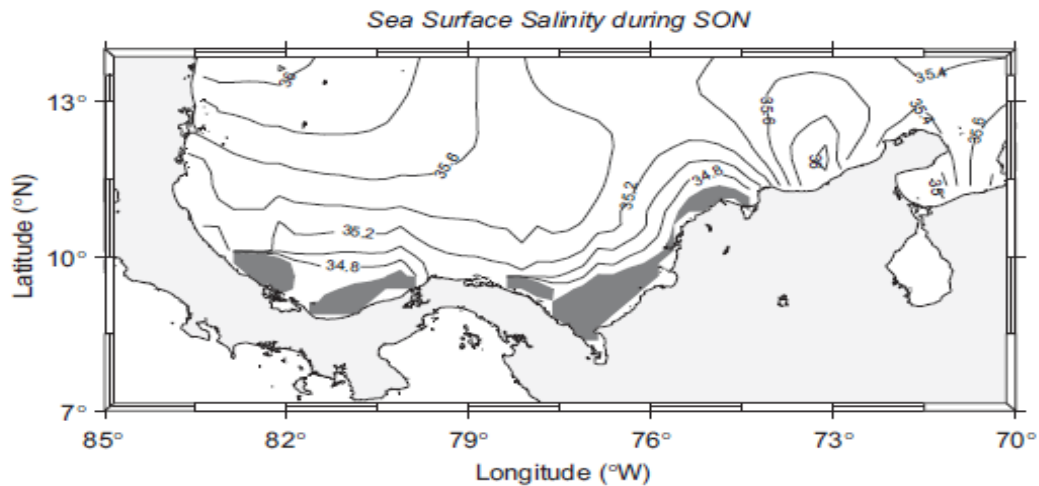


Figura 5: Variabilidad de salinidad en la Cuenca Colombia Septiembre-Noviembre (SON) (Ruiz & Beier, 2012).

3.4.2 Distribuciones verticales

Se observan variaciones considerables de la capa mixta (Mixed Layer Depth, MLD) debido al gradiente de estrés de viento meridional marcado. Valores menores de Mixed Layer Depth (MLD) (< 30m) son típicos en las costas de Centro y Sur América, mientras que mas al norte tiende a ser mayor (> 120m). Los perfiles típicos tienen un comportamiento de la termoclina de entre 27.5 °C

hasta 15 °C en las zonas más profundas. Mas allá de 600 m de profundidad se detectan pocos cambios en la temperatura (Andrade, 2000).

La salinidad de la capa intermedia varia de 35.6 a 36.4 g/kg, aunque la tendencia es tener aguas mas saladas en la parte sur. La pinoclina es controlada por los perfiles de temperatura (entre 30-120 m). La relación entre temperatura y salinidad muestra que el área es ocupada por Aguas del Caribe Superficial (Caribbean Surface Water (CSW)) debajo de agua subsuperficial subtropicales del Atlántico (North Atlantic Sub Tropical Underwater (NATSU)) con máximas salinidades entre la capa profunda y mixta (Worthington, 1976).

El Agua Intermedia Antártica (Antarctic Intermediate Water (AAIW)) se encuentra alrededor de 300 y 800 m de profundidad, con valores mínimos de salinidad en la parte Este cercanos a 34.73 g/kg. Las aguas profundas del Atlántico Norte se ubican debajo de los 800 m y hasta los 2000m (Andrade, 2000).

3.5 Circulación general del Mar Caribe

Las corrientes superficiales en la Cuenca Colombia son dominadas por la Corriente Caribe que fluye en sentido Noroeste, remolinos advectivos de mesoescala en el Mar Caimán (Nystuen & Andrade, 1993). Sin embargo el Mar Caribe Suroeste es una cuenca semi cerrada y la circulación superficial es un poco compleja, en donde se presume que predomina la circulación ciclónica denominada el Giro Panamá Colombia y su parte costera que corresponde a la contracorriente Panamá-Colombia (Mooers & Gao, 1996). También se ha detectado un giro de tipo ciclónico que ocurre en la parte Sur de la Cuenca Colombia con corrientes a lo largo de la costa que pueden exceder los $0,7ms^{-1}$, por otro lado al este, el giro es bastante variable.

Al Noreste, cerca de Centro América la Corriente Caribe se acelera en sentido Norte, las velocidades pueden llegar entre $0.15-0.30 ms^{-1}$ al oeste del Banco Pedro y en algunos lugares puede exceder los $2 ms^{-1}$ en el Canal Bawihka y sobre los bancos cercanos se ha registrado como ha generado zonas de upwelling en la topografía (Triffelman & Hine, 1992). Se ha observado en la cuenca de Venezuela las corrientes superficiales más altas ($0,3ms^{-1}$) en latitudes de entre 14 °N y 17 °N.

También se presentan remolinos en la mayor parte Este del Caribe donde la circulación de corrientes no es tan bien definida (Centurioni & Niiler, 2003). Estos remolinos tienen diferentes escalas espaciales (Molinari et al., 1992). Con información satélital se ha logrado observar que giros de tipo ciclónico y anticiclónicos pueden tener diámetros de $\approx 250km$ en la Cuenca de Venezuela y que pueden moverse con velocidades cercanas a $0,12ms^{-1}$ (Carton & Chao, 1999; Nystuen & Andrade, 1993).

En la Figura 6 se observa el comportamiento general de velocidades respecto a las corrientes superficiales en el Mar Caribe. Los sistemas de mayor velocidad son la corriente de Yucatán (YC, por sus siglas en inglés), la Corriente de Buclé (LC, por sus siglas en inglés) y la corriente de Florida (FC, por sus siglas en inglés), con velocidades que pueden superar los $0,8ms^{-1}$ (Centurioni & Niiler, 2003). Las corrientes de mayor velocidad, pertenecen a las Cuencas de Granada y Venezuela al Sur del Caribe con tendencias hacia el oeste (Carton & Chao, 1999).

También se observan dos chorros a lo largo del paso de la cordillera oceánica de Jamaica. El primero atraviesa la Cuenca Caimán y tiene influencia sobre la corriente Yucatán (YC). La velocidad en el Este del Caribe es predominantemente Oeste-Sur. Se identificó también una corriente hacia el Oeste localizada a 17 °N y entre 287 y 293 °E con velocidades cercanas a los $0,27ms^{-1}$ (Centurioni & Niiler, 2003).

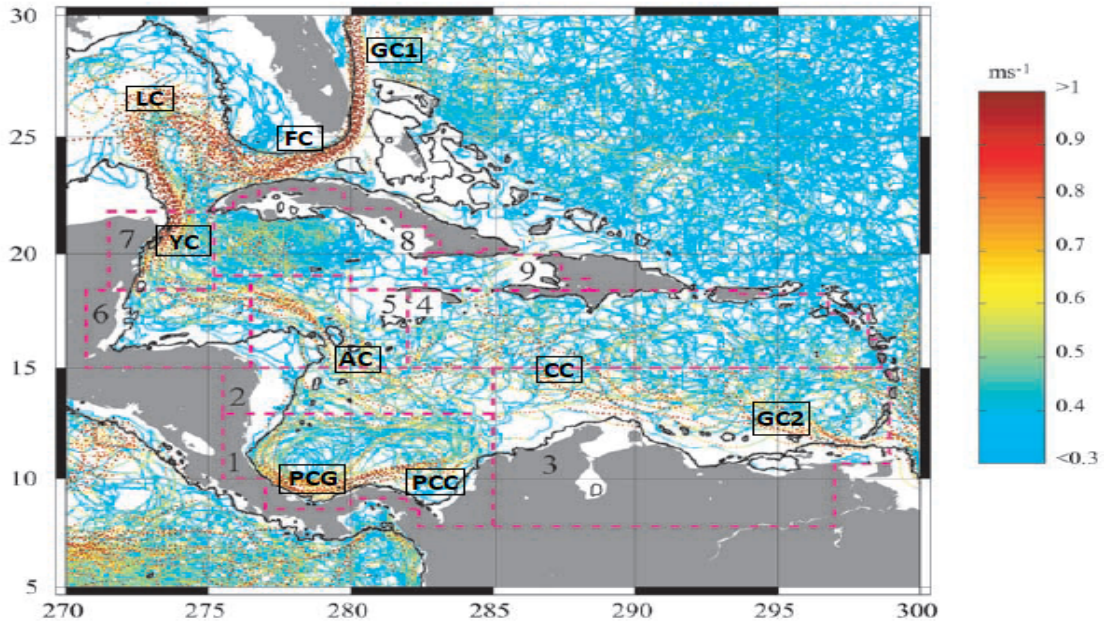


Figura 6: Velocidades aproximadas según el movimiento de derivadores superficiales. Adaptada de (Centurioni & Niiler, 2003).

3.5.1 Corriente Caribe (CC)

La corriente Caribe (CC) comienza donde la corriente de Guyana (GC2 por sus siglas en inglés) fluye hacia las Antillas Menores y continua a lo largo de la costa Norte de Venezuela, Colombia y Centro América y al sur del arco de las Antillas Mayores. Su continuación al Oeste es conocida como la corriente de Yucatan (YC) y cuando pasa por el Golfo de México se conoce como la corriente Buclé (LC). Este flujo luego sale por el estrecho de Florida como la corriente de Florida (FC), iniciando la corriente del Golfo (GC1). El flujo hacia el Oeste al Norte de las islas de las Antillas se conoce como la corriente de las Antillas (AC) (Centurioni & Niiler, 2003).

Su origen se da en la parte Este del Caribe y tiene movimiento en sentido Oeste incrementando su velocidad en esta dirección. Esta corriente es una de las causantes de los procesos de surgencia que se observan en la Península de la Guajira. (Andrade, 2000)

El patrón de esta corriente es un movimiento hacia el Sur de Haití. Cuando pasa el Mar Caimán, la corriente Caribe (CC) se intensifica ($\approx 0,7ms^{-1}$) en el centro del Banco de Serranilla a lo largo

del Canal Chibcha (Centurioni & Niiler, 2003).

No se sabe exactamente la cantidad de volumen que entra a la cuenca del Caribe a través de las Antillas Menores y a través del Paso de los vientos entre Española y Cuba (Gordon, 1967). Se estima un volumen medio de 18 Sv con variaciones estacionales a través de Granada, St. Vincent, St. Lucia y Dominica (Stalcup & Metcalf, 1972). Algunos trabajos han argumentado que hay una pobre renovación de aguas profundas y esto ha conllevado a un aumento de la temperatura de estas aguas. Otros trabajos han concluido que el agua de fondo entra a la cuenca a través de la región del paso de Anegada (Andrade, 2000; Dietrich, 1937). El agua que entra por las Antillas Menores se encuentra con la masa continental de Centro América y recircula dentro de la cuenca del Caribe.

El flujo neto exterior del Caribe y el Golfo de México ha sido determinado por medidas de transporte realizadas en el estrecho de Florida a largo plazo (Molinari et al., 1992; Niiler & Richardson, 1973). Se tienen argumentos para pensar que el flujo de salida desde el Mar de Intra América es de 30 Sv (Schmitz & Richardson, 1991). También el máximo ciclo estacional de transporte ocurre en el estrecho de Florida con un desfase de 90 a 100 días, cuando se compara con el Caribe Este. Dicho desfase indica la propagación de una corriente geostrófica de aproximadamente $30 - 40 \text{ cm s}^{-1}$ (Morrison & Smith, 1990). La variación en el transporte corresponde a variaciones anuales en la corriente de Florida (FC). Adicionalmente las variaciones del transporte del Caribe impulsadas por el viento se pueden atribuir como una fuente del ciclo anual de transporte de masa que se ha observado en el estrecho de Florida (Kinder et al., 1985).

3.5.2 Giro Panamá Colombia (PCG)

Es un giro ciclónico de gran magnitud que junto con un movimiento anticiclónico y ciclónico al tiempo conforman un giro ciclónico mas grande aunque mas débil. Este giro tiende a ser máximo para el mes de Octubre y se fortalece con el movimiento ciclónico en el Golfo del Darién a medida que se aproxima a la costa Colombiana incrementando la corriente en dirección Noreste (Andrade, 2000).

El movimiento comienza en Panamá y tiende a moverse en sentido Sureste cerca de San Blas y es un flujo angosto que nace en la costa Centro Americana y que bordea la costa Colombiana. El punto de cambio del flujo en sentido Oeste es cerca a la Costa Colombiana y tiende a variar, por lo general entre los $74-76^\circ \text{W}$ y los $14-21^\circ \text{N}$ cerrando la celda a través de un giro en dirección Noroeste hacia Centro América (Andrade, 2000).

En trabajos como el de Andrade (2000) se liberaron derivadores para estimar la velocidad superficial del Giro Panamá Colombia (PCG por sus siglas en inglés), se encontró que la velocidad del viento en sentido Oeste-Noroeste se encuentra entre $\approx 5 - 10 \text{ m s}^{-1}$, esto se asocia a los límites de velocidad de viento que modulan las corrientes superficiales a lo largo del giro.

3.5.3 Surgencia de la Guajira

La costa caribe Colombiana continental se encuentra ubicada en la esquina superior de Sur América y se extiende desde el Golfo de Venezuela en la parte oriental hasta el Golfo del Darién al suroccidente en conexión con tierras Centro Americanas. Esta costa irregular presenta una dirección Noreste-Suroeste paralela a los vientos alisios del Norte, esto permite que se desarrollen condiciones

de surgencia (Andrade, 2000).

Las costas de Colombia y Venezuela son donde los eventos de upwelling son más comunes en el Caribe (Alonso et al., 2015). Estudios posteriores (Corredor, 1979, 1981), analizaron la circulación utilizando correntómetros y llegaron a la conclusión de que el transporte superficial cerca de la Península de La Guajira esta influenciado, en mayor medida por corrientes de tipo ciclónicas y bajo la influencia de los vientos alisios. Estudios realizados por Cabrera-Luna & Donoso (1993) han identificado algunas áreas en donde los eventos de upwelling son comunes cerca a Punta Gallinas, Santa Marta y Cabo de la Aguja.

La surgencia inducida por alta divergencia asociada al transporte de Ekman ocurre en dos áreas en específico. A lo largo de la costa Venezolana y en el Este de la Costa Colombiana, en la península de la Guajira. Esto se ha obtenido luego de diversos estudios de distribución de salinidad (Gordon, 1967) , datos históricos (Perloth, I., 1971) y análisis de corrientes inducidas por vientos (Fajardo, 1979).

La surgencia de la Guajira es regulada estacionalmente, mostrando una alta salinidad superficial (Dessier & Donguy, 1994). El transporte de Ekman fuera de la costa es de alrededor $5 \times 10^3 \text{kgm}^{-1} \text{s}^{-1}$ (Rueda & Muller-Karger, 2013). Se estima una surgencia de $6 \times 10^{-4} \text{cms}^{-1}$ en el fondo de la capa de Ekman con intensidades máximas de 180 km de la costa de la Guajira (Gordon, 1967), pero un flujo vertical de $4,4 \times 10^{-3} \text{cms}^{-1}$ fue calculado por (Fajardo, 1979; Rueda & Muller-Karger, 2013). Esta surgencia estimula el crecimiento de fitoplancton, aunque el agua es relativamente empobrecida en nutrientes respecto a otros afloramientos (Corredor, 1979; Rueda & Muller-Karger, 2013).

3.5.4 Contracorriente Panamá Colombia (PCC)

Se identifica como un flujo superficial hacia el este atrapado las costas de Panamá y Colombia. Se intensifica más en la costa de Panamá y disminuye gradualmente hasta llegar a la costa Colombiana.

La Contracorriente Panamá Colombia (PCC, por sus siglas en inglés) suele ser intensa cerca de San Blas donde fluye junto con el ciclón del Golfo del Darién, también ha sido identificado fluyendo en sentido Sur a o largo del Golfo de Urabá. Alejándose de Cartagena, la PCC transporta $\approx 0,5 Sv$ en Julio. Es bastante intensa en Octubre a medida que el movimiento ciclónico se aproxima a la costa Colombiana pero comienza a disminuir a medida que empieza la época seca cuando la circulación costera se invierte (Andrade, 2000).

Cuando la PCC no es acompañada por el flujo ciclónico, se hace mas angosta ($\approx 70 \text{km}$) de ancho transportando menos de $1 Sv$. Su intensidad varia con la advección de mesoescala. En general se tiene un patrón de disminución de flujo en sentido Este permitiendo deducir que hay una pérdida de agua debido al régimen costero en el Norte de Panamá. La mayoría del agua transportada en la costa de Panamá tiene una dirección Norte-Noreste, y solo una pequeña cantidad del flujo se mantiene cerca de la costa a medida que pasa por el Golfo del Darién.

4 Marco teórico y estado del arte

4.1 Esfuerzos internacionales para evaluar la variación climática

4.1.1 IPCC

El Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) es un organismo de las Naciones Unidas que se encarga de evaluar el cambio climático a través de la ciencia, informado de manera regular las bases del cambio climático, su impactos, los futuros riesgos y opciones de mitigación (IPCC, 2019).

Fue fundado en 1988 por la Organización Mundial Meteorológica (WMO, por sus siglas en inglés) y el Programa Ambiental de Naciones Unidas (UNEP, por sus siglas en inglés), su objetivo es proveer a los gobiernos información científica que pueda usarse para el desarrollo de políticas climáticas. Actualmente cuenta con 195 países miembros, dentro de los cuales se encuentra Colombia. El panel cuenta con representantes de los estados miembros que se reúnen en sesiones para la toma de decisiones con base en información técnica y trabajos relacionados en los grupos de trabajo (IPCC, 2013a).

Es importante definir el cambio climático y variabilidad climática así como las diferencias según el IPCC.

Cambio Climático: Se refiere al cambio en el estado del clima que puede ser identificado por ejemplo con técnicas estadísticas por cambios en media o en la variabilidad de propiedades y que persiste por un periodo extendido de tiempo, típicamente décadas o mayor tiempo. El Cambio climático puede ser producto de procesos naturales internos o forzadores externos como modulaciones de ciclos del Sol, erupciones volcánicas y cambios antropogénicos persistentes en la composición de la atmósfera o la tierra en uso (IPCC., 2019).

Variabilidad climática: Se refiere a las variaciones en el estado medio y en otras propiedades estadísticas como la desviación estándar o la presencia de outliers del clima en escalas espacial y temporal mas allá de los eventos climáticos individuales. La variabilidad puede ser debido a procesos naturales internos dentro del sistema climático (variabilidad interna), o debido a variaciones en en forzadores externos antropogénicos (variabilidad externa) (IPCC., 2019).

Según el IPCC, la diferencia radica en que el Cambio Climático persiste en un periodo extendido de tiempo del orden de décadas o mayor, en tanto que la variabilidad climática tiene una escala temporal menor; ambas forzadas por procesos naturales u antropogénicos. Por el contrario, la definición de la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (UNFCCC, por sus siglas en inglés) atribuye el cambio climático a cambios en el clima inducidos por las actividades humanas (IPCC., 2019).

El primer reporte del IPCC se dió en 1990 llamado (First IPCC Assessment Report (FAR)) realizado con cooperación Internacional, debido a la importancia del cambio climático y las posibles consecuencias a nivel global. Este primer reporte fue clave para la creación del (UNFCCC), un tratado internacional para reducir el calentamiento global.

El segundo reporte (Second Assessment Report (SAR)) se realizó en 1995 y produjo material im-

portante a los gobiernos para poder llevar a cabo la adopción del Protocolo de Kyoto en 1997.

El tercer reporte (Third Assessment Report (TAR)) se realizó en 2001 se concentró en los impactos del cambio climático y la necesidad de adaptación.

El cuarto reporte (Fourth Assessment Report (AR4)) se realizó en 2007 y tuvo como objetivo el post acuerdo de Kyoto, enfocándose en limitar el calentamiento en 2 °C.

El quinto reporte (Fifth Assessment Report (AR5)) que comenzó a realizarse desde 2007 y se terminó de publicar en 2014, proporcionó el aporte científico para el acuerdo de París (IPCC., 2019).

Actualmente se encuentra en desarrollo el sexto ciclo que incluirá 3 reportes especiales, un reporte de metodología y el Sexto Reporte de Evaluación (AR6 : Sixth Assesment Report, por sus siglas en inglés). El primero de estos reportes especiales sera: Calentamiento global de 1.5 °(SR15 : Global Warming of 1.5 °, por sus siglas en inglés), de vital importancia para los gobiernos del mundo bajo el acuerdo de París. Los reportes especiales son: Reporte Especial de Cambio Climático y Tierra (SRRCCCL: Special report on Climate Change and Land, por sus siglas en inglés) que será finalizado para Agosto de 2019 mientras que el Reporte Especial de Cambio Climático en Océano y Criosfera (SROCC: Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate, por sus siglas en inglés) se presentó en Septiembre de 2019. Se espera que el sexto reporte (AR6) este finalizado para 2022, a tiempo para el primer balance mundial al año siguiente. De igual forma se espera que para Mayo de 2019 el IPCC culmine el reporte: Refinamiento 2019 (2019 Refinement, por sus siglas en inglés), una actualización de las directrices sobre los inventarios nacionales de gases de efecto invernadero.

Las evaluaciones del IPCC son escritas por cientos de científicos y expertos relacionados en los temas de cambio climático. Los reportes pasan por diversos filtros y revisiones para informar de la mejor manera el rango completo de puntos de vista para toda la comunidad científica participante. Para la publicación de conclusiones se usan ciertos estándares definidos (IPCC, 2013b). Los diferentes autores producen los reportes en tres grupos diferentes, que se explicaran a continuación:

- **Grupo I (Working Group One-IPCC (WGI)). Bases de Ciencias Físicas:** Los tópicos de este grupo incluyen temas relacionados con gases de efecto invernadero y aerosoles en la atmósfera, cambios de temperatura en el aire, tierra y océano; ciclo hidrológico, cambios en los patrones de precipitación (lluvia y nieve); condiciones meteorológicas extremas; glaciares, masas de hielo ; océanos, nivel del mar; biogeoquímica, ciclo del carbón y sensibilidad del clima. Este grupo combina observaciones, procesos paleoclimatológicos, teoría y modelacion dentro de una perspectiva completa del sistema climático analizando como cambia, incluyendo las causas de cambio (IPCC., 2019).

Proveen información científica relevante para la comunidad global del cambio climático a escala global, buscan variabilidad y cambios a escala regional que están relacionados con los impactos y riesgos para humanos y sistemas naturales en el tiempo. También, analizan la cantidad de emisiones de carbón, interacciones entre la tierra y el clima, así como también la relación entre clima y calidad del aire.

- **Grupo II (Working Group Two-IPCC (WGII)). Vulnerabilidad:** Evalúa la vulnerabilidad de los sistemas socio económicos y naturales por cambio climático, consecuencias positivas y negativas del cambio climático y opciones para la adaptación. Los análisis se enfocan en el impacto del cambio climático, desde un punto de vista global a uno regional de los ecosistemas y la biodiversidad, teniendo en cuenta a los humanos, sociedades y culturas. Considera las vulnerabilidades, capacidades y límites de los sistemas naturales y humanos respecto a la adaptación al cambio climático para poder disminuir los riesgos asociados y generar opciones para crear un futuro sustentable en todas las escalas.
- **Grupo III (Working Group Three-IPCC (WGIII)). Mitigación del cambio Climático:** Evalúa posibles métodos para reducir las emisiones de gases de efecto invernadero y como remover este tipo de gases en la atmósfera. Las estrategias de mitigación van enfocadas a todos los sectores y actividades del ser humano. No se asocia a soluciones desde el punto de vista migratorio. Sus enfoques abarcan la perspectiva de corto plazo dando perspectivas relevantes a los tomadores de decisiones en los gobiernos y el otro enfoque a largo plazo, se enfoca ayudando a identificar como se pueden llevar a cabo metas asociadas a políticas climáticas. Se enfoca en todos los aspectos de mitigación, incluyendo factibilidad técnica, costos y proponiendo ambientes en los cuales las medidas se puedan ejecutar.
- **Grupo de gases de efecto invernadero (Task Force on National Greenhouse Gas Inventories (TIF)):** Este grupo desarrolla y refina una metodología aceptada internacionalmente, así como también el software requerido para el cálculo y reporte de las emisiones nacionales de GHG (Green House Gases). También fomenta el uso de esta metodología en los países participantes del IPCC y en los países que hacen parte de la (UNFCCC: United Nations Framework Convention on Climate Change).
- **Task Group on Data and Scenario Support for Impact and Climate Analysis (TGICA):** Grupo de soporte de escenarios y datos para el análisis del impacto climático que acompaña a los otros grupos mencionados anteriormente y cuyo objetivo es facilitar la distribución y aplicación de escenarios para proyecciones. Estos escenarios se describen a continuación.

Los escenarios utilizados de emisión de gases de efecto invernadero Green House Gases (GHG) se denominan Representative Concentration Pathways (RCPs). Estos escenarios se determinan con base en todas las fuentes de radiación incluyendo GHG, ozono en la troposfera, aerosoles y cambios de albedo. Para el caso del AR5 los RCPs fueron cuatro, y se determinan teniendo en cuenta el total de fuerzas radiativas proyectadas a 2100 con inicio en 1750: $2.6 Wm^{-2}$ para RCP2.6 , $4.5 Wm^{-2}$ para RCP4.5, $6.0 Wm^{-2}$ para RCP6.0 , $8.5 Wm^{-2}$ para RCP8.5 IPCC (2014d).

Cada uno de los grupos mencionados anteriormente elabora sus reportes desde el punto de vista científico, técnico y socio económico en relación con el cambio climático bajo ciertas normas técnicas establecidas de antemano.

4.1.2 CMIP5

Como parte de los informes del WGI en los reportes de evaluación del IPCC se incluye un análisis de las proyecciones futuras de diversas variables geofísicas que afectan al planeta, las cuales se hacen con modelos climáticos. Este ejercicio de modelación se realiza a través del “Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados” (CMIP por su sigla en inglés), el cual será descrito a continuación.

Existe un organismo global denominado World Climate Research Programme (WCRP) que dentro de sus funciones se encuentra modelar el clima a través del Working Group on Coupled Modelling (WGCM). Bajo este marco el Coupled Model Intercomparison Projects (CMIP) hace parte de uno de los proyectos asociados al WGCM cuyo objetivo principal es el de fomentar y desarrollar revisiones de los diferentes modelos climáticos. A continuación se describirá a mayor detalle el WCRP, WGCM, el CMIP y su relación.

World Climate Research Programme (WCRP): Es un organismo creado para facilitar el análisis y predicción de los cambios en la Tierra para el uso en un rango amplio de aplicaciones prácticas de relevancia directa, beneficio e importancia para la sociedad. El WCRP busca determinar y predecir el efecto de las actividades humanas en el clima (WCRP, 1998).

Fue fundado en 1980 por el Consejo Internacional para la Ciencia (ISC por sus siglas en inglés) en 1980 y la Organización Meteorológica Mundial (WMO por su sigla en inglés). Ha contribuido enormemente en el avance de los estudios climáticos en los últimos 30 años. Gracias a sus esfuerzos ahora es posible para los científicos que estudian el clima monitorear, simular y proyectar el clima global con una precisión considerable, además de proveer información climática útil para los gobiernos y entes encargados de tomar decisiones políticas (WCRP, 1998).

Dentro de su estructura organizacional se encuentra el WGCM y dentro de este último es donde aparece el CMIP.

Working Group on Coupled Modelling (WGCM): El WGCM hace parte del WCRP que fue fundado en 1980 con el patrocinio del ISC y la WMO, a partir de 1993 patrocinado por la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (IOC: Intergovernmental Ocean Commission) de la UNESCO. Su misión es la de fomentar el desarrollo y revisión de modelos climáticos acoplados. Esto incluye la organización de los proyectos de intercomparación en miras de entender la variabilidad climática y la predictibilidad en escalas de tiempo que van desde las décadas hasta los siglos. También buscan analizar la respuesta del sistema climático a los cambios en la naturaleza y por agentes antropogénicos (WCRP, 1998). Las actividades del WGCM más importantes se mencionan a continuación:

- Liderar el WCRP Grand Challenge en “Clouds, Circulation and Climate Sensitivity” (WCRP, 1998).
- En colaboración con otra cantidad grande de grupos y patrocinadores dentro del WCRP, trabajar en las fases de intercomparación de modelos (CMIP). En la actualidad se encuentra trabajando en la siguiente fase “Coupled Model Intercomparison Project (CMIP6)”.
- Permitir el contacto y ser enlace entre el IPCC y el WCRP.

Proyecto de intercomparacion de modelos Acoplado (CMIP: Coupled Model Intercomparison Project): El CMIP comenzó en 1995 bajo el auspicio del WGCM. Su objetivo es entender el pasado, presente y futuro de los cambios climáticos que surgen de la naturaleza, variabilidad no forzada y respuesta a estos cambios en un contexto de muchos modelos. El entendimiento incluye la evaluación del rendimiento de los modelos durante un período histórico y la cuantificación de las causas de variación en las proyecciones futuras. También, busca investigar la predictibilidad del sistema climático en varias escalas espacio temporales, así como realizar predicciones de los diferentes estados de clima posibles. Uno de los objetivos más importantes del CMIP es la creación de resultados de un multi-modelo abierto al público y de disponibilidad abierta en un formato estandarizado (IPCC, 2014d).

Luego de lo mencionado anteriormente, esta claro que el CMIP es una subdivisión del WGCM, encargado de unas tareas específicas, y aquí es donde radica la diferencia principal entre los dos términos.

Se han desarrollado 5 fases del CMIP, la quinta fase del CMIP comenzó en Septiembre de 2008 y en ella participaron 20 grupos de modelacion climática de todo el mundo. En esta última fase desarrollada se ha trabajado con un marco común de referencia de modelos climáticos acoplados océano-atmosféricos contrastando diferentes modelos “General Circulation Models (Atmosphere-Ocean General Models (AOGM’s))” (IPCC, 2014d). Luego entonces se hace importante definir los modelos de tipo AOGM’s.

Modelos AOGM’s: Representan procesos físicos en la atmósfera, océano, criosfera y superficie terrestre, con las herramientas más avanzadas actualmente para simular la respuesta del sistema climático global al incremento de concentraciones de gases de efecto invernadero. Permiten obtener estimaciones consistentes regionales del cambio climático, algo muy importante a la hora de realizar análisis de impacto. Representan el clima usando grillas tridimensionales alrededor del planeta, típicamente con resolución horizontal entre 250 y 600 km, con 10-20 capas verticales en la atmósfera y algunas veces hasta 30 en los océanos. Entre los defectos de este tipo de modelos destaca que la división de celdas puede ser muy grande, por tanto, procesos relacionados con las nubes, por ejemplo que suelen ser de pequeñas escalas, no se podrán modelar de la mejor manera ya que se usan promedios a grandes escalas (IPCC, 2014d).

Es importante resaltar que existen otros tipos de modelos climáticos, estos se explican más adelante (Sección 4.2). La principal ventaja de los modelos AOGM’s respecto a los demás esta en que permiten bajar de escala (downscaling) y realizar análisis regional de mayor resolución (IPCC, 2014d).

Actualmente se desarrolla la sexta fase del CMIP que aún no tiene fecha de publicación exacta. Las ventajas que se obtienen del CMIP5 respecto a proyectos anteriores del CMIP, se pueden resumir en:

- Evalúan los mecanismos escasamente entendidos, responsables de diferencias entre los diferentes modelos como por ejemplo el ciclo de carbón y las nubes.
- Examinan la predivisibilidad y exploran capacidades de predicción en diferentes escalas de tiempo.
- Determinan porque modelos con forzadores similares presentan diferentes rangos de respuesta.

Como se mencionó anteriormente todas las actividades relacionadas al CMIP son coordinadas por el WGCM, ellos deciden acerca de los posibles puntos de partida de acuerdo con los usuarios potenciales de las salidas de los diversos modelos. Algunas organizaciones de interés, que proveen fondos para la investigación del CMIP por mencionar algunas son las siguientes:

- United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO).
- World Meteorological Organization (WMO).
- IPCC.
- Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC).

4.1.3 Colombia y el Panel Intergubernamental para el cambio climático (IPCC)

El IPCC actualmente cuenta con 195 miembros. Cabe resaltar que muchas de personas de todo el mundo contribuyen al trabajo del IPCC. Cuando se elaboran informes de evaluación, los científicos del IPCC se ofrecen como voluntarios para evaluar la gran cantidad de artículos científicos publicados a la fecha, para poder tener una perspectiva amplia sobre las causas del cambio climático a nivel global, sus impactos y riesgos futuros, para poder así desarrollar estrategias de adaptación y mitigación para poder reducir dichos riesgos a futuro.

Colombia en la actualidad es uno de los países miembros del IPCC. A través del Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM) Colombia establece estrategias para afrontar el cambio climático y generar conocimiento que permita crear estrategias para la mitigación de efectos asociados en el país (IDEAM, 2019b).

Algunos documentos y planes de acción en los que ha participado Colombia en relación al cambio climático se mencionan a continuación:

- **Tercera comunicación nacional de Cambio Climático:** En los años 2001 y 2010 Colombia presentó sus dos primeras Comunicaciones Nacionales. Ya que Colombia es uno de los países miembros de la (UNFCCC, por sus siglas en inglés). En estos informes se mostraban los avances en la implementación de la Convención (acciones de mitigación, adaptación, educación, entre otros), respecto al cambio climático (IDEAM, 2019f).
- **Informes Bienales de actualización:** En el año 2012, en el marco de la CMNUCC, se presentaron informes de actualización denominados Informes Bienales de Actualización (IBA). Estos informes reportan actualizaciones de las circunstancias nacionales y los inventarios nacionales de gases de efecto invernadero, así como los avances en las medidas de mitigación adelantadas por los países, y las necesidades existentes en materia de financiamiento, acceso a tecnología y fortalecimiento de capacidades. La principal información que entrega este reporte es el Inventario Nacional de Gases Efecto Invernadero con corte a 2012, que evidencia como Colombia emite anualmente en promedio 178.258.000 toneladas de CO_2 al año (IDEAM, 2019c).
- **Proyectos de adaptación en Colombia:** Colombia ha venido desarrollando diferentes proyectos para adaptarse a los efectos del cambio climático y la variabilidad climática. La mayoría de estos implican el análisis de las vulnerabilidades y/o riesgos, para posteriormente

diseñar, priorizar e implementar acciones de adaptación que reduzcan las vulnerabilidades y/o riesgos identificados (IDEAM, 2019e).

- **Plan Nacional De Adaptación Al Cambio Climático (PNACC):** El PNACC permite la preparación del país para enfrentar eventos climáticos extremos, y la transformación gradual del clima. Dentro de sus objetivos esta orientar la formulación de programas y proyectos prioritarios, así como fortalecer acciones ya emprendidas pero que requieren considerar las variables climáticas en su planeamiento y ejecución, con el propósito de reducir las consecuencias negativas en el largo plazo para las poblaciones, el sector productivo y los ecosistemas (IDEAM, 2019d).
- **Estrategia Colombiana de Desarrollo Bajo en Carbono (ECDBC):** Es un programa de planeación del desarrollo a corto, mediano y largo plazo, que busca desligar el crecimiento de las emisiones de gases efecto invernadero GHG del crecimiento económico nacional. Se realiza a través del diseño y la implementación de medidas sectoriales de mitigación que maximicen la carbono-eficiencia de la actividad económica del país y que, a su vez, contribuyan al desarrollo social y económico nacional (IDEAM, 2019a).

4.2 Estrategias experimentales para la evaluación de modelos climáticos

A través de Proyectos de Intercomparación de Modelos (CMIP por sus siglas en inglés), se establecen estándares y pruebas para evaluar la habilidad de simular el clima de los modelos climáticos. La intercomparación entre modelos permite analizar las debilidades y fortalezas de cada modelo. También los puntos de referencia de los experimentos del CMIP permiten distinguir los errores individuales, de aquellos que son comunes en todos los modelos.

Teniendo en cuenta lo anterior, es importante definir los 4 diferentes tipos de modelos climáticos.

- **AOGM's:** Su principal función es la de entender la dinámica de los componentes físicos del sistema climático (atmósfera, océano, tierra y hielo) y con base a esto realizar proyecciones con escenarios de gases de invernadero (IPCC, 2014d) (Sección 4.1.2).
- **Modelos de Sistema Tierra (ESMs: Earth System Models):** Son una mejor versión de los AOGM's debido a que incluyen representaciones adicionales como ciclos bioquímicos como por ejemplo el ciclo del carbón, del ozono entre otros. Dan una mejor comprensión para poder simular el pasado y presente con fuerzas externas actuando (IPCC, 2014d).
- **Modelos de Sistema Tierra con Complejidad Intermedia (EMICs: Earth System Models of Intermediate Complexity):** Estos modelos intentan incluir componentes relevantes del sistema Tierra a una menor resolución comparados con los modelos anteriores. Se aplican para tratar de responder preguntas científicas específicas; tienen una mayor resolución y complejidad lo que los hace más completos para pronosticar. Aunque los modelos (EMICs) no deben emplearse para pronósticos a largo plazo debido a que su enfoque es muy idealizado respecto a procesos de interacción océano-atmósfera (IPCC, 2014d).
- **Regional Climate Models (RCMs):** Son modelos limitados a un área en específico, se corren usando usualmente fundamentos de los modelos AOGM, no tienen en cuenta interacción entre océano y hielo (IPCC, 2014d). Usan el fundamento de “downscaling” de simulaciones globales para lograr tener condiciones específicas (Laprise, 2008).

4.2.1 Tipos de experimentos usados para la evaluación de modelos.

Con el fin de poder enlazar las simulaciones con los forzadores históricos, para el CMIP5 se utilizaron dos tipos de simulaciones: las predicciones de longitud decenal o corto plazo (“Initialized decadal-length predictions”) y los experimentos a largo plazo (“Long-term predictions”) (Taylor & Meehl, 2012).

En la Figura 7a se observa el esquema de los experimentos a corto plazo, la parte amarilla corresponde a experimentos de tipo “tier1” o nivel 1 y el núcleo central o experimentos “core” en rosado. A la derecha Figura 7b, se observa como se llevan a cabo los experimentos de largo plazo. Experimentos tipo “tier1” o nivel 1 en amarillo, “tier2” o nivel 2 en verde y el núcleo central en rosado (Taylor & Meehl, 2012).

Cada grupo elige si tomar la alternativa de largo o corto plazo junto con los tipos de modelos a utilizar. Por otro lado, existen grupos como centros de predicción meteorológicos que prefieren realizar simulaciones de alta resolución a lo que se le llama “time slice integrations”. Es importante resaltar que las simulaciones en las dos escalas de tiempo se dividen en dos partes la principal o **core** y por niveles o **tiers**. La **core** hace referencia a la parte crítica que permite la evaluación de modelos identificando posibles razones por las cuales se presentan diferencias en las proyecciones. Las **tiers** o por niveles que se dividen en dos partes, **tier1** que evalúa aspectos específicos de los forzadores y procesos climáticos del modelo, y **tier2** que ahonda más en los aspectos del tier 1. Siempre el orden de jerarquía para las ejecuciones será **core**, **tier1** y **tier 2**, respectivamente (Taylor & Meehl, 2012).

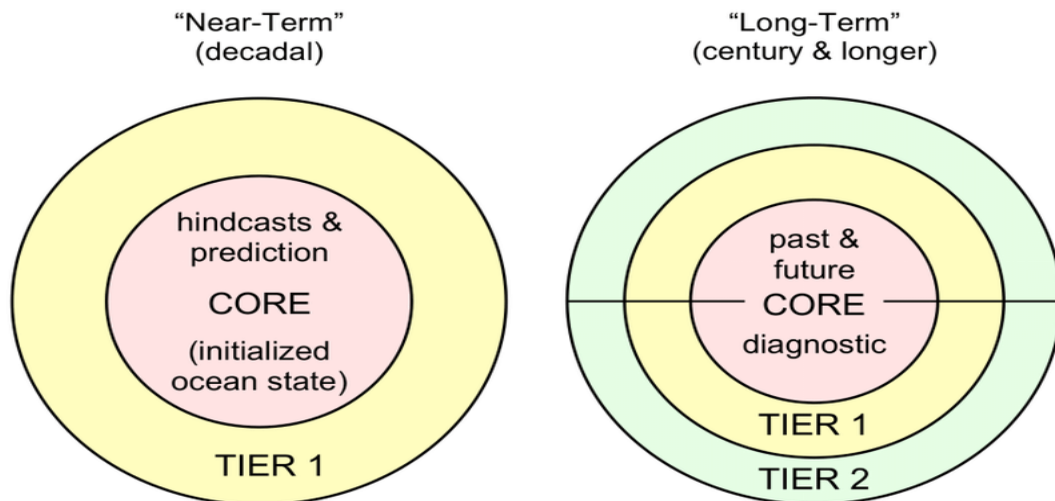


Figura 7: a) Resumen esquemático de experimentos CMIP5 a corto plazo b) Resumen esquemático de experimentos CMIP5 a largo plazo (Taylor & Meehl, 2012).

Con respecto a la escala de colores las zonas de color verde indica que las simulaciones se realizan solo con modelos que tengan representación del ciclo del carbono. Las zonas amarillas son proyecciones que son susceptibles de comparación con observaciones. Por último, las zonas rosadas permiten

diagnosticar la naturaleza en los modelos, con el fin de tener un mejor entendimiento del sistema climático y el comportamiento de los modelos (Taylor & Meehl, 2012).

4.2.2 Forzamiento de experimentos históricos

Los experimentos se llevan a cabo en tres fases. La primera fase comienza desde el inicio de la nueva era industrial hasta los días presentes (1850-2005) (Vuuren et al., 2011). La segunda fase analiza el futuro (2006-2100) y se describe por una colección de RCPs (Moss et al., 2010). La tercera y última fase es una extensión de la colección de simulaciones respecto a los RCPs (Meinshausen et al., 2011).

Para los modelos AOGM's no se utilizan ciclos químicos o biogeoquímicos y los agentes forzadores se establecen a concentraciones específicas. Por el contrario, para los modelos Earth system Models (ESMs) incluyen ciclos geoquímicos y químicos, los agentes forzadores se establecen a través de ciertas concentraciones y ciertas cantidades de emisiones para separar los forzadores naturales y el CO_2 antropogénico (IPCC, 2014d).

Respecto a los forzadores naturales se recomiendan series mensuales de la irradiación solar total y no se recomienda utilizar forzadores asociados a volcanes. También se recomienda el uso del espectro de la irradiación pero no todos los modelos usan esto (IPCC, 2014d).

La estrategia del CMIP5 se fundamenta en dos tipos de simulaciones: las de largo plazo o escala de tiempo de siglos, que busca encontrar los forzadores que generan el cambio climático y el otro enfoque es la escala de corto plazo (10 a 30 años) también conocida como experimentos de predicción por décadas, que buscan una predicción mas completa del cambio climático. En ambos tipos de proyecciones se utilizan modelos AOGM's, ESMs y Earth System Models of Intermediate Complexity (EMICs) principalmente (Hibbard et al., 2007).

4.2.3 Experimentos a largo plazo

En estas simulaciones se requieren de corridas de control e histórica, utilizando períodos de tiempo desde 1960 y con frontera 2100, con base en forzadores asociados a la composición atmosférica teniendo en cuenta los cambios antropogénicos y de las fuentes naturales. Las corridas se realizan desde antes del período industrial (mitad siglo 19) hasta la actualidad (hindcasts) y el futuro (forecasts). En la sección **core** existen dos escenarios de concentración representativa conocidos como RCPs que se mencionan posteriormente, un escenario de alta concentración (RCP8.5) y uno de medio rango (RCP4.5), aunque también hay otros escenarios como el (RCP6.0) y el de bajas emisiones (RCP2.6) que suelen usarse en las simulaciones por niveles. Los rangos de concentraciones de RCP tienen en cuenta crecimiento de población, desarrollo tecnológico y respuestas sociales, estos son explicados en detalle por Moss et al. (2010).

Como diagnostico o calibración se realizan otras integraciones relacionadas con el comportamiento de CO_2 y la Temperatura superficial oceánica (SST, por sus siglas en inglés).

Para la sección de **tiers** se exploran varios aspectos de lo obtenido en **core** a detalle, por ejemplo aspectos relacionados con el flujo de radiación, emisiones de CO_2 y gases de efecto invernadero (GHG) y aerosoles.

4.2.4 Experimentos a corto Plazo

Estos experimentos son organizados en conjunto por el WGCM y el grupo de predicción estacional interanual (WGSIP, por sus siglas en inglés) teniendo en cuenta a los grupos de investigación participantes del CMIP5. Con respecto a las corridas **core** se utilizan dos tipos de simulaciones, la primera tiene que ver con la utilización de 10 años de hindcasts para predecir 10 años desde el presente tomando como punto de partida varios años (1960,1965,.....2005) y terminando en (1970,1975,.....,2015) en ventanas temporales de 5 años, mientras que la segunda usa 30 años de hindcasts para predecir 30 años a futuro, tomando solo 3 años como punto de partida (1960,1980,2005) y terminando en (1990,2010,2035).

Por otro lado respecto al **tier1**:

- I Se realizan predicciones acerca de estados iniciales adicionales para incluir información reciente de temperatura del océano, salinidad, entre otros.
- II Se eliminan erupciones volcánicas para los hindcasts.
- III Se impone una hipotética erupción volcánica en el futuro.
- IV Se usan diversas metodologías de inicialización.
- V Se realizan ciertos experimentos de alta resolución para analizar más a detalle ciertos aspectos. En cada fase siempre se realizan fases de calibración.

Además es importante resaltar que se han intentado desarrollar diferentes métodos con el fin de poder asimilar las observaciones del océano a los modelos climáticos, sin embargo, aún no existe un método en específico seleccionado. Esto demuestra las limitaciones que aún existen respecto a la información in situ de las redes oceanográficas globales. (IPCC, 2014d)

4.2.5 Relación entre simulaciones decenales y de largo plazo

Los experimentos a corto plazo son totalmente nuevos y se incluyeron a partir del CMIP5 (Meehl et al., 2007). El objetivo es entender los roles de los agentes forzadores y la variabilidad interna en períodos de tiempo largos y cortos, para de esta manera poder evaluar la capacidad de predicción de los modelos. Estos experimentos se realizan a través de dos conjuntos de hindcasts y un conjunto de predicciones con condiciones iniciales que van desde 1960 a 2005. Algunos modelos físicos son usados para ambos casos, experimentos de largo y corto plazo.

4.2.6 Diferencias entre CMIP3 y CMIP5

Se presentan las ventajas del CMIP5 respecto al CMIP3.

- Incluye una mayor cantidad de experimentos y variedad de preguntas científicas.
- Existe una mejor documentación acerca de los modelos, condiciones experimentales y de desarrollo. Esta información se encuentra en el proyecto (METAFOR, por sus siglas en inglés) (Guilyardi et al., 2011).
- Hay una mejor resolución espacial de $0.5^\circ \times 4^\circ$ para atmósfera y $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ para el océano.

- Existen una mayor cantidad de variables oceánicas incluidas.
- Hay una mejor modelación de aerosoles, biogeoquímicos y un mejor análisis de la criosfera y las nubes.
- La cantidad de información del CMIP5 es casi 100 veces mayor en comparación con la obtenida a través del CMIP3. Aproximadamente $3 \times 10^{15} \text{ Bytes} = 10^6 \text{ GB}$ (PB).

En los resultados del CMIP5 de largo y corto plazo se tuvieron en cuenta las siguientes variables: de tipo atmosféricas (60), oceánicas (77), superficie tierra y ciclo de carbón (58), oceánica biogeoquímicas (74), hielo oceánico (38), tierra oceánica y nieve (14) y nubes (100). Por otro lado, respecto a escalas temporales asociadas a estas variables, se obtuvieron medias mensuales (390), algunas se reportaron como medias anuales (57), medias diarias (53), muestras cada 3 o 6 horas (23,6), algunas de las propiedades oceanográficas se obtuvieron como ciclos anuales de climatologías (22) (IPCC, 2014d).

4.2.7 Obtención de datos CMIP5

Para el caso del CMIP3 los centros modeladores publicaron toda la información a través de un repositorio manejado por el **Program for Climate Model Diagnosis (PCMDI)**. Para el caso del CMIP5, se realizó algo similar, sin embargo para reducir las grandes cantidades de datos, se guardaron en nodos de datos producidos por los institutos modeladores a través de portales integrados. Los esfuerzos para crear este repositorio fueron del **Earth System Project (ESG)**, **Earth System Grid Federation (ESGF)** y **Global Organization for Earth System Science Portals (GO-ESSP)**. Se trabajó en conjunto con el IPCC Data Distribution Centre, British Atmospheric Data Centre (BADC) y el Deutsches Klimarechenzentrum (DKRZ).

Para obtener los datos los usuarios deben primero registrarse, indicando como van a ser usados los mismos y aceptando los términos de uso. Algunos grupos modeladores liberan sus datos para uso no restringido, solo con motivo de investigación o educación.

4.2.8 Algunas consideraciones para usar datos CMIP5

- **Variabilidad no forzada:** Hay que entender que los forzadores externos de todo modelo presentan interacciones internas dentro de un sistema no lineal complejo.
- **Desviaciones climáticas y corrección de sesgo:** Existen procesos de interacción que requieren mucho tiempo para alcanzar un comportamiento estable y por ende, con las simulaciones no es tan fácil obtener estos estados, por ejemplo la termoclina estacional requiere de cientos de años para asentarse. Estas desviaciones o deriva se hacen más evidentes en variables relacionadas con el océano y en simulaciones principalmente de corto tiempo como en las de décadas. Es por esto que para simulaciones climáticas se recomienda trabajar con variables como Sea Surface Temperature (SST), precipitación, temperatura del aire y nivel mar para minimizar los errores.
- **Ruido climático y “downscaling”:** Las comparaciones de los modelos respecto a la realidad difieren debido a que se tienen grillas de cerca 100 km de lado y que no son comparables con puntos en específico del planeta, debido a que no existirá representatividad de la información. De la misma forma en algunos casos, existe ruido climático o tendencia caótica en las

simulaciones. Para identificar consistencia del modelo se usan diferentes puntos de inicio para la simulación y se observan las diferentes trayectorias que se obtienen. También vale la pena resaltar de que el Downscaling en ciertas ocasiones puede tener sesgo respecto a la realidad.

- **Multimodelo conjunto:** Considerar todos los modelos en conjunto no es lo mismo que analizar un modelo a la vez. El ensamblaje conjunto permite tener una representación del sistema climático y de la dispersión de los resultados de los modelos.
- **Consideraciones para obtener el nivel del mar:** Es importante tener en cuenta que en el CMIP5 la variable ZOSGA representa el promedio global de nivel del mar estérico debido a expansión térmica, cambios en la salinidad que afectan densidad (Landerer et al., 2014), además de flujos de agua desde la atmósfera, tierra y glaciares conservando el volumen total IPCC (2014b) . Por otro lado, la variable ZOS definida como la altura local del geode sobre el nivel del mar tiene en cuenta cambios en la circulación del océano debidos a momento superficial y efectos de boyancia a nivel regional y local (Yin et al., 2010).

Para obtener los cambios de la variable DSL (Dynamic sea level) en el CMIP5 se utiliza la variable ZOS, esta variable permite tener en cuenta la redistribución de la masa y cambios de circulación (Meyssignac et al., 2017). Sin embargo es importante mencionar que en la mayoría de modelos del CMIP5 el modulo oceánico se basa en aproximaciones de Boussineq y conservan el volumen en lugar de la masa (Griffies & Greatbatch, 2012). Para poder tener en cuenta los cambios totales de nivel del mar se utiliza la variable ZOS+ZOSGA (Huang & Qiao, 2015).

4.3 Desempeño global de los modelos CMIP5 en el período 1980-2005.

En esta sección se describen los resultados a nivel global teniendo en cuenta todos los modelos del CMIP5 a través del Modelo Multimodias, enfatizando en resultados asociados al componente atmosférico (Temperatura, Precipitación, Humedad, Nubes y radiación) y oceánico (Temperatura superficial del mar, Salinidad y Nivel del mar).

4.3.1 Atmósfera

Las atmósfera es uno de los aspectos más evaluados debido a la disponibilidad de datos globales de radiación incidente, temperatura, vientos, ozono y otras propiedades relacionadas (IPCC, 2014d).

4.3.1.1 Temperatura Este factor se encuentra determinado por la radiación solar, presencia de nubes y interacciones complejas entre la atmósfera y la tierra, océano, nieve y biosfera (IPCC, 2014d).

En la Figura 8a se observa la temperatura promedio (2m) para el periodo 1980-2005 teniendo en cuenta todos los modelos del CMIP5 y el error (Figura 8b) respecto al reanálisis desarrollado por el Centro Europeo de Previsiones Meteorológicas a Plazo Medio (ECMWF, por sus siglas en ingles) denominado reanálisis de condiciones globales atmosféricas y superficiales ERA-Interim (Dee et al., 2011).

En la mayoría de áreas el modelo multi medias va acorde con el reanálisis, con errores menores a 2 °C, aunque hay ciertas zonas donde el sesgo es mayor, especialmente en altas elevaciones sobre los Himalayas y en la Antártica, y regiones de upwelling en las costas occidentales de Sur América y África. Promediando los errores absolutos de todos los modelos del CMIP5 se obtuvo Figura 8c. Finalmente la inconsistencia a lo largo de tres reanálisis globales (ERA-Interim, ERA-40 y JRA-25) se observa en la Figura 8d (IPCC, 2014d).

Los resultados obtenidos indican que las inconsistencias de reanálisis son menores que la media de errores absolutos en casi todas las regiones. Las inconsistencias más grandes ocurren en donde los datos son mas escasos (IPCC, 2014d).

También se analizó el comportamiento estacional de los modelos teniendo en cuenta la diferencia de medias entre los periodos Diciembre-Febrero y Junio-Agosto en valor absoluto. Se observó que la variación estacional es mucho más grande a mayor latitud, aunque también se tienen algunos casos aislados como los de India en latitudes bajas que obtuvieron alto sesgo (IPCC, 2014d).

En resumen existe una alta confianza en que los patrones de gran escala de temperatura superficial son bien simulados por los modelos del CMIP5 (IPCC, 2014d).

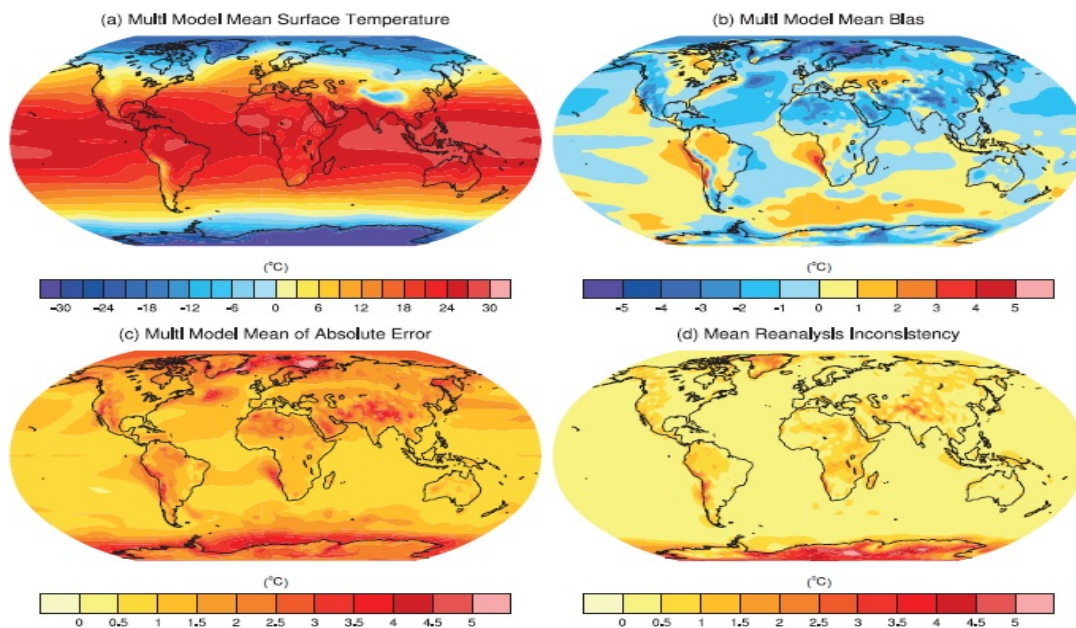


Figura 8: Temperatura media anual superficial (2m) (°C) para el periodo 1980-2005. a) Media Multimodelo b) Sesgo Multimodelo y el reanálisis ECMWF, ERA-Interim (Dee et al., 2011). c) Media absoluta error Multimodelo respecto a reanálisis ECMWF. d) Inconsistencia entre ERA-Interim, ERA40 y JRA-25 (IPCC, 2014d)

4.3.1.2 Precipitación Para esta variable se siguen procedimientos más rigurosos en comparación con la temperatura, porque esta variable depende de procesos que deben ser parametrizados.

La Figura 9 muestra la tasa de precipitación obtenida del modelo multimedia del CMIP5, junto con medidas de error relativo respecto al análisis de precipitación del Proyecto de Climatología de Precipitación Global (GPCP, por sus siglas en inglés) (Adler et al., 2003).

La magnitud de la incertidumbre en la precipitación varía con la región. La características de gran escala como la precipitación máxima al Norte del Ecuador en el Pacífico central, áreas secas a lo largo de las cuencas oceánicas subtropicales, y la mínima precipitación en el Norte de África, son representadas adecuadamente por el modelo multimedia, (Dai, 2006). Sin embargo, características como la circulación tropical, patrones de precipitación a lo largo del Ecuador en el Pacífico Occidental, precipitación excesiva en las zonas de convergencia tropical como al sur del Ecuador en el Atlántico y el en Pacífico Oriental, aun presentan sesgo (Lin, 2007).

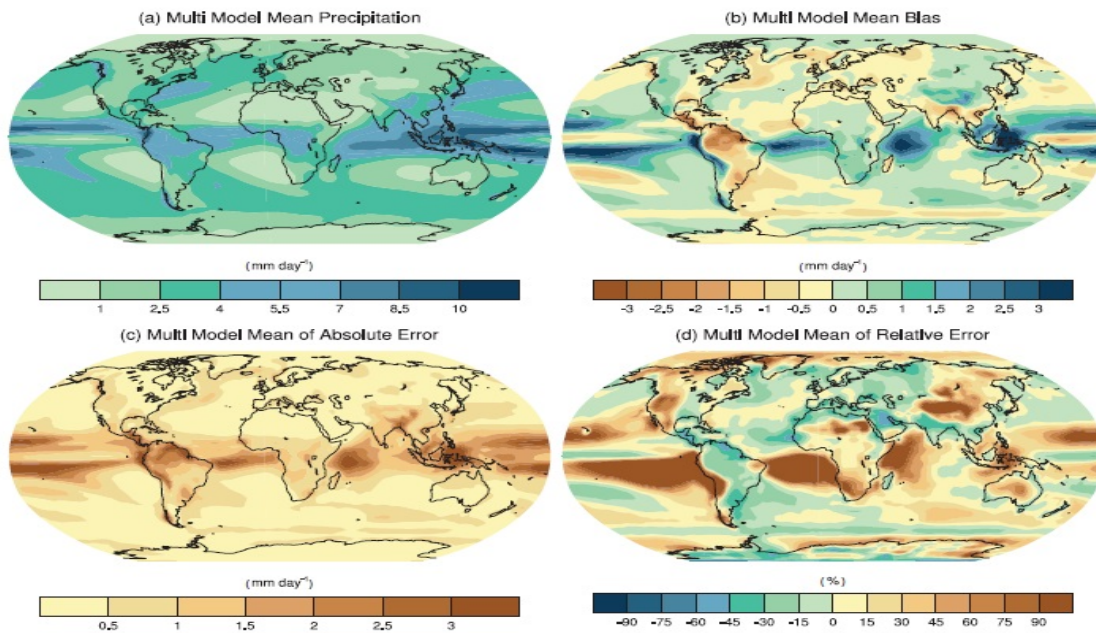


Figura 9: Precipitación anual media ($mm\text{día}^{-1}$) para el periodo 1980-2005. a) Modelo multi medias con base en todos los modelos AOGCM usados en el CMIP5. b) Diferencia entre el modelo multi medias y los análisis del Proyecto de Climatología de Precipitación Global (Adler et al., 2003). c) Error absoluto de modelo multi medias respecto a observaciones. d) Error relativo modelo multi medias respecto al modelo de precipitación.

4.3.1.3 Humedad, nubes y radiación Ciertos modelos pueden presentar sesgo en el vapor de agua de la estratosfera (Gettelman et al., 2010), esto puede tener un impacto directo en los cambios de temperatura (Solomon et al., 2010). En general en las regiones tropicales los modelos tienden a ser bastante secos en la troposfera inferior y muy húmedos en la troposfera superior, mientras que en áreas extratropicales tienden a ser muy húmedos en la troposfera (Tian et al., 2013), el mayor sesgo ocurre en la troposfera superior con valores de hasta el doble de lo observado (Jiang et al., 2012).

Con respecto a la radiación de manera general los modelos del CMIP5 tienden a sobreestimar la

media global de flujo de onda corta y subestimar el flujo de onda larga (Stephens et al., 2012). El sesgo en las regiones tropicales pueden estar entre 1 y 3 Wm^{-2} y la consecuencia esta en la omisión de precipitación (Waliser et al., 2011).

4.3.2 Océano

La simulación precisa del Océano en los modelos climáticos es esencial para la correcta estimación del calor absorbido, CO_2 absorbido, cambios en el nivel del mar y fenómenos como el del Niño (IPCC, 2014d). Se presentará información acerca de las tres variables mas influyentes en variabilidad climática (Temperatura superficial del mar, Salinidad y Nivel del Mar).

4.3.2.1 Temperatura superficial del mar Para casi todas las latitudes, con profundidades variando desde 200-2000m, el modelo multimedias en los promedios zonales presenta temperaturas elevadas como se observa en la Figura 10a, aunque para grandes profundidades se tienen valores de temperatura bajos (IPCC, 2013a).

Para el caso de la Figura 10a) contribuyeron los 43 modelos del CMIP5 disponibles y para la Figura 10 b) 41 modelos. Los contornos en color blanco para el caso de la Figura 10a) indican donde las diferencias de temperatura potencial exceden en valor absoluto $1,2$ y $3 \text{ }^\circ\text{C}$.

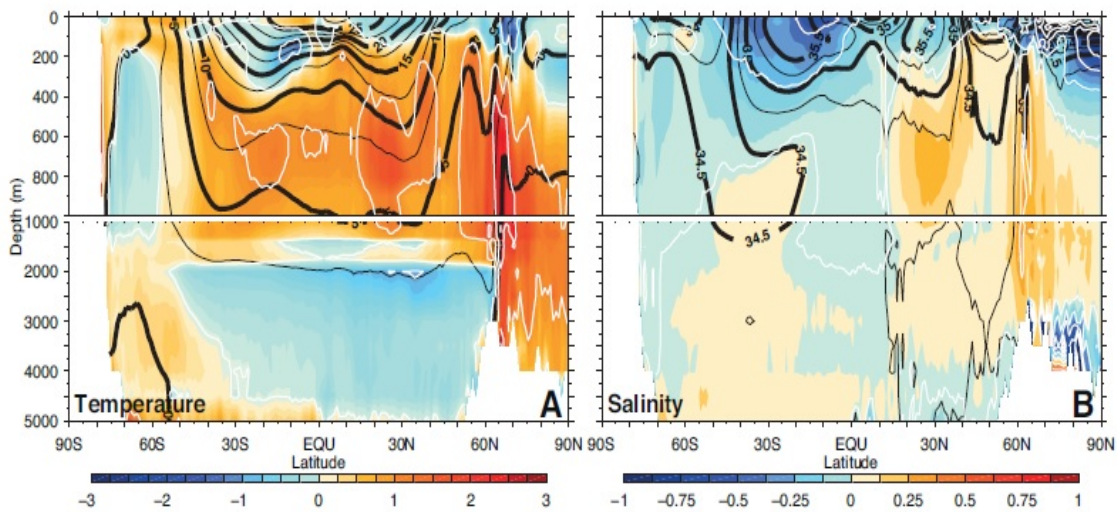


Figura 10: a) Temperatura potencial $^\circ\text{C}$ y b) Salinidad (PSS-78) utilizando diferencias de medias entre el modelo multimedias CMIP5 y observaciones con medias zonales para el océano global (excluyendo mares regionales y zonales) Los valores climatológicos observados fueron tomados del World Ocean Atlas (WOA09) se encuentran como líneas de contorno gruesas negras (IPCC, 2014d).

Las tendencias de temperatura desde 1971 hasta 2010 en los primeros 700 m de profundidad en el océano son positivas en la mayor parte de la Tierra (Levitus et al., 2009). Este calentamiento es mucho mas prominente en el hemisferio Norte. Las tendencias de temperatura en la parte superficial

del océano muestran un calentamiento en todas las latitudes y profundidades (IPCC, 2014c; Levitus et al., 2009). Un ejemplo claro de esto es la Figura 11.

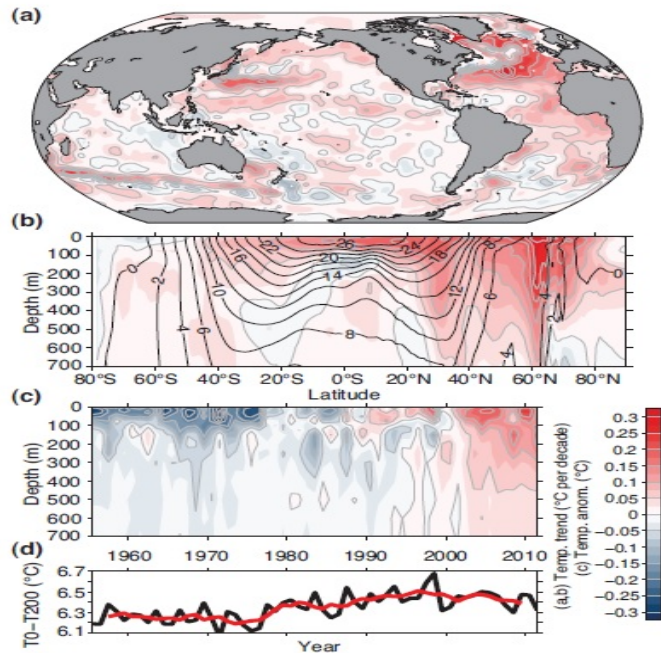


Figura 11: Promedios de temperatura para profundidad 0-700 para el periodo 1971-2010 b) temperatura promedio zonal en grados C. c) Anomalías de temperatura promediadas a nivel global relativas al periodo 1971-2010. d) Diferencia de temperatura promedio global entre la superficie del océano y profundidad de 200m (Levitus et al., 2009).

4.3.2.2 Salinidad En la Figura 10b) las zonas blancas indican que el sesgo en salinidad exceden en valor absoluto 0.25, 0.5, 0.75 o 1 (PSS-78) (IPCC, 2014d). Además los errores en la salinidad, muestran un patrón diferente al de la temperatura potencial, indicando que la mayoría no ocurren por compensación de densidad.

Un problema es la obtención de la Salinidad Superficial (SSS, por sus siglas en ingles), debido a que esta muy relacionada a las interacciones aire y océano. Se ha encontrado que sesgos regionales de SSS pueden ser tan altos como $\pm 2,5psu$ (Terray, 2012)

4.3.2.3 Nivel del Mar La altura de la superficie del océano o nivel del mar es medida ya sea respecto a la superficie de la tierra solida (RSL, por sus siglas en ingles) o por medio de una referencia geocéntrica elipsoidal (nivel del mar geocéntrico). La medida RSL es mucho mas relevante cuando se consideran impactos costeros de nivel del mar y ha sido medida a través de mareógrafos durante los últimos siglos, por el contrario el nivel del mar Geocéntrico ha empezado a medirse en las ultimas dos décadas con datos de altimetría satélital (IPCC, 2014b).

Por otro lado, promedios temporales para cualquier ubicación se conocen como nivel medio del mar (MSL, por sus siglas en ingles), y es usada para remover variabilidad debida a periodos pequeños (IPCC, 2014b).

Los cambios en el nivel del mar ocurren en un gran rango de escalas temporales y espaciales, con la contribución de muchos factores convirtiéndola en una medida integral del cambio climático (Milne et al., 2009). Los agentes principales del cambio son la expansión del océano a medida que se calienta y la transferencia de agua continental al océano especialmente de hielo continental (Church et al., 2011).

En cuanto a los agentes que contribuyen al cambio de nivel del mar, a pesar de que cambios en temperatura y salinidad pueden contribuir significativamente con cambios regionales en nivel del mar (Church et al., 2007) solo los cambios de temperatura producen una contribución significativa al cambio global del volumen de los océanos debido a expansión térmica o contracción (Gregory & Lowe, 2000). De igual forma anomalías atmosféricas de presión pueden también causar cambios en nivel del mar (Wunsch & Stammer, 1997). Estos tres factores mencionados anteriormente: temperatura, salinidad y presión atmosférica pueden causar que el nivel del mar cambie desde escalas temporales de pequeña escala hasta escalas de decenas de años o siglos (IPCC, 2014b).

Existen otros procesos que pueden cambiar el nivel del mar, entre ellos esta la influencia de descargas de aguas continentales o la deformación de la tierra debido al derretimiento de cuerpos de hielo manifestado en el Ajuste isoestático glacial (GIA, por sus siglas en ingles) y procesos de tipo antropogénico y geológicos (IPCC, 2014b).

Es importante mencionar que los cambios globales de nivel del mar no tienen patrones regionales similares, debido a que existen muchos factores que influyen en el comportamiento de esta variable. Adicionalmente, las proyecciones globales de incremento del nivel del mar en el CMIP5 se hacen con base en los 21 modelos participantes y teniendo en cuenta diferentes escenarios de concentración de gases de efecto invernadero.

Los cambios asociados a la temperatura media superficial del aire (SAT, por sus siglas en ingles) están dentro de 5-95 % del rango de las proyecciones de los todos modelos del CMIP5 y este rango de resultados es el mas probable de ocurrencia. Adicionalmente, respecto a los escenarios de concentración, se asume que las contribuciones empiezan en un punto determinado e incrementan linealmente en el tiempo, para poder interpolar hasta el 2100 (IPCC, 2014b).

La mediana de las proyecciones para el incremento global del nivel del mar en todos los escenarios y teniendo en cuenta todos los posibles efectos, se encuentran dentro de un rango de 0.05 m hasta la mitad del siglo XXI, como se puede observar en la Figura 12. Para 2100, se observa que los rangos probables para cada escenario son [0.28-0.61]m para RCP2.6, [0.36-0.71]m para RCP4.5, [0.38-0.73]m para RCP6.0 y [0.54-0.98]m para RCP8.5 (IPCC, 2014b).

En todos los escenarios la tasa inicial de incremento en las proyecciones (2007-2013) es cercana a $3,7\text{mm}\text{año}^{-1}$, un poco por encima que el rango observado de $3,2[2,8 - 3,6]\text{mm}\text{año}^{-1}$ para el periodo 1993-2010. En el escenario RCP2.6 se vuelve casi constante alrededor de $4,5\text{mm}\text{año}^{-1}$ la tasa de crecimiento para la mitad del siglo. Por otro lado, la tasa de aumento se vuelve más o menos constante

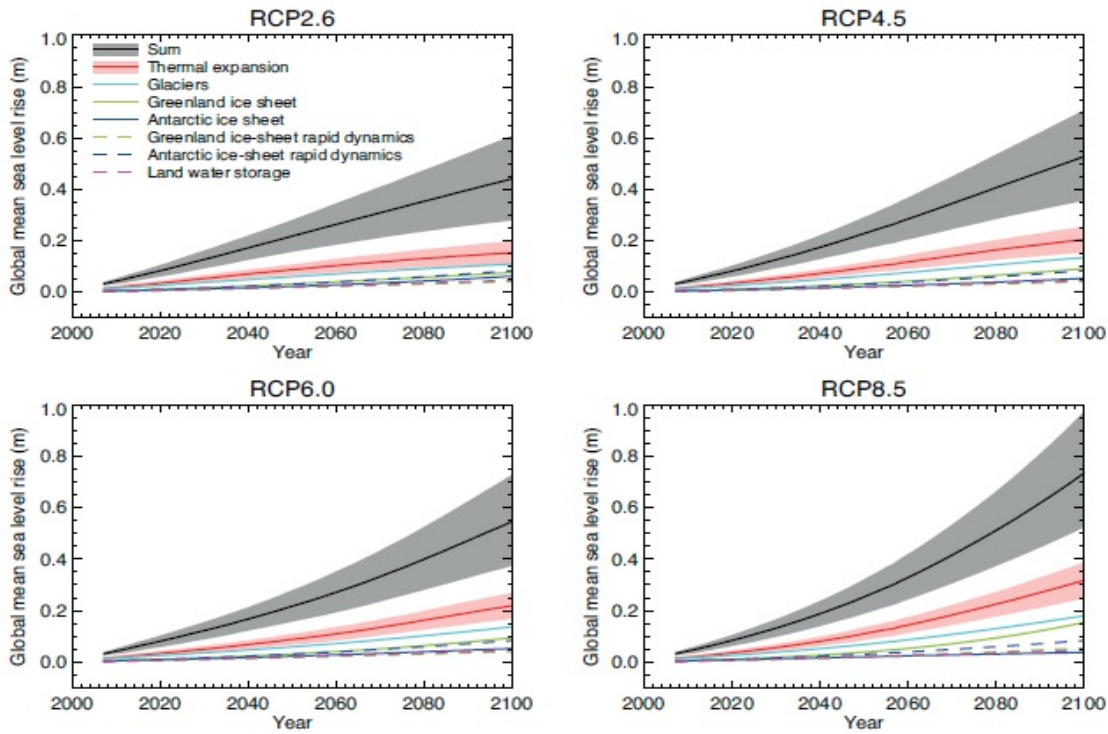


Figura 12: Proyecciones de modelos para incremento del nivel medio del mar global relativo al periodo 2005-2100 (IPCC, 2014b).

en los escenarios RCP4.5 y RCP6.0 a finales de siglo, mientras que la aceleración continúa durante todo el siglo en el escenario RCP8.5, alcanzando $11[8a16]mmaño^{-1}$ en 2081-2100 (IPCC, 2014b).

En cuanto a los factores que generan el cambio, la mayoría de la contribución se da debido a la expansión térmica con una contribución de 30-55% de las proyecciones. Los glaciares son la segunda fuente mayor con 15-35%. otros resultados importantes son por ejemplo que para el 2100 del 15-55% del volumen actual de glaciares afuera de la Antártica no existirán bajo el escenario RCP2.6, y de 35-85% bajo el escenario RCP8.5 (IPCC, 2014b).

Por otro lado otros factores importantes a considerar denominados componentes estericos y dinámicos de la media dinámica topográfica (MDT, por sus siglas en ingles) y la altura superficial del mar (SSH, por sus siglas en ingles) (Maximenko et al., 2009) influyen en el nivel del mar. Los patrones de correlación entre los valores observados y simulados de MDT están por encima de 0.95 para todos los modelos del CMIP5 como se observa en la Figura 13, que es una diagrama de Taylor para las MDT, la coordenada radial muestra la desviación estándar del patrón espacial normalizada por la desviación estándar observada. La variable en azimut muestra la correlación entre el patrón espacial modelado y el observado. El error cuadrático medio con el sesgo removido se indica con círculos punteados en gris (IPCC, 2014d).

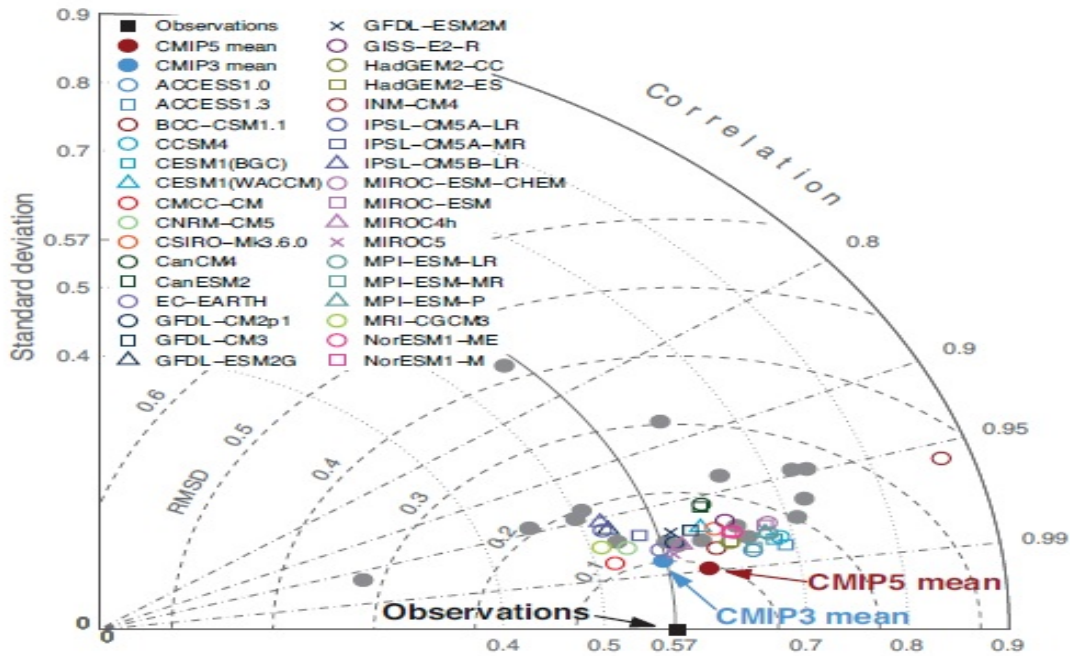


Figura 13: Diagrama de Taylor para la climatología de altura superficial del mar (1987-2000). Análisis del océano global 50 °S hasta 50 °N. Los datos de referencia son de AVISO, un producto satélital (Ducet & Reverdin, 2000) (IPCC, 2014d).

4.4 Comparación cuantitativa del desempeño de los diferentes modelos del CMIP5

La Figura 14 muestra el error cuadrático medio espacio-temporal (RMSE, por sus siglas en inglés) para el ciclo climatológico de 1980-2005 de los experimentos del CMIP5. Las filas y columnas representan a las variables y modelos, respectivamente. El RMSE el cual se trata como una variable, es representada como error relativo a través de la normalización del resultado por la mediana del error de todos los resultados de los modelos (Gleckler et al., 2008). Por ejemplo un valor de 0.2 indica que el RSME del modelo es 20 % más grande que la mediana del error del CMIP5, mientras que un valor de -0.2 indica que el error es 20 % menor que la mediana del error (IPCC, 2014d).

El color blanco indica que los resultados del modelo aun no están disponibles. En cada rectángulo de la grilla se observan dos triángulos, el superior es el error respecto a un conjunto de datos referencia y el triangulo de la parte inferior es respecto a un conjunto de datos alterno. El color azul indica un menor error o mejor desempeño y el rojo por el contrario desempeños pobres, respecto a la mediana de los resultados.

Los errores relativos son calculados de manera independiente para cada uno de los datos de referencia y alternativos. Los datos de referencia están detallados en (IPCC, 2014d). Hay 5 categorías las cuales son: Atmósfera, Ozono y Aerosoles, Ciclo del Carbón, Océano, MISC y extremos. Estos

datos vienen en su mayoría de reanálisis como ERA-Interim, NCEP-NCAR, ERA40, mientras que otros son fuentes de datos satelitales entre otros.

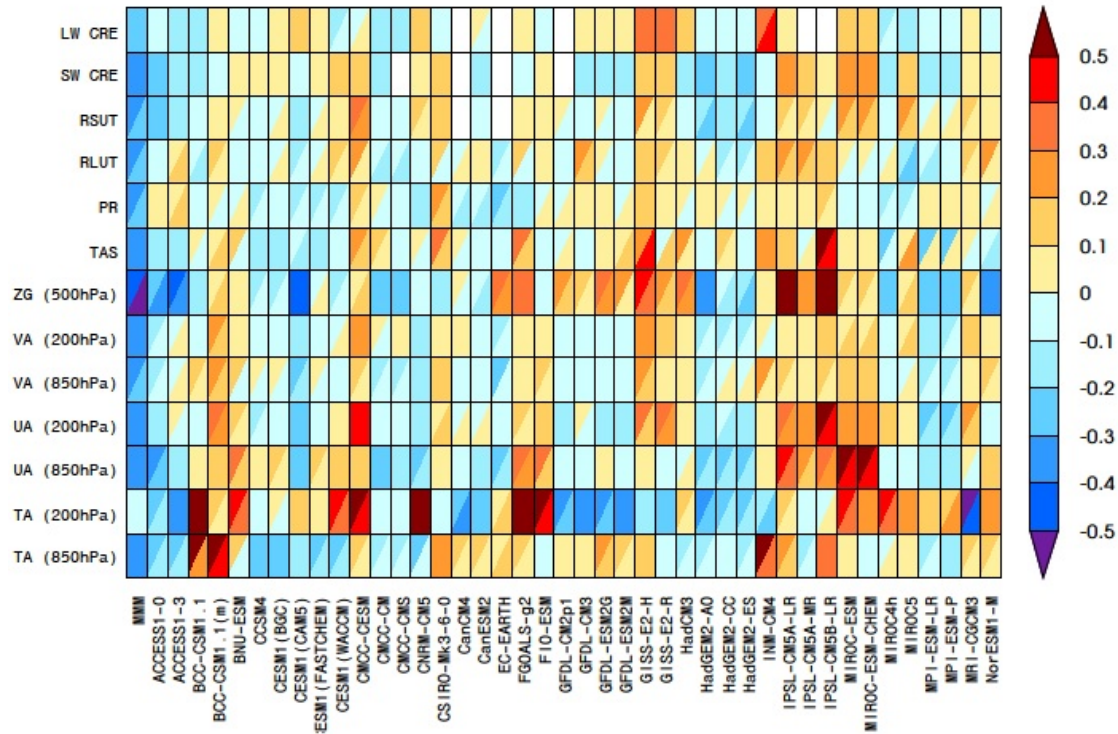


Figura 14: Error relativo del desempeño de modelos CMIP5, con base en climatología global estacional (1980-2005) de acuerdo a experimentos históricos (IPCC, 2014d).

Algo importante de resaltar es que el modelo multimodales (MMM) concuerda mucho más con los datos observados en comparación con los otros modelos analizados, en relación con las variables de temperatura y precipitación (Lambert & Boer, 2001). Otro aspecto que se tuvo en cuenta para la selección de los modelos con mejor desempeño global fue el comportamiento de cada uno respecto al modelo multimodales a través de la raíz del error cuadrático medio (RMSE). De acuerdo con los criterios mencionados anteriormente se seleccionaron los siguientes tres modelos para el análisis : ACCESS1-0, CSIRO MK3.6, MIROC5. Estos modelos se escogieron por presentar el menor RMSE respecto al modelo multimodales, además fueron los de mejor desempeño conjunto según el diagrama de Taylor para la climatología de altura superficial del mar Figura 13 y error relativo de desempeño Figura 14. Sin embargo este aspecto se amplía en la sección 5.1.

4.5 Estado del arte de la investigación

El mayor referente respecto al CMIP5 es el IPCC y la fuente de información relacionada se encuentra en el Assessment Report AR5, que se elaboró en 2014 y que se encuentra disponible al público. En específico, para la investigación es de interés los capítulos relacionados con las bases científicas. Luego de este reporte se han desarrollado trabajos en torno a los resultados obtenidos por el CMIP5. Se describirán algunos de los resultados más importantes para la investigación, obtenidos por algunos autores a partir de 2014.

En el trabajo de Hidalgo & Alfaro (2015), se evaluaron 48 modelos del CMIP5 de acuerdo a su capacidad de reproducir hábilmente las características básicas del clima de finales del siglo XX en Centroamérica, utilizando diversas métricas con base a la media y desviación estándar de variables como temperatura y precipitación teniendo en cuenta su relación con el Fenómeno del Niño.

Keellings (2016) utilizó técnicas de downscaling para evaluar la temperatura máxima en el sureste de Estados Unidos con base a 15 modelos del CMIP5 utilizando diversas métricas, aunque no tuvo en cuenta el océano en su análisis.

Palomino-Lemus et al. (2017) realizaron proyecciones para los últimos 30 años del siglo XXI, para el verano boreal en América tropical utilizando técnicas de downscaling y la presión sobre el nivel del mar de 20 modelos del CMIP5, teniendo en cuenta el presente (1970-2000) y el futuro (2071-2100) bajo los escenarios RCP2.6, RCP4.5 y RCP8.5, para evaluar patrones de precipitación en la región, pero nuevamente fue un trabajo en el que no se involucro el océano.

En este mismo año Abadi et al. (2017) realizaron un downscaling dinámico a los resultados de 8 modelos del CMIP5 para analizar los posibles impactos del cambio climático en una región de baja latitud como Bolivia, analizando variables como precipitación, temperatura, patrones de viento y transporte de humedad, analizando patrones regionales y los movimientos de la Zona de Convergencia Intertropical.

Rehman et al. (2018) utilizaron 36 modelos del CMIP5 para evaluar el comportamiento en especial de la temperatura y precipitación en la región del sur de Asia para la proyección climática a 2100 con énfasis en Pakistán y regiones aledañas. Otros trabajos como los de Hui et al. (2018) realizaron la comparación de dos modelos regionales del CMIP5 para analizar el comportamiento regional climático en China desde 1980-2000, luego de esto los mismos autores efectuaron un análisis similar, pero realizando proyecciones futuras 2020-2060 y teniendo en cuenta diversos escenarios de concentración RCP's.

En este mismo año un trabajo muy relacionado con el Caribe fue desarrollado por Taylor et al. (2018), donde se tomaron 10 modelos participantes del CMIP5 y se analizó el futuro climático en el Caribe respecto a la temperatura para después del período preindustrial, con el fin de tener escenarios para los años 2030, 2050 y 2070.

En otros trabajos como el de Qiang et al. (2019), propusieron un método para realizar downscaling a resultados de modelos del CMIP5, a nivel global, por medio de la técnica de regresión con un algoritmo denominado movimiento aleatorio de puntos. Por otro lado Yang et al. (2018), realizaron downscaling utilizando 4 métodos estadísticos (corrección por sesgo y downscaling espacial,

corrección de sesgo y patrón climático, corrección de sesgo con reordenamiento de cuantiles y la transformada de función de distribución acumulada), con información de 22 modelos del CMIP5 para predecir los cambios en precipitación y temperatura en China bajo los escenarios de emisión RCP4.5 y RCP8.5.

Otros autores como T.-X et al. (2019), han explorado nuevas técnicas para el downscaling de resultados de los modelos del CMIP5, en este caso propusieron funciones de transferencia para el análisis en China. Para ello utilizaron información meteorológica de 735 estaciones a lo largo de China para el período 2006-2015 y bajo los escenarios RCP 2.6, 4.5 y 8.5. Algunas técnicas nuevas propuestas en Dieterich et al. (2019), utilizan procesos de downscaling de modelos del CMIP5 con diversos escenarios de concentración en conjunto con un modelo denominado RCA4-NEMO para el análisis a futuro de proyecciones climáticas.

5 Metodología

5.1 Datos

Para el desarrollo del presente estudio se utilizarán datos históricos recopilados por el programa mundial de investigación climática (WCRP, por sus siglas en inglés) utilizando el proyecto de comparación CMIP5 (Capítulo 4.1.2, página 19), a través del siguiente enlace <https://esgf-node.llnl.gov/projects/cmip5/>

Los nodos con la información se accederán a través del “Earth System Grid Federation”. En el CMIP5 participaron 48 modelos AOGM’s y EMIC’s de los cuales 36 son del tipo AOGM’s (IPCC, 2014d). Para decidir los modelos a utilizar en este estudio se tuvieron en cuenta los siguientes criterios en el orden que se indican.

Primero, se utilizó una matriz de comparación propuesta por Gleckler et al. (2008), la cual calcula el error cuadrático medio espacio-temporal (RMSE, por sus siglas en inglés) para el ciclo climatológico de 1980-2005 de los experimentos del CMIP5. Los errores relativos son calculados de manera independiente para cada uno de los datos de referencia y alternativos, lo cual garantiza una medida potente para cada modelo. Los datos de referencia están detallados en (IPCC, 2014d). Adicionalmente esta matriz tiene en cuenta 22 variables distribuidas en 5 categorías las cuales son: Atmósfera, Ozono y Aerosoles, Ciclo del Carbón, Océano, MISC y extremos, con datos que vienen en su mayoría de reanálisis como ERA-Interim, NCEP-NCAR, ERA40, mientras que otros son fuentes de datos satelitales entre otros.

Segundo, observando las anomalías de temperatura globales a lo largo del período 1961-1990 y comparándola con varias fuentes de reanálisis se puede observar que modelos se encuentran mucho más cerca al modelo multimedias, y de acuerdo con esto tener un criterio para selección (IPCC, 2014d).

Tercero, utilizando un diagrama de Taylor para el análisis de la correlación de altura dinámica de la superficie del mar para el periodo (1980-2000) se pueden obtener comparaciones respecto al modelo multimedias, analizando la correlación y el error estándar, teniendo en cuenta datos obtenidos a través de fuentes de información satelital como AVISO (IPCC, 2014d).

Con base a lo anterior, en esta investigación se usarón los modelos ACCSESS1.0, CSIROMK3.6 y MIROC5. A continuación se provee una breve descripción de cada uno.

5.1.1 ACCSESS 1.0

Actualmente existen dos versiones de este modelo que participaron en el CMIP5 ACCSESS1.0 y ACCSESS1.3 ,desarrollados por el Centro de Investigación Climática Australiano (CAWCR, por sus siglas en inglés) a través del Simulador Terrestre Climático de la Comunidad Australiana (ACCSESS, por sus siglas en inglés) (Dix et al., 2012).

Las diferencias principales entre ACCSESS1.0 y ACCSESS1.3 radican en el componente superficial de tierra y aspectos físicos de la atmósfera. En particular ACCSESS1.0 usa MOSES2 un modelo superficial terrestre y HadGEM2(r1.1) para la física atmosférica mientras que ACCSESS1.3 usa el

modelo CABLE para tierra y un modelo similar a Met Office GA1.0 para la física atmosférica.

Ambos modelos corren experimentos de largo plazo y solo experimentos de tipo **Core**. También vale la pena mencionar que estos dos modelos solo usaron los escenarios RCP 4.5 y 8.5 incluyendo experimentos de control como AMIP e HISTORICAL. Además ambos modelos tienen la misma resolución espacial $1.875^\circ \times 1.25^\circ$ horizontalmente y 38 capas verticales y con un tope atmosférico aproximadamente a 40 km (Dix et al., 2012). Respecto al modelo oceánico tiene 50 capas verticales con resolución horizontal de 1° incrementando incluso a $1/3^\circ$ en el Ecuador (Dix et al., 2012).

5.1.2 CSIRO Mk3.6

Este modelo es desarrollado entre la Organización de Investigación Científica e Industrial de Mancomunidad (CSIRO, por sus siglas en inglés) y el Centro de Excelencia en Cambio Climático de Queensland (QCCCE, por sus siglas en inglés). Es un modelo mejorado de su versión antigua CSIRO-Mk3.5 GCM y corresponde a la culminación de un trabajo de 30 años (Collier et al., 2011).

El componente atmosférico tiene una resolución de aproximadamente $1.9^\circ \times 1.9^\circ$ con 18 capas verticales, el componente oceánico tiene aproximadamente una resolución de $0.95^\circ \times 0.95^\circ$ y cada punto en la grilla atmosférica es la unión de dos puntos de grilla oceánica, con 30 capas. También tiene una mejora respecto a su predecesor y es que incluye un esquema interactivo de aerosoles que permite la evaluación de muchos más agentes en la atmósfera (Rotstayn et al., 2010).

Este modelo a diferencia del ACCESS corre experimentos de largo plazo de tipo **Core** como el Pre Industrial, HISTORICAL, AMIP, RCP4.5 y RCP8.5 pero también de tipo **tier 1** y **tier 2** como RCP2.6 y RCP6.0.

5.1.3 MIROC5

Modelo de investigación climático interdisciplinario (MIROC, por sus siglas en inglés) es la versión mejorada de su predecesor MIROC3.2 (Hasumi & Emori, 2004), desarrollado en conjunto por el Centro para la Investigación Climática (CCSR, por sus siglas en inglés), la Universidad de Tokio, el Instituto Nacional para estudios ambientales (NIES, por sus siglas en inglés) y la Agencia Japonesa para la Ciencia y Tecnología Marina (Watanabe et al., 2010).

El modelo atmosférico es CCSR-NIES-Frontier Centro de investigación para el Cambio Climático basado en un núcleo de dinámica espectral que incluye un paquete de física estándar, y tiene una resolución en el componente atmosférico conocida como T85 asociada a un modelo espectral de grillas, que consta de una grilla regular de 256 (longitud) \times 128 (latitud) con una resolución exacta de $1.4^\circ \times 1.4^\circ$ para el modelo atmosférico (Watanabe et al., 2010). Por su parte el modelo oceánico es el Modelo de Componente Oceánico CCSR que incluye modelación de hielo del océano y tiene resolución aproximada de $1^\circ \times 1^\circ$. También, posee un modelo para tierra que incluye un módulo para ríos (Watanabe et al., 2010).

Dentro de las mejoras respecto a su predecesor están factores como: precipitación, campos atmosféricos zonales, campos subsuperficiales oceánicos y el ENSO. Otro aspecto importante es que la resolución de este modelo es mayor respecto a MIROC3.2. En resumen las características de los modelos seleccionados se resumen en la Tabla 1.

Nombre	Instituto	Atmósfera: (1)Nombre, (2) Grilla horizon- tal (3) Niveles vertical	Aerosol: (1) Componente	Sup. Terrestre: (1) Componente	Océano: (1) Componente, (2) Resolución horizontal, (3) Niveles verticales	Sea Ice: (1) Nombre
ACCESS1.0 (2011)	Commonwealth Scientific and In- dustrial Research Organization (CSIRO) and Bureau of Meteo- rology (BOM), Australia	(1) Inclu- do(como Had- GEM2 (r1.1)), (2) 1.875 °(lon) × 1.25 °(lat), (3) 38	(1) CLASSIC, componentes no mezclados, tiene en cuenta sulfatos y biomasa.	(1) MOSES2.2, incluye proce- sos biofísicos y biogeoquímicos con interacción entre la superficie terrestre y la atmósfera	(1) ACCESS-OM (MOM4p1), (2) 1 °(lon) x 1 °(lat) (3) 50	(1) CICE4.1, que interactua con el modelo oceanico en OA- SIS3.25. Usa un esquema dinámi- co de plástico elástico-viscoso
CSIRO-Mk3.6.0 (2009)	Queensland Cli- mate Change Centre of Ex- cellence and In- Commonwealth Scientific and In- dustrial Research Organisation	(1) Included (2) 1.875° (lon) × 1.875° (lat) (es- pectral T63) (3) 18	(1) Interacti- ve, esquema de radiación inmo- vador, tiene en cuenta muchos agentes en la atmósfera.	(1) Included, me- joras en la mo- delación de inter- acción atmósfera- tierra	(1) Modificado MOM2.2 (2) 0.9 °(lon) × 1.875 (lat) °(3) 31	(1) Included, tiene en cuenta aspectos co- mo adveccion, velocidad y re- distribución del hielo
MIROC5 (2010)	University of Tokyo, National Institute for Environmental Studies, and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology	(1) CCSR/NIES/ FRCGC AGCM6 (2) 1.40625 °(lon) × 1.40625°(lat) (3) 40	(1) SPRINTARS, tiene en cuenta la mezcla de agen- tes carbonosos, sulfatos, polvo de suelo, dióxido de azufre y DMS	(1) MATSI- RO, modelo tiene en cuen- ta balances de energía, además de nieve, suelo y precipitación.	(1) COCO4.5 (2) 1.4° (lon) × 0.5–1.4° (lat) (3) 50	(1) Included, cal- cula la evolución de la distribución del grosor del hie- lo según la ecua- ción de Thorndi- ke

Tabla 1: Descripción general de modelos seleccionados para el estudio. Adaptada de (IPCC, 2014d)

5.1.4 Experimentos de los modelos existentes

Cada uno de estos modelos desarrollan varios tipos de experimentos. Para el presente estudio se tuvieron en cuenta los resultados de seis experimentos, que son: AMIP, HISTORICAL, RCP2.6 , RCP4.5, RCP6.0 y RCP8.5 A continuación se describe cada uno de ellos.

5.1.4.1 Experimento AMIP: El Proyecto de Inter-comparación de Modelos Atmosféricos (AMIP, por sus siglas en inglés) es un protocolo estándar experimental que hace parte de la sección **Core**, para entender la circulación general atmosférica de los modelos AOGCM's. El experimento esta sujeto a condiciones realistas de la temperatura superficial del mar y el hielo en los océanos, desde 1979-2008.

Debido a las condiciones propuestas, el experimento se enfoca en el modelo atmosférico sin adicionar complejidades que surgen de la interacción océano atmósfera, pero si permite tener una idea del comportamiento de variables atmosféricas a futuro (IPCC, 2014d).

Los propósitos de este experimento se resumen a continuación:

- Evaluar el desempeño del modelo en modo desacoplado.
- Determinar los errores en temperatura superficial del mar y del hielo.

5.1.4.2 Experimento Historical: Este experimento al igual que el AMIP hace parte de la sección **Core**, e impone condiciones cambiantes que pueden incluir composición atmosférica incluyendo CO_2 y teniendo en cuenta influencia antropogénica y volcánica desde 1850-2005. También tiene en cuenta forzamiento solar, emisiones o concentraciones de especies y el uso de la tierra (Taylor & Meehl, 2012). Este experimento asimila datos observados de modelos atmosféricos y oceánicos (Meehl et al., 2007).

Es importante mencionar que los experimentos de largo plazo, así como también los de corto plazo tienen en cuenta la interacción de la atmósfera, océano tierra y hielo con base a modelos acoplados AOGCM's (Taylor & Meehl, 2012).

Los propósitos de este experimento se resumen a continuación:

- Evaluar el comportamiento del modelo con base al presente.
- Proveer condiciones iniciales para experimentos de escenarios futuros.
- Permite la detección y la evaluación de la actividad humana en el clima.

5.1.4.3 Experimentos RCP .

Estos escenarios se encuentran descritos de manera detallada por Vuuren et al. (2011), para todos los RCP se asume que para 1850 e inicios de 1900 se tiene una tasa radiativa baja (aproximadamente $1 Wm^{-2}$), luego de esto entre 1900 y 2006 la tasa de radiativa incrementa para todos los RCP's y para 2006 se asume entre $2.5 -3 Wm^{-2}$.

Experimento RCP2.6: Es un experimento que hace parte del **Tier 1** y se basa en proyecciones futuras, desde 2006-2100. Se asume que la tasa de radiación disminuye. Para este escenario se tienen muy bajas emisiones de gases de efecto invernadero, explotación de tierra en termino medio y polución del aire en termino medio-bajo. Además se asume que la tasa de emisión radiativa será de aproximadamente 3 Wm^{-2} (Equivalente a 490 ppm de CO_2) y que declinara a 2.6 Wm^{-2} para 2100 (Vuuren et al., 2011).

Experimento RCP4.5: Es un experimento que hace parte del **Core** y se basa en proyecciones futuras, desde 2006-2100. Indica que la tasa de emisión radiativa incrementa de $1.5\text{-}2 \text{ Wm}^{-2}$ en 2006 a $\approx 4.5 \text{ Wm}^{-2}$ (equivalente a 650 ppm de CO_2) con máximo en 2040 y luego disminuye para el resto del siglo XXI (Vuuren et al., 2011). Para este escenario se asumen posibles estrategias de mitigación, con un rango medio-bajo de emisiones de gases de efecto invernadero, muy poca explotación de tierra y polución del aire en termino medio.

Experimento RCP6.0: Es un experimento que hace parte del **Tier 1** y se basa en proyecciones futuras, desde 2006-2100. Se asume que la tasa de radiación para 2100 tiene un patrón de crecimiento constante pero se logra estabilizar. Para este escenario se asumen posibles estrategias de mitigación, con un rango medio de emisiones de gases de efecto invernadero, en termino medio la explotación de tierra y la polución del aire. Además se asume que la tasa de emisión radiativa será de aproximadamente 6 Wm^{-2} (Equivalente a 850 ppm de CO_2) y estable para 2100 (Vuuren et al., 2011).

Experimento RCP8.5: Es un experimento que hace parte del **Core** y se basa en proyecciones futuras, desde 2006-2100. Indica que la tasa de emisión radiativa nunca se estabiliza e incrementa a $\approx 8.5 \text{ Wm}^{-2}$ (equivalente a 1370 ppm de CO_2) para el 2100, con un incremento de $\approx 5.5\text{-}6 \text{ Wm}^{-2}$ respecto a 2006 (Vuuren et al., 2011). Para este escenario se asumen posibles estrategias de mitigación, con un rango alto de emisiones de gases de efecto invernadero, rango medio-alto de explotación de la tierra y la polución del aire.

Los propósitos de estas proyecciones futuras se resumen a continuación:

- Proveer estimaciones del futuro climático teniendo en cuenta diferentes escenarios de emisión.
- Las concentraciones establecidas facilitan la comparación directa entre modelos con y sin el ciclo del carbón.

5.2 Métodos

El procesamiento de los datos se realizó mediante el programa Spyder con lenguaje base Python, que es una herramienta de tipo matemática que permite el desarrollo de programación autónoma y libre.

5.2.1 Generalidades

Se utilizaron promedios anuales para evaluar el comportamiento de presión atmosférica al nivel del mar, temperatura ambiente superficial del mar y viento superficial para el componente atmosférico y salinidad superficial del mar, temperatura superficial del mar y nivel del mar para el componente

oceánico, en los años de interés, realizados a partir de valores mensuales generados por los diferentes modelos y experimentos, para describir el comportamiento de las variables atmosféricas y oceánicas descritas previamente. Los resultados se presentan por medio de mapas, mostrando los valores de cada variable para el análisis del 2005 (referencia del presente) y anomalías respecto al 2005 para los años 2050 y 2100, teniendo en cuenta los escenarios de emisión descritos previamente.

Se realizó la comparación de los tres modelos en el año 2005. La razón del usar el 2005 como año de referencia que indica el presente, se fundamenta en el tercer proyecto de inter-comparación de modelos (CMIP5, por sus siglas en inglés) cuyos resultados se divulgaron en 2007. En este reporte se encontró que en 11 de los 12 años comprendidos entre 1995-2006, se habían presentado los años mas calientes en la temperatura superficial desde que se tenía registro instrumental (1850) (IPCC, 2014a) .

La evidencia del enunciado anterior radica en que en la serie temporal de temperatura versus tiempo, la pendiente de los últimos 100 años (1906-2005) fue de $0.74\text{ }^{\circ}\text{C}$, mucho más alta que la pendiente de $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ obtenida entre 1901-2000 (IPCC, 2014a). Es por ello que 2005 es un año crítico en el CMIP3 y que se convierte en el punto inicial de simulación para el CMIP5. Además hay que tener en cuenta que el 2005 fue un año donde se presentó el fenómeno de El Niño, con anomalías de temperatura mucho mayores a las habituales, alcanzando valores de hasta más de $+1\text{ }^{\circ}\text{C}$ en la región del Pacífico Ecuatorial y en las costas de Suramerica (NOAA, 2006).

5.2.2 Estructura espacial de los modelos climáticos

Atmósfera: Para el modelo ACCESS1.0 se seleccionaron 96 nodos dentro del shapefile para el Mar Caribe, por su parte, para el modelo modelo CSIRO Mk3.6 se seleccionaron 71 y para el modelo MIROC 5, 118 nodos, vale la pena mencionar que MIROC5 fue el modelo en el que se obtuvo un mayor numero de puntos (118) en comparación con los otros dos modelos analizados debido a su mayor resolución. En la Figura 15 (a,b,c) se ilustran los puntos seleccionados para el análisis atmosférico.

Océano: Para el modelo ACCESS1.0 se seleccionaron 401 nodos dentro del shapefile para el Mar Caribe, por su parte, para el modelo CSIRO Mk3.6 se seleccionaron 101 y para el modelo MIROC5 162 nodos, vale la pena mencionar que ACCESS1.0 fue el modelo en el que se obtuvo un mayor número de nodos (401) en comparación con los otros dos modelos analizados debido a su mayor resolución. En la Figura 15 (d,e,f) se ilustran los nodos seleccionados para el análisis oceánico. Nótese una limitación en el modelo MIROC5, ya que no cuenta con nodos en el sur de la Cuenca Colombia.

5.2.3 Procesamiento de variables atmosféricas

Las variables seleccionadas fueron **Temperatura ambiente superficial, Presión atmosférica y Viento**. Para cada uno de los modelos analizados se creo una un shape file a través del software QGIS para seleccionar solo la información del Mar Caribe. Con dicho shape se proyectaron las coordenadas de los nodos obtenidos a través de cada modelo.

Posterior a esto los datos mensuales de cada nodo, se convirtieron en series anuales y finalmente se calculó el promedio de todos los nodos para tener una serie representativa de las variables at-

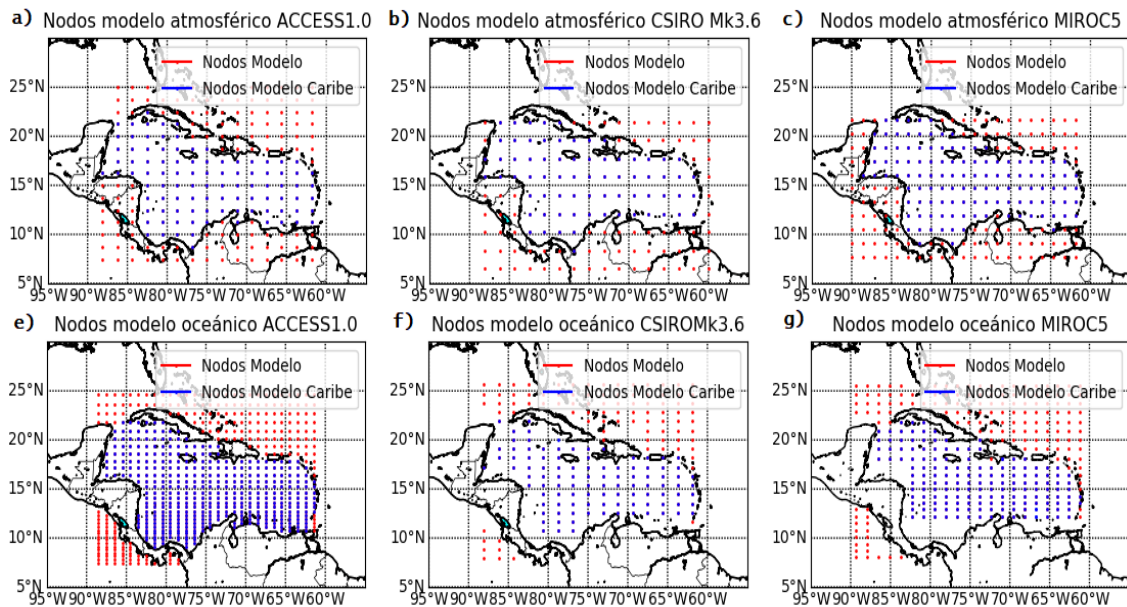


Figura 15: Selección de nodos para la obtención de series temporales para el análisis en el Mar Caribe. Primera fila modelos atmosféricos. Segunda fila modelos oceánicos. (Elaboración propia)

mosféricas de cada modelo para el Mar Caribe.

Luego de esto, se le sustrajo a todas las series el valor promediado anual para el año 2005 (punto de cambio de Hindcast a Forecast), de esta forma se aseguró tener series de anomalías que tuvieran como punto de referencia 0 para el año 2005. En las figuras con series de tiempo se adicionó el valor correspondiente de cada variable para el año 2005, para tener un punto de referencia.

Vale la pena mencionar que se utilizó como información para el HINDCAST la proveniente del experimento HISTORICAL por ser mucho más robusta y con una escala temporal más amplia (1850-2005) en comparación con el experimento AMIP. Por otro lado para el FORECAST, se utilizaron solos los experimentos RCP4.5 y RCP8.5 para la proyección debido a que para el modelo ACCESS1.0 no se contaba con información de los experimentos RCP2.6 y RCP6.0.

Se obtuvieron series de anomalías para los periodos 1850-2005, 1960-2005, 2005-2050 y 2005-2100. A cada una de las series se le ajusto un modelo de regresión lineal simple con intercepto (utilizando mínimos cuadrados ordinarios) y se calculó el margen de error de la estimación al 95 % de confianza para la pendiente en cada recta ajustada.

Se graficaron las series junto con las tendencias ajustadas por siglo para cada variable y para diferentes periodos de tiempo. Se identificaron significativas de acuerdo a si el intervalo de confianza calculado al 95 %. Si el intervalo contenía al 0, la tendencia no se consideró significativa y en caso contrario significativa.

En adición a las series de tiempo se realizaron figuras en planta, para las variables atmosféricas, mostrando el comportamiento de la variable en el 2005, y las anomalías en el 2050 y 2100 con respecto al 2005. Para esto, se calculó el promedio anual para cada variable en todos los nodos del modelo para el año 2005, 2050 y 2100. Las anomalías fueron calculadas restando a los valores del 2050 y 2100 los valores del 2005. El mismo procedimiento se siguió para el RCP 4.5 y RCP 8.5.

5.2.4 Procesamiento de variables oceánicas

Las variables seleccionadas fueron: **temperatura superficial del mar, salinidad superficial del mar y nivel del mar**. Al igual que para las variables atmosféricas se utilizó el mismo shapefile para seleccionar solo la información del Mar Caribe. Con dicho shape se procedió a detectar las coordenadas de los nodos disponibles a través de cada modelo.

Para los modelos ACCESS1.0 y CSIROmk3.6 los modelos oceánicos (ACCESS-OM MOM4p1, MOM2.2) respectivamente, se encontraban en coordenadas cartesianas. Para el caso del modelo MIROC5 se realizó un procedimiento diferente ya que el sistema de coordenadas del modelo Oceánico COCO4.5 se encontraba en coordenadas esféricas generalizadas con polos rotados (Watanabe et al., 2010).

El fundamento del proceso de la transformación a coordenadas cartesianas utilizó el procedimiento descrito por Bentsen et al. (1999), descrito a continuación:

1. Conversión de latitudes y longitudes a un numero complejo por medio de la ecuación (1):

$$(\phi, \lambda) \rightarrow z, z = \tan\left(\frac{\pi}{4} - \frac{\phi}{2}\right) e^{i\lambda} \quad (1)$$

Con ϕ latitud, λ longitud y z un numero complejo.

2. Se aplico la siguiente función:

$$z \rightarrow w, w = f(z) = \frac{-(z-a)(c-b)}{(z-b)(c-a)} \quad (2)$$

Con a, b, c parámetros de la función dados por: $a = 40W, 80N$, $b = 40W, 80S$, $c = 40W, 0$

3. Finalmente aplicar la función inversa del paso 2 para obtener las coordenadas en sistema cartesiano:

$$w \rightarrow (\phi', \lambda') \quad (3)$$

Posterior a esto se obtuvieron los datos mensuales de cada uno de los nodos, se promediaron las series anuales y finalmente se calculó el promedio de todos los nodos dentro de los límites del Mar Caribe (Figura 15) para tener una serie representativa de las variables oceánicas de cada modelo para esta Cuenca.

A partir de los resultados de los modelos oceánicos se analizó la temperatura y salinidad superficial, así como las variaciones del nivel medio del mar. Para analizar el comportamiento de estas variables, se graficaron series de tiempo con el promedio de todos los nodos en el Caribe. Para esto, a todas las series se les sustrajo el valor promediado anual para el año 2005 (punto de cambio de Hindcast a Forecast), de esta forma se aseguró tener series de anomalías que tuvieran como punto de referencia

0 para el año 2005. En las series de tiempo se muestra el valor de cada variable promediada en el Caribe para el año 2005, como referencia.

Se obtuvieron series de tiempo de anomalías para los periodos 1850-2005, 1960-2005, 2005-2050 y 2005-2100. A cada una de las series se le ajusto un modelo de regresión lineal simple con intercepto (utilizando mínimos cuadrados ordinarios) y se calculó el margen de error de la estimación al 95 % de confianza para la pendiente en cada recta ajustada. Se utilizó el mismo procedimiento descrito en la Subsubsección 5.2.3 para identificar la significancia de las tendencias.

En adición a la figura con la serie de tiempo y anomalías en planta, con la variable del nivel del mar se generaron unas figuras adicionales. Primero, con la información de altura del nivel del mar sobre el geoide respecto al valor medio del nivel del mar del Caribe, se generó una gráfica para poder visualizar posibles cambios en la circulación de mesoescala en la zona de estudio, al comparar la altura del nivel del mar del 2005 con respecto a la del 2050 y 2100. El mismo procedimiento se siguió para el RCP 4.5 y RCP 8.5

Segundo, con base a las variables altura sobre el geoide (ZOS) y valor promedio de altura sobre el geoide global (ZOSGA) se calcularon las tendencias para el nivel del mar (ver Subsubsección 4.2.8) para los períodos 1850-2005, 1960-2005, 2005-2050 y 2005-2100. Para esto, se utilizó la pendiente ajustada de un modelo de regresión lineal para cada nodo en el Caribe, según los periodos analizados. El mismo procedimiento se siguió para el RCP 4.5 y RCP 8.5.

Tercero, se realizaron figuras en planta del comportamiento del nivel del mar en términos de la diferencia entre la altura en el 2005 respecto a 1960 y anomalías de 2050 y 2100 respecto a 2005. Para esto, se tomó el valor anual del nivel del mar sobre el geoide (ZOS+ZOSGA) para cada nodo del modelo en el área de estudio para el 2005 y 1960, restando el segundo año al primero. Lo mismo se realizó al restarle al 2050 y 2100 el nivel del mar del 2005. De esta manera se obtuvo el aumento de la altura del nivel del mar en cada nodo para cada período estudiado. El mismo procedimiento se siguió para el RCP 4.5 y RCP 8.5.

6 Resultados

6.1 Variables atmosféricas

Para estudiar el comportamiento de las variables atmosféricas en el futuro se usaron los resultados de temperatura ambiente, presión atmosférica y viento de tres modelos del CMIP5 (ACCSESS1.0, CSIROMK3.6 y MIROC5), como se indicó en la Sección 5.1. Se analizaron los resultados del RCP4.5 que indica una generación de gases efecto invernadero como se ha venido realizando en los últimos años, así como del RCP 8.5, en el cual se asume un aumento en la producción de estos gases efecto invernadero (Sección 5.1.4).

Para la variable de temperatura ambiente superficial y presión atmosférica, se presentan figuras con la serie de tiempo anual de la variable desde 1850 hasta 2100. Los datos entre 1850-2005 corresponden al experimento HISTORICAL (hindcast) sección 5.1.4.2 y 5.2. Los datos entre 2006-2100 corresponden al ejercicio de RCP (forecast) sección 5.1.4.3 y 5.2. Por tanto, se tiene una figura con series de tiempo para el RCP 4.5 y otra para el RCP 8.5, para cada variable.

A estas series de tiempo se les calcularon cuatro tendencias. La primera entre 1850-2005, la cual indica el comportamiento de la variable durante el ejercicio de hindcast, por lo cual se asume como una tendencia real u observada. La segunda tendencia entre 1960 y 2005, se incluye, para tener en cuenta la relación entre experimentos decenales de corto plazo de predicción que inician desde 1960 (año donde comienzan las predicciones de todos los modelos) y los experimentos de largo plazo (IPCC, 2014d). La tercera y cuarta tendencia indican el comportamiento esperado para el Mar Caribe entre 2006-2050 y 2006-2100 para el respectivo RCP. Cada una de estas tendencias se presentan al final de la sección 6.1 en la Tabla 2.

En adición a las series de tiempo se presentan dos figuras (RCP 4.5 y RCP8.5) con el comportamiento espacial (mapas) de la variable en 9 paneles cada una. Cada fila corresponde a la salida de uno de los tres modelos. La primera columna corresponde al promedio de la variable para el 2005; la segunda y tercera columna corresponden a la anomalías de la variable en el 2050 y 2100 (respectivamente) con respecto al comportamiento del 2005.

El análisis de cada variable se realiza por tanto con base en la serie de tiempo (variación temporal), como con la figura de los mapas (comportamiento espacial) en tres momentos del tiempo.

En el caso de la variable viento, en adición a las figuras usadas en las variables anteriores, se incluyen cuatro imágenes del comportamiento espacial (mapas) cada una con 9 paneles, en las cuales se diferencia el comportamiento estacional de la variable. Dos figuras para la época seca (Diciembre, Enero, Febrero) RCP4.5 y RCP8.5. Dos figuras para la época húmeda (Septiembre, Octubre, Noviembre) RCP4.5 y RCP8.5. Se decidió incluir esta variación estacional, por cuanto en estas dos épocas del año la intensidad del viento tiene importantes diferencias (sección 3.2), así como por la importancia de esta variable en el comportamiento de oleaje y de la circulación (Kinder et al., 1985; Torres & Tsimplis, 2012).

6.1.1 Temperatura ambiente superficial (tas)

El análisis del comportamiento temporal y tendencias de la temperatura ambiente superficial en el Caribe para cada uno de los tres modelos para el escenario de emisión RCP4.5 (Figura 16), permite resaltar los siguientes resultados.

Todos los modelos muestran tendencias positivas en todos los períodos analizados. Las menores tendencias (0.14 ± 0.17 a 0.34 ± 0.10 °C/siglo) se presentan para el período de hindcast 1850-2005. En el período hincast 1960-2005, en el cual ya se observa el comportamiento de un planeta más industrializado, las tendencias se encuentran entre 0.98 ± 0.53 y 1.80 ± 0.74 °C/siglo. Sin embargo, las mayores tendencias se presentan en los períodos de predicción, con valores de 1.98 ± 0.44 a 2.87 ± 0.52 °C/siglo en el período 2005-2050, en tanto que para el período 2005-2100 las tendencias están entre 1.60 ± 0.26 y 2.33 ± 0.18 °C/siglo. Las menores tendencias cuando se calculan en los pronósticos hasta 2100 comparadas con las calculadas hasta el 2050, posiblemente se debe a que en el RCP4.5, la emisión de gases efecto invernadero se mantiene casi constante a partir del 2050. No obstante, el que todas las pendientes sean positivas, indican un calentamiento de la atmósfera permanente hasta el 2100.

Se puede ver que las temperaturas de referencia (26.70°C , 26.40°C y 26.69°C), se mantienen con diferencia $< |0.3^{\circ}\text{C}|$ para todos los modelos. Los valores promedio para los tres modelos (ACCESS1.0, CSIRO Mk3.6 y MIROC5) en 2100 para este escenario son 28.32°C , 28.56°C y 27.66°C respectivamente. De acuerdo con los tres modelos, para el 2100 la temperatura promedio del aire en el Mar Caribe estaría entre los 27.66 y 28.56°C , bajo el experimento RCP4.5 con una diferencia de $< |1^{\circ}\text{C}|$ entre modelos.

El análisis del comportamiento espacial de la temperatura ambiente superficial bajo el escenario RCP4.5, promediada para los años 2005, 2050 y 2100, a partir de los tres modelos climáticos empleados (Figura 17), permite resaltar los siguientes resultados.

Todos los modelos se comportan de manera similar en el Caribe para el 2005, indicando una variación meridional de la temperatura, disminuyendo en la medida que aumenta la latitud. La mayor diferencia es en el modelo CSIRO Mk3.6, en el cual se observa una franja al norte de Sur América ($\sim 12^{\circ}\text{N}$) con temperatura $< 26^{\circ}\text{C}$. Los valores de temperatura en el Caribe se encuentran entre 26 - 28°C .

Al analizar las anomalías para el año 2050 respecto a 2005, se puede observar que en todos los modelos se evidencia un calentamiento en la mayor parte del Caribe, sin embargo el calentamiento es mucho más notorio en los modelos ACCESS1.0 y CSIRO Mk3.6, con valores de anomalías entre (1 - 1.5°C) en comparación con el modelo MIROC5 que presenta anomalías entre (0.5 y 1°C) para 2050, a excepción de la franja al norte de las costas de Centro América, en las cuales se evidencia una disminución de la temperatura ambiente; no obstante, este comportamiento es muy diferente a lo que indican los otros dos modelos.

Finalmente al analizar las anomalías para el año 2100 respecto a 2005, se puede observar que la temperatura media es mayor respecto a la observada en 2050. Para el modelo CSIRO Mk3.6 se evidencia un aumento en la temperatura mayormente entre 2 y 2.5°C en el Caribe respecto al 2005. El modelo ACCESS1.0 evidencia anomalías entre 1 - 2.5°C , mientras que para el modelo MIROC5

se observan los valores mas bajos de anomalías, con valores entre 1 y 1.5 °C.

El análisis del comportamiento temporal y tendencias de la temperatura ambiente superficial en el Caribe para cada uno de los tres modelos para el escenario de emisión RCP8.5 (Figura 18), permite resaltar los siguientes resultados.

Las mayores tendencias en los períodos de predicción, con valores de 3.66 ± 0.24 a 4.46 ± 0.17 °C/siglo se observan en el período 2005-2100, en tanto que para el período 2005-2050 las tendencias están entre 3.15 ± 0.85 y 3.61 ± 0.39 °C/siglo. Las menores tendencias se obtienen cuando se calculan en los pronósticos hasta 2050 comparadas con las calculadas hasta el 2100. Para este experimento las tendencias son mucho mas elevadas que las observadas en el experimento RCP4.5 e indican un calentamiento de mayor intensidad de la atmósfera hasta el 2100.

Los valores promedio para los tres modelos (ACCESS1.0, CSIRO Mk3.6 y MIROC5) en 2100 para este escenario son (29.96°C, 31.01°C y 29.31°C) respectivamente. De acuerdo con los tres modelos, para el 2100 la temperatura promedio del aire en el Mar Caribe estaría entre los 29.31 y 31.01°C, bajo el experimento RCP8.5 con una diferencia de $< |2^{\circ}C|$ entre modelos.

El análisis del comportamiento espacial de la temperatura ambiente superficial bajo el escenario RCP8.5, promediada para los años 2005, 2050 y 2100, a partir de los tres modelos climáticos empleados (Figura 19), permite resaltar los siguientes resultados.

Al analizar las anomalías para el año 2050 respecto a 2005, se puede observar que en todos los modelos se evidencia un calentamiento en la mayor parte del Caribe, sin embargo el calentamiento es mucho más notorio en los modelos ACCESS1.0 y CSIRO Mk3.6, con valores de anomalías entre 1 y 1.5°C en comparación con el modelo MIROC5 que presenta anomalías entre 0.5 y 1°C para 2050, lo cual es similar a lo evidenciado en el experimento RCP4.5; además se sigue observando que el comportamiento del modelo MIROC5 es muy diferente a lo que indican los otros dos modelos.

Finalmente al analizar las anomalías para el año 2100 respecto a 2005, se puede observar que la temperatura media es mayor respecto a lo observado en 2050. Para el modelo CSIRO Mk3.6 se evidencia un aumento en la temperatura mayormente entre 4 y 4.5 °C en el Caribe respecto al 2005. El modelo ACCESS1.0 evidencia anomalías entre 3-4 °C, mientras que para el modelo MIROC5 se observan los valores mas bajos de anomalías, con valores entre 2.5 y 3.0°C respecto al 2005.

6.1.2 Presión atmosférica al nivel del mar (psl)

El análisis del comportamiento temporal y tendencias de la presión atmosférica se presenta en hectopascales (hPa= 100 Pa), por ser el equivalente en el S.I. a los mbar, unidad común para reportar la presión atmosférica. Adicionalmente, si se asume la corrección de barómetro invertido, un cambio de 1 hPa en la presión atmosférica correspondería aproximadamente a 1 cm del nivel del mar. Para el análisis solo se mencionan las tendencias significativas (al 95% de confianza).

En análisis de la presión atmosférica en el Caribe para cada uno de los tres modelos para el escenario de emisión RCP4.5 (Figura 20), permite resaltar los siguientes resultados.

Para el período de Hindcast 1960-2005 ningún modelo presenta tendencias significativas, mientras que para el período 1850-2005 el único modelo que presenta una tendencia significativa es ACCESS1.0 con un valor de 0.17 ± 0.13 hPa/siglo, lo cual sugiere un ligero incremento de la presión en el Caribe para 2100 Tabla 2. En general no se evidencian grandes cambios en la presión atmosférica del Caribe para el período 1850-2005. Para el período de forecast con RCP4.5 2005-2050, todas las tendencias son negativas pero no significativas para todos los modelos. Para el período 2005-2100 con RCP4.5 la única tendencia significativa corresponde al modelo CSIROmk3.6 con un valor de $\approx 0.37 \pm 0.28$ hPa/siglo. Esta falta de coherencia entre los modelos y tendencias, indicaría que la presión atmosférica al nivel del mar, posiblemente se mantenga estable bajo el experimento RCP4.5

Se puede ver que las presiones de referencia (1013.0 hPa, 1012.9 hPa y 1014.3 hPa), se mantienen con diferencia < 1.5 hPa para todos los modelos. Los valores promedio para los tres modelos (ACCESS1.0, CSIROmk3.6 y MIROC5) en 2100 para este escenario son (1013.3 hPa, 1011.9 hPa y 1015.0 hPa) respectivamente. De acuerdo con los tres modelos, para el 2100 la presión atmosférica promedio en el Mar Caribe estaría entre los 1011.9 y 1015.0 hPa, bajo el experimento RCP4.5 con una diferencia de $< |3.2$ hPa| entre modelos.

El análisis del comportamiento espacial de la presión atmosférica bajo el escenario RCP4.5, promediada para los años 2005, 2050 y 2100, a partir de los tres modelos climáticos empleados (Figura 21), permite resaltar los siguientes resultados.

Todos los modelos se comportan de manera similar en el Caribe para el 2005, indicando una variación de la Presión en sentido Noreste, aumentando en hacia el Norte y el Este. Este comportamiento indica el típico gradiente de presión en el Caribe debido a la alta subtropical del Atlántico norte y la baja presión del Darién (Subsección 3.2). La mayor diferencia se observa en el modelo MIROC5, donde se evidencia una mayor presión atmosférica (1016 hPa) al Noreste de las Antillas Mayores en comparación con los otros dos modelos. En general, los valores de presión en el Caribe se encuentran entre 1010-1016 hPa, siendo el valor de 1010 hPa predominante para latitudes menores a 10° N .

Al analizar las anomalías para el año 2050 respecto a 2005, se puede observar un comportamiento no uniforme en los tres modelos. Para el caso de ACCESS1.0 los cambios son < 0.3 hPa para en todo el Caribe, por otro lado, MIROC5 presenta anomalías positivas entre 0 y 0.5 hPa, con los valores más altos al norte de 15° N . Sin embargo, para CSIROmk3.6 se evidencia un comportamiento totalmente diferente respecto a los otros dos modelos, con anomalías negativas entre -1 y -0.5 hPa en todo el Caribe.

Finalmente al analizar las anomalías para el año 2100 respecto a 2005, se puede observar que para el modelo ACCESS1.0 la presión tiende a incrementar en el Caribe respecto a lo observado en 2050, con anomalías entre 0 y 0.4 hPa. Para el modelo CSIROmk3.6, se continúa evidenciando disminución de presión en el Caribe respecto a lo observado en 2005, con la mayoría de valores de anomalías entre -1 y -0.5 hPa. Por el contrario el modelo MIROC5, evidencia anomalías positivas con valores entre 0.5 y 1 hPa en todo el Caribe.

El análisis del comportamiento temporal y tendencias de presión atmosférica en el Caribe para cada uno de los tres modelos para el escenario de emisión RCP8.5 (Figura 22), permite resaltar los

siguientes resultados.

Para el período 2005-2050 aunque todas las tendencias fueron negativas, ninguna de ellas fue significativa para los modelos analizados Tabla 2. No obstante, todas las tendencias son significativas para el periodo 2005-2100, aunque el comportamiento de las tendencias no es homogéneo, debido a que los modelos ACCESS1.0 y MIROC5 presentan valores entre 0.44 ± 0.34 y 0.46 ± 0.28 hPa/siglo mientras que CSIROmk3.6 muestra un comportamiento diferente con un valor de -0.52 ± 0.27 hPa/siglo. Esta falta de coherencia entre los modelos y tendencias, indicaría que la presión atmosférica al nivel del mar, posiblemente se mantenga estable bajo el experimento RCP 8.5 al igual que para el escenario RCP4.5.

El análisis del comportamiento espacial de la presión atmosférica bajo el escenario RCP8.5, promediada para los años 2005, 2050 y 2100, a partir de los tres modelos climáticos empleados (Figura 23), permite resaltar los siguientes resultados.

Al analizar las anomalías para el año 2050 respecto a 2005, se puede observar un comportamiento no uniforme. Para el modelo ACCESS1.0 no se evidencian cambios notorios en la presión en todo el Caribe con valores < 0.4 hPa, mientras que el modelo MIROC5 presenta anomalías positivas entre 0 y 0.5 hPa. Por otro lado, el modelo CSIROmk3.6 evidencia un comportamiento totalmente diferente con anomalías negativas entre -0.5 hPa y 0 hPa.

Finalmente al analizar las anomalías para el año 2100 respecto a 2005, se puede observar que para el modelo ACCESS1.0 y MIROC5 la presión tiende a incrementar considerablemente en la zona de estudio respecto a lo observado en 2050, con anomalías entre 0.5 y 1 hPa, con los mayores incrementos al Noroeste del Caribe. Por otro lado, para el modelo CSIROmk3.6 se continúa evidenciando una disminución de presión en el Caribe respecto a lo observado en 2005, con la mayoría de valores de anomalías cercanos a -1 hPa.

6.1.3 Viento Superficial (sfc)

Para el caso de la variable viento se analizaron tres casos diferentes teniendo en cuenta la magnitud (m/s) y dirección del viento superficial: anual, época seca (Diciembre-Enero-Febrero) y época húmeda (Septiembre-Octubre-Noviembre) (Sección 6.1).

6.1.3.1 Anual: El análisis del comportamiento temporal y tendencias de magnitud de viento superficial en el Caribe para cada uno de los tres modelos según el escenario de emisión RCP4.5 (Figura 24), permite resaltar los siguientes resultados.

Para el modelo CSIROmk3.6 se calculó la tendencia HISTORICAL para el período 1880-2005, debido a la información disponible para el modelo respecto a viento.

Para el período de Hindcast no se observa un comportamiento uniforme entre 1850-2005, en donde se observa que dos modelos evidencian tendencias negativas no significativas en tanto que el modelo ACCESS1.0, evidencia una tendencia significativa de 0.10 ± 0.09 $ms^{-1}siglo^{-1}$ Tabla 2. Para el período 1960-2005, la única tendencia significativa corresponde al modelo MIROC5 con un valor de -0.56 ± 0.44 $ms^{-1}siglo^{-1}$. Para el período de Forecast entre 2005-2050 con RCP4.5, todos los

modelos evidencian tendencias negativas, sin embargo ninguna de ellas significativa. Finalmente para el período 2005-2100 y RCP4.5, se observa que las tendencias al igual que para el período 2005-2050 no son significativas y no presentan un comportamiento uniforme en los tres modelos. De acuerdo con estos resultados, se podría esperar que el comportamiento del viento en el Caribe para el 2100 no tendrá mayores variaciones de magnitud respecto al 2005.

Se puede ver que las velocidades de referencia (6.24 ms^{-1} , 6.19 ms^{-1} y 5.63 ms^{-1}), se mantienen con diferencia $< 0.63 \text{ ms}^{-1}$ para todos los modelos. Los valores promedio para los tres modelos (ACCESS1.0, CSIRO Mk3.6 y MIROC5) en 2100 para el escenario RCP 4.5 son 6.51 ms^{-1} , 5.75 ms^{-1} y 5.99 ms^{-1} respectivamente. De acuerdo con los tres modelos, para el 2100 la magnitud de los vientos promedio en el Mar Caribe estaría entre los 5.75 ms^{-1} y 6.51 ms^{-1} , bajo el experimento RCP4.5 con una diferencia de $< |0.8 \text{ ms}^{-1}|$ entre modelos.

El análisis del comportamiento espacial del viento superficial bajo el escenario RCP4.5, promediada para los años 2005, 2050 y 2100, a partir de los tres modelos climáticos empleados (Figura 25), permite resaltar los siguientes resultados.

Todos los modelos evidencian comportamientos similares para el 2005, indicando el LLJ (Low Level Jet) (14° N y 70° W) (Sección 3.3). Para 2050 y 2100, no se observan cambios considerables tanto en magnitud como en patrones de dirección del viento en el Caribe. No obstante, para 2100, el modelo CSIRO Mk3.6, muestra una leve disminución del chorro LLJ (Low Level Jet) entre (13° – 17° N , 70° – 80° W).

El análisis del comportamiento temporal y tendencias de magnitud de viento superficial en el Caribe para cada uno de los tres modelos para el escenario de emisión RCP8.5 (Figura 26), permite resaltar los siguientes resultados.

Para ambos periodos de pronóstico analizados 2005-2050 y 2005-2100 bajo RCP 8.5, se observa que las tendencias no muestran un comportamiento uniforme en los modelos, además de que ninguna fue significativa. Estos resultados junto con los obtenidos previamente para el experimento RCP4.5, sugieren que el aumento de la tasa de emisión de gases de efecto invernadero en la atmósfera no genera cambios significativos en la magnitud del viento en el Caribe.

El análisis del comportamiento espacial del viento superficial bajo el escenario RCP8.5, promediada para los años 2005, 2050 y 2100, a partir de los tres modelos climáticos empleados (Figura 27), permite concluir que todos los modelos evidencian un comportamiento similar en los patrones y magnitud de viento para los años 2050 y 2100. Además, en general el comportamiento de los vientos alisios de Este a Oeste y la presencia del LLJ en sentido Norte a Sur no evidencian cambios importantes respecto al 2005.

6.1.3.2 Época seca: El análisis del comportamiento espacial del viento superficial para la época seca (Diciembre-Enero-Febrero) en la cual los vientos alisios son más intensos (Sección 3.3), promediada para los años 2005, 2050 y 2100, bajo el experimento RCP4.5, a partir de los tres modelos climáticos empleados (Figura 28), permite resaltar los siguientes resultados.

Para el año 2005 se observa en todos los modelos una intensificación de la magnitud de los vientos

entre 10-17°N en comparación con el promedio anual, con los valores mas altos para el modelo CSIROm3.6. Respecto al 2050 se puede observar que hay una intensificación de los vientos en todos los modelos con incrementos mas notorios para los modelos CSIROm3.6 y MIROC5 entre 10-17°N y con muy pocos cambios en los patrones de dirección en el Caribe. Finalmente para el año 2100 se observan cambios en la dirección para el modelo ACCESS1.0 entre latitudes 15 y 20 °N y longitudes 80-90 °W, junto con la mayor intensificación de vientos respecto a los otros modelos entre 10 y 17° N. Finalmente, los modelos CSIROm3.6 y MIROC5 evidencian disminución en la magnitud de los vientos para esta misma zona en 2100 respecto a los observado en 2005 y con pocos cambios en los patrones de dirección.

El análisis del comportamiento espacial del viento superficial para la época seca (Diciembre-Enero-Febrero), promediada para los años 2005, 2050 y 2100, bajo el experimento RCP8.5, a partir de los tres modelos climáticos empleados (Figura 29), permite resaltar los siguientes resultados.

Al analizar el año 2050 se puede observar se mantiene la intensificación de los vientos en el Caribe para todos los modelos a excepción del modelo ACCESS1.0, que evidencia magnitudes un poco menores entre 55-65°W y 10-17°N respecto a lo observado en 2005. Los modelos CSIROm3.6 y MIROC5 evidencian algunos cambios en los patrones de dirección entre 17-25°N. Finalmente para el año 2100 se observan muy pocos cambios para el modelo ACCESS1.0 respecto a los observado en 2005, sin embargo, se pueden observar los mismos cambios de dirección entre latitudes 15 y 20 °N y longitudes 80-90 °W que se observaron para el escenario RCP4.5. Para el modelo CSIROm3.6 se observa un reducción considerable de la magnitud de vientos entre latitudes 10 y 17° N y para el modelo MIROC5 se evidencian comportamientos similares a lo observado en 2005.

6.1.3.3 Época húmeda: El análisis del comportamiento espacial del viento superficial para la época húmeda (Septiembre-Octubre-Noviembre), promediada para los años 2005, 2050 y 2100, bajo el experimento RCP4.5, a partir de los tres modelos climáticos empleados (Figura 30), permite resaltar los siguientes resultados.

Se observa disminución en la magnitud de los vientos y cambios en la dirección como es de esperarse ya que según la teoría descrita en la Sección 3.3. Algunas de las diferencias respecto a la época seca se manifiestan en cambios de magnitud de los vientos alisios y una componente suroeste mucho menor. Para el modelo ACCESS1.0 y MIROC5 se evidencian muy pocos cambios en la magnitud y dirección de los vientos en todo el Caribe. Respecto al modelo CSIROm3.6 se evidencia una leve reducción de la magnitud de los vientos para el 2100 en relación a lo observado en 2005.

El análisis del comportamiento espacial del viento superficial para la época seca (Septiembre-Octubre-Noviembre), promediada para los años 2005, 2050 y 2100, bajo el experimento RCP8.5, a partir de los tres modelos climáticos empleados (Figura 31), permite resaltar los siguientes resultados.

Para el año 2050 los cambios mas significativos se aprecian en el modelo CSIROm3.6, en donde hay una reducción en todo el Caribe de la magnitud de los vientos, en especial a lo largo de las Antillas Mayores, por otro lado, se aprecian aumentos en la magnitud de vientos para el modelo ACCESS1.0 con cambios en los patrones de dirección en sentido Noroeste en la zona comprendida entre 8-13°N y 75-85°W. Finalmente para el año 2100, para este modelo se vuelve a evidenciar

comportamientos similares en la dirección aunque con una intensificación de los vientos respecto a lo observado en 2005. El modelo CSIRO Mk3.6, presenta una reducción de la magnitud de los vientos en las Antillas Mayores pero los cambios no son tan marcados como lo observado en 2050 respecto a 2005. Por último, el modelo MIROC5 evidencia incrementos en la magnitud de los vientos entre 10-18°N y 60-78°W y pocos cambios en la dirección para el 2100 respecto a 2005.

Al analizar el comportamiento del viento teniendo en cuenta las diferentes épocas climáticas de la zona de estudio, se puede ver que los escenarios de concentración analizados (RCP4.5 y 8.5), no evidencian ser un factor de cambio consistente en los resultados de los tres modelos analizados en términos del patrón de magnitud y dirección de los vientos en el Caribe.

6.2 Variables Oceánicas

Para estudiar el comportamiento futuro del océano ante dos escenarios de radiación, se usaron los resultados de salinidad superficial, temperatura superficial del océano y altura del nivel del mar de tres modelos del CMIP5: ACCSESS1.0, CSIRO Mk3.6 y MIROC5, como se indicó en la Sección 5.1 y en la Sección 6.1. Al igual que para las variables atmosféricas, se analizaron los resultados de RCP4.5 que indica una generación de gases efecto invernadero como se ha venido realizando en los últimos años, así como del RCP8.5, en el cual se asume un aumento en la producción de estos gases efecto invernadero (Sección 5.1.4).

Para la variable de salinidad y temperatura superficial del océano, se presentan primero figuras con la serie de tiempo anual de la variable desde 1850 hasta 2100. Los datos entre 1850-2005 corresponden al experimento HISTORICAL (hindcast) sección 5.1.4.2 y 5.2. Los datos entre 2006-2100 corresponden al ejercicio de RCP (forecast) sección 5.1.4.3 y 5.2. Por tanto, se tiene una figura con series de tiempo para el RCP4.5 y otra para el RCP8.5, para cada variable.

A estas series de tiempo se les calcularon cuatro tendencias. La primera entre 1850-2005, la cual indica el comportamiento de la variable durante el ejercicio de hindcast, por lo cual se asume como una tendencia real u observada. La segunda tendencia entre 1960 y 2005, se incluye, para tener en cuenta la relación entre experimentos decenales de corto plazo de predicción que inician desde 1960 (año donde comienzan las predicciones de todos los modelos) y los experimentos de largo plazo (IPCC, 2014d). La tercera y cuarta tendencia indican el comportamiento esperado para el Mar Caribe entre 2005-2050 y 2005-2100 para el respectivo RCP. Cada una de estas tendencias se presentan al final de la Sección 6.2 en la Tabla 3.

En adición a las series de tiempo se presentan dos figuras (RCP 4.5 y RCP8.5) con el comportamiento espacial (mapas) de la variable en 9 paneles cada una. Cada fila corresponde a la salida de uno de los tres modelos. La primera columna corresponde al promedio de la variable para el 2005; la segunda y tercera columna corresponden a la anomalías de la variable en el 2050 y 2100 (respectivamente) con respecto al comportamiento del 2005.

El análisis de cada variable se realiza por tanto con base en la serie de tiempo (variación temporal), como con la figura de los mapas (comportamiento espacial) en tres momentos del tiempo.

Para estudiar el comportamiento del nivel del mar se emplean cuatro tipo de análisis. El primero

es mediante la variable altura del nivel del mar sobre el geoide (ZOS). Se presentan dos imágenes del comportamiento espacial (mapas) cada una con 9 paneles. Una figura para RCP4.5 y otra para RCP8.5, en las cuales se identifica el comportamiento de la altura del geoide sobre el nivel del mar con respecto al valor medio del nivel del mar en el Mar Caribe. Estas diferencias en el nivel del mar permiten observar los patrones de circulación en el Caribe (Sección 3.5). Los patrones de circulación se muestran en los tres modelos para el 2005, 2050 y 2100, por lo que su comparación permite evaluar posibles cambios de circulación a futuro.

El segundo análisis es del comportamiento de la serie de tiempo anual de las variables ZOS y ZOSGA, entre 1850 y 2100, presentándolas en una figura para cada modelo. Se incluyen las tendencias para los períodos 1850-2005, 1960-2005, 2005-2050 y 2005-2100, así como los RCP 4.5 y 8.5. Como se indicó en la sección Subsubsección 4.2.8, ZOS indica la altura del nivel del mar sobre el geoide, sin tener en cuenta cambios en el volumen y temperatura global, que los modelos climáticos resuelven con la variable ZOSGA, la cual por tanto, corresponde a un valor global teniendo en cuenta cambios de volumen.

El tercer análisis se realiza respecto al comportamiento del nivel del mar incluyendo cambios locales como globales (ZOS+ZOSGA). Primero se analiza el comportamiento de las tendencias de nivel del mar para los períodos 1960-2005, 2005-2050 y 2005-2100, a través de dos figuras en planta cada una de 9 paneles. Una figura para RCP4.5 y otra para RCP8.5.

El cuarto análisis se realiza sobre los cambios de la altura del nivel del mar en tres períodos de tiempo: 2005 respecto de 1960; 2050 respecto del 2005; 2100 respecto del 2005. Este análisis facilita observar en cada nodo, cuanto se espera aumente el nivel del mar en el período de tiempo señalado. Se presenta una figura para RCP4.5 y otra para RCP8.5.

6.2.1 Temperatura superficial del mar (tos)

El análisis del comportamiento temporal y tendencias de la temperatura oceánica superficial en el Caribe para cada uno de los tres modelos para el escenario de emisión RCP4.5 (Figura 32), permite resaltar los siguientes resultados.

Todos los modelos muestran tendencias positivas en todos los períodos analizados. Las menores tendencias (0.03 ± 0.1 a 0.25 ± 0.10 °C/siglo) se presentan para el período hincast 1850-2005. En el periodo hincast 1960-2005, en el cual ya se observa el comportamiento de un planeta más industrializado, las tendencias se encuentran entre 0.70 ± 0.63 y 1.01 ± 0.49 °C/siglo. Sin embargo, las mayores tendencias se presentan en los períodos de predicción, con valores de 1.82 ± 0.46 a 3.47 ± 0.53 °C/siglo en el período 2005-2050, en tanto que para el período 2005-2100 las tendencias están entre 1.85 ± 0.16 y 2.30 ± 0.22 °C/siglo. Se observa que el modelo ACCESS1.0 presenta una mayor tendencia hasta el 2100 comparada con la calculada hasta 2050, sin embargo, para los otros dos modelos las tendencias hasta el 2100 tienden a disminuir en comparación con las calculadas hasta 2050. En general, el que todas las pendientes sean positivas, indican un calentamiento superficial del océano permanente hasta el 2100.

Se puede ver que las temperaturas de referencia (27.56°C , 27.21°C y 25.62°C), presentan una diferencia $< |2^{\circ}\text{C}|$ entre modelos. Esta información se comparó con datos obtenidos de satélite para el

año 2005 tomados del satélite COBE (Tokyo, 2020) (Figura 49 a). Luego del análisis se obtuvo que el promedio de temperatura para el Caribe en este año fue $28.28\text{ }^{\circ}\text{C}$, por ende las diferencias con los modelos ACCESS1.0, CSIROmk3.6 y MIROC5 son $0.72\text{ }^{\circ}\text{C}$, $1.07\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $2.66\text{ }^{\circ}\text{C}$ respectivamente. Esto indicaría que para el comienzo de la etapa de Forecast, los tres modelos subestiman la temperatura real observada en el Mar Caribe para el 2005. El comportamiento espacial de la temperatura superficial observado a partir de los datos de satélite (Figura 49 a), tiene mayor similitud en su comportamiento del modelo ACCESS1.0 para el 2005 (Figura 33a).

Los valores promedio para los tres modelos (ACCESS1.0, CSIROmk3.6 y MIROC5) en 2100 para este escenario son $28.96\text{ }^{\circ}\text{C}$, $28.95\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $27.79\text{ }^{\circ}\text{C}$ respectivamente. De acuerdo con los tres modelos, para el 2100 la temperatura promedio del océano en el Mar Caribe estaría entre los 27.79 y $28.96\text{ }^{\circ}\text{C}$, bajo el experimento RCP4.5 con una diferencia de $< |1.2\text{ }^{\circ}\text{C}|$ entre modelos.

El análisis del comportamiento espacial de la temperatura oceánica superficial bajo el escenario RCP4.5, promediada para los años 2005, 2050 y 2100, a partir de los tres modelos climáticos empleados (Figura 33), permite resaltar los siguientes resultados.

Todos los modelos se comportan de manera similar en el Caribe para el 2005, indicando una variación meridional de la temperatura, disminuyendo en la medida que aumenta la latitud. La mayor diferencia se encuentra en el modelo MIROC5, donde se observa que para todo el Caribe la temperatura se encuentra entre 25 y $26\text{ }^{\circ}\text{C}$. Los valores de temperatura en el Caribe se encuentran mayormente entre 25 - $29\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Al analizar las anomalías para el año 2050 respecto a 2005, se puede observar que en todos los modelos se evidencia un calentamiento en todo el Caribe, sin embargo el calentamiento es mucho más notorio para el modelo MIROC5, con valores de anomalías entre (1.5 - $2.0\text{ }^{\circ}\text{C}$) en comparación con los otros dos modelos.

Finalmente al analizar las anomalías para el año 2100 respecto a 2005, se puede observar que la temperatura media es mayor respecto a la observada en 2050. Para el modelo MIROC5 se evidencia el mayor aumento en la temperatura superficial del océano mayormente entre 2 y $2.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ en el Caribe respecto al 2005. El modelo CSIROmk3.6 evidencia anomalías entre 1.5 - $2\text{ }^{\circ}\text{C}$, mientras que para el modelo ACCESS1.0 se observan los valores mas bajos de anomalías, con valores entre 1 y $1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$, no obstante este modelo muestra un aumento de temperatura de más de $2.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ en el Golfo de México, fuera de nuestra área de estudio.

El análisis del comportamiento temporal y tendencias de la temperatura oceánica superficial en el Caribe para cada uno de los tres modelos para el escenario de emisión RCP8.5 (Figura 34), permite resaltar los siguientes resultados.

Las mayores tendencias en los períodos de predicción, con valores de 3.36 ± 0.14 a $5.46 \pm 0.21\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{siglo}$ se observan en el período 2005-2100, en tanto que para el período 2005-2050 las tendencias están entre 3.10 ± 0.57 y $4.30 \pm 0.46\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{siglo}$. Las menores tendencias se obtienen cuando se calculan en los pronósticos hasta 2050 comparadas con las calculadas hasta el 2100. Para este experimento las tendencias son mucho mas elevadas que las observadas en el experimento RCP4.5 e indican un calentamiento de mayor intensidad en el océano hasta el 2100.

Los valores promedio para los tres modelos (ACCESS1.0, CSIROmk3.6 y MIROC5) en 2100 para este escenario son (30.46°C, 31.13°C y 30.92°C) respectivamente. De acuerdo con los tres modelos, para el 2100 la temperatura promedio del aire en el Mar Caribe estaría entre los 30.46 y 31.13°C, bajo el experimento RCP8.5 con una diferencia de $< |0.7^\circ\text{C}|$ entre modelos.

El análisis del comportamiento espacial de la temperatura oceánica superficial bajo el escenario RCP8.5, promediada para los años 2005, 2050 y 2100, a partir de los tres modelos climáticos empleados (Figura 35), permite resaltar los siguientes resultados.

Al analizar las anomalías para el año 2050 respecto a 2005, se puede observar que en todos los modelos se evidencia un calentamiento en la mayor parte del Caribe, sin embargo el calentamiento es mucho más notorio en el modelo MIROC5, con valores de anomalías entre 2 y 2.5°C en comparación con los modelos ACCESS1.0 y CSIROmk3.6 que presentan anomalías entre 1 y 1.5°C para 2050, además se sigue observando que el comportamiento del modelo MIROC5 es muy diferente a lo que indican los otros dos modelos.

Finalmente al analizar las anomalías para el año 2100 respecto a 2005, se puede observar que la temperatura media es mucho mayor respecto al observado en 2050. Para el modelo MIROC5 se evidencia un aumento en la temperatura uniforme de 5 °C en el Caribe respecto al 2005. El modelo CSIROmk3.6 evidencia anomalías entre 3.5-4.5 °C, mientras que para el modelo ACCESS1.0 se observan los valores mas bajos de anomalías, con valores entre 2 y 3.0°C respecto al 2005.

Es importante resaltar que un aumento en la temperatura superficial del mar generaría una disminución en la densidad lo cual podría tener consecuencias en la circulación y en el nivel medio del mar.

6.2.2 Salinidad superficial del mar (sos)

El análisis del comportamiento temporal y tendencias de la salinidad superficial en el Caribe para cada uno de los tres modelos para el escenario de emisión RCP4.5 (Figura 36), permite resaltar los siguientes resultados.

Todos los modelos muestran tendencias positivas en todos los períodos analizados a excepción de el modelo ACCESS1.0 para el período 1960-2005 que muestra una tendencia negativa no significativa. Las menores tendencias (0.05 ± 0.04 a 0.14 ± 0.03 PSU/siglo) se presentan para el período hincast 1850-2005. En el período hincast 1960-2005, en el cual ya se observa el comportamiento de un planeta más industrializado, las tendencias se encuentran entre 0.41 ± 0.15 y 0.43 ± 0.25 PSU/siglo, exceptuando el modelo ACCESS1.0. No obstante, las mayores tendencias se presentan en los períodos de predicción, con valores entre 0.77 ± 0.15 y 0.99 ± 0.25 PSU/siglo en el período 2005-2050, en tanto que para el período 2005-2100 las tendencias están entre 0.44 ± 0.06 y 0.86 ± 0.10 PSU/siglo.

El que todas las pendientes sean positivas, indican de forma coherente un incremento esperado en la salinidad superficial en el Mar Caribe, lo cual está relacionado de forma local con un aumento en la evaporación con respecto de la precipitación y aporte de ríos en la Cuenca, pero también puede

estar relacionado con la advección de agua superficial con mayor salinidad. El aumento de la temperatura superficial esperada para el siglo XXI (Sección 6.2.1) es posiblemente un factor relevante en el aumento de la evaporación.

Se puede ver que las salinidades superficiales de referencia (35.76 PSU, 35.92 PSU y 36.48 PSU), se mantienen con diferencia $< |0.8PSU|$ para todos los modelos. Se compararon los valores de salinidad obtenidos de información del satélite Aquarius (Jet, 2020) (Figura 49b) para el año 2005. En el análisis se obtuvo un valor promedio para el 2005 en el Caribe (35.71 PSU), por ende las diferencias con los modelos ACCESS1.0, CSIRO Mk3.6 y MIROC5 son 0.05 PSU, 0.21 PSU y 0.77 PSU respectivamente. Esto indicaría que para el comienzo de la etapa de Forecast, los tres modelos sobrestiman la salinidad superficial real observada en el Mar Caribe para el 2005, con ACCESS1.0 mostrando las menores diferencias, al igual que en la temperatura superficial del océano. El comportamiento espacial de la salinidad superficial observado a partir de los datos satelitales (Figura 49b), es similar al que se presenta en el modelo ACCESS1.0 para el 2005 (Figura 37a).

Los valores promedio para los tres modelos (ACCESS1.0, CSIRO Mk3.6 y MIROC5) en 2100 para este escenario son 36.58 PSU, 36.48 PSU y 36.83 PSU respectivamente. De acuerdo con los tres modelos, para el 2100 la salinidad superficial en el Mar Caribe estaría entre los 36.48 PSU y 36.83 PSU, bajo RCP4.5 con una diferencia de $< |0.35PSU|$ entre modelos.

El análisis del comportamiento espacial de la salinidad superficial bajo el escenario RCP4.5, promediada para los años 2005, 2050 y 2100, a partir de los tres modelos climáticos empleados (Figura 37), permite resaltar los siguientes resultados.

Existe un comportamiento similar en el Caribe para los modelos ACCESS1.0 y CSIRO Mk3.6, sin embargo MIROC5 muestra patrones diferentes con valores más elevados de salinidad cerca de las Cuencas Venezuela y Colombia en comparación con los otros dos modelos para el 2005. En todos los modelos se logra observar una variación meridional de la salinidad, aumentando en la medida que aumenta la latitud. Los valores de salinidad en el Caribe se encuentran entre 35-38 PSU.

Al analizar las anomalías para el año 2050 respecto a 2005, se puede observar que en todos los modelos se evidencia un incremento en la salinidad superficial en todo del Caribe entre (0-0.6 PSU) sin embargo, el incremento es mucho mayor en el modelo CSIRO Mk3.6, con valores de anomalías entre (0.5-1 PSU) cerca del Golfo de Mosquitos, un comportamiento muy diferente a lo que indican los otros dos modelos.

Finalmente al analizar las anomalías para el año 2100 respecto a 2005, se puede observar que la salinidad superficial promedio es mayor respecto a la observada en 2050. Para el modelo ACCESS1.0 se evidencia un aumento en la salinidad superficial mayormente entre 0.6 y 1 PSU en el Caribe respecto al 2005. El modelo CSIRO Mk3.6 evidencia anomalías entre 0.4-0.7 PSU, mientras que para el modelo MIROC5 se observan los valores más bajos de anomalías, con valores entre 0.1 y 0.6 PSU.

El análisis del comportamiento temporal y tendencias de la salinidad superficial en el Caribe para cada uno de los tres modelos para el escenario de emisión RCP8.5 (Figura 38), permite resaltar los siguientes resultados.

Todas las tendencias bajo este escenario de emisión son mayores a las observadas para el RCP4.5 con valores entre 0.73 ± 0.11 y 1.01 ± 0.24 PSU/siglo para el período 2005-2050, mientras que para el período 2005-2100 las tendencias están entre 0.78 ± 0.06 y 1.76 ± 0.10 PSU/siglo. Debido a que todas las pendientes son positivas, esto indicaría incrementos de salinidad superficial del océano mucho mayores en comparación con los del escenario RCP4.5 (Tabla 3).

Los valores promedio para los tres modelos (ACCESS1.0, CSIROk3.6 y MIROC5) en 2100 para este escenario son 37.37 PSU, 37.19 PSU y 37.28 PSU respectivamente. De acuerdo con los tres modelos, para el 2100 la salinidad superficial en el Mar Caribe estaría entre los 37.19 PSU y 37.37 PSU, bajo el experimento RCP8.5 con una diferencia de $< |0.2PSU|$ entre modelos.

El análisis del comportamiento espacial de la salinidad superficial bajo el escenario RCP8.5, promediada para los años 2005, 2050 y 2100, a partir de los tres modelos climáticos empleados (Figura 39), permite resaltar los siguientes resultados.

Al analizar las anomalías para el año 2050 respecto a 2005, se puede observar que en todos los modelos se evidencia un incremento en la salinidad superficial en todo del Caribe entre (0-1 PSU), para los modelos CSIROk3.6 y MIROC5 las anomalías están entre 0 y 0.5 PSU, por otro lado, el incremento es mucho mayor en el modelo ACCESS1.0, con valores de anomalías entre (0.5-1 PSU).

Finalmente al analizar las anomalías para el año 2100 respecto a 2005, se puede observar que la salinidad superficial promedio es mayor respecto a la observada en 2050. Para el modelo ACCESS1.0 se evidencia un aumento en la salinidad superficial mayormente entre 1.5 y 2 PSU en el Caribe respecto al 2005. El modelo CSIROk3.6 evidencia anomalías entre 0.9-1.8 PSU, mientras que para el modelo MIROC5 se observan los valores mas bajos de anomalías, con valores entre 0.5 y 1 PSU.

6.2.3 Nivel del mar

6.2.3.1 Altura del nivel del mar sobre el geoide (zos): El análisis del comportamiento espacial de la altura del nivel del mar por encima del geoide referidos al valor promedio del Caribe, bajo el escenario RCP4.5, promediada para los años 2005, 2050 y 2100, a partir de los tres modelos climáticos empleados (Figura 40), permite resaltar los siguientes resultados.

Los valores promedio de (zos) en el Mar Caribe para los tres modelos (ACCESS1.0, CSIROk3.6 y MIROC5) en 2005 son 57.8 cm, -3.3 cm y -15.3 cm respectivamente, los cuales dependen de los niveles de referencia vertical de cada modelo. Además se puede observar que en el modelo ACCESS1.0 para la zona comprendida entre 14-18 °N y 65-80 °W se tiene una zona donde hay una elevación con valores entre (10 y 25cm) mientras que en la zona comprendida entre 10-14°N y 75W-85°W se presenta una zona de depresión con valores entre (-15 y 0 cm). Este patrón estaría evidenciando los tres fenómenos de mesoescala principales en la zona (Corriente Caribe, el Giro Panamá Colombia y la Contracorriente Panamá Colombia)-(Subsección 3.5). Los otros modelos si bien muestran el gradiente meridional del nivel del mar que permite la circulación de la corriente Caribe hacia el Oeste, no lo representan con la misma calidad que lo hace el modelo ACCESS1.0.

Por otro lado, se compararon los valores de altura del nivel del mar sobre el geoide referidos al valor

medio del Caribe con valores obtenidos de altimetría (ADT) con base en información mensual del satélite OSTM/Jason-2 (NOAA, 2020a) (Figura 49c) promediados para el año 2005. Al comparar los resultados de la Figura 49c y la Figura 40 paneles (a,d,g) se observa que el modelo que mejor reproduce fenómenos de mesoescala como el giro Panamá Colombia y la corriente Caribe es ACCESS1.0.

Al analizar el comportamiento de esta variable para el año 2050 y 2100, se puede observar que no hay grandes cambios en cuanto a los patrones de circulación espacial.

El análisis del comportamiento espacial de la altura del nivel del mar por encima del geoide referidos al valor promedio del Caribe, bajo el escenario RCP8.5, promediada para los años 2005, 2050 y 2100, a partir de los tres modelos climáticos empleados (Figura 41), permite resaltar los siguientes resultados.

El comportamiento para los tres modelos es muy similar a lo observado en RCP4.5 para 2050 y 2100, sin embargo, para 2100 el modelo MIROC5 muestra un comportamiento diferente, ya que el gradiente de mayor a menor elevación del agua se traslada un poco más al Noroeste. De acuerdo con este modelo para el 2100 se podrían esperar cambios en los patrones de circulación importantes en el Caribe, indicando una disminución de la velocidad de la corriente Caribe en la Cuenca de Venezuela, y un aumento en el estrecho de Yucatán.

6.2.3.2 Nivel del mar (zos+zosga): Teniendo en cuenta que el modelo ACCESS1.0 es el de mejor resolución oceánica de los tres modelos analizados (Subsubsección 5.2.2) y además del hecho que de acuerdo con la información satelital recopilada para el año 2005 es el que menor diferencias presenta para las variables temperatura oceánica superficial, salinidad superficial y altura sobre el geoide del nivel del mar (Subsubsección 6.2.1, Subsubsección 6.2.2) y (Figura 49), luego del análisis general de todos los modelos en términos de tendencias y comportamientos espaciales, se describen en mayor detalle los resultados de este modelo, para la variable nivel del mar, porque han mostrado un ajuste más adecuado para el Caribe.

El análisis del comportamiento temporal y tendencias de la altura del geoide sobre el nivel del mar y nivel del mar global (ZOS+ZOSGA descritos en la Subsubsección 4.2.8) promediadas para el Mar Caribe usando los modelos ACCESS1.0, CSIROmk3.6 y MIROC5, bajo los escenarios de emisión RCP4.5 y RCP8.5 (Figura 42, Figura 43 y Figura 44), permite resaltar los siguientes resultados.

La mayoría de tendencias ajustadas para la variable ZOS, son positivas. Para el caso de altura del geoide sobre el nivel del mar, las tendencias para el período 1850-2005 se encuentran entre -3.86 ± 0.58 (MIROC5) y 2.04 ± 0.44 cm/siglo (ACCESS1.0) (Tabla 3). En el período hincast 1960-2005, en el cual ya se observa el comportamiento de un planeta más industrializado, las tendencias no son significativas. Sin embargo, las mayores tendencias significativas se presentan en los períodos de predicción, con valores de 2.69 ± 2.98 a 16.28 ± 2.64 cm/siglo en el período 2005-2050 bajo RCP4.5 y bajo RCP8.5 de 1.88 ± 2.87 a 17.16 ± 0.88 cm/siglo, en tanto que para el período 2005-2100 las tendencias bajo RCP4.5 se encuentran entre 2.36 ± 0.87 y 17.18 ± 3.11 cm/siglo mientras que bajo RCP8.5 entre 4.82 ± 0.80 a 22.33 ± 1.25 cm/siglo. El que todas las tendencias sean positivas en los períodos de forecast indican un incremento continuo del nivel del mar en toda la cuenca bajo este escenario.

Al analizar el comportamiento de las variables ZOS+ZOSGA con el fin de obtener las tendencias de nivel del mar (Subsubsección 4.2.8) se observa que todas son positivas y estadísticamente significativas. Al igual que para la variable ZOS las menores tendencias 2.44 ± 0.44 a 9.42 ± 0.49 cm/siglo se presentan en el período hindcast 1850-2005. En el período hindcast 1960-2005 las tendencias se encuentran entre 4.53 ± 2.91 y 14.64 ± 4.25 cm/siglo. No obstante se observa que las mayores tendencias significativas se dan en los períodos de predicción. Bajo RCP4.5 en el período 2005-2050 las tendencias se encuentran entre 26.22 ± 2.34 y 52.46 ± 2.86 cm/siglo mientras que bajo RCP8.5 entre 24.04 ± 2.78 y 54.02 ± 3.57 cm/siglo, en tanto que para el período 2005-2100 las tendencias bajo RCP4.5 se encuentran entre 24.02 ± 0.81 y 56.00 ± 1.02 cm/siglo mientras que bajo RCP8.5 entre 35.98 ± 1.29 y 70.94 ± 2.30 cm/siglo. Lo cual permite concluir que bajo cualquier escenario futuro, el nivel del mar se incrementará en el Mar Caribe, encontrando las mayores tendencias bajo el escenario RCP8.5.

El análisis del comportamiento espacial de las tendencias de nivel del mar (ZOS +ZOSGA) para los períodos 1850-2005 experimento HISTORICAL, 2005-2050 y 2005-2100 bajo RCP4.5, a partir de los tres modelos climáticos empleados (Figura 45), permite resaltar los siguientes resultados.

Existe un comportamiento similar en el Caribe en el periodo 1850-2005 con todas las tendencias positivas para todos los modelos analizados. Se observa que CSIROm3.6 y MIROC5 presentan tendencias entre 2.44 a 5.54 cm/siglo con los mayores valores para MIROC5 en comparación con CSIROm3.6. Sin embargo, ACCESS1.0 muestra patrones diferentes con valores mas elevados de tendencias con valores entre 9 a 10 cm/siglo en todo el Caribe en comparación con los otros dos modelos para este período y con los mayores valores en la Cuenca Venezuela y en las Antillas menores. De acuerdo con estos resultados, los valores de las tendencias de nivel del mar en el Caribe en este período se encuentran entre 2 y 10 cm/siglo.

Al analizar el comportamiento de las tendencias en el periodo 2005-2050 se observa de nuevo un comportamiento similar para los modelos ACCESS1.0 y CSIROm3.6 con tendencias entre 25 a 30 cm/siglo con una distribución uniforme en todo el Caribe, con los mayores valores para ACCESS1.0 respecto a CSIROm3.6. Por otro lado el modelo MIROC5 presenta tendencias mucho mayores en comparación con los otros dos modelos, con valores entre 50 a 60 cm/siglo en todo el Caribe con los menores valores cerca de las Antillas Mayores y los valores más elevados cerca de la cuenca Yucatán, y al sur de las Cuencas Caimán, Colombia y Venezuela. De acuerdo con estos resultados de la Tabla 3 las tendencias para este período promediadas espacialmente para el Mar Caribe y bajo RCP4.5 se encuentren entre 26 a 53 cm/siglo.

Finalmente al analizar las tendencias en el período 2005-2100 se sigue observando un comportamiento similar entre los modelos ACCESS1.0 y CSIROm3.6 con mayores valores para ACCESS1.0 con tendencias entre 30 a 35 cm/siglo en comparación con CSIROm3.6 que presenta tendencias entre 25 y 30 cm/siglo. Por otro lado el modelo MIROC5 sigue mostrando las mayores tendencias respecto con los otros dos modelos, con incrementos mucho mayores respecto al período 2005-2050, con valores entre 55 y 60 cm/siglo con con los mayores valores cerca de la cuenca Yucatán, y al sur de la Cuencas Caimán, Colombia y Venezuela. Según los resultados de la Tabla 3 las tendencias esperadas de incremento de nivel del mar en promedio para el Mar Caribe para este periodo y bajo RCP4.5 estarían entre 24 y 56 cm/siglo.

El análisis del comportamiento espacial de las tendencias de nivel del mar (ZOS +ZOSGA) para los periodos 1960-2005 experimento HISTORICAL, 2005-2050 y 2005-2100 bajo RCP8.5, a partir de los tres modelos climáticos empleados (Figura 46), permite resaltar los siguientes resultados.

Existe un comportamiento similar en el Caribe en el período 1960-2005 con todas las tendencias positivas para todos los modelos. Se observa que ACCESS1.0 y CSIROm3.6 presentan tendencias entre 4.5 a 15 cm /siglo con patrones uniformes en toda la Cuenca con los mayores incrementos cerca de las Antillas Mayores. Sin embargo, MIROC5 muestra patrones diferentes con valores más elevados de tendencias entre 10 y 19 cm/siglo en todo el Caribe en comparación con los otros dos modelos para este período y con los mayores valores en la Cuenca Yucatán, Caimán, Colombia y Venezuela. Los valores de las tendencias de nivel del mar promedio para el Mar Caribe (Tabla 3) en este período se encuentran entre 4.53 a 14.64 cm/siglo.

Al analizar el comportamiento de las tendencias en el período 2005-2050 se observa que el modelo CSIROm3.6 es el que presenta las menores tendencias con valores entre 20 a 30 cm/siglo con los menores valores cerca de las Antillas Menores y los mayores valores en la zona noroeste de la Cuenca. Por otro lado el modelo ACCESS1.0 presenta tendencias entre 35 a 40 cm/siglo con una distribución uniforme a lo largo de la cuenca. Sin embargo, el modelo con las mayores tendencias es MIROC5 con valores entre 40 y 55 cm/siglo, con los mayores valores en la Cuenca Yucatán, Colombia y Venezuela. De acuerdo con la Tabla 3 las tendencias bajo RCP8.5 para este período serán mayores a lo observado en RCP4.5 y con valores entre 24 a 54 cm/siglo.

Finalmente al analizar las tendencias en el período 2005-2100 se sigue observando que el modelo CSIROm3.6 sigue presentando las menores tendencias con valores entre 35 y 40 cm/siglo. Por otro lado, el modelo ACCESS1.0 presenta tendencias entre 50 y 55 cm/siglo con una distribución uniforme a lo largo de todo el Caribe. No obstante, al igual que para el período 2005-2050 el modelo con mayores tendencias es MIROC5 con valores entre 60 y 70 cm/siglo con los menores valores cerca de las Antillas Mayores y el resto de la Cuenca con valores superiores a 65 cm/siglo. De acuerdo con los resultados de la Tabla 3, las tendencias bajo RCP8.5 para este período se encuentran entre 36 y 71 cm/siglo.

El análisis del comportamiento espacial de los cambios de nivel del mar, para los períodos 1850-2005 experimento HISTORICAL, 2005-2050 y 2005-2100 bajo RCP4.5, a partir de los tres modelos climáticos empleados (Figura 47), permite resaltar los siguientes resultados.

Al analizar los cambios de nivel del mar para el período 1850-2005 (156 años) en la Figura 47 (Paneles a,d,g) se puede observar que para el modelo ACCESS1.0 los incrementos se encuentran entre 13 y 16.4 cm, con los mayores aumentos en las Antillas Menores y en la Cuenca Venezuela, los menores valores se dan en la Cuenca Colombia y Mar Caimán. Cerca de las costas colombianas se pueden observar valores entre 14 y 14.5 cm. Para el modelo CSIROm3.6 los incrementos al sur de 15°N son inferiores a 11cm, mientras que los mayores incrementos se dan al Sur de Española con valores entre 10 y 11 cm. Finalmente el modelo MIROC5 muestra cambios del nivel del mar entre 7 y 9.5 cm, con los menores valores entre 7 y 8 cm en las costas centroamericanas al Oeste del Caribe y los mayores valores entre 8 y 9.5 cm en la Cuenca Colombia y cerca de Española.

De acuerdo con el modelo ACCESS1.0-RCP 4.5 (Figura 47- Panel b), el nivel del mar aumentaría más hacia las Antillas Menores con valores por encima de 14.5 cm para el 2050 respecto del nivel del mar en 2005, en tanto que este aumento sería menor al sureste de Puerto Rico. En las costas colombianas continentales, el nivel aumentaría cerca de 14 cm, en tanto que en el Archipiélago de San Andrés, el nivel del mar aumentaría entre 14 y 16 cm. Nótese un mayor aumento del nivel del mar en el centro del Giro Panamá-Colombia, lo que indicaría la disminución del rotacional de este giro ciclónico.

De acuerdo con el modelo ACCESS1.0-RCP 4.5 (Figura 47- Panel c), el nivel del mar habría aumentado más en la Cuenca Venezuela y las Antillas Menores con valores por encima de 32 cm para el 2100 respecto del nivel del mar del 2005, en tanto que este aumento sería menor alrededor de La Española y Puerto Rico, así como cerca a las costas Centroamericanas. En las costas Colombianas continentales, el nivel aumentaría cerca de 32 cm, en tanto que en el las costas de Nicaragua, Costa Rica y Panamá, el nivel del mar aumentaría entre 31 y 32 cm.

El análisis del comportamiento espacial de los cambios de nivel del mar, para los períodos 1960-2005 experimento HISTORICAL, 2005-2050 y 2005-2100 bajo RCP8.5, a partir de los tres modelos climáticos empleados (Figura 48), permite resaltar los siguientes resultados.

Al analizar los cambios de nivel del mar para el período 1960-2005 (46 años) en la (Figura 48-Paneles a,d,g) se puede observar que para el modelo ACCESS1.0 los incrementos se encuentran entre 3 y 6.3 cm, con las mayores valores al sur de la isla Española y Puerto Rico (19°N - 71.5°W), además en las costas Colombianas cerca a San Andrés (12.5°N - 81.7°W) se pueden observar valores entre 4 y 4.5 cm. Para el modelo CSIROmk3.6 los incrementos al sur de 12°N son inferiores a 4cm, mientras que los mayores incrementos se dan al sur de Cuba cerca de las Antillas Mayores con valores entre 4 y 5 cm. Finalmente el modelo MIROC5 muestra cambios mucho mayores con valores entre 6 y 8 cm, con los menores valores entre 6 y 7 cm para la zona comprendida entre 13 - 18°N y 60 - 80°W y los mayores valores (superiores a 7cm) en la Cuenca Colombia y en la costas de Centro América.

De acuerdo con el modelo ACCESS1.0-RCP 8.5 (Figura 48- Panel b), el nivel del mar habría aumentado más hacia las Antillas menores con valores por encima de 19 cm para el 2050 respecto del nivel del mar del 2005, en tanto que este aumento sería menor al este de Puerto Rico. En las costas colombianas continentales, el nivel aumentaría cerca de 17 cm, en tanto que en el Archipiélago de San Andrés, el nivel del mar aumentaría entre 16 y 19 cm. Nótese nuevamente un mayor aumento del nivel del mar en el centro del Giro Panamá-Colombia, lo que indicaría la disminución del rotacional de este giro ciclónico.

De acuerdo con el modelo ACCESS1.0-RCP 8.5 (Figura 48- Panel c), el nivel del mar habría aumentado más al este de las costas de Nicaragua y Honduras con valores por encima de 49 cm para el 2100 respecto del nivel del mar del 2005, en tanto que este aumento sería menor al oeste de Puerto Rico con valores entre 47 y 48 cm respecto al nivel del mar en 2005. En las costas Colombianas continentales, el nivel aumentaría cerca de 49 cm, en tanto que en el las Antillas Menores, el nivel del mar aumentaría entre 48 y 49 cm.

Variable	Experimento	HISTORICAL			RCP4.5			RCP8.5		
		1850-2005	1960-2005	2005-2050	2005-2100	2005-2050	2005-2100	2005-2050	2005-2100	
Temperatura ambiente (°C/siglo)	Modelo/Periodo	1850-2005	1960-2005	2005-2050	2005-2100	2005-2050	2005-2100	2005-2050	2005-2100	
	ACCESS1.0	0.14 ± 0.07 *	1.16 ± 0.46 *	1.98 ± 0.44 *	1.98 ± 0.15 *	1.98 ± 0.44 *	1.98 ± 0.15 *	3.61 ± 0.39 *	3.75 ± 0.13 *	
	CSIROMk3.6	0.28 ± 0.08 *	0.98 ± 0.53 *	2.87 ± 0.52 *	2.33 ± 0.18 *	2.87 ± 0.52 *	2.33 ± 0.18 *	3.37 ± 0.48 *	4.46 ± 0.17 *	
Presión atmosférica (hPa/siglo)	MIROC5	0.34 ± 0.10 *	1.80 ± 0.74 *	2.44 ± 0.87 *	1.60 ± 0.26 *	2.44 ± 0.87 *	1.60 ± 0.26 *	3.15 ± 0.85 *	3.66 ± 0.24 *	
	ACCESS1.0	0.17 ± 0.13 *	0.63 ± 0.79	-0.43 ± 0.89	-0.18 ± 0.29	-0.43 ± 0.89	-0.18 ± 0.29	-0.42 ± 0.80	0.46 ± 0.28 *	
	CSIROMk3.6	-0.03 ± 0.14	0.29 ± 0.82	-0.37 ± 0.94	-0.37 ± 0.28 *	-0.37 ± 0.94	-0.37 ± 0.28 *	-0.46 ± 0.98	-0.52 ± 0.27 *	
Viento (ms ⁻¹ /siglo)	MIROC5	-0.10 ± 0.14	-0.47 ± 0.98	-0.25 ± 1.14	0.27 ± 0.36	-0.25 ± 1.14	0.27 ± 0.36	-0.41 ± 1.21	0.44 ± 0.34 *	
	ACCESS1.0	0.10 ± 0.09 *	0.30 ± 0.60	-0.17 ± 0.55	-0.16 ± 0.17	-0.17 ± 0.55	-0.16 ± 0.17	-0.37 ± 0.47	0.12 ± 0.15	
	CSIROMk3.6	-0.05 ± 0.12	0.06 ± 0.53	-0.06 ± 0.70	0.07 ± 0.20	-0.06 ± 0.70	0.07 ± 0.20	0.07 ± 0.57	0.05 ± 0.16	
	MIROC5	-0.04 ± 0.08	-0.56 ± 0.44 *	-0.04 ± 0.58	0.17 ± 0.19	-0.04 ± 0.58	0.17 ± 0.19	-0.24 ± 0.71	-0.05 ± 0.20	

Tabla 2: Tendencias ajustadas por siglo para variables atmosféricas analizadas, promediadas para el mar Caribe. Ajustes significativos al 95 % de confianza se resaltan en (*).

Variable	Experimento	HISTORICAL			RCP4.5			RCP8.5		
		1850-2005	1960-2005	2005-2050	2005-2100	2005-2050	2005-2100	2005-2050	2005-2100	
Salinidad superficial (PSU/siglo)	Modelo/Periodo	1850-2005	1960-2005	2005-2050	2005-2100	2005-2050	2005-2100	2005-2050	2005-2100	
	ACCESS1.0	0.05 ± 0.04 *	-0.14 ± 0.24	0.99 ± 0.25 *	0.86 ± 0.10 *	0.99 ± 0.25 *	0.86 ± 0.10 *	1.01 ± 0.24 *	1.76 ± 0.10 *	
	CSIROMk3.6	0.06 ± 0.05 *	0.43 ± 0.25 *	0.86 ± 0.30 *	0.91 ± 0.10 *	0.86 ± 0.30 *	0.91 ± 0.10 *	1.01 ± 0.28 *	1.34 ± 0.09 *	
Temperatura sup. oceano (°C/siglo)	MIROC5	0.14 ± 0.03 *	0.41 ± 0.15 *	0.77 ± 0.15 *	0.44 ± 0.06 *	0.77 ± 0.15 *	0.44 ± 0.06 *	0.73 ± 0.11 *	0.78 ± 0.06 *	
	ACCESS1.0	0.08 ± 0.07 *	1.01 ± 0.49 *	1.82 ± 0.46 *	1.85 ± 0.16 *	1.82 ± 0.46 *	1.85 ± 0.16 *	3.40 ± 0.41 *	3.36 ± 0.14 *	
	CSIROMk3.6	0.25 ± 0.10 *	0.95 ± 0.71 *	2.62 ± 0.67 *	2.14 ± 0.21 *	2.62 ± 0.67 *	2.14 ± 0.21 *	3.10 ± 0.57 *	4.17 ± 0.19 *	
Zos (cm/siglo)	MIROC5	0.03 ± 0.10	0.70 ± 0.63 *	3.47 ± 0.53 *	2.30 ± 0.22 *	3.47 ± 0.53 *	2.30 ± 0.22 *	4.30 ± 0.46 *	5.46 ± 0.21 *	
	ACCESS1.0	2.04 ± 0.44 *	2.62 ± 2.90	2.69 ± 2.98	2.36 ± 0.86 *	2.69 ± 2.98	2.36 ± 0.86 *	5.08 ± 3.08 *	4.82 ± 0.80 *	
	CSIROMk3.6	-0.41 ± 0.42	1.16 ± 2.78	5.63 ± 2.33 *	-0.75 ± 0.93	5.63 ± 2.33 *	-0.75 ± 0.93	1.88 ± 2.87	0.78 ± 0.81	
Zosga (cm/siglo)	MIROC5	-3.86 ± 0.58 *	-0.57 ± 3.48	16.28 ± 2.63 *	17.18 ± 0.88 *	16.28 ± 2.63 *	17.18 ± 0.88 *	17.16 ± 3.12 *	22.33 ± 1.25 *	
	ACCESS1.0	7.38 ± 0.13 *	8.80 ± 0.92 *	28.07 ± 0.61 *	31.01 ± 0.26 *	28.07 ± 0.61 *	31.01 ± 0.26 *	33.27 ± 0.88 *	45.71 ± 1.29 *	
	CSIROMk3.6	2.85 ± 0.12 *	3.37 ± 0.71 *	20.59 ± 0.69 *	24.77 ± 0.36 *	20.59 ± 0.69 *	24.77 ± 0.36 *	22.16 ± 0.93 *	35.20 ± 1.26 *	
Zos + Zosga (cm/siglo)	MIROC5	9.40 ± 0.51 *	15.21 ± 1.29 *	36.18 ± 0.62 *	38.82 ± 0.32 *	36.18 ± 0.62 *	38.82 ± 0.32 *	36.86 ± 0.80 *	48.61 ± 1.33 *	
	ACCESS1.0	9.42 ± 0.49 *	11.42 ± 3.47 *	30.76 ± 3.18 *	33.37 ± 0.90 *	30.76 ± 3.18 *	33.37 ± 0.90 *	38.35 ± 2.96 *	50.53 ± 1.48 *	
	CSIROMk3.6	2.44 ± 0.44 *	4.53 ± 2.91 *	26.22 ± 2.34 *	24.02 ± 0.81 *	26.22 ± 2.34 *	24.02 ± 0.81 *	24.04 ± 2.78 *	35.98 ± 1.29 *	
	MIROC5	5.54 ± 0.99 *	14.64 ± 4.25 *	52.46 ± 2.86 *	56.00 ± 1.02 *	52.46 ± 2.86 *	56.00 ± 1.02 *	54.02 ± 3.57 *	70.94 ± 2.30 *	

Tabla 3: Tendencias ajustadas por siglo para variables oceánicas analizadas, promediadas para el mar Caribe. Ajustes significativos al 95 % de confianza se resaltan en (*).

7 Discusión

La discusión de resultados se abordará mediante la comparación de los resultados del modelo que mostró mejor desempeño en el Caribe con estudios previos y teniendo en cuenta la estructura espacial de los modelos (Subsubsección 5.2.2) se exponen las razones de considerar al modelo ACCESS1.0 como el mejor de los tres analizados:

1. El modelo ACCESS1.0 presenta una mayor resolución en el componente oceánico ACCESS-OM MOM4p1 (1° lat x 1° long, pero con mayor resolución de $1/3^\circ$ entre 10° N y 10° S (Kiss et al., 2019)) respecto a los componentes oceánicos MOM2.2 de CSIRO Mk3.6 y COCO4.5 de MIROC5 (ver Tabla 1).
2. El modelo ACCESS1.0 es uno de los mejores en el componente atmosférico HadGEM2 (1.25° lat x 1.875° long) Subsección 4.4 según medidas de error cuadrático medio espacio-temporal (Gleckler et al., 2008), respecto a los componentes atmosféricos espectrales T63 de CSIRO Mk3.6 y CCSSR/NIES/FRCGC AGCM6 de MIROC5.
3. De acuerdo con la información satelital recopilada para el año 2005 de temperatura superficial del océano Tokyo (2020) y salinidad superficial Jet (2020) (Figura 49 paneles a y b), es el modelo con menor diferencia en términos del valor promedio para la Cuenca del Caribe, subestimando en temperatura en 0.72° C (siendo el único modelo con una diferencia menor a 1° C) y sobrestimando la salinidad en 0.05 PSU (siendo el único modelo con una diferencia menor a 0.1 PSU). Por otro lado es el modelo que mejor reproduce los fenómenos de circulación (Figura 49c).

7.1 Variables atmosféricas

7.1.1 Temperatura ambiente superficial (tas)

Se encontró que la temperatura ambiente superficial de acuerdo a todos los modelos va a aumentar para el 2050 y 2100 en el Caribe, independientemente del RCP que se utilice. No obstante, este calentamiento será mucho mayor según ACCESS1.0 (alcanzando en el 2100 una temperatura de 31.01° C) bajo los efectos radiativos del RCP8.5 (Figura 18, Figura 19) comparados con el RCP4.5 (máximo valor de 28.56° C) (Figura 16, Figura 17). La diferencia de $\approx 2.5^\circ$ C entre los dos RCP usados, muestra un gran impacto en la temperatura ambiente superficial, dependiendo de la emisión radiativa del ser humano en el planeta durante el presente siglo.

Las series de tiempo TAS, promediadas espacialmente para el Mar Caribe (Figura 16, Figura 18), muestran una gran variabilidad interanual bajo ambos RCP, sin embargo, predomina la tendencia después de 2005. Además de la serie de tiempo, también se evaluó el comportamiento espacial para 2005, 2050 y 2100. Para 2100, en ambos escenarios, según el modelo ACCESS1.0 la temperatura ambiente superficial aumentará más hacia la Cuenca de Yucatán (y Golfo de México) en comparación con el aumento en las Cuencas de Venezuela y Granada.

Las tendencias de calentamiento de temperatura ambiente superficial en el Caribe que se muestran para el experimento HISTORICAL coinciden con las tendencias regionales evaluadas a partir de datos in-situ para diferentes períodos (Jones et al., 2016; Peterson et al., 2002; Stephenson et al., 2014). Taylor et al. (2018) estudiaron la temperatura del aire y la precipitación de 42 modelos

CMIP5 en el Caribe para el período 1861-2100 bajo el escenario RCP4.5. Ellos seleccionaron 10 modelos que mostraban el comportamiento bimodal de precipitación con picos en junio y septiembre en el Caribe, incluidos ACCESS1.0, CSIRO Mk3.6 y MIROC5. La mayoría de los modelos indicaron que la temperatura del aire alcanzaría un aumento de 2 °C entre 2033 y 2062, respecto al período preindustrial (1861-1900). Esto indica que el aumento de temperatura ambiente superficial según el modelo ACCESS1.0 para el Caribe está cerca del límite inferior (tendencia TAS más pequeña) en comparación con los otros nueve modelos utilizados por Taylor et al. (2018).

Se evaluaron los cambios estacionales de temperatura ambiente superficial, ya que son importantes para el comportamiento subregional y de extremos de nivel del mar en el Mar Caribe (Torres & Tsimplis, 2012, 2014). Bajo RCP4.5, el aumento medio de temperatura ambiente superficial es mayor de 2005 a 2050 que de 2050 a 2100 (Figura 51), debido a la disminución de las emisiones radiativas después de 2040 en ese escenario. Aunque el patrón anual es similar, el rango anual disminuye de 1.86 °C en 2005 a 1.39 °C en 2100. Bajo RCP8.5, el aumento medio de TAS es mayor de 2050 a 2100 que de 2005 a 2050. Los cambios estacionales en 2100 se suavizan cuando se compara con la variabilidad en 2005 y 2050, y el rango disminuye, de 1.86 °C en 2005 a 1.31 °C en 2100. Así, independientemente del RCP utilizado, de acuerdo con ACCESS1.0 se esperaría un aumento de temperatura en todos los meses para 2050 y 2100, manteniendo la estacionalidad con valores máximos durante el verano boreal pero reduciendo el rango anual de TAS.

En el Mar Caribe, para el período preindustrial (1860-1900) la temperatura ambiente superficial de ACCESS1.0 presentó una media espacial de 25.89 ± 0.66 °C (Figura 16a). De acuerdo con el Acuerdo de París IPCC (2014d); Tricker (2020), se ha definido un aumento de 2 °C en temperatura ambiente superficial (respecto al período preindustrial) como el límite en el cual el planeta podría experimentar riesgos e impactos asociados al cambio climático, dicho límite es la referencia para poder cumplir los objetivos de desarrollo sostenible (United Nations, 2015). Bajo RCP4.5, la temperatura ambiente superficial en el Caribe de acuerdo con este modelo estaría cerca del límite establecido por el Acuerdo de París (27.89 °C) probablemente alrededor de 2060, mientras que bajo RCP8.5 este límite se alcanzaría después de 2040 (Figura 18a). Por lo tanto, las comunidades del Caribe deben comprometerse a mantener las emisiones radiativas por debajo del escenario RCP4.5 y mejorar su preparación para mitigar los efectos del cambio climático en la región.

Lo anterior indicaría que bajo un escenario RCP4.5, en el cual se limitan las emisiones a una tasa de radiación de 4.5 Wm^{-2} (Capítulo 5.1.4.3) el Caribe estaría en el límite de los 2 °C en el 2100, por tanto, los esfuerzos globales deben enfocarse en reducir las radiaciones por debajo de los 4.5 Wm^{-2} . En el caso de continuar sin cambiar las emisiones radiativas del hombre (RCP 8.5), todo el Caribe estaría sobre los 2 °C en la década del 2060 según ACCESS1.0 (Figura 18a).

7.1.2 Presión atmosférica al nivel del mar (psl)

En cuanto al comportamiento espacial de presión atmosférica se logró observar que todos los modelos analizados se comportan de manera similar en el Caribe para el 2005, mostrando una variación de la Presión en sentido Noreste, aumentando en hacia el Norte y el Este. Lo cual coincide con el gradiente de presión en el Caribe debido a la alta subtropical del Atlántico Norte y la baja presión del Darién (Figura 21, Figura 23, Paneles a,d,g).

Se encontró que la presión atmosférica en el Caribe, de acuerdo a todos los modelos, posiblemente presente variaciones no considerables para el 2050 y 2100, esto se debe a la falta de consistencia en los resultados de los modelos analizados (Figura 20, Figura 22). Esto se puede ver por ejemplo en los resultados del experimento RCP4.5 en donde el modelo MIROC5 muestra un incremento de 0.7 hPa, mientras que el modelo CSIROmk3.6 muestra una disminución de -1 hPa para el 2100 respecto a 2005 (Figura 21). En el caso del RCP 8.5, con una radiación más extrema, se mantiene la inconsistencia entre los resultados de los modelos (Figura 23); sin embargo, para el 2100 en el Caribe, los cambios de presión en ninguno de los modelos analizados serían mayores a ± 1.5 hPa. Se necesitaría de información de más modelos con el fin de poder verificar potenciales cambios en esta variable para final de siglo.

Para 2005, la presión atmosférica superficial presentó un valor promedio según ACCESS1.0 de 1012.97 ± 0.92 hPa para el Caribe (Figura 21a, Figura 23a). Se observa un gradiente de presión en sentido Suroeste-Noreste > 10 hPa, entre la baja presión del Golfo del Darién (sobre Panamá) y la alta presión del Giro Subtropical del Atlántico Norte, que se asemeja al comportamiento regional típico (Andrade, 2000). Las anomalías de PSL para 2050 son en su mayoría negativas y cercanas a cero, con medias regionales de 1012.86 ± 1.08 (Figura 21b) y 1012.85 ± 0.87 (Figura 23b) hPa, bajo RCP4.5 y 8.5 respectivamente. Para 2100, las anomalías están en su mayoría por encima de cero, pero para RCP 4.5 < 0.5 hPa (media regional 1013.26 ± 0.93 hPa en la Figura 21c); bajo RCP8.5, donde ACCESS1.0 muestra una tendencia significativa, las anomalías pueden ser > 1 hPa entre las Cuencas de Colombia y Caimán, con una media regional de 1013.80 ± 0.97 hPa (Figura 23c).

No se encontraron estudios exhaustivos de la presión atmosférica en el Caribe que incluyeran una evaluación de tendencias a futuro. En el trabajo de Knaff (1997) se analizó la presión atmosférica superficial para los meses de Julio a Septiembre de ciertos años entre 1950 y 1986 utilizando 11 estaciones meteorológicas. Los valores obtenidos y el gradiente espacial reportados fueron similares a los mostrados en el modelo ACCESS1.0 para 2005 (Figura 21a, Figura 23a).

En la Subsubsección 7.2.3 se evalúan las tendencias medias del nivel del mar para el Mar Caribe. Para evaluar la contribución de la presión atmosférica al nivel del mar, el efecto barómetro inverso asume que un aumento o disminución de 1 cm del nivel del mar corresponde a una disminución o aumento de 1 hPa, respectivamente en la presión atmosférica. Esta corrección de barómetro inverso se ha aplicado en el Mar Caribe, ya que el control geostrófico no impone restricciones a los intercambios de agua con el Océano Atlántico a través de los estrechos en escalas de tiempo superiores a 1 día (Torres, 2013). Sin embargo, como no se encuentra una tendencia significativa coherente en la presión atmosférica superficial, se considera que los cambios en la presión atmosférica según ACCESS1.0 no afectarían significativamente las tendencias del nivel medio del mar en el Caribe durante el presente siglo.

7.1.3 Viento superficial (sfc)

Se encontró que todas las tendencias de los promedios anuales, sea para los períodos 2005-2050, 2005-2100, o para los escenarios RCP4.5 y RCP8.5, fueron estadísticamente no significativas; además muestran poca coherencia, al ser positivas en unos modelos y negativas en otros (Tabla 2). Este resultado es coherente con lo observado en el comportamiento de la presión atmosférica en el Caribe en los modelos analizados, lo que es de esperar por la relación del viento superficial y el gradiente

de presión atmosférica. Por tanto, independientemente del escenario de radiación, al 2050 y 2100 no se esperarían cambios significativos en los patrones del promedio anual de viento superficial en el Mar Caribe (Figura 25, Figura 27).

En 2005, la velocidad promedio del viento para el Caribe según ACCESS1.0 fue de $6,24 \pm 0,82 \text{ms}^{-1}$, con valores $> 8 \text{ms}^{-1}$, indicando la posición del Low-Level-Jet (Figura 25a, Figura 27a) además de asemejarse al típico comportamiento del viento en la Cuenca. Como no se encuentran tendencias significativas en la velocidad del viento para los períodos de pronóstico, el patrón de viento regional presenta pequeñas diferencias para 2050 y 2100 bajo ambos RCP (Figura 25b,c y Figura 27b,c) con respecto al comportamiento de 2005. La mayor diferencia se encuentra en 2100 bajo RCP8.5, con un aumento regional de la velocidad del viento, alcanzando una media espacial de $6,52 \pm 0,71 \text{ms}^{-1}$ (Figura 27c).

Se incluyó el análisis estacional sobre la variación a largo plazo del viento superficial, ya que esta variable domina los cambios estacionales en la circulación oceánica regional (Torres & Tsimplis, 2012). De esta manera, se evaluó la serie temporal de viento para la temporada seca de vientos intensos (Diciembre-Enero-Febrero) y de la temporada húmeda de vientos débiles (Septiembre-Octubre-Noviembre) utilizando RCP 4.5 y 8.5. Como se esperaba, la velocidad del viento fue mayor en la época seca en comparación con la época lluviosa (por ejemplo, $6,53 \pm 0,37$ y $5,39 \pm 0,41 \text{ms}^{-1}$ respectivamente según ACCESS1.0 para 2005) (Figura 28a, Figura 30a). Sin embargo, no se encontraron cambios notables en la velocidad y dirección del viento para 2050 y 2100 en ninguna de las dos temporadas o RCP (Figura 28, Figura 29, Figura 30, Figura 31). Las mayores diferencias (aumento de la velocidad del viento) se encuentran en 2100 bajo la época seca RCP4.5, con una velocidad media regional del viento de $7,02 \pm 0,39 \text{ms}^{-1}$ (Figura 28c).

Costoya et al. (2019), estudió las proyecciones de los recursos de energía eólica en el Caribe para el siglo XXI. Ellos utilizaron siete modelos AOGCM's del CMIP5 (incluidos CSIRO Mk3.6 y MIROC5), con simulaciones a través de modelos climáticos regionales y técnicas de reducción de escala encontraron que el máximo aumento anual de la velocidad del viento en el Caribe sería de $\approx 0,4 \text{ms}^{-1}$ para 2100 bajo RCP8.5, respecto a 2005. Este aumento en el viento regional reportado en dicho estudio es mayor que el aumento que encontrado según el modelo ACCESS1.0 para el mismo período y RCP de $(0,28 \text{ms}^{-1})$.

Es importante evaluar los cambios futuros en el viento superficial, ya que varios autores han demostrado el predominio del viento en la circulación del Mar Caribe (Brenes & Saborio, 1994; Gordon, 1967; Montoya-Sánchez et al., 2018; Torres & Tsimplis, 2012). Encontramos que, independientemente del escenario radiativo, no se esperarían cambios significativos en el comportamiento anual o estacional de velocidad y dirección del viento en los tres modelos analizados. Por lo tanto, no se esperarían que los cambios en la circulación del en el Mar Caribe impulsados por el viento sean dominantes en el siglo XXI. Los cambios futuros en la circulación del Caribe se evalúan en la Subsubsección 7.2.2.

7.2 Variable oceánicas

7.2.1 Temperatura superficial del mar (TSM)

Se encontró que la temperatura superficial del mar de acuerdo a todos los modelos va a aumentar para el 2050 y 2100 en el Caribe, independientemente del RCP que se utilice. No obstante, este calentamiento será mucho mayor (alcanzando en 2100 una temperatura de 31.13 °C) (Figura 34, Figura 35) bajo los efectos radiativos del RCP 8.5 comparados con el RCP 4.5 (máximo valor de 28.96 °C) (Figura 32, Figura 33). En resultados como los del IPCC (2014d) los incrementos de temperatura esperados para el 2100 bajo RCP4.5 se espera estén entre 0.7 °C y 2.4 °C. Esto coincide con los incrementos de temperatura oceánica superficial bajo RCP4.5 para todos los modelos (Figura 33) en el cual se obtuvieron incrementos entre 0.73 y 2.12 °C respecto al 2005.

En trabajos como el de Ruiz & Beier (2012) utilizando datos de satélite se encontró que para el período 1985-2009 la media de la temperatura superficial oceánica evidencia un gradiente horizontal importante en la Cuenca Colombia con valores mínimos de 25.5 °C en la zona costera de la Guajira y máximos en los Golfos del Darien y Mosquitos con valores hasta de 29.5 °C, por otro lado, en la parte central del Caribe las temperaturas superficiales del océano se encuentran entre 27 y 28 °C con poca variabilidad. Estos resultados son similares a lo observado en el modelo ACCESS1.0 para el 2005 en donde se observa un gradiente horizontal marcado con los máximos valores en la zona de los Golfos del Darien y Mosquitos con temperaturas entre 28 y 29 °C y una disminución de temperatura en la zona costera de la Guajira con una distribución uniforme en la parte central de la cuenca con valores entre 27 y 28°C (Figura 35).

No se encontró literatura relacionada con el comportamiento esperado de TSM para el siglo XXI en el Mar Caribe. Sin embargo, las tendencias de calentamiento en todo el Caribe para la segunda mitad del siglo XX (Tabla 3) son consistentes con las evidenciadas por Peterson et al. (2002). Ellos reportaron el calentamiento de los océanos en la región del Caribe durante el período 1950-2000, utilizando la reconstrucción de series de tiempo y EOF's. Asimismo, Antuña-Marrero et al. (2016), utilizando información reconstruida a partir del modelo ICOADS (International Comprehensive Ocean - Atmosphere Dataset), encontraron una tendencia para el período 1972-2005 de 1.41 ± 0.67 °C/siglo. Deser et al. (2010) encontraron tendencias regionales en TSM con un rango entre 0.4 y 1.6 °C/siglo para el período 1900-2008, utilizando datos in-situ y reconstrucción de modelos. Por lo tanto, estudios previos y nuestros resultados coinciden sobre el aumento de la TSM en el Caribe, desde principios del siglo XX, que se espera que continúe hasta fines del siglo XXI, independientemente del escenario radiativo utilizado.

El comportamiento espacial de TSM medido por el satélite Cobe (Tokyo, 2020) es homogéneo en el Mar Caribe para 2005, con una media espacial de $28,28 \pm 0,67^{\circ}C$ (Figura 49a). Al Norte de la Cuenca, se observa una variación meridional de temperatura, disminuyendo a medida que aumenta la latitud. La TSM promediada espacialmente para el Caribe según ACCESS1.0 en 2005 subestima la TSM medida en 0.72 °C, sin embargo, su comportamiento es homogéneo en la Cuenca y muestra una disminución meridional de la temperatura hacia el Norte de las Antillas Mayores (Figura 35a). La diferencia más notable es que en el ACCESS1.0, la TSM se eleva hacia los Golfos del Darién y Mosquitos (Figura 35a). Aunque el satélite no mide este aumento de temperatura hacia el Sur de la Cuenca Colombia en 2005, esta área es una Cuenca de fuerte dilución con una temperatura superficial relativamente más cálida en comparación con el agua en el centro ($\approx 13^{\circ}N$) de la Cuenca

Colombia (Beier et al., 2017; Ruiz & Beier, 2012).

El promedio espacial de TSM es mayor que el de TAS en el Caribe ($0.86\text{ }^{\circ}\text{C}$ en 2005 -Figura 51), lo que indica que el modelo ACCESS1.0 es capaz de reproducir la inestabilidad atmosférica que domina la mayor parte del Mar Caribe (Linero & Lonin, 2015). Además, el rango anual es menor en TSM que en TAS (por ejemplo, $1.66\text{ }^{\circ}\text{C}$ frente a $1.86\text{ }^{\circ}\text{C}$ en 2005). Para el período 2005-2050, el aumento medio de TSM con RCP4.5 es de $0.97\text{ }^{\circ}\text{C}$ y con RCP8.5 alrededor de $1.28\text{ }^{\circ}\text{C}$. Para el período 2005-2100, el aumento esperado es de $1.40\text{ }^{\circ}\text{C}$ bajo RCP4.5 y $2.90\text{ }^{\circ}\text{C}$ bajo RCP8.5. El aumento de 2050 a 2100 es menor que de 2005 a 2050 bajo RCP4.5, porque en este escenario reducen las emisiones radiativas después de 2040. El comportamiento estacional de TSM para 2050 y 2100 indica un aumento de temperatura en todos los meses según ACCESS1.0. La TSM es más cálida en Octubre y más fría en Febrero en la mayoría de los años, siguiendo el comportamiento estacional típico del Mar Caribe (Torres & Tsimplis, 2012). La excepción es en 2050 bajo RCP8.5, ya que el mes más cálido es Julio y no Noviembre, siguiendo el comportamiento de TAS (Figura 52).

De acuerdo con los resultados obtenidos se espera un calentamiento de mayor intensidad para el siglo XXI respecto a lo observado a finales del siglo XX. Es importante tener en cuenta que la alta temperatura en el océano es una de las condiciones indispensables para la formación de tormentas tropicales y huracanes a lo largo del Caribe (Tsz-Cheung et al., 2012). Es por esto que entender los cambios a largo plazo presentados en este estudio es de vital importancia para evaluar impactos potenciales en la cuenca por el efecto que pueda tener en la formación y comportamiento de ciclones.

El aumento de TSM en el Mar Caribe durante el siglo XXI podría afectar las tormentas tropicales en la Cuenca de dos maneras, extendiendo la temporada de huracanes y/o aumentando la frecuencia de las tormentas o ciclones. Sin embargo, otros factores como la cizalladura vertical del viento, las ondas atmosféricas del este de África que se propagan hacia el Oeste (Goldenberg et al., 2001) o el comportamiento del viento en la superficie (Wang & Lee, 2007) pueden afectar la actividad de los ciclones tropicales. La temporada de huracanes en el Caribe se extiende de Junio a Noviembre (NOAA, 2020b), en parte porque durante estos meses la TSM es más cálida (Goldenberg et al., 2001; Wang & Lee, 2007). Por ejemplo, en 2005 la TSM es $\geq 27.86\text{ }^{\circ}\text{C}$ durante la temporada de huracanes según ACCESS1.0 (Figura 51, Figura 52). Bajo RCP 4.5 y 8.5, en 2050 y 2100 todos los meses del año estarían por encima de esta temperatura, excepto Febrero bajo RCP 4.5 en 2050 ($27.76\text{ }^{\circ}\text{C}$). A medida que las temperaturas de la superficie del océano son más cálidas aumenta la formación de ciclones tropicales en el Atlántico (Grinsted et al., 2013), debido al calentamiento de TSM, más meses durante el año tendrían suficiente calor en el océano para permitir la formación de huracanes, lo que permitiría la extensión en el futuro de esta temporada en la Cuenca.

Además, la frecuencia de tormentas puede aumentar en el Mar Caribe debido al calentamiento del océano en el siglo XXI, independientemente del escenario de emisión radiactiva. Saunders & Lea (2008) evaluaron el efecto del aumento de TSM en la formación de huracanes en el Mar Caribe durante el período 1965-2005. Concluyeron que un aumento de $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ en la TSM entre Agosto y Septiembre podría causar un aumento de $\approx 40\%$ en la frecuencia de los huracanes. El comportamiento estacional de TSM (Figura 51, Figura 52) según ACCESS1.0, muestra un aumento en la temperatura Agosto-Septiembre de 0.76 y $1.27\text{ }^{\circ}\text{C}$ para 2050 y 2100 respectivamente respecto al valor de 2005 bajo el RCP4.5. De igual forma, bajo el RCP8.5 el incremento de TSM durante estos meses es de $1.23\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $2.78\text{ }^{\circ}\text{C}$, para 2050 y 2100 respectivamente. Por lo tanto, según los resultados

de Saunders & Lea (2008), la frecuencia de los ciclones tropicales podría aumentar más del 40 % para 2050.

Otra consecuencia importante asociada con el aumento de TSM en el Mar Caribe es el blanqueamiento de corales. A medida que aumenta la temperatura del océano, los corales expulsan las algas simbióticas que afectan su salud y tienden a volverse blancas (Eakin et al., 2008; Lough et al., 2018; McWilliams et al., 2005). La mayoría de los arrecifes de coral viven en aguas tropicales y subtropicales como el Mar Caribe y albergan una cantidad significativa de biodiversidad para el equilibrio de los ecosistemas (Saravanan et al., 2017). El blanqueamiento de los corales ha aumentado a nivel mundial desde principios de la década de 1980 (Goreau et al., 2000) en gran parte debido al aumento continuo de TSM globales (Hughes et al., 2003). El último gran fenómeno global de blanqueamiento de los corales ocurrió entre Junio de 2014 y Mayo de 2017, con la pérdida de cientos de kilómetros de arrecifes de coral (Hartfield et al., 2018).

Los cambios en TSM pueden desencadenar eventos de blanqueamiento de corales, lo que se ha evaluado desde diferentes enfoques. Por ejemplo, si la TSM aumenta > 1 °C con respecto a la temperatura media del océano durante el período 1990-2017, se espera al menos un fuerte episodio global de blanqueamiento por década (Ainsworth et al., 2016). Otro enfoque estudió las temperaturas del océano para el período 1981-1999, concluyendo que los eventos de blanqueamiento se desencadenan cuando la TSM excede un umbral de 30.2 °C (Hoegh-Guldberg, 1999). En el primer caso, la TSM promedio en el Caribe para 1990-2017 según ACCESS1.0 (usando el experimento HISTORICAL y RCP4.5) fue 27.20 ± 0.32 °C (Figura 33a, Figura 35a). De acuerdo con el modelo ACCESS1.0, la TSM se elevará por encima de 1 °C aproximadamente después ≈ 2080 (2059) bajo RCP4.5 (RCP8.5), lo que permitirá al menos un fuerte episodio blanqueamiento de corales en la Cuenca por década. En el segundo caso, el umbral de 30.2 °C se superaría a finales de siglo bajo RCP8.5, pero no con RCP4.5 (Figura 32a).

Además, los meses más cálidos (> 30.5 °C) entre Mayo y Noviembre tendrían el potencial de desencadenar eventos de blanqueamiento de coral cada año en el escenario RCP8.5. Lough et al. (2018) mencionaron que incluso limitando el calentamiento global a 1.5°C por encima de los niveles preindustriales (Schleussner, Lissner, & Fischer, 2016), se estimó que después de 2050, el 70 % de los arrecifes del mundo estarán en riesgo de severa degradación. Como se muestra en este estudio, dicho umbral será superado en la región durante el presente siglo. Por lo tanto, se espera que los eventos de blanqueamiento de corales debido al calentamiento del océano aumenten en el Mar Caribe durante el siglo XXI. Sin embargo, no está claro el impacto que esto tendrá en el comportamiento de los arrecifes, ya que también dependerá de la capacidad de adaptación de los corales a océanos más cálidos.

7.2.2 Salinidad (SSM) y efecto en la densidad

La SSM en el Caribe medida por el satélite Aquarius en 2005 (Jet, 2020) (Figura 49b) presentó una media espacial de 35.71 ± 0.28 PSU. La media de ACCESS1.0 para el mismo año sobre estima en 0.05 PSU el campo de salinidad observado (Figura 37a). Sin embargo, el comportamiento espacial es similar, ya que el satélite y el modelo muestran valores más pequeños hacia la zona Este de la Cuenca, relacionados con la columna de agua dulce del Orinoco (Muller-Karger et al., 1989), y hacia el al Sur del Caribe, donde se ha encontrado una Cuenca de dilución debido a las fuertes

precipitaciones y la escorrentía de los ríos (Beier et al., 2017). Además, el Mar Caimán tiene una SSM más alta que el Caribe oriental (Sheng & Tang, 2003). Las principales diferencias son que el ACCESS1.0 muestra un mayor SSM en el giro subtropical del Atlántico Norte y cerca de las costas al norte de Colombia y Venezuela, que es un área conocida por ser una zona de upwelling, por lo que se caracteriza por una mayor SSM (Beier et al., 2017) .

En trabajos como el de Gordon (1967) se menciona que la precipitación en zona Oeste y Suroeste del Caribe es mucho más grande con la observada en la parte Este cerca de la cuenca de Venezuela y en las Antillas Menores debido a la presencia ríos que descargan gran cantidad de agua dulce como el Amazonas. Estos resultados concuerdan con lo obtenido para 2005 según ACCESS1.0 donde se distingue que en la cuenca Venezuela y en las Antillas Menores se presentan los valores de salinidad más bajos de toda la cuenca (Figura 37).

Por otro lado, en trabajos como el de Sheng & Tang (2003) se presenta el comportamiento de la parte Oeste del Caribe a través de simulación con CANDIE (Canadian Version of DieCAST) y utilizando información del ICOADS (asimilando datos en modelos) concluyeron que las zonas de mayor salinidad se encuentran al Este de la cuenca de Caimán y en la cuenca Yucatán. Esto concuerda con los resultados obtenidos en todos los modelos (Figura 37, Figura 39) en donde se aprecia que para esta zona es donde se presentan los mayores valores de salinidad superficial en toda la cuenca con valores entre 36 y 37 PSU para el 2005.

Los cambios en la densidad de la superficial pueden forzar cambios en la circulación. El aumento de temperatura hace que la densidad disminuya, mientras que el aumento de la salinidad hace que la densidad aumente. Se evaluaron los cambios de densidad superficial en el Mar Caribe, como consecuencia de las coherentes tendencias positivas de TOS y SOS en el siglo XXI. Usando el modelo ACCESS1.0, bajo RCP4.5 para 2100 (Tabla 4), el incremento medio promediado espacialmente con respecto a 2005 de TSM ($1.4\text{ }^{\circ}\text{C}$) y SSM (0.82 PSU) (Tabla 4), permitiría un aumento promedio de $0.10 \pm 0.17\text{ kgm}^{-3}$ en la densidad superficial. De manera similar, bajo RCP8.5 (Tabla 4) los incrementos de TSM ($2.9\text{ }^{\circ}\text{C}$) y de SSM (1.61 PSU), forzarían un aumento de $0.20 \pm 0.19\text{ kg m}^{-3}$ en la densidad superficial. Por lo tanto, de acuerdo con este modelo, no se esperarían grandes cambios en la densidad superficial del Caribe ya que las tendencias de TSM y SSM compensarían parcialmente.

Además, el comportamiento espacial de la densidad superficial (Figura 53), no cambia con el tiempo. En 2005, 2050 y 2100, independientemente del RCP utilizado, las densidades superficiales más bajas parecen ingresar a través de las Antillas Menores hacia el Oeste, posiblemente debido al efecto del río Orinoco. La baja densidad superficial se mantiene en el Sur de la cuenca de Colombia, asociada a temperaturas más cálidas con alta dilución debido a las altas precipitaciones y al aporte de ríos, como el Atrato (Chollett et al., 2012; Imbach et al., 2010). Además, una mayor densidad indica el efecto del sistema de surgencia de la Guajira, aparentemente persistente bajo cualquier RCP para el 2100. Por lo tanto, la evaluación de la densidad superficial indica que, los principales patrones de circulación superficial actualmente presentes en el Mar Caribe persistirán por el resto del siglo, bajo cualquier escenario radiativo. Estos resultados son consistentes con la evaluación de la circulación regional de las anomalías de la altura del nivel del mar, que se muestran en la Subsubsección 7.2.3.

El Mar Caribe es una Cuenca de concentración donde la evaporación excede la precipitación (Etter et al., 1987; Yoo & Carton, 1990). La excepción es la Cuenca de Colombia (Beier et al., 2017).

Grodsky et al. (2014) a través de observaciones satelitales y modelos numéricos ellos encontraron que las variaciones interanuales de salinidad en el Caribe pueden ser de hasta 0.5 PSU. Además, se han reportado tendencias positivas y significativas de salinidad para el Atlántico Norte tropical, evaluadas con datos de diferentes períodos durante el siglo XX (Boyer et al., 2005; Curry et al., 2004; Durack & Wijffels, 2010; Grodsky et al., 2014). No se encontraron estudios sobre los cambios futuros de salinidad y densidad en el Mar Caribe, basados en modelos climáticos. Sin embargo, los resultados obtenidos en este estudio, coinciden con áreas donde se espera un aumento de la salinidad superficial del mar por exceso de evaporación sobre precipitación (IPCC, 2014b).

Experimento		Referencia	RCP4.5		RCP8.5	
Variable	Modelo/Periodo	2005	2050	2100	2050	2100
Densidad ($\frac{Kg}{m^3}$)	ACCESS1.0	1023.2	1023.1	1023.3	1023.2	1023.4
	CSIROMk3.6	1023.4	1023.4	1023.2	1023.3	1023.0
	MIROC5	1024.3	1024.1	1024.1	1024.0	1023.2

Tabla 4: Calculo de densidad promedio en el mar Caribe.

7.2.3 Nivel del mar

De acuerdo con los resultados obtenidos en la Subsección 6.2 se observa que las tendencias de nivel del mar son positivas y mayores en el período 1960-2005 (4.53 ± 2.91 a 14.64 ± 4.25 cm/siglo) en comparación con el período 1850-2005 (5.54 ± 0.99 a 9.42 ± 0.49 cm/siglo) lo cual muestra un incremento más acelerado del nivel del mar en los últimos 40 años del siglo XX. Sin embargo las mayores tendencias se dan para el período 2005-2100, bajo RCP4.5 (24.02 ± 0.81 y 56.00 ± 1.02 cm/siglo) y bajo RCP8.5 (35.98 ± 1.29 y 70.94 ± 2.30 cm/siglo), lo cual muestra que para finales del siglo XXI las tendencias de incremento de nivel del mar serán mucho mayores en comparación con las de final del siglo XX. El aporte a estas tendencias será mayor por la variable ZOSGA que por ZOS (Figura 42, Figura 43, Figura 44), lo que indicaría que el aumento del nivel medio del mar en el Caribe será consecuencia de las variaciones de volumen y temperatura a nivel global, por encima de efectos regionales.

La topografía dinámica absoluta para 2005 (ADT) muestra los principales fenómenos de circulación a mesoescala en el área de estudio (Figura 49c), incluyendo la Corriente Caribe, el Giro Panamá-Colombia y la Contracorriente Panamá-Colombia. El modelo ACCESS1.0 reproduce correctamente los principales patrones de circulación de 2005 (Figura 40a), de acuerdo con las anomalías de altura del nivel del mar sobre el geoide (ZOS). Las dos diferencias principales son el gradiente del nivel del mar más fuerte en la Cuenca de Colombia y los valores más bajos al Norte del Mar Caimán, en comparación con los datos satelitales. Con base en los patrones de circulación modelados para 2050 y 2100, independientemente del escenario radiativo, no se esperan cambios importantes (Figura 40b,c y Figura 41b,c). Estos resultados son consistentes con las tendencias no significativas en la presión atmosférica y el viento que se muestran para el siglo XXI (Tabla 2), así como con los pequeños cambios esperados en la densidad superficial (Subsubsección 7.2.2). Se debe tener en cuenta que estas variables tienen el potencial de forzar variaciones locales en la circulación.

La mayoría de las tendencias significativas para ZOS de los tres modelos evaluados son positivas,

excepto para MIROC5 en el período 1850-2005 (Tabla 3). Además, CSIRO Mk3.6 fue el único modelo con la única tendencia significativa en el período 2005-2050 bajo RCP4.5, mientras que para MIROC5, la única tendencia no significativa fue para el período 1960-2005. Esto demuestra que existe una falta de coherencia entre los modelos respecto a las tendencias de ZOS. Sin embargo, las tendencias de ZOS de mayor magnitud y significativas se dan en los períodos de pronóstico y bajo el RCP8.5 en comparación con el RCP4.5. De acuerdo con esto, el comportamiento de ZOS en el Caribe parece ser sensible al escenario radiativo utilizado. A diferencia de ZOS, todas las tendencias en ZOSGA son positivas y significativas, pero de manera similar, las tendencias son mayores en los períodos de pronóstico y bajo el RCP8.5 (Tabla 3). En consecuencia, todas las tendencias en ZOS+ZOSGA, que indican cambios totales en el nivel del mar, son positivas y significativas en el Mar Caribe de acuerdo con los modelos analizados. Las tendencias más grandes se dan para el modelo MIROC5 en el período 2005-2100, con valores de 56.00 ± 1.02 (RCP4.5) a 70.94 ± 2.30 cm/siglo (RCP8.5) (Tabla 3). El hecho de que la contribución de ZOSGA a las tendencias totales del nivel del mar en el Caribe sea mayor que la contribución de ZOS, indica que el aumento regional del nivel del mar se debe principalmente al aumento global del volumen y la temperatura sobre los efectos regionales.

Las tendencias de nivel del mar (ZOS+ZOSGA) según el modelo ACCESS1.0 oscilan entre 9.42 ± 0.49 (período 1850-2005) y 50.53 ± 1.48 cm/siglo (período RCP8.5 2005-2100). La mayor tendencia bajo RCP4.5 es también para el período 2005-2100 (33.37 ± 0.90 cm/siglo), sin embargo, es menor que la tendencia para el período 2005-2050 bajo RCP8.5 (38.35 ± 2.96 cm/siglo) (Tabla 3). Se debe tener en cuenta que las series de tiempo ZOS y ZOS+ZOSGA para los períodos de pronóstico están dominadas por la tendencia sobre la variabilidad interanual (Figura 42, Figura 43, Figura 44). Por lo tanto, bajo cualquier escenario radiativo, el nivel del mar continuará aumentando en el Mar Caribe durante el siglo XXI, pero con mayores tendencias bajo el escenario RCP8.5.

Estas tendencias no son espacialmente homogéneas. Para el período 1850-2005, el modelo ACCESS1.0 muestra tendencias mayores (> 10 cm/siglo) hacia el norte del Caribe Oriental (Figura 45a). Tendencias de mayor magnitud (> 12 cm/siglo) están presentes en la misma área para el período 1960-2005 (Figura 46a). Para el período de pronóstico 2005-2050, las tendencias oscilan entre 25 y 30 cm/siglo bajo RCP4.5 (Figura 45b) y entre 35 y 41 cm/siglo bajo RCP8.5 (Figura 46b); en ambos casos, las tendencias parecen ser mayores hacia las Antillas Menores y menores cerca del Mar Caimán. Además se observan tendencias de mayor magnitud cerca del Giro Panamá-Colombia (Figura 50b,e)). Para el período 2005-2100, las tendencias oscilan entre 30 y 35 cm/siglo bajo RCP4.5 (Figura 45c), manteniendo las diferencias zonales. Sin embargo, las tendencias más grandes están bajo RCP8.5 con un rango entre 48 a 53 cm/siglo (Figura 46c), con los valores más altos en el límite de la Cuenca de Colombia con la elevación Centroamericana (Figura 1).

Palanisamy et al. (2012) utilizando datos de altimetría y mareógrafos, reconstruyeron las tendencias del nivel del mar en el Mar Caribe para el período 1960-2009. Ellos encontraron una media espacial de $\approx 18 \pm 5$ cm/siglo, lo que es mayor que el valor obtenido de ACCESS1.0 para el período 1960-2005 (11.42 ± 3.47 cm/siglo en la Tabla 3). Aunque todas las tendencias fueron positivas en el Caribe, muestran una gran variabilidad espacial, similar a los resultados de otros estudios regionales del nivel del mar (Torres & Tsimplis, 2012).

También se evaluó el aumento del nivel del mar para los diferentes períodos con los dos RCP del

modelo ACCESS1.0 (Figura 47, Figura 48). En 156 años (1850-2005) el nivel del mar subió entre 13 y 16.4 cm (Figura 47a). Al final de este período (1960-2005), el nivel del mar subió en un rango de 3 a 6.3 cm en 46 años (Figura 48a). Sin embargo, en el siguiente período de 46 años (2005-2050), se espera que el nivel del mar suba entre 13 a 15 cm (16 a 19 cm) bajo RCP4.5 (RCP8.5) (Figura 47b, Figura 48b), lo que indica la aceleración del aumento del nivel del mar en el Mar Caribe. Además, en 96 años del siglo XXI (2005-2100), se esperaría que el nivel del mar aumente en el Caribe entre 30 y 34 cm (44 a 48 cm) bajo RCP4.5 (RCP8.5) (Figura 47c, Figura 48c). Gupta et al. (2013) analizaron las anomalías y tendencias estéricas globales del nivel del mar de 24 modelos CMIP5 para el período 1945-2005. Los resultados del modelo ACCESS1.0 estuvieron cerca de la media de estas proyecciones de aumento del nivel del mar.

Según las proyecciones del IPCC (IPCC, 2014b) se espera que el aumento global del nivel del mar para 2100 este entre 36 y 71 cm con respecto a 2005 bajo RCP4.5, y entre 52 y 98 cm bajo RCP8.5. Por lo tanto, los resultados que se muestran para el Caribe están cerca del límite inferior global. Proyecciones regionales de Jackson & Jevrejeva (2016), utilizando técnicas probabilísticas y modelos del CMIP5, estimaron que se espera que el nivel del mar en el Caribe aumente entre 22 a 85 cm bajo RCP4.5 y de 37 a 118 cm bajo RCP 8.5, lo que está de acuerdo con los resultados presentados.

Además de las tendencias regionales se evaluaron los impactos del aumento del nivel del mar en el Archipiélago de San Andrés y Providencia, debido a la baja altura sobre el nivel medio del mar de algunas de sus nueve islas (Tabla 5). Para el período 1960-2005 (Figura 50d), el aumento más alto del nivel del mar es > 5.2 cm se da hacia el norte del Archipiélago. Sin embargo, durante el siguiente período de 46 años (2005 a 2050), el aumento más alto del nivel del mar es > 13.6 cm (> 16.8 cm) bajo RCP4.5 (RCP8.5), hacia el sur del Archipiélago, cerca del centro del giro Panamá-Colombia (Figura 50b,e). Nótese que incluso utilizando RCP4.5, durante el segundo período se espera que el nivel del mar aumente más del doble del valor del primer período. Además, los patrones de aumento del nivel del mar de los dos períodos comparados son diferentes. Por ejemplo, en el período 2005-2050, se esperaría un mayor aumento del nivel del mar al Sur de la Cuenca Colombia indicando una desaceleración del giro ciclónico, independientemente del RCP utilizado. Se observa que las tendencias de ZOS en el Caribe varían en el tiempo, probablemente forzadas por cambios en la circulación oceánica. Recordemos que la circulación oceánica puede ser diferente entre las islas del archipiélago, debido a su ubicación en el límite dinámico del giro Panamá-Colombia (Torres et al., 2017).

Para el período 2005-2100 bajo RCP4.5, se esperaría que el nivel del mar aumente 32.16 cm en la geoforma de Roncador (Figura 50c y Tabla 5) y 50.45 cm bajo RCP8.5 (Figura 50f). Aunque los valores en las otras islas del Archipiélago son menores, no difieren mucho. Por tanto, para finales del siglo XXI, las islas de menor altura del Archipiélago estarían en riesgo de estar sumergidas la mayor parte del tiempo, como consecuencia del aumento del nivel del mar y los eventos extremos. En el Archipiélago, los huracanes pueden forzar eventos oceánicos extremos (Ortiz et al., 2014), que debido al calentamiento del océano pueden volverse más frecuentes (Subsubsección 7.2.1). Por ejemplo, en el caso de las geoformas inhabitadas de Albuquerque y Quitasueño, donde la altura máxima de la isla es de ≈ 1.5 m (Tabla 5), un aumento del nivel del mar de ≈ 50 cm (RCP8.5) para el 2100, dejará muy pocas áreas de las islas por encima del nivel medio del mar. Nótese que los eventos extremos del nivel del mar en el Mar Caribe se deben a la combinación de mareas, forzamiento atmosférico, giros de mesoescala y la ondas meteorológicas estacionales, además de una

tendencia positiva por el aumento del nivel del mar (Torres & Tsimplis, 2014). Por lo tanto, para el 2100, la combinación de aumento del nivel del mar y eventos extremos del nivel del mar podrían aumentar la erosión hasta el punto en que las islas enteras podrán quedar sumergidas por debajo del nivel medio del mar. Tales eventos pueden incluso tener consecuencias en la soberanía de los Estados, ya que algunas geoformas no cumplirían con la definición de isla (artículo 121) en la Ley del Mar (UNCLOS, 1994) debido al aumento del nivel del mar.

Vale la pena señalar que los modelos AOGCM del CMIP5 todavía tienen dificultades asociadas con la capacidad de simular la aceleración del derretimiento de los glaciares (IPCC, 2014b), debido a la falta de series de tiempo de larga duración (Dyurgerov & Meier, 2004; Henderson-Sellers & McGuffie, 2012; Kaser et al., 2006). Por lo tanto, los modelos CMIP5 pueden subestimar las estimaciones del aumento del nivel del mar (Marzeion et al., 2012). En trabajos como el de DeConto & Pollard (2016) se realizan proyecciones con base en el modelo CCSM4 junto con información acoplada del pasado para simular posibles efectos del derretimiento de la Antártida en el nivel del mar durante 500 años en el periodo 1950-2500, ellos concluyen que bajo RCP4.5 se espera que el derretimiento de la Antártida genere incrementos de aproximadamente 32 cm para el 2100 respecto a 1950 lo cual es bastante similar a lo obtenido en el período 2005-2100 con el modelo ACCESS1.0, por otro lado bajo el escenario RCP8.5 concluyen que los incrementos esperados a nivel global podrían estar entre 77 cm y 103 cm respecto a 1950, teniendo en cuenta estos resultados podríamos estar en un escenario relativamente conservativo, incluso bajo RCP 8.5. Un aspecto no menos importante a tener en cuenta en el análisis de la variable nivel del mar, esta asociado con el hecho de que los modelos del CMIP5 presentan dificultades al incorporar cambios debidos a ajuste isoestático glacial (GIA) que se ha demostrado que puede ser un factor importante en los patrones espaciales de cambios de nivel del mar con mayor influencia en zonas cercanas a los polos (IPCC, 2014b, 2014d).

Nombre Isla	Abreviatura	Latitud (N)	Longitud (W)	Altura Máxima (m)
San Andrés	S	12.55°	81.72°	100
Albuquerque	A	12.17°	81.84°	1.5
Bolívar	B	12.40°	81.45°	2
Providencia	P	13.35°	81.38°	360
Roncador	R	13.57°	80.08°	4.0
Serrana	Sra	14.28°	80.37°	9.8
Quitassueño	Q	14.38°	81.15°	1.5
Serranilla	S-illa	15.80°	79.83°	8
Bajo Nuevo	B-N	15.83°	78.67°	2

Tabla 5: Ubicación de las islas en el Archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina (DIMAR, 2019)

Anomalías TAS RCP4.5: a) ACCESS1.0, b) CSIROmk3.6 c) MIROC5

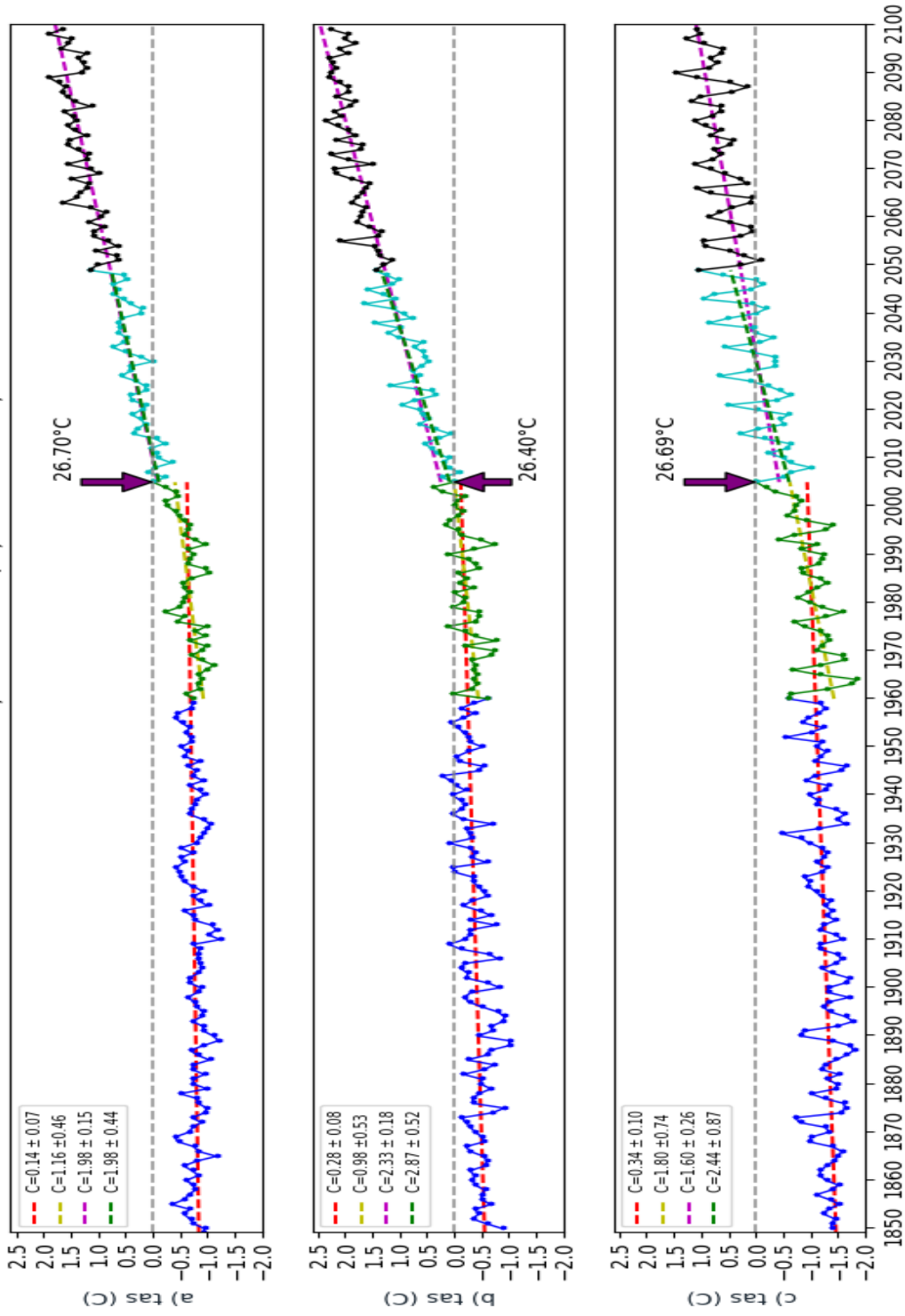


Figura 16: Serie de tiempo para anomalías de Temperatura ambiente superficial ($^{\circ}\text{C}$) calculada para el área del Mar Caribe. 1850-2005 resultados del experimento HISTORICAL. 2006-2100 predicción bajo RCP4.5. La pendiente se indica en las líneas punteadas y en el recuadro ($^{\circ}\text{C}$ por siglo) incluyendo el error estándar con 95 % de confianza, para 1850-2005 (rojo), 1960-2005 (verde), 2005-2050 (azul claro) y 2005-2100 (morado). La flecha morada indica el valor de la temperatura superficial promedio de cada modelo para el 2005 como referencia.

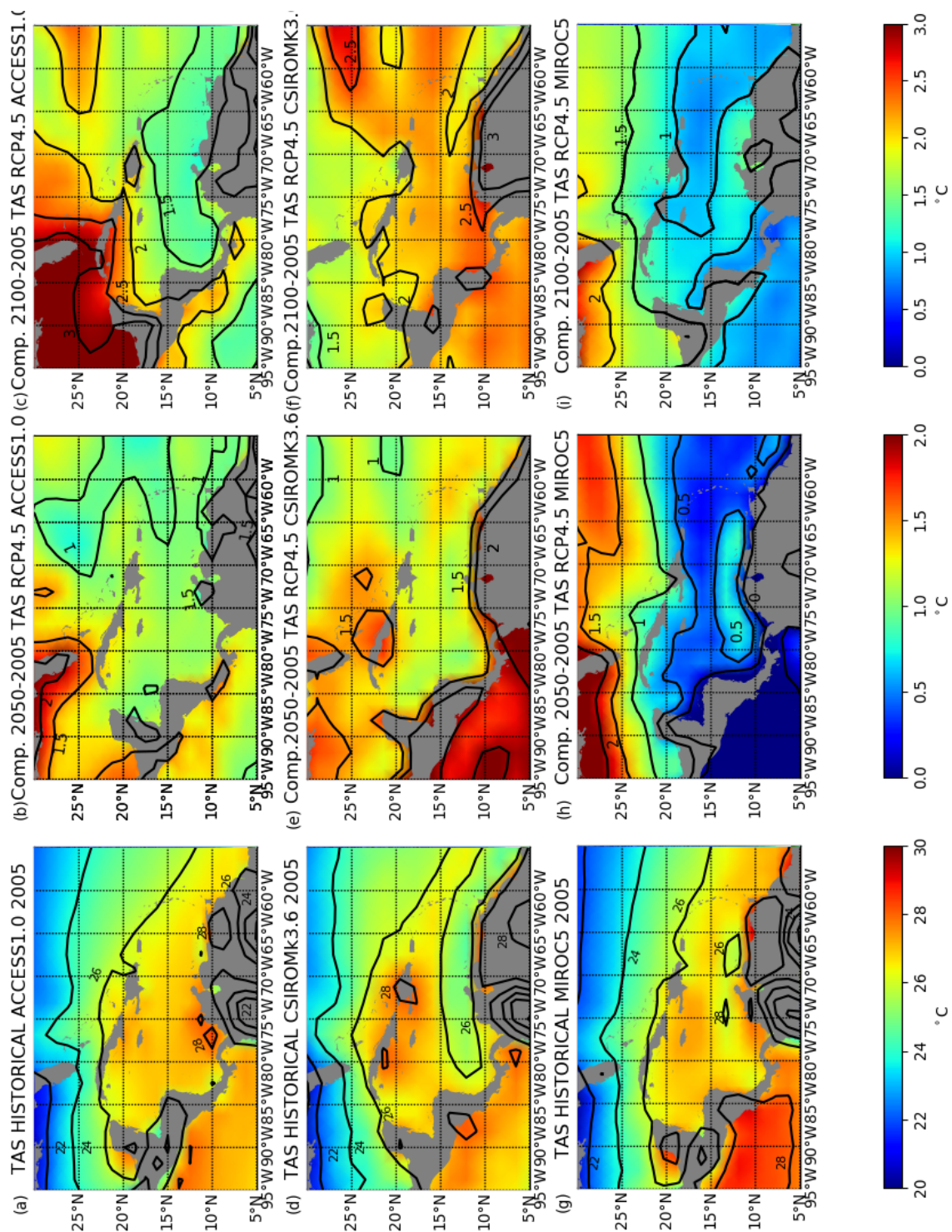


Figura 17: Variación espacial de la temperatura ambiente (°C) con una tasa de emisión radiativa RCP4.5 para los modelos ACCESS1.0 (a,b,c), CSIROMK3.6 (d,e,f) y MIROC5 (g,h,i). En la primera columna (a,d,g) temperatura promedio del 2005, con isotermas cada 2 °C. En la segunda columna (b,e,h), anomalía de temperatura 2050 respecto del 2005, y en la tercera columna (c,f,i) anomalía 2100 respecto del 2005, con isotermas cada 0.5 °C.

Anomalías TAS RCP8.5: a) ACCESS1.0, b) CSIROmk3.6 c) MIROC5

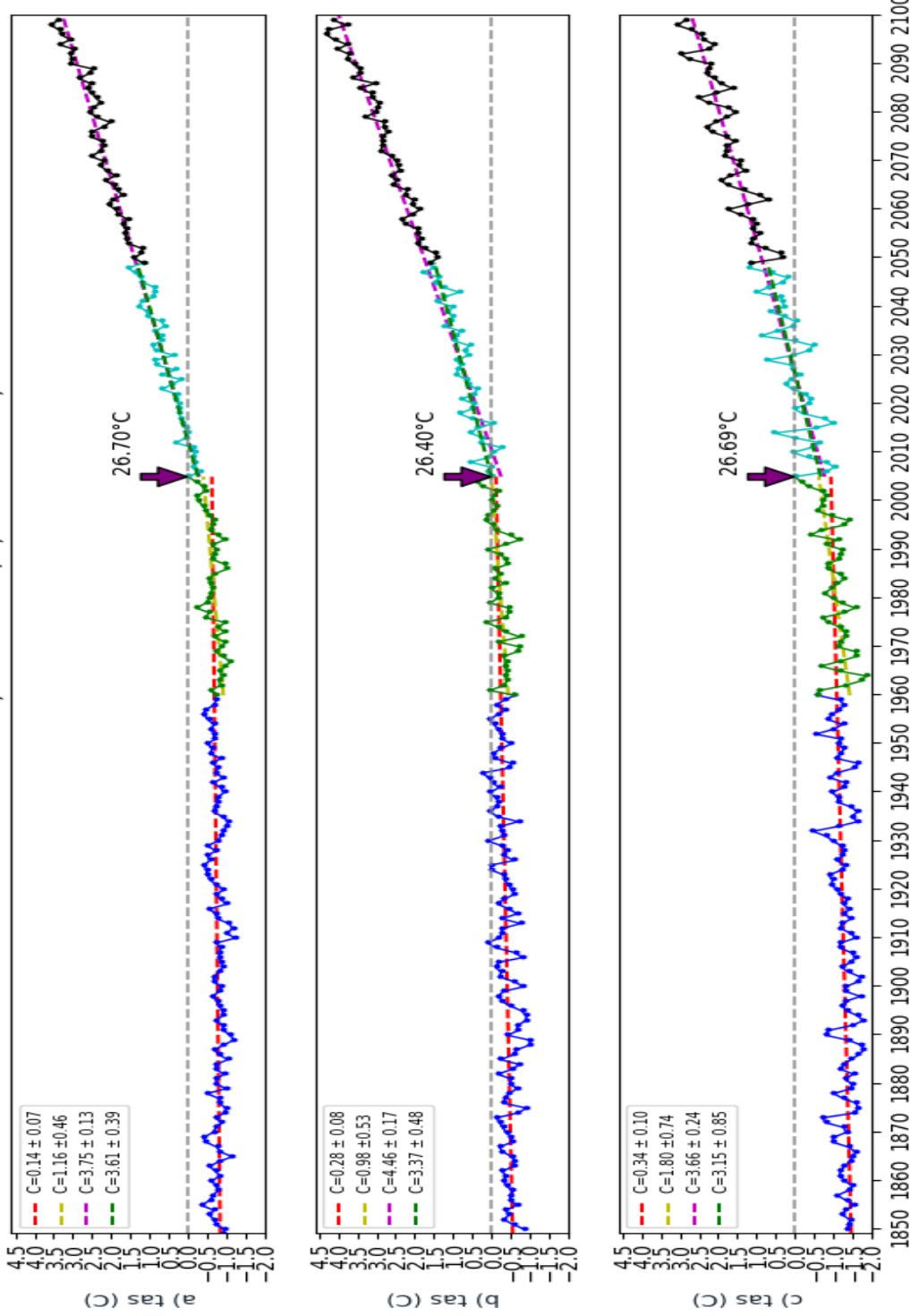


Figura 18: Serie de tiempo para anomalías de Temperatura ambiente superficial ($^{\circ}\text{C}$) calculada para el área del Mar Caribe Figura 15. 1850-2005 resultados del experimento HISTORICAL. 2006-2100 predicción bajo RCP8.5. La pendiente se indica en las líneas punteadas y en el recuadro ($^{\circ}\text{C}$ por siglo) incluyendo el error estándar con 95 % de confianza, para 1850-2005 (roja), 1960-2005 (verde), 2005-2050 (azul claro) y 2005-2100 (morado). La flecha morada indica el valor de la temperatura superficial promedio de cada modelo para el 2005 como referencia.

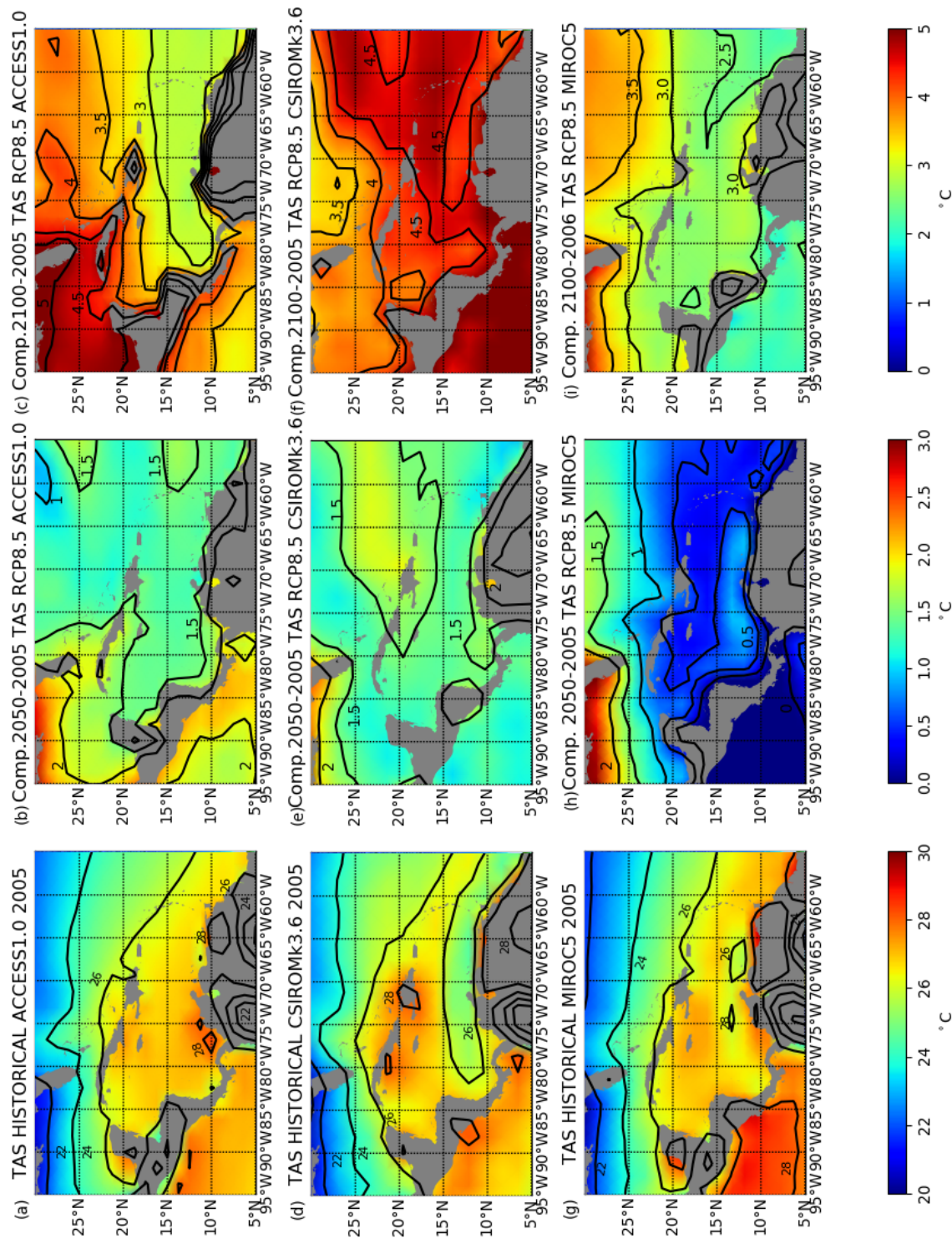


Figura 19: Variación espacial de la temperatura ambiente ($^{\circ}\text{C}$) con una tasa de emisión radiativa RCP8.5 para los modelos ACCESS1.0 (a,b,c), CSIROMk3.6 (d,e,f) y MIROC5 (g,h,i). En la primera columna (a,d,g) temperatura promedio del 2005, con isotermas cada 2°C . En la segunda columna (b,e,h), anomalía de temperatura 2050 respecto del 2005, y en la tercera columna (c,f,i) anomalía 2100 respecto del 2005, con isotermas cada 0.5°C .

Anomalías psl RCP4.5: a) ACCESS1.0, b) CSIROMK3.6 c) MIROC5

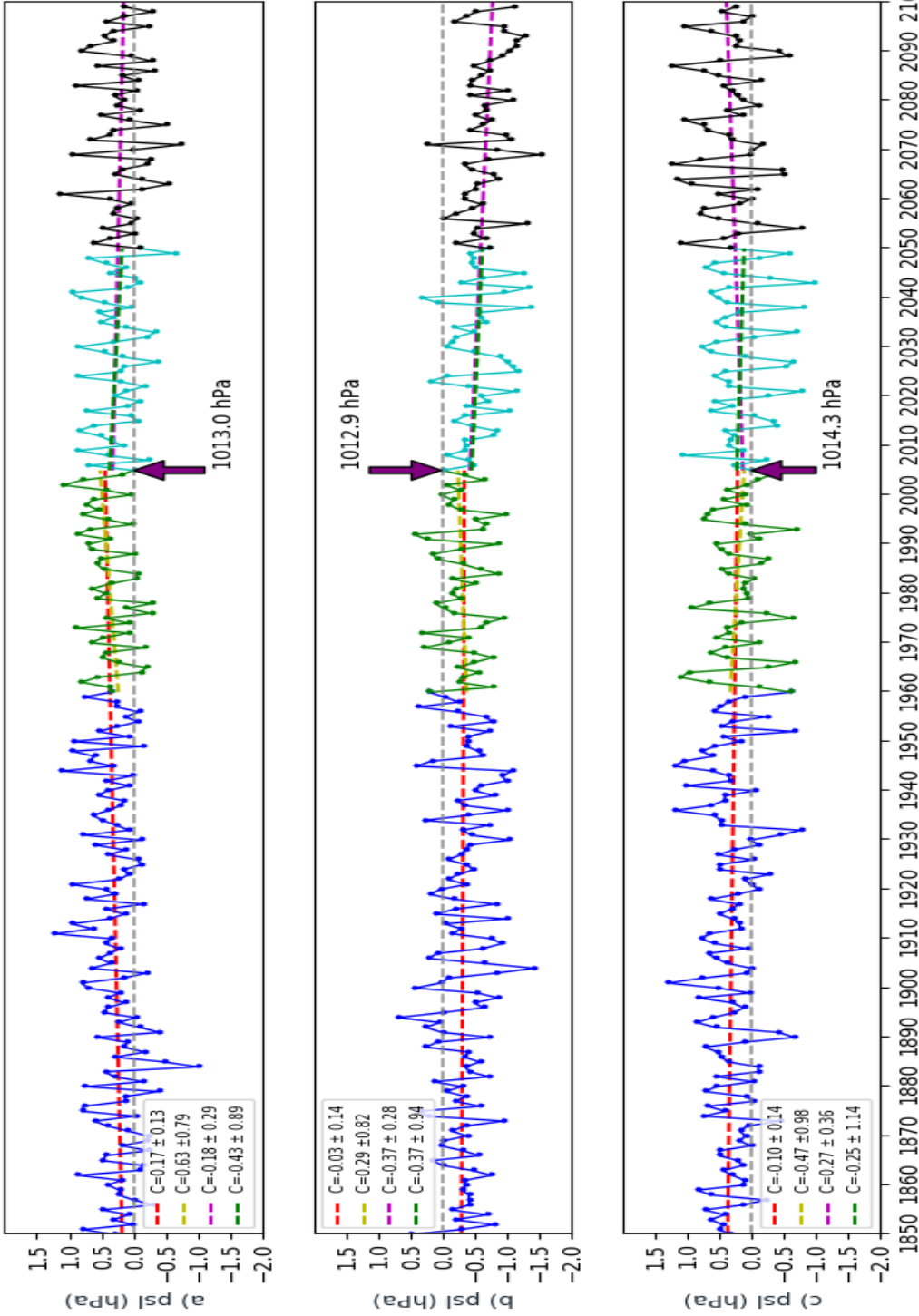


Figura 20: Serie de tiempo para anomalías de Presión atmosférica al nivel del mar (hpa) calculada para el área del Mar Caribe Figura 15. 1850-2005 resultados del experimento HISTORICAL. 2006-2100 predicción bajo RCP4.5. La pendiente se indica en las líneas punteadas y en el recuadro (hpa por siglo) incluyendo el error estándar con 95 % de confianza, para 1850-2005 (roja), 1960-2005 (verde), 2005-2050 (azul claro) y 2005-2100 (morado). La flecha morada indica el valor de la presión atmosférica al nivel del mar promedio de cada modelo para el 2005 como referencia.

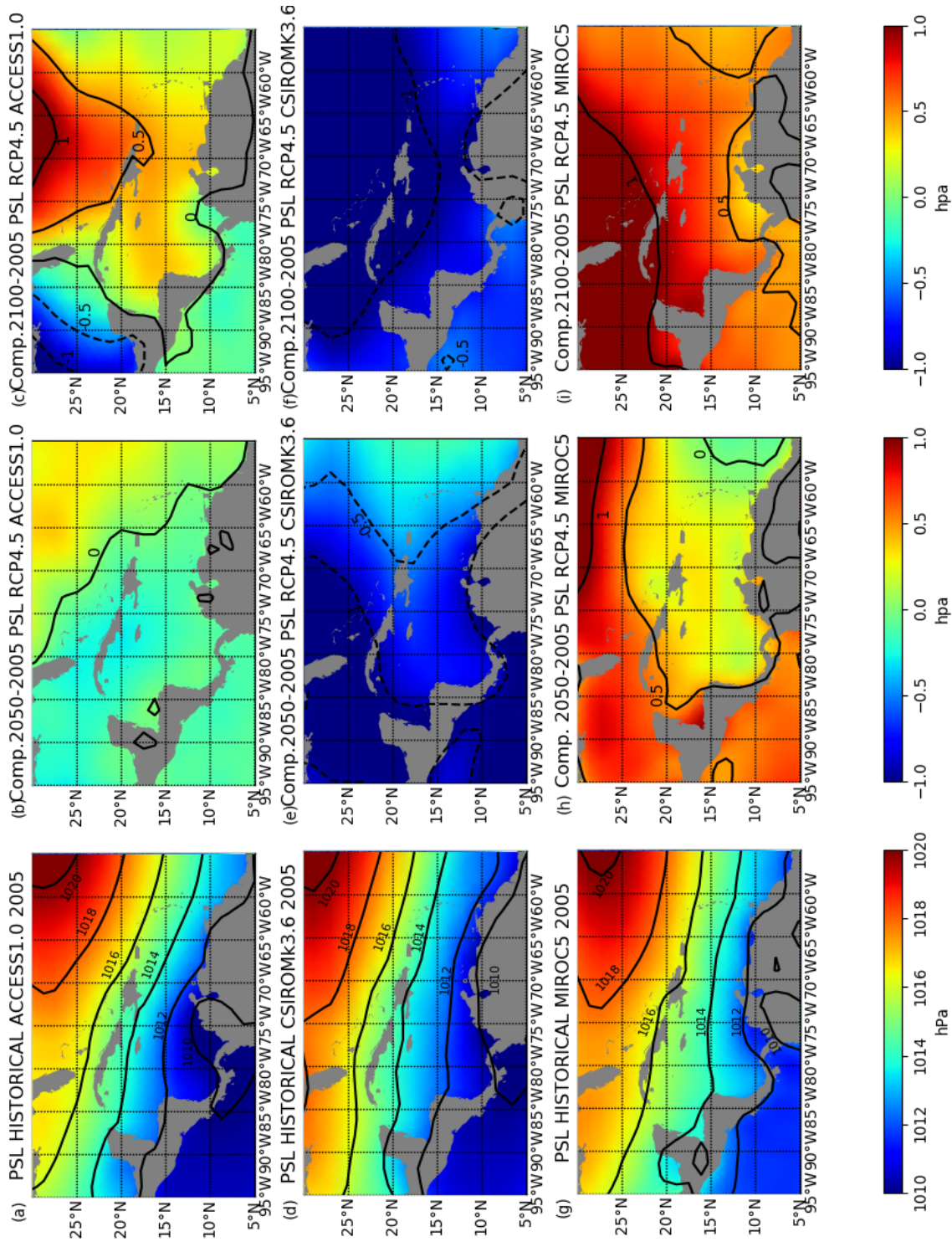


Figura 21: Variación espacial de la Presión atmosférica al nivel del mar (hpa) con una tasa de emisión radiativa RCP4.5 para los modelos ACCESS1.0 (a,b,c), CSIROMK3.6 (d,e,f) y MIROC5 (g,h,i). En la primera columna (a,d,g) presión promedio del 2005, con isobaras cada 2 hpa. En la segunda columna (b,e,h), anomalía de presión 2050 respecto del 2005, y en la tercera columna (c,f,i) anomalía 2100 respecto del 2005, con isobaras cada 0.5 hpa.

Anomalías psl RCP8.5: a) ACCESS1.0, b) CSIROMk3.6 c) MIROC5

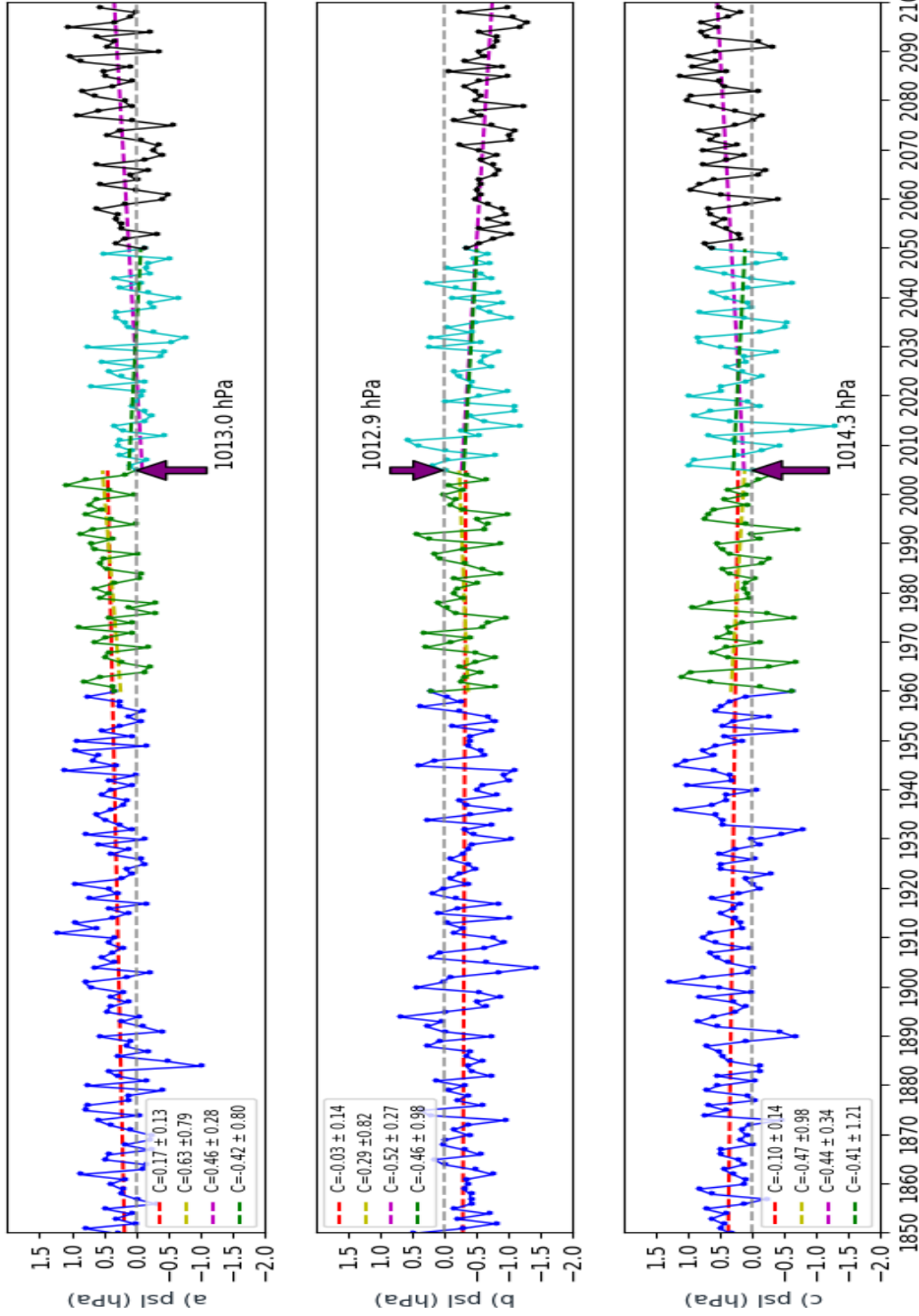


Figura 22: Serie de tiempo para anomalías de Presión atmosférica al nivel del mar (hpa) calculada para el área del Mar Caribe Figura 15. 1850-2005 resultados del experimento HISTORICAL. 2006-2100 predicción bajo RCP8.5. La pendiente se indica en las líneas punteadas y en el recuadro (hpa por siglo) incluyendo el error estándar con 95 % de confianza, para 1850-2005 (roja), 2005-2050 (verde), 2005-2100 (morado). La flecha morada indica el valor de la presión atmosférica al nivel del mar promedio de cada modelo para el 2005 como referencia.

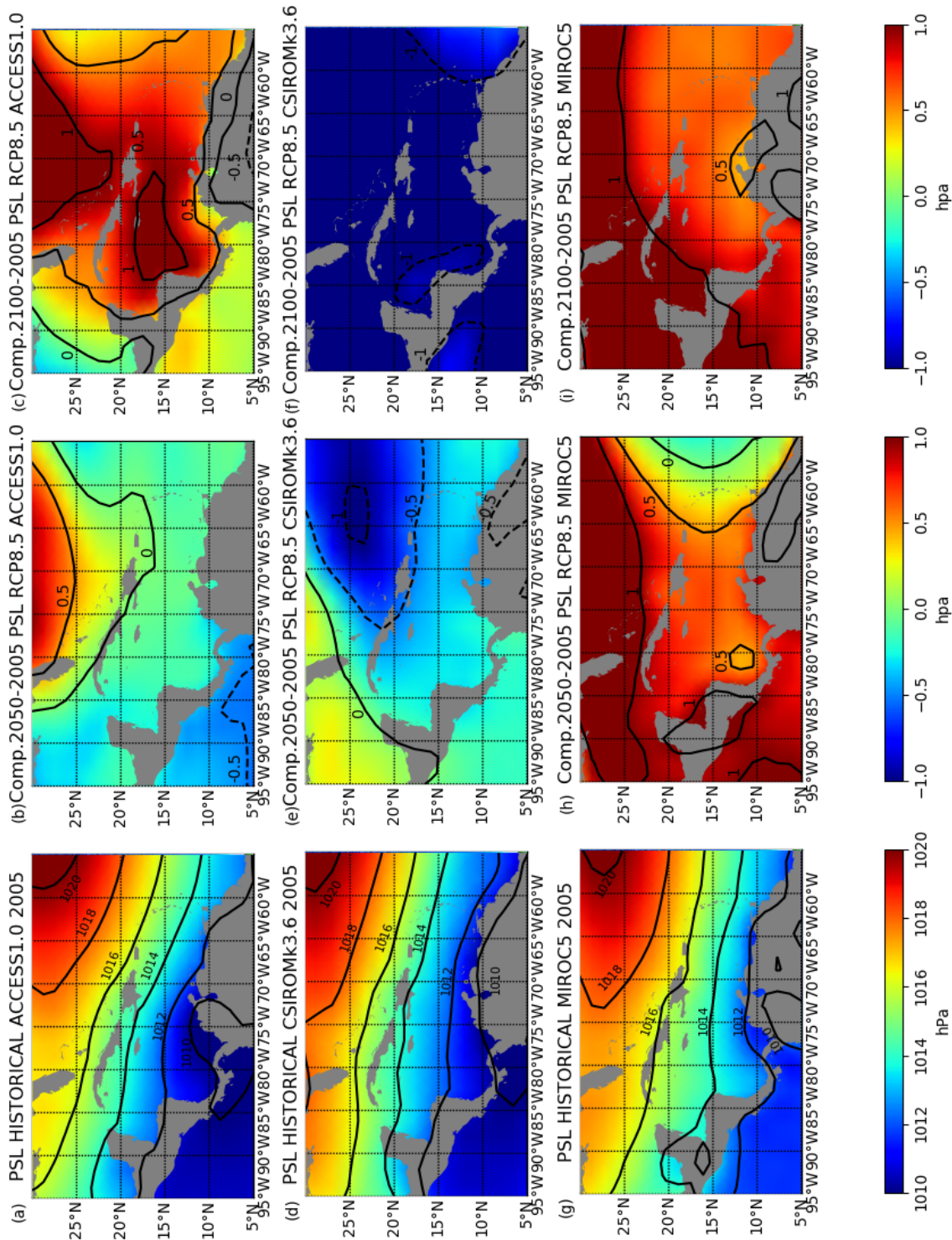


Figura 23: Variación espacial de la Presión atmosférica al nivel del mar (hpa) con una tasa de emisión radiativa RCP8.5 para los modelos ACCESS1.0 (a,b,c), CSIROMK3.6 (d,e,f) y MIROC5 (g,h,i). En la primera columna (a,d,e,f) presión promedio del 2005, con isobaras cada 2 hpa. En la segunda columna (b,e,h), anomalía de presión 2050 respecto del 2005, y en la tercera columna (c,f,i) anomalía 2100 respecto del 2005, con isobaras cada 0.5 hpa.

Anomalias Viento RCP4.5: a) ACCESS1.0, b) CSIROmk3.6 c) MIROC5

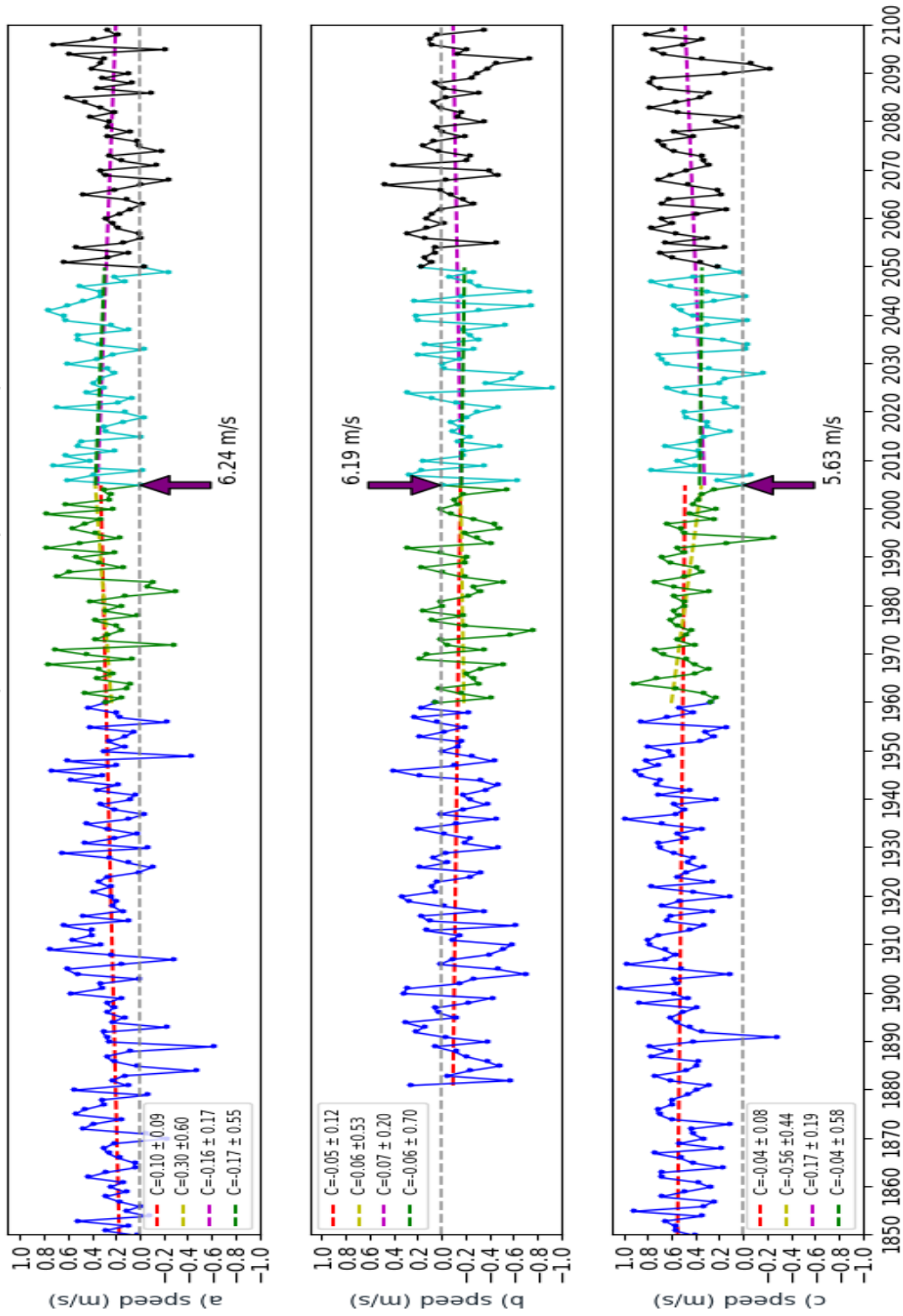


Figura 24: Serie de tiempo para anomalías de magnitud de Viento superficial (m/s) calculada para el área del Mar Caribe Figura 15. 1850-2005 resultados del experimento HISTORICAL. 2006-2100 predicción bajo RCP4.5. La pendiente se indica en las líneas punteadas y en el recuadro (m/s por siglo) incluyendo el error estándar con 95 % de confianza, para 1850-2005 (roja), 1960-2005 (verde), 2005-2050 (azul claro) y 2005-2100 (morado). La flecha morada indica el valor de la magnitud de Viento superficial promedio para el 2005 como referencia.

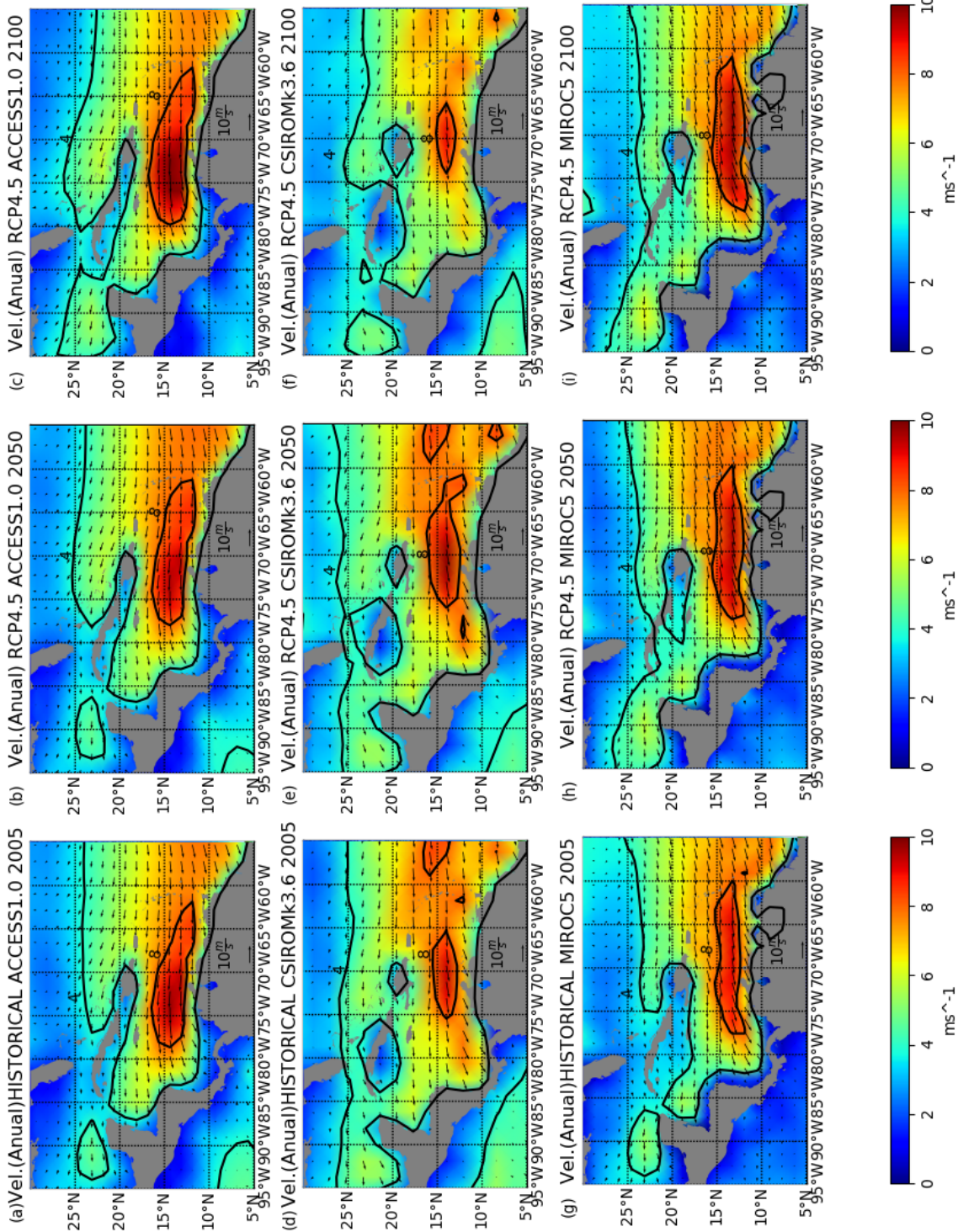


Figura 25: Variación espacial de magnitud de Viento superficial (m/s) con una tasa de emisión radiativa RCP4.5 para los modelos ACCESS1.0 (a,b,c), CSIROMK3.6 (d,e,f) y MIROC5 (g,h,i). En la primera columna (a,d,g) magnitud de velocidad promedio del 2005. En la segunda columna (b,e,h), magnitud de velocidad promedio del 2050, y en la tercera columna (c,f,i), magnitud de velocidad promedio del 2100, con isolíneas cada 4 m/s.

Anomalías Viento RCP8.5: a) ACCESS1.0, b) CSIROmk3.6 c) MIROC5

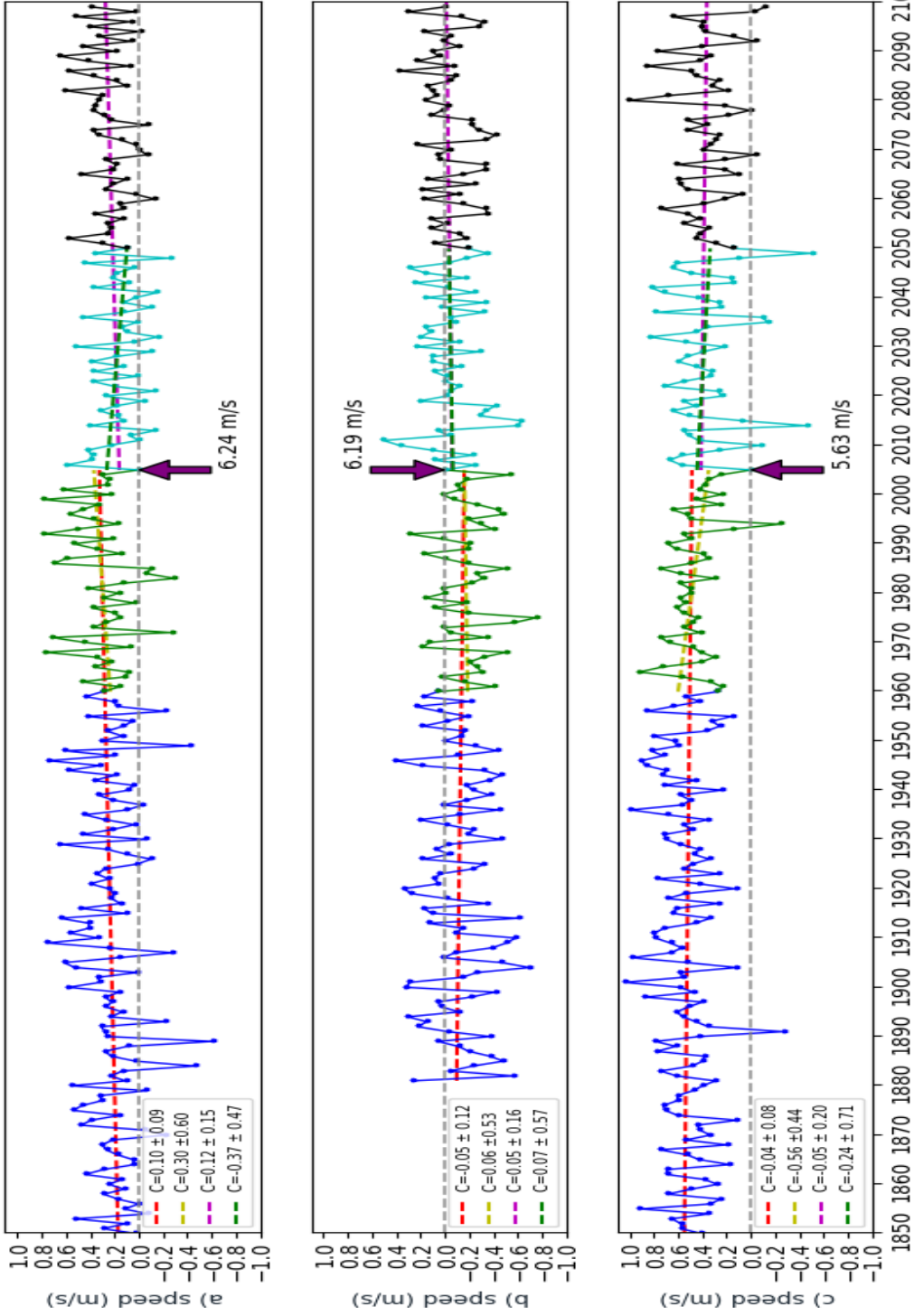


Figura 26: Serie de tiempo para anomalías de magnitud de Viento superficial (m/s) calculada para el área del Mar Caribe Figura 15. 1850-2005 resultados del experimento HISTORICAL. 2006-2100 predicción bajo RCP8.5. La pendiente se indica en las líneas punteadas y en el recuadro (m/s por siglo) incluyendo el error estándar con 95 % de confianza, para 1850-2005 (roja), 1960-2005 (verde), 2005-2050 (azul claro) y 2005-2100 (morado). La flecha morada indica el valor de la magnitud de Viento superficial promedio para el 2005 como referencia.

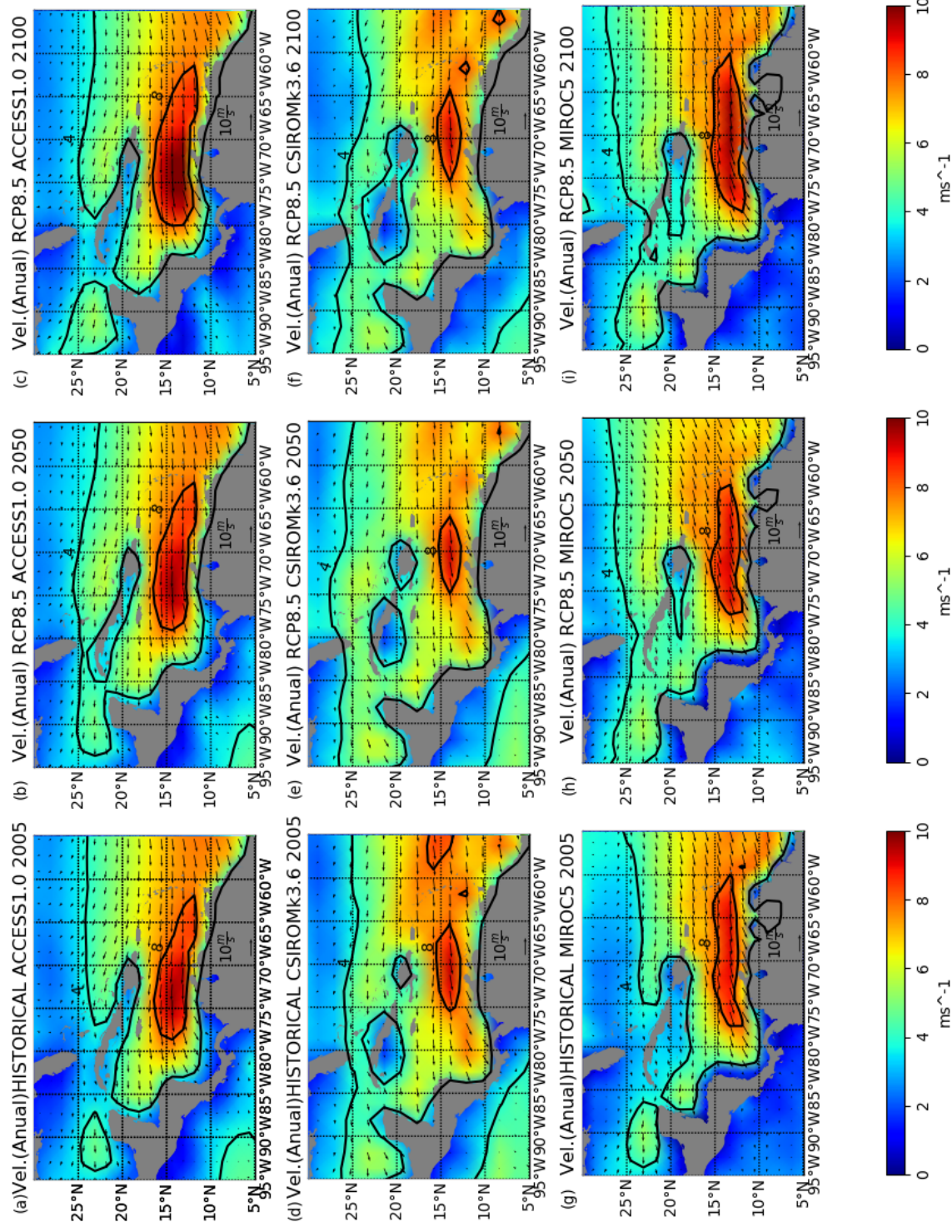


Figura 27: Variación espacial de magnitud de Viento superficial (m/s) con una tasa de emisión radiativa RCP4.5 para los modelos ACCESS1.0 (a,b,c), CSIRO3.6 (d,e,f) y MIROC5 (g,h,i). En la primera columna (a,d,g) magnitud de velocidad promedio del 2005. En la segunda columna (b,e,h), magnitud de velocidad promedio del 2050, y en la tercera columna (c,f,i), magnitud de velocidad promedio del 2100, con isolíneas cada 4 m/s.

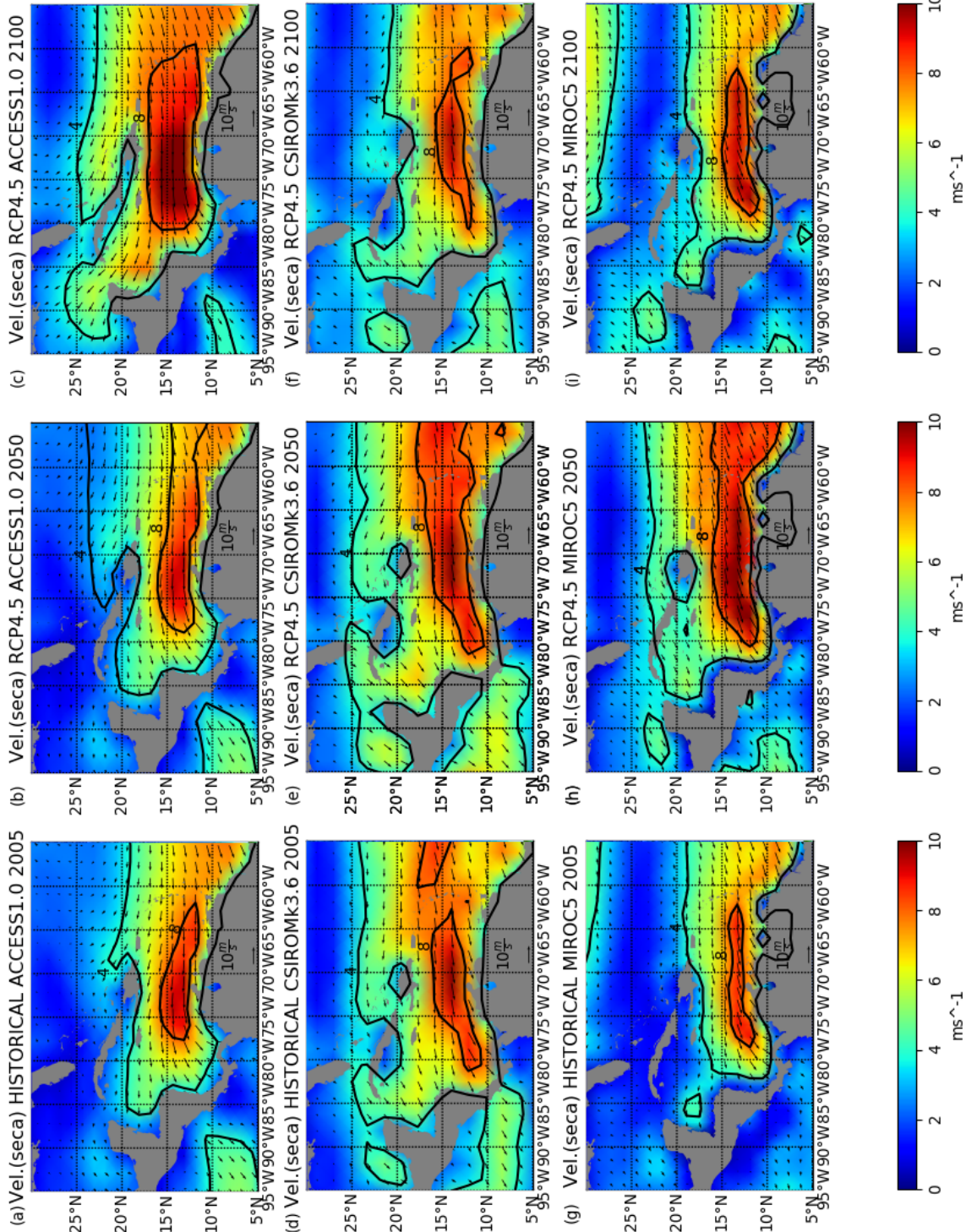


Figura 28: Variación espacial de magnitud de Viento superficial (m/s) con una tasa de emisión radiativa RCP4.5 para los modelos ACCESS1.0 (a,b,c), CSIROMK3.6 (d,e,f) y MIROC5 (g,h,i). En la primera columna (a,d,g) magnitud de velocidad promedio para meses de (Diciembre-Enero-Febrero) del 2005. En la segunda columna (b,e,h), magnitud de velocidad promedio para meses (Diciembre-Enero-Febrero) del 2050, y en la tercera columna (c,f,i), magnitud de velocidad promedio para meses (Diciembre-Enero-Febrero) del 2100, con isóneas cada 4 m/s.

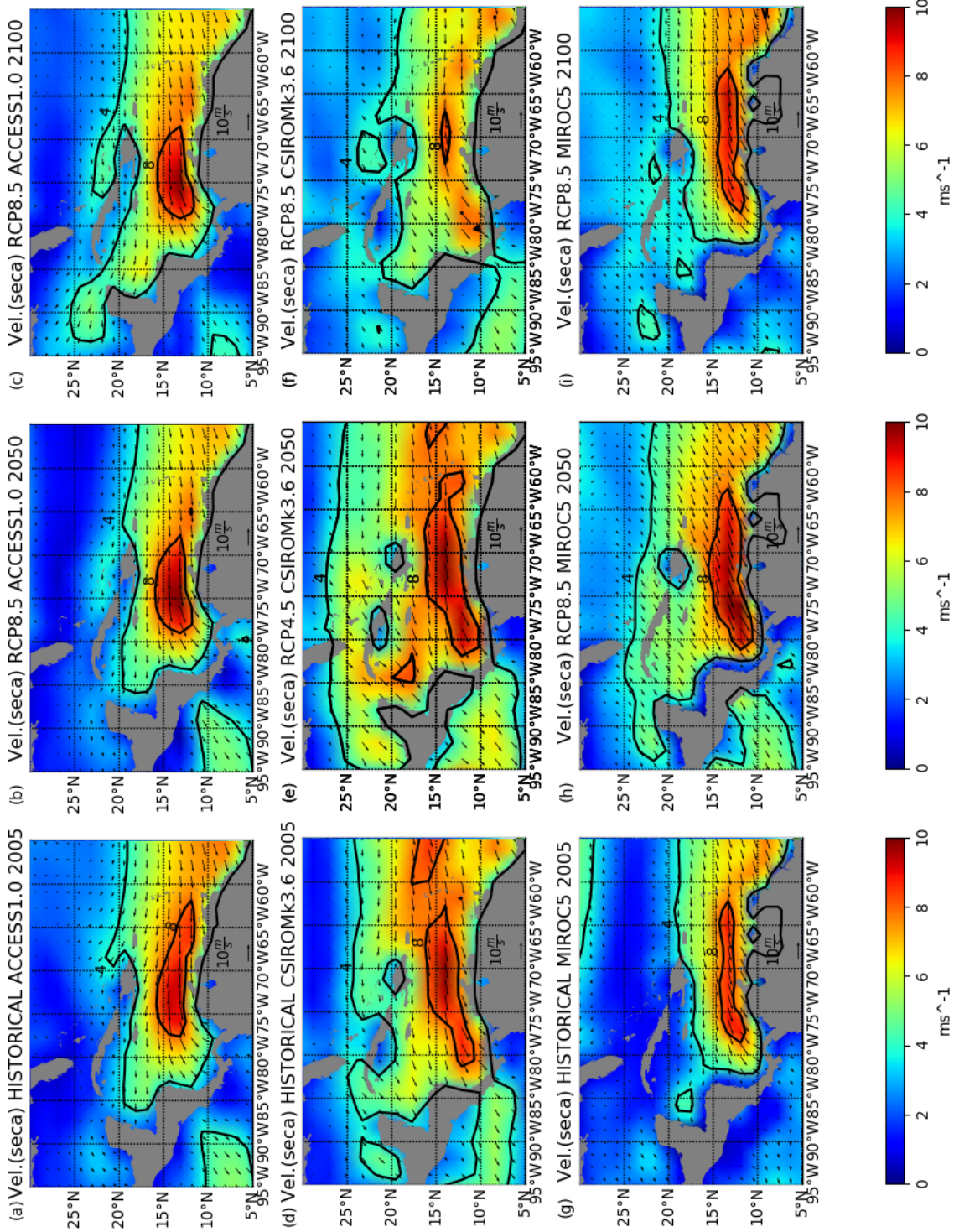


Figura 29: Variación espacial de magnitud de Viento superficial (m/s) con una tasa de emisión radiativa RCP8.5 para los modelos ACCESS1.0 (a,b,c), CSIRO Mk3.6 (d,e,f) y MIROC5 (g,h,i). En la primera columna (a,d,g) magnitud de velocidad promedio para meses de (Diciembre-Enero-Febrero) del 2005. En la segunda columna (b,e,h), magnitud de velocidad promedio para meses (Diciembre-Enero-Febrero) del 2050, y en la tercera columna (c,f,i), magnitud de velocidad promedio para meses (Diciembre-Enero-Febrero) del 2100, con isóneas cada 4 m/s.

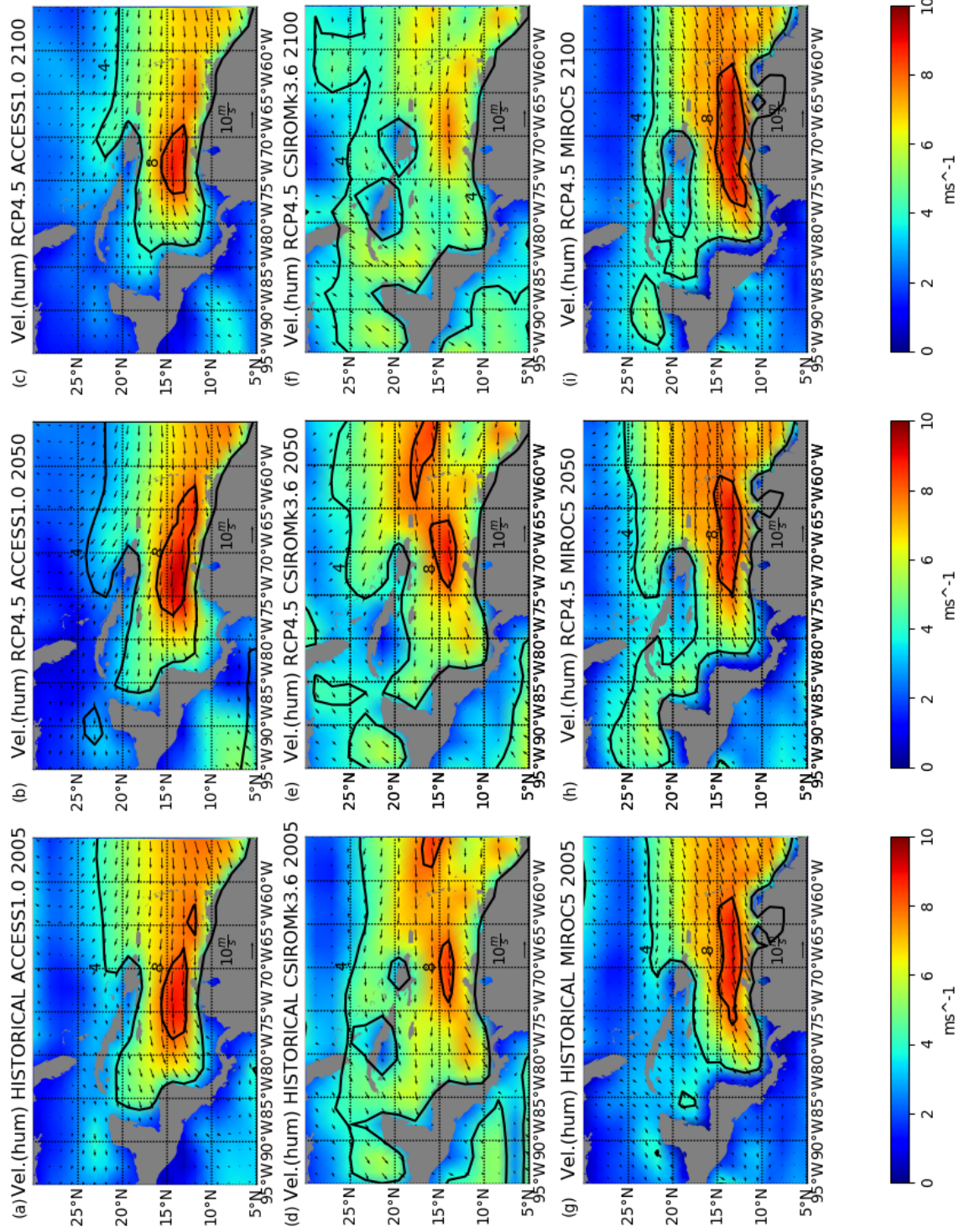


Figura 30: Variación espacial de magnitud de Viento superficial (m/s) con una tasa de emisión radiativa RCP4.5 para los modelos ACCESS1.0 (a,b,c), CSIROMk3.6 (d,e,f) y MIROC5 (g,h,i). En la primera columna (a,d,g) magnitud de velocidad promedio para meses de (Septiembre-Octubre-Noviembre) del 2005. En la segunda columna (b,e,h), magnitud de velocidad promedio para meses (Septiembre-Octubre-Noviembre) del 2050, y en la tercera columna (c,f,i), magnitud de velocidad promedio para meses (Septiembre-Octubre-Noviembre) del 2100, con isóneas cada 4 m/s.

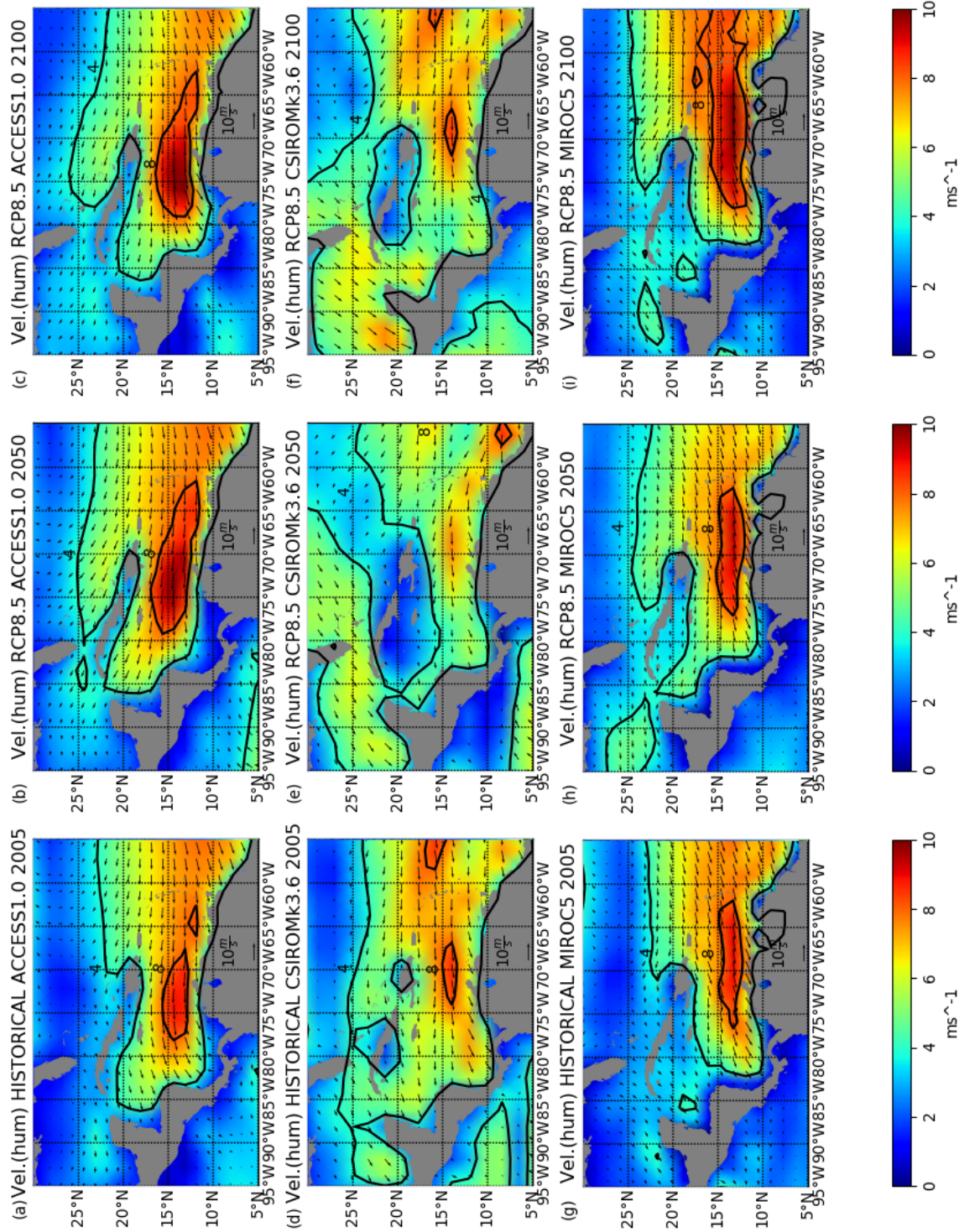


Figura 31: Variación espacial de magnitud de Viento superficial (m/s) con una tasa de emisión radiativa RCP8.5 para los modelos ACCESS1.0 (a,b,c), CSIROMK3.6 (d,e,f) y MIROC5 (g,h,i). En la primera columna (a,d,g) magnitud de velocidad para meses de (Septiembre-Octubre-Noviembre) del 2005. En la segunda columna (b,e,h), magnitud de velocidad para meses (Septiembre-Octubre-Noviembre) del 2050, y en la tercera columna (c,f,i), magnitud de velocidad promedio para meses (Septiembre-Octubre-Noviembre) del 2100, con isóneas cada 4 m/s.

Anomalías tos RCP4.5: a) ACCESS1.0, b) CSIROmk3.6 c) MIROC5

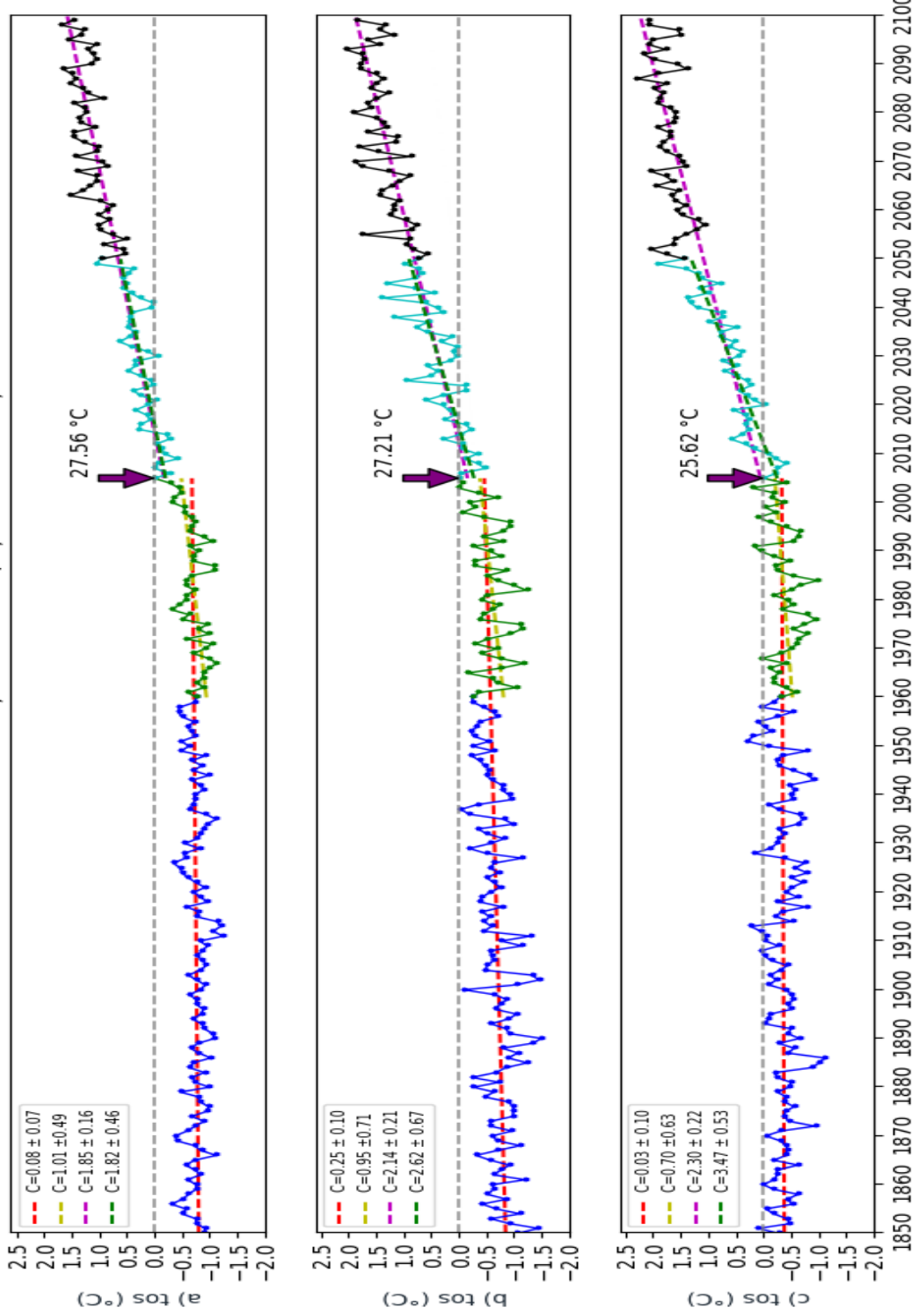


Figura 32: Serie de tiempo para anomalías de Temperatura superficial oceánica calculada para el área del Mar Caribe, 1850-2005 resultados del experimento HISTORICAL, 2006-2100 predicción bajo RCP4.5. La pendiente se indica en las líneas punteadas y en el recuadro ($^\circ\text{C}$ por siglo) incluyendo el error estándar con 95 % de confianza, para 1850-2005 (roja), 1960-2005 (verde), 2005-2050 (azul claro) y 2005-2100 (morado). La flecha morada indica el valor de la Temperatura superficial oceánica promedio de cada modelo para el 2005 como referencia.

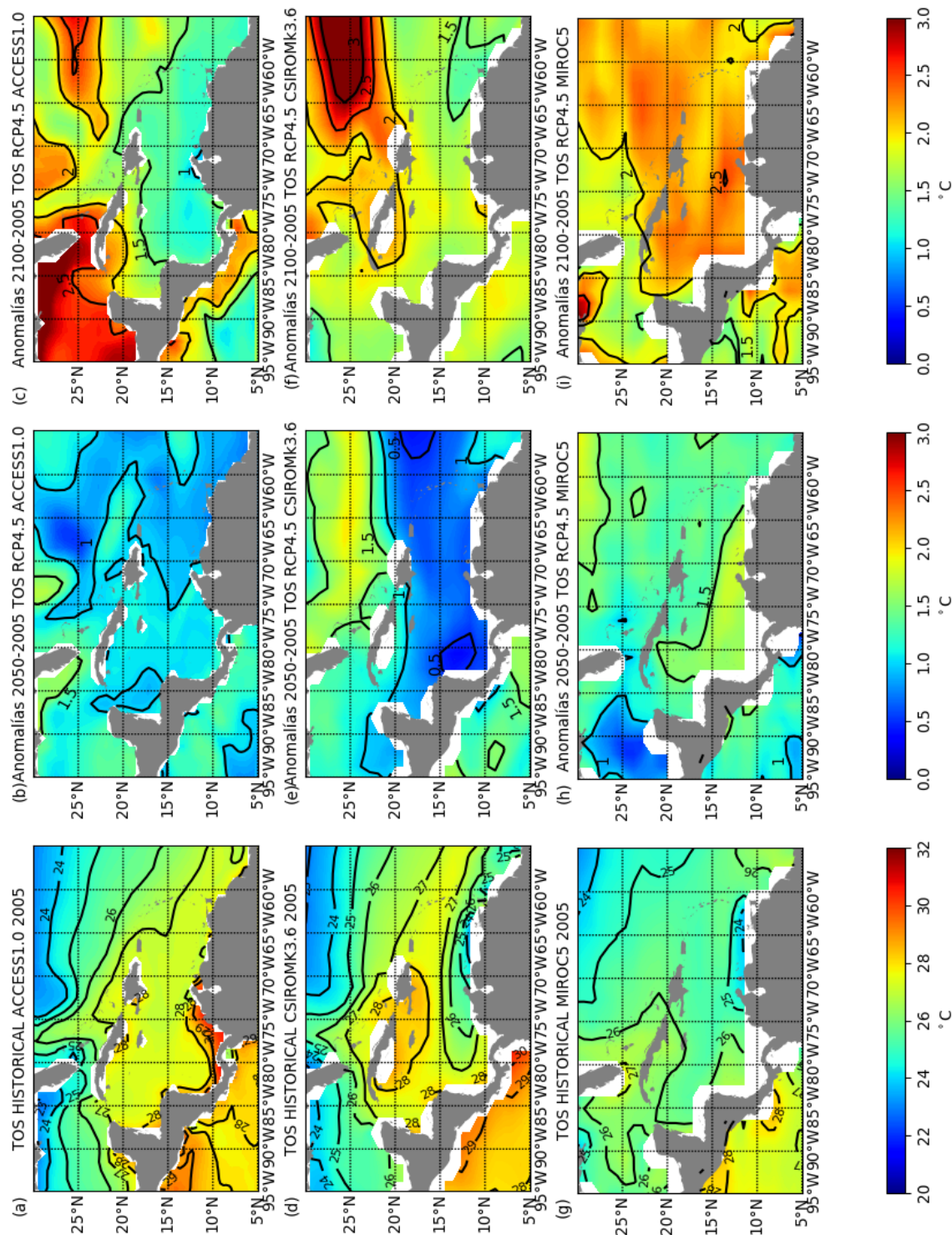


Figura 33: Variación espacial de la temperatura superficial oceánica con una tasa de emisión radiativa RCP4.5 para los modelos ACCESS1.0 (a,b,c), CSIROMK3.6 (d,e,f) y MIROC5 (g,h,i). En la primera columna (a,d,g) temperatura superficial oceánica promedio del 2005, con isotermas cada 1 °C. En la segunda columna (b,e,h), anomalía de temperatura superficial oceánica 2050 respecto del 2005, y en la tercera columna (c,f,i) anomalía 2100 respecto del 2005, con isotermas cada 0.5 °C.

Anomalías tos RCP8.5: a) ACCESS1.0, b) CSIROmk3.6 c) MIROC5

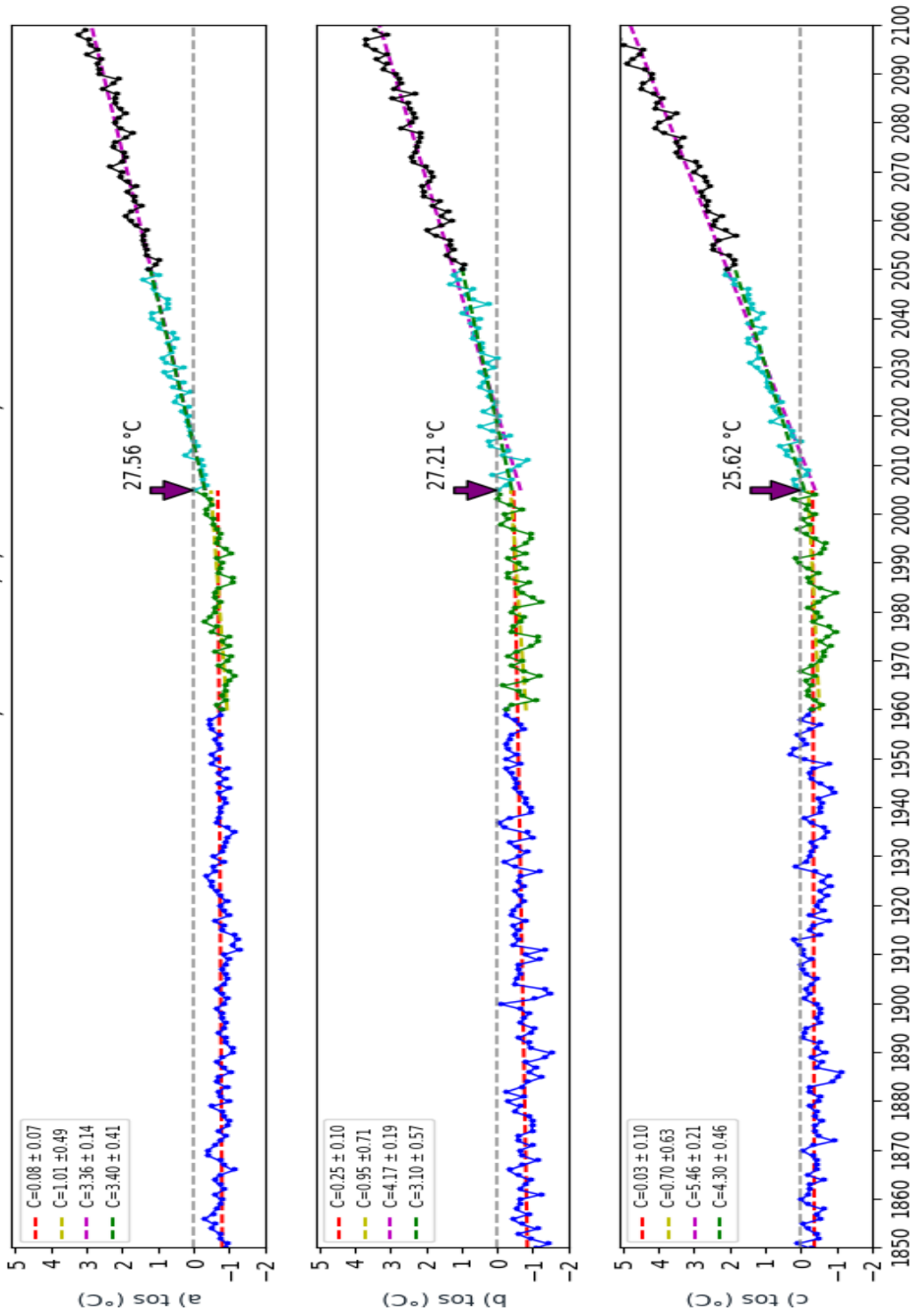


Figura 34: Serie de tiempo para anomalías de Temperatura superficial oceánica calculada para el área del Mar Caribe, 1850-2005 resultados del experimento HISTORICAL, 2006-2100 predicción bajo RCP8.5. La pendiente se indica en las líneas punteadas y en el recuadro (°C por siglo) incluyendo el error estándar con 95 % de confianza, para 1850-2005 (roja), 1960-2005 (verde), 2005-2050 (azul claro) y 2005-2100 (morado). La flecha morada indica el valor de la Temperatura superficial oceánica promedio de cada modelo para el 2005 como referencia.

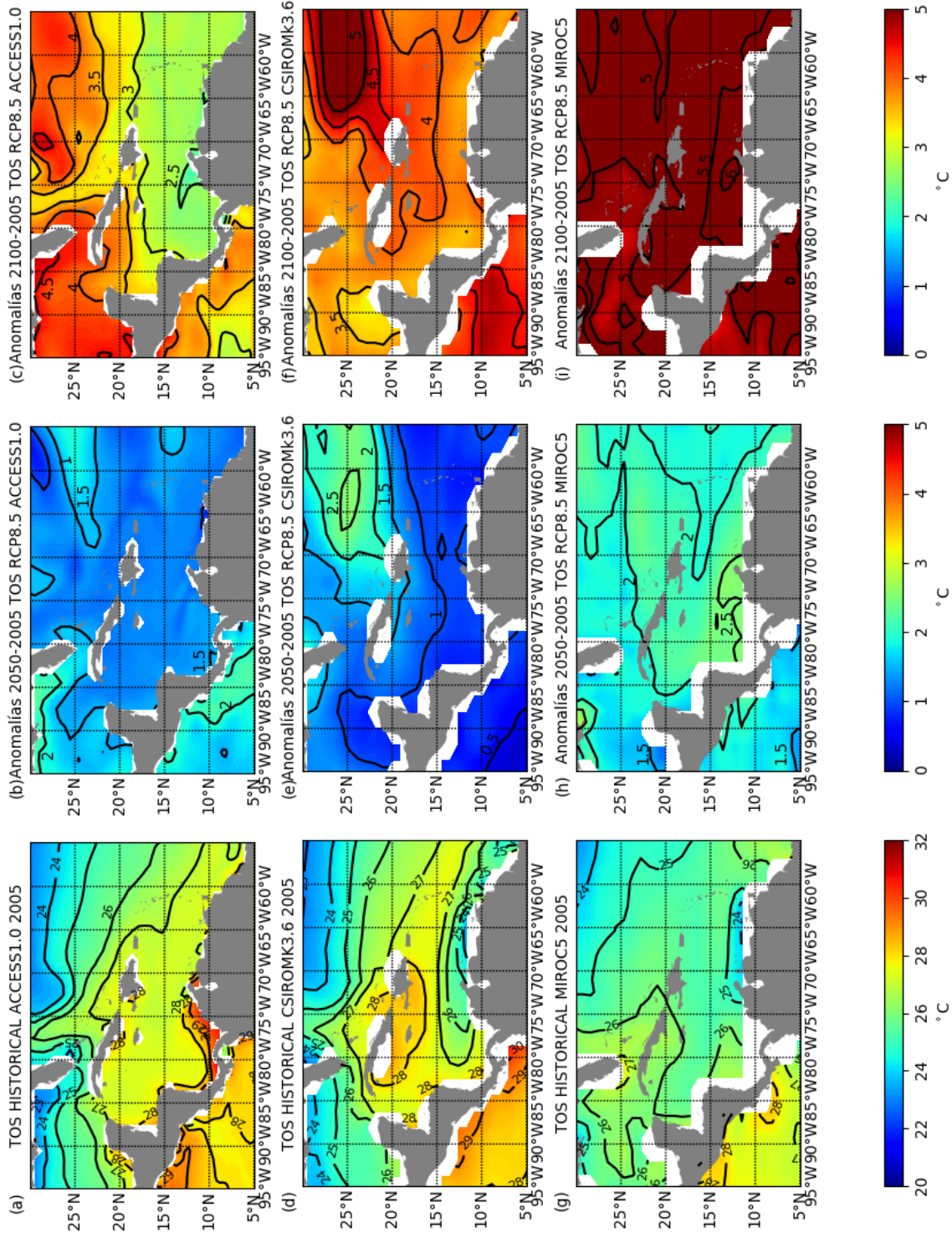


Figura 35: Variación espacial de la temperatura superficial oceánica con una tasa de emisión radiativa RCP8.5 para los modelos ACCESS1.0 (a,b,c), CSIROMK3.6 (d,e,f) y MIROC5 (g,h,i). En la primera columna (a,d,g) temperatura superficial oceánica promedio del 2005, con isotermas cada 1 °C. En la segunda columna (b,e,h), anomalía de temperatura superficial oceánica 2050 respecto del 2005, y en la tercera columna (c,f,i) anomalía 2100 respecto del 2005, con isotermas cada 0.5 °C.

Anomalías sos RCP4.5: a) ACCESS1.0, b) CSIROmk3.6 c) MIROC5

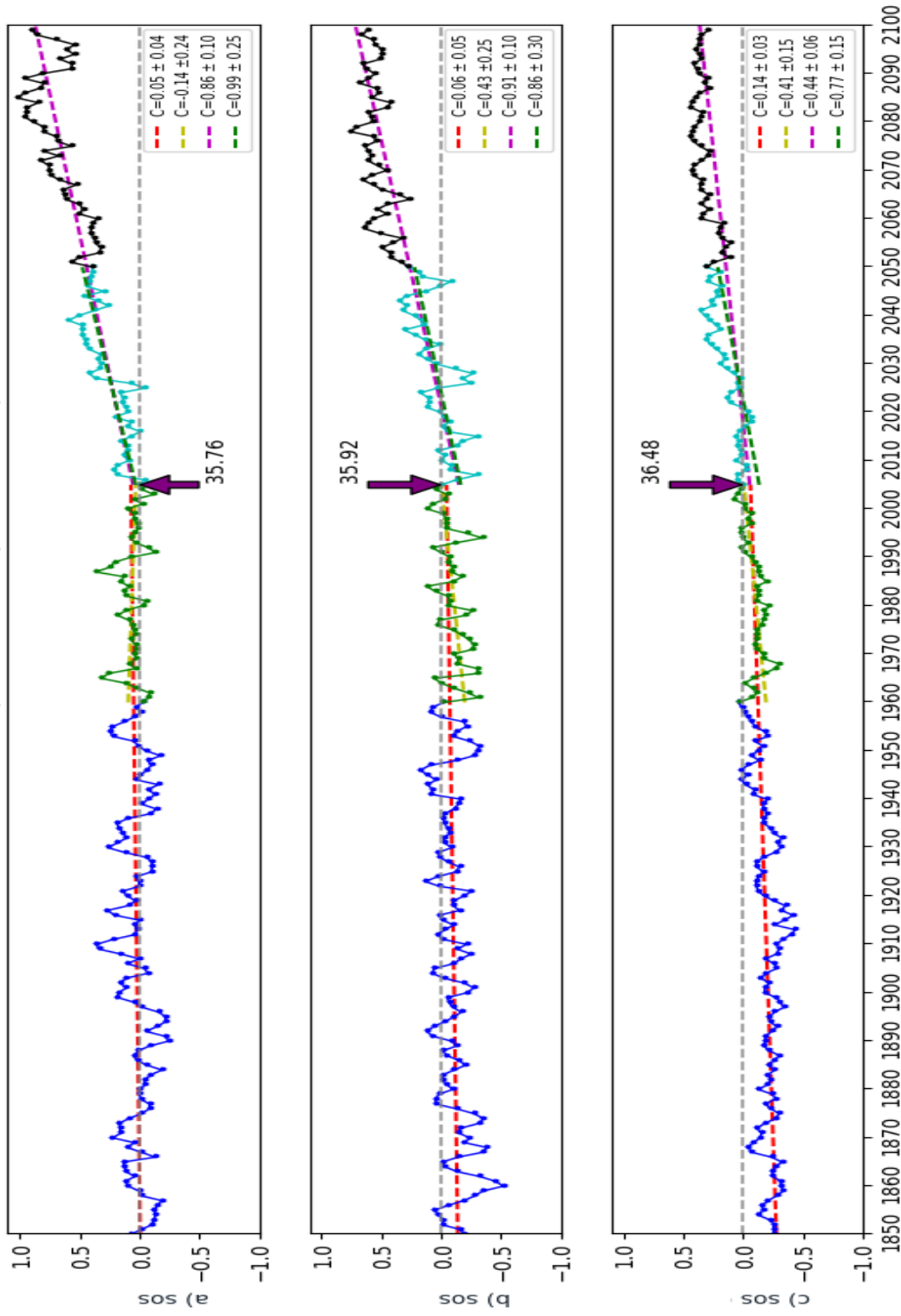


Figura 36: Serie de tiempo para anomalías de Salinidad superficial calculada para el área del Mar Caribe. 1850-2005 resultados del experimento HISTORICAL. 2006-2100 predicción bajo RCP4.5. La pendiente se indica en las líneas punteadas y en el recuadro (PSU por siglo) incluyendo el error estándar con 95% de confianza, para 1850-2005 (roja), 1960-2005 (verde), 2005-2050 (azul claro) y 2005-2100 (morado). La flecha morada indica el valor de la Salinidad superficial promedio de cada modelo para el 2005 como referencia.

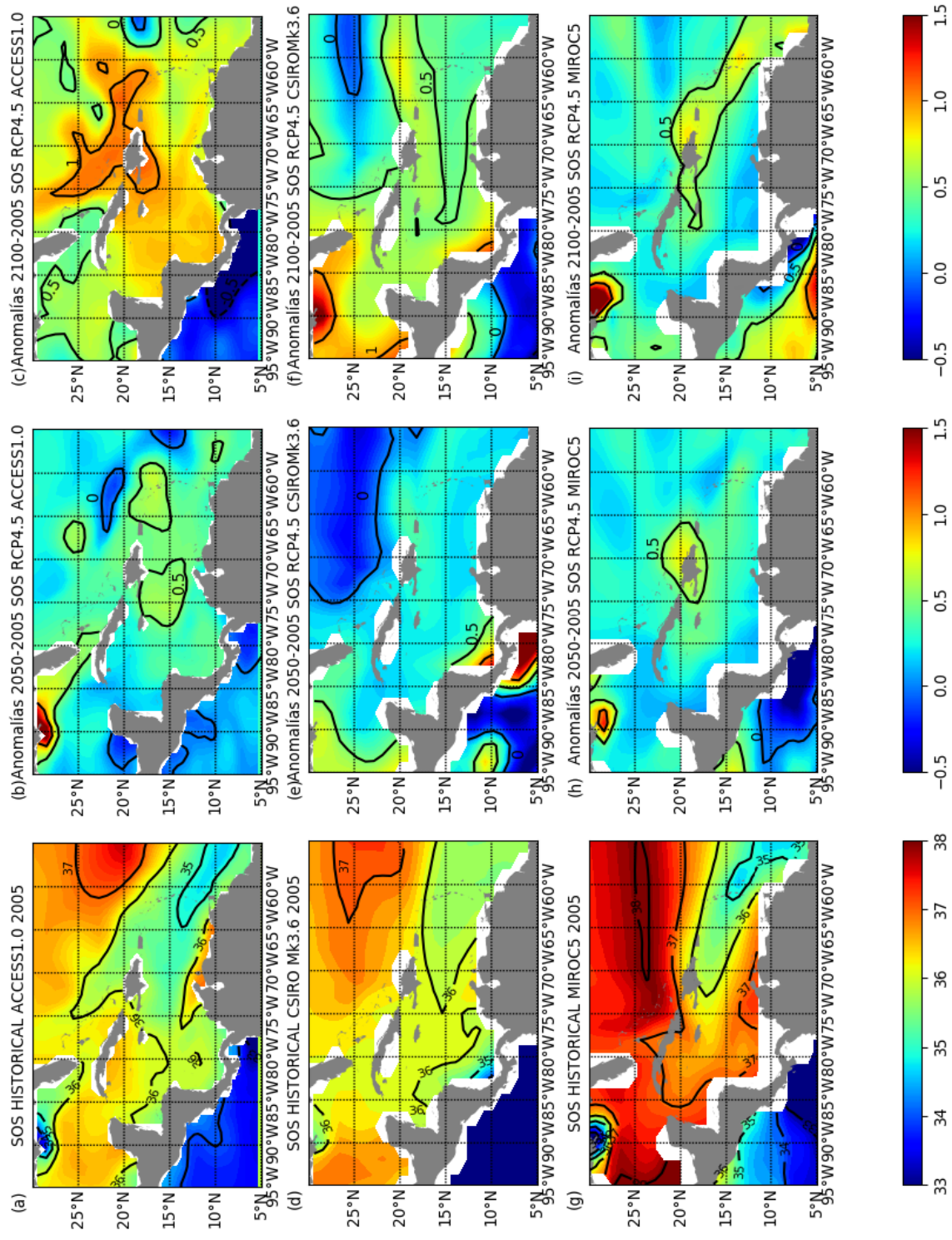


Figura 37: Variación espacial de la salinidad superficial con una tasa de emisión radiativa RCP4.5 para los modelos ACCESS1.0 (a,b,c), CSIRO Mk3.6 (d,e,f) y MIROC5 (g,h,i). En la primera columna (a,d,g) salinidad superficial promedio del 2005, con isopícnas cada 1 PSU. En la segunda columna (b,e,h), anomalía de salinidad superficial del 2005, y en la tercera columna (c,f,i) anomalía 2100 respecto del 2005, con isopícnas cada 0.5 PSU.

Anomalías sos RCP8.5: a) ACCESS1.0, b) CSIROmk3.6 c) MIROC5

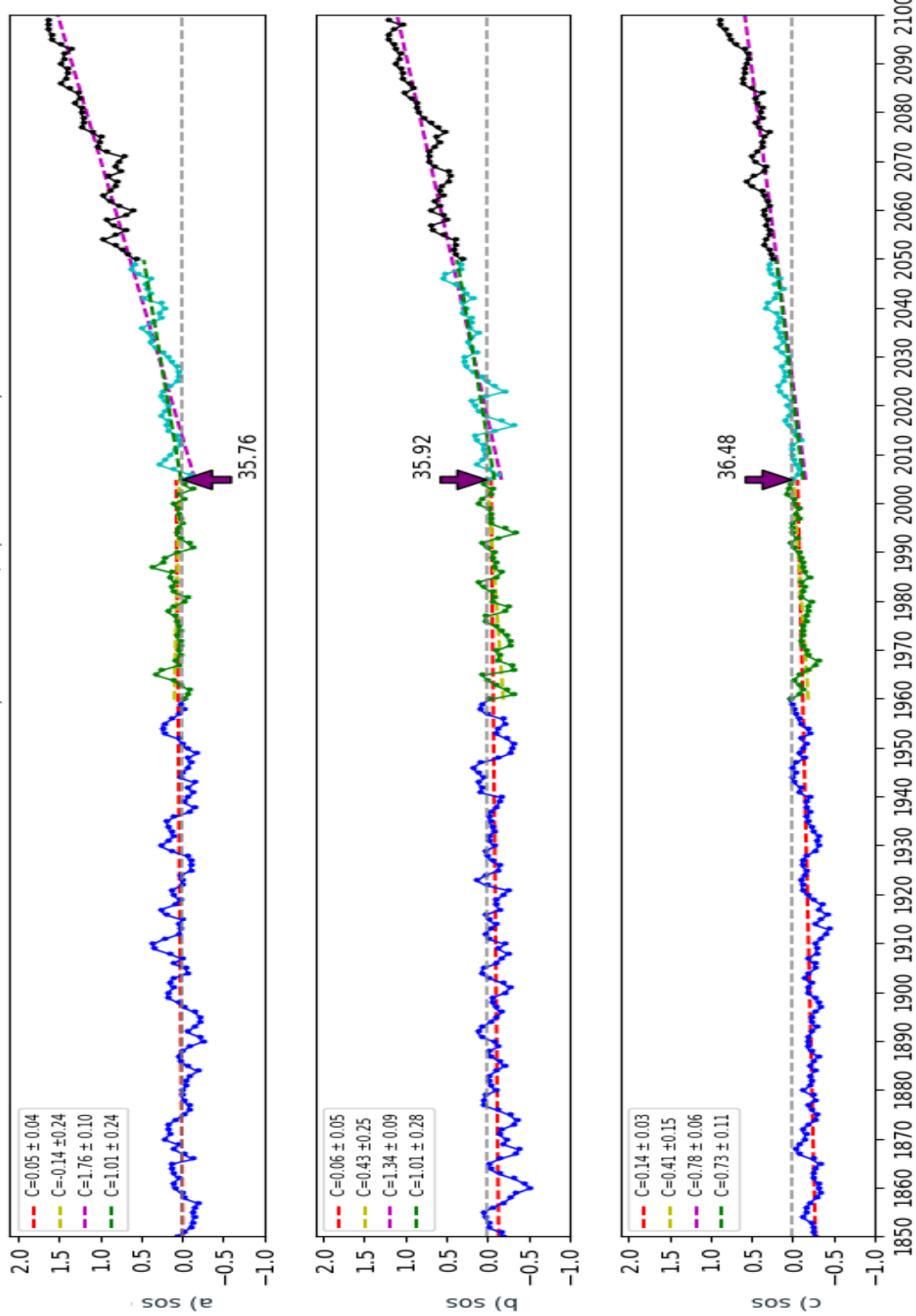


Figura 38: Serie de tiempo para anomalías de Salinidad superficial calculada para el área del Mar Caribe. 1850-2005 resultados del experimento HISTORICAL. 2006-2100 predicción bajo RCP8.5. La pendiente se indica en las líneas punteadas y en el recuadro (PSU por siglo) incluyendo el error estándar con 95% de confianza, para 1850-2005 (roja), 1960-2005 (verde), 2005-2050 (azul claro) y 2005-2100 (morado). La flecha morada indica el valor de la Salinidad superficial promedio de cada modelo para el 2005 como referencia.

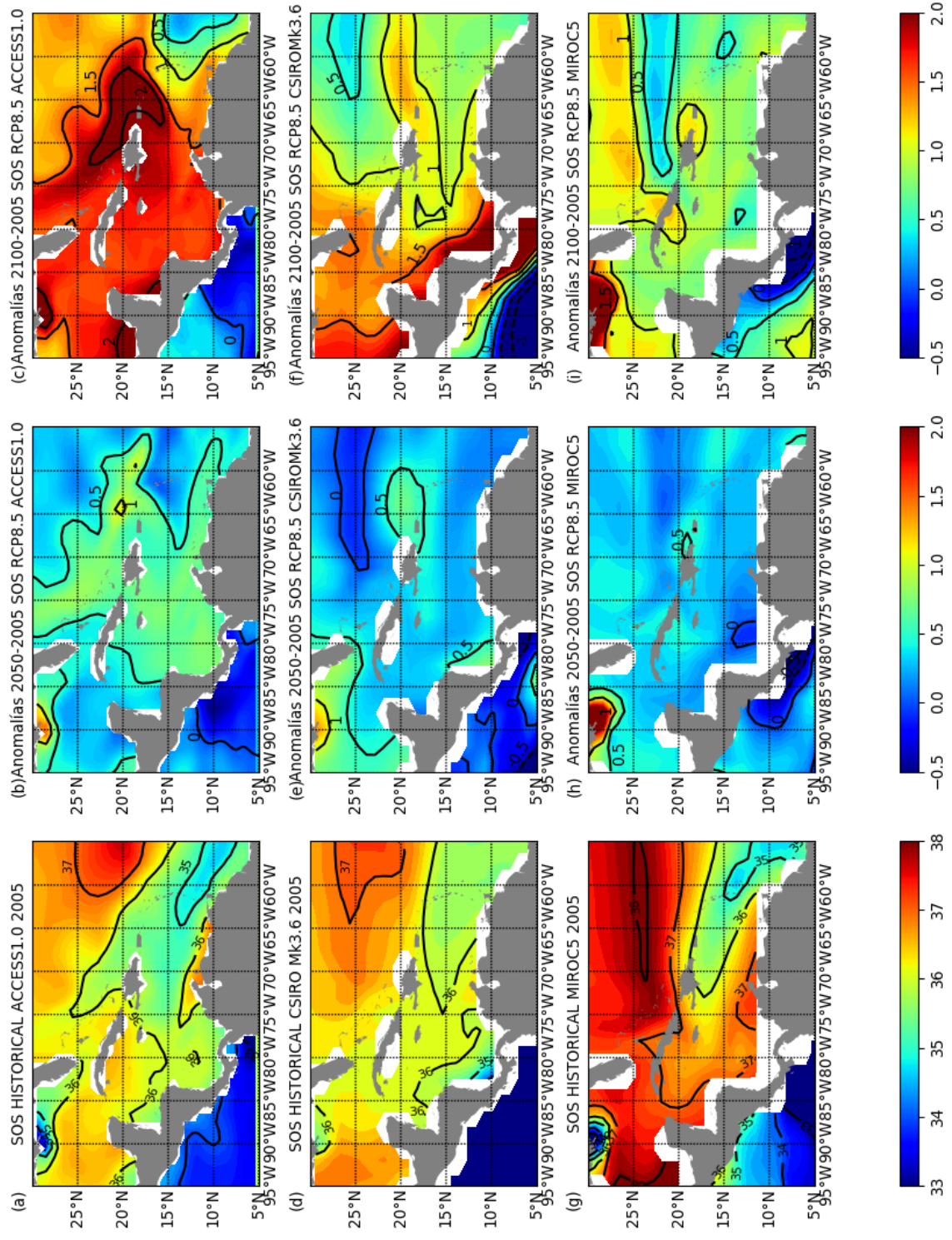


Figura 39: Variación espacial de la temperatura ambiente (°C) con una tasa de emisión radiativa RCP8.5 para los modelos ACCESS1.0 (a,b,c), CSIRO Mk3.6 (d,e,f) y MIROC5 (g,h,i). En la primera columna (a,d,g) salinidad superficial promedio del 2005, con isopincas cada 1 PSU. En la segunda columna (b,e,h), anomalía de salinidad superficial 2050 respecto del 2005, y en la tercera columna (c,f,i) anomalía 2100 respecto del 2005, con isopincas cada 0.5 PSU.

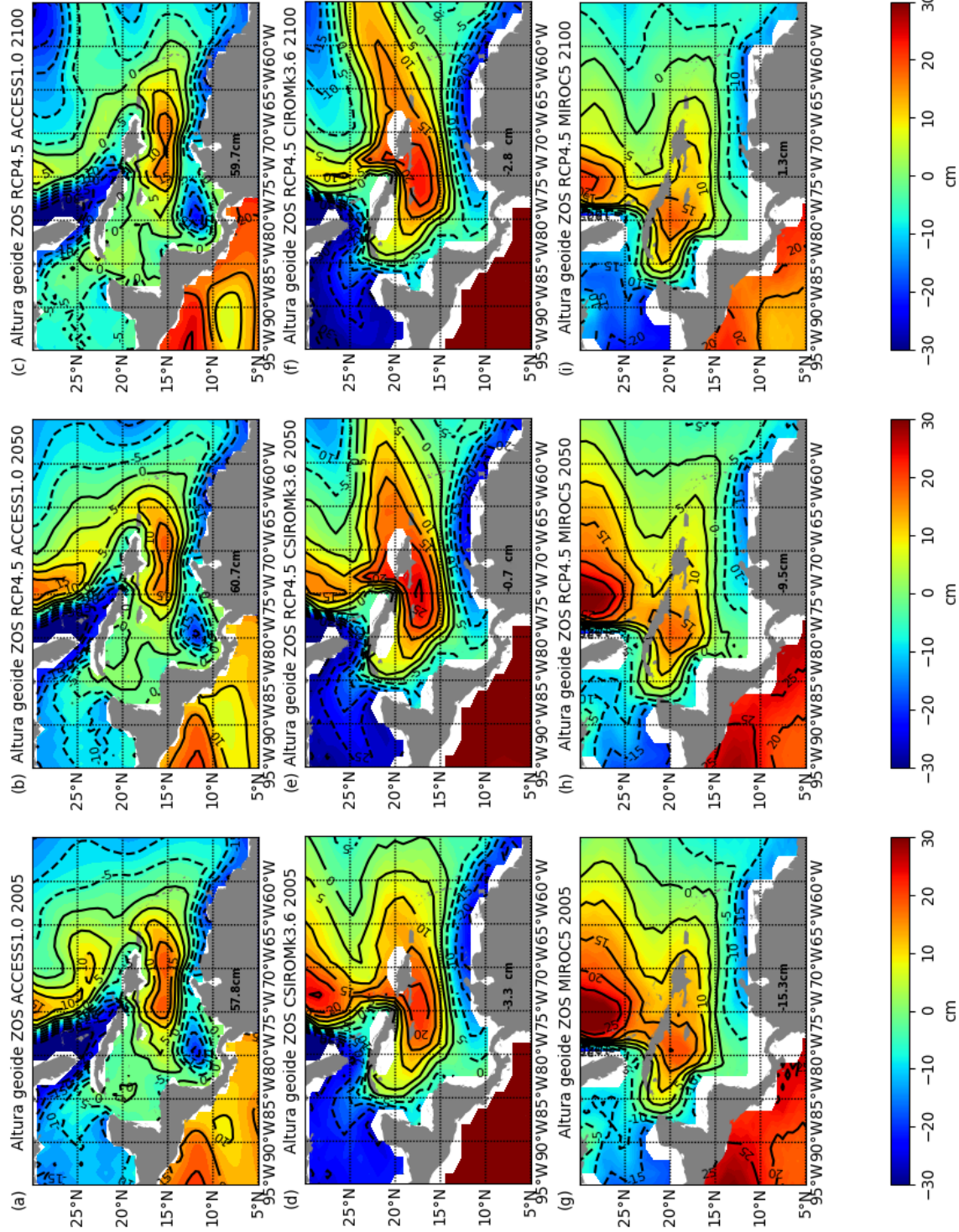


Figura 40: Altura del nivel del mar sobre el geoida referidos al valor medio del nivel del mar en el Caribe con una tasa de emisión radiativa RCP4.5 para los modelos ACCESS1.0 (a,b,c), CSIROMK3.6 (d,e,f) y MIROC5 (g,h,i). En las columnas la altura del nivel del mar referido al promedio del Caribe para el 2005 (a,d,g), 2050 (b,e,h) y 2100 (c,f,i). Isolíneas cada 5 cm, con valores negativos indicados con líneas punteadas

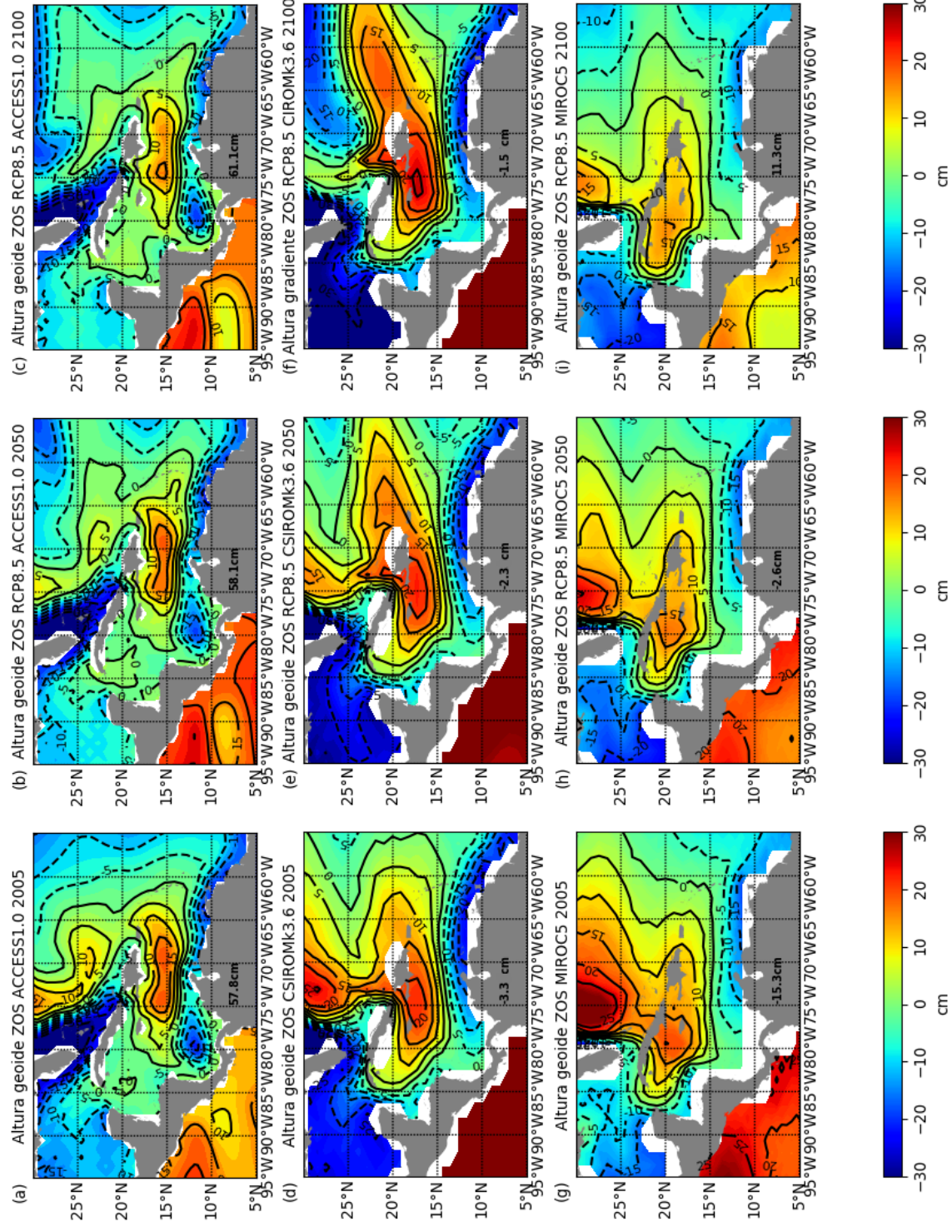


Figura 41: Altura del nivel del mar sobre el geoido referidos al valor medio del nivel del mar en el Caribe con una tasa de emisión radiativa RCP8.5 para los modelos ACCESS1.0 (a,b,c), CSIRO Mk3.6 (d,e,f) y MIROC5 (g,h,i). En las columnas la altura del nivel del mar referido al promedio del Caribe para el 2005 (a,d,g), 2050 (b,e,h) y 2100 (c,f,i). Isolneas cada 5 cm, con valores negativos indicados con líneas punteadas

Comportamiento de nivel del mar en el Caribe modelo ACCESS1.0

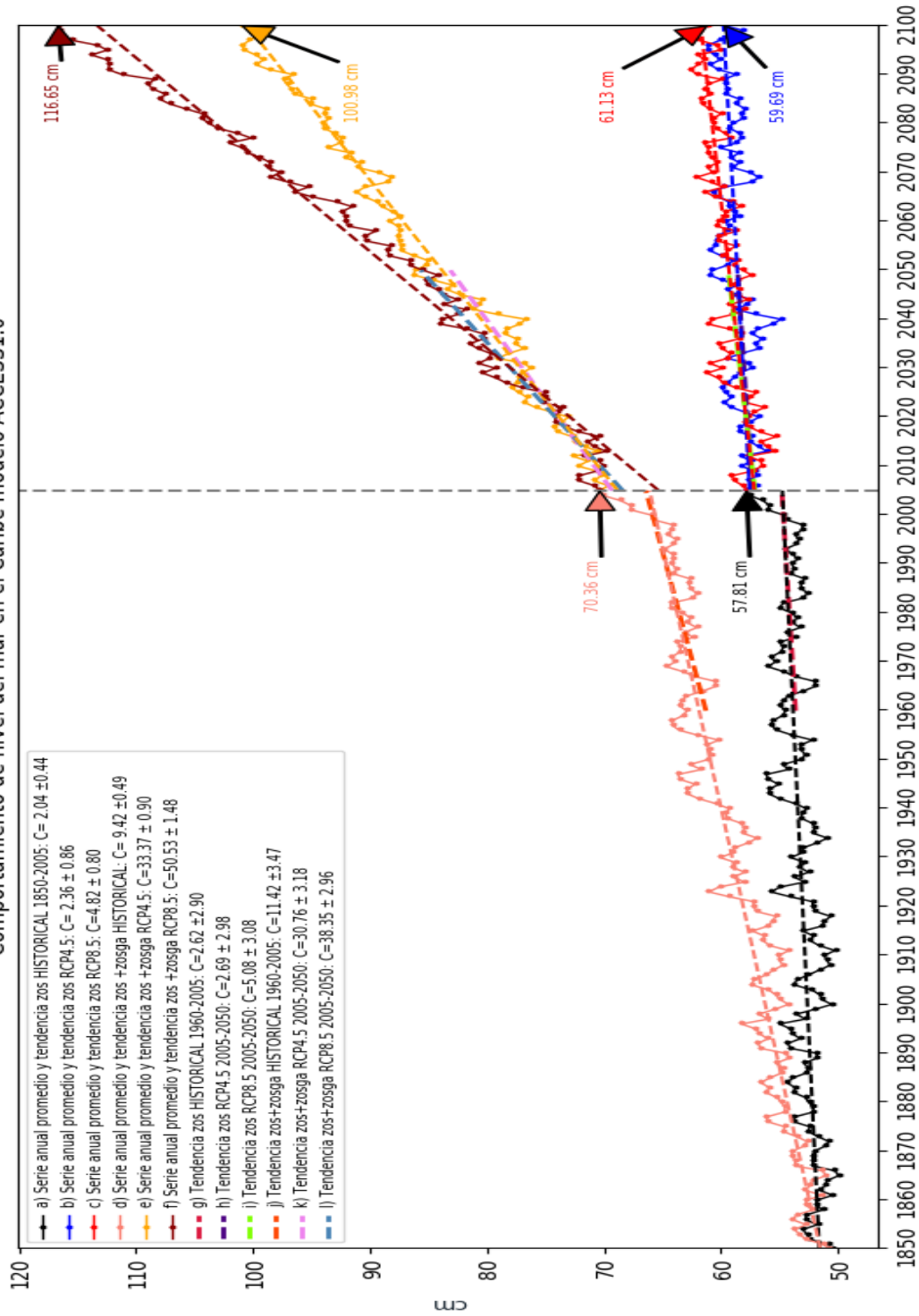


Figura 42: Serie de tiempo para anomalías de altura del mar sobre el geoide (zos) e incluyendo el nivel del mar global (zos+zosga) calculada para el área del Mar Caribe (Figura 15) usando el modelo ACCESS1.0. 1850-2005 resultados del experimento HISTORICAL. 2005-2050 y 2005-2100 predicción bajo RCP4.5 y 8.5. Las pendientes se indican en las líneas punteadas y en el recuadro (cm/siglo) incluyendo el error estándar con 95 % de confianza. a) zos 1850-2005. b) zos 2005-2100 RCP4.5. c) zos +zosga 1850-2005. d) zos +zosga 2005-2100 RCP4.5. e) zos+zosga 2005-2100 RCP8.5. f) zos 1960-2005. g) zos 2005-2050 RCP4.5. h) zos 2005-2050 RCP8.5. i) zos+zosga 1960-2005. j) zos+zosga 2005-2050 RCP4.5. k) zos+zosga 2005-2050 RCP8.5. l) zos+zosga 2005-2050 RCP4.5.

Comportamiento de nivel del mar en el Caribe modelo CSIROmk3.6

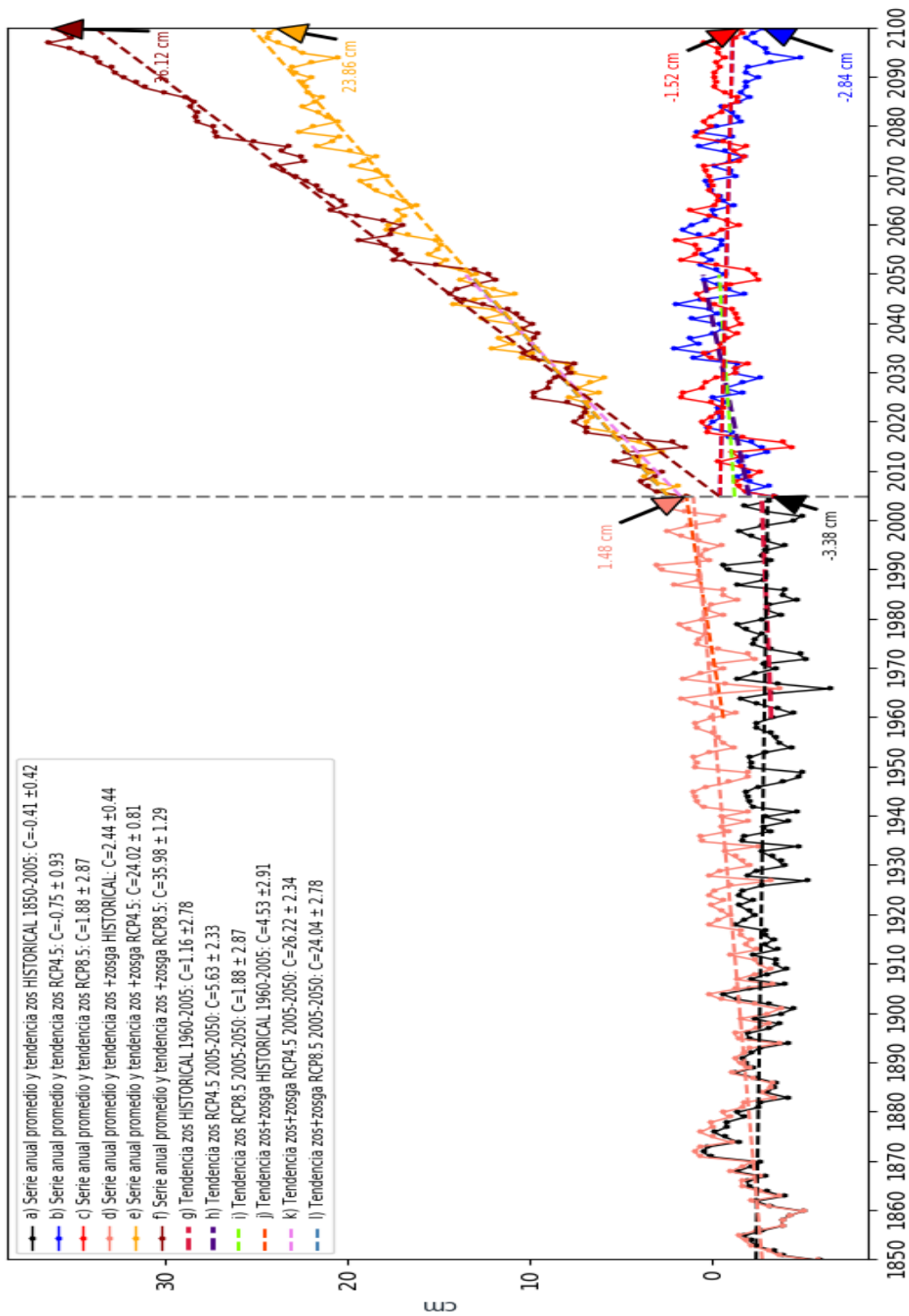


Figura 43: Serie de tiempo para anomalías de altura del mar sobre el geode (zos) e incluyendo el nivel del mar global (zos+zosga) calculada para el área del Mar Caribe (Figura 15) usando el modelo CSIROmk3.6. 1850-2005 resultados del experimento HISTORICAL. 2005-2050 y 2005-2100 predicción bajo RCP4.5 y 8.5. Las pendientes se indican en las líneas punteadas y en el recuadro (cm/siglo) incluyendo el error estándar con 95 % de confianza. a) zos 1850-2005. b) zos 2005-2100 RCP4.5. c) zos 2005-2100 RCP8.5. d) zos +zosga 1850-2005. e) zos+zosga 2005-2100 RCP4.5. f) zos+zosga 2005-2100 RCP8.5. g) zos 1960-2005. h) zos 2005-2050 RCP4.5. i) zos 2005-2050 RCP8.5. j) zos+zosga 1960-2005. k) zos+zosga 2005-2050 RCP4.5. l) zos+zosga 2005-2050 RCP8.5.

Comportamiento de nivel del mar en el Caribe modelo MIROC5

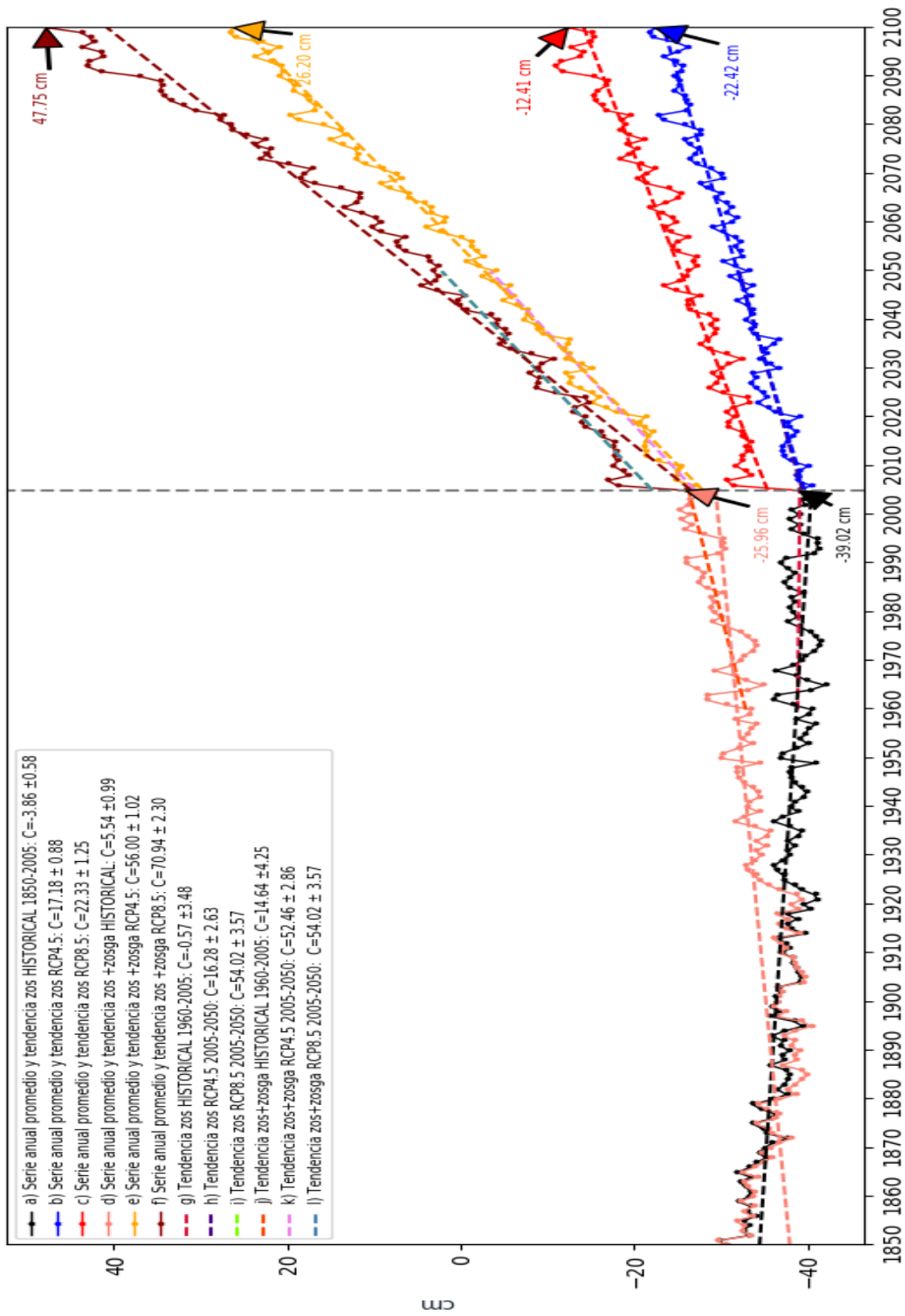


Figura 44: Serie de tiempo para anomalías de altura del nivel del mar sobre el geoide (zos) e incluyendo el nivel del mar global (zos+zosga) calculada para el área del Mar Caribe (Figura 15) usando el modelo MIROC5. 1850-2005 resultados del experimento HISTORICAL. 2005-2050 y 2005-2100 predicción bajo RCP4.5 y 8.5. Las pendientes se indican en las líneas punteadas y en el recuadro (cm/siglo) incluyendo el error estándar con 95 % de confianza. a) zos 1850-2005. b) zos 2005-2100 RCP4.5. c) zos 2005-2100 RCP8.5. d) zos+zosga 1850-2005. e) zos+zosga 2005-2100 RCP4.5. f) zos+zosga 2005-2100 RCP8.5. g) zos 1960-2005. h) zos 2005-2050 RCP4.5. i) zos 2005-2050 RCP8.5. j) zos+zosga 1960-2005. k) zos+zosga 2005-2050 RCP4.5. l) zos+zosga 2005-2050 RCP8.5.

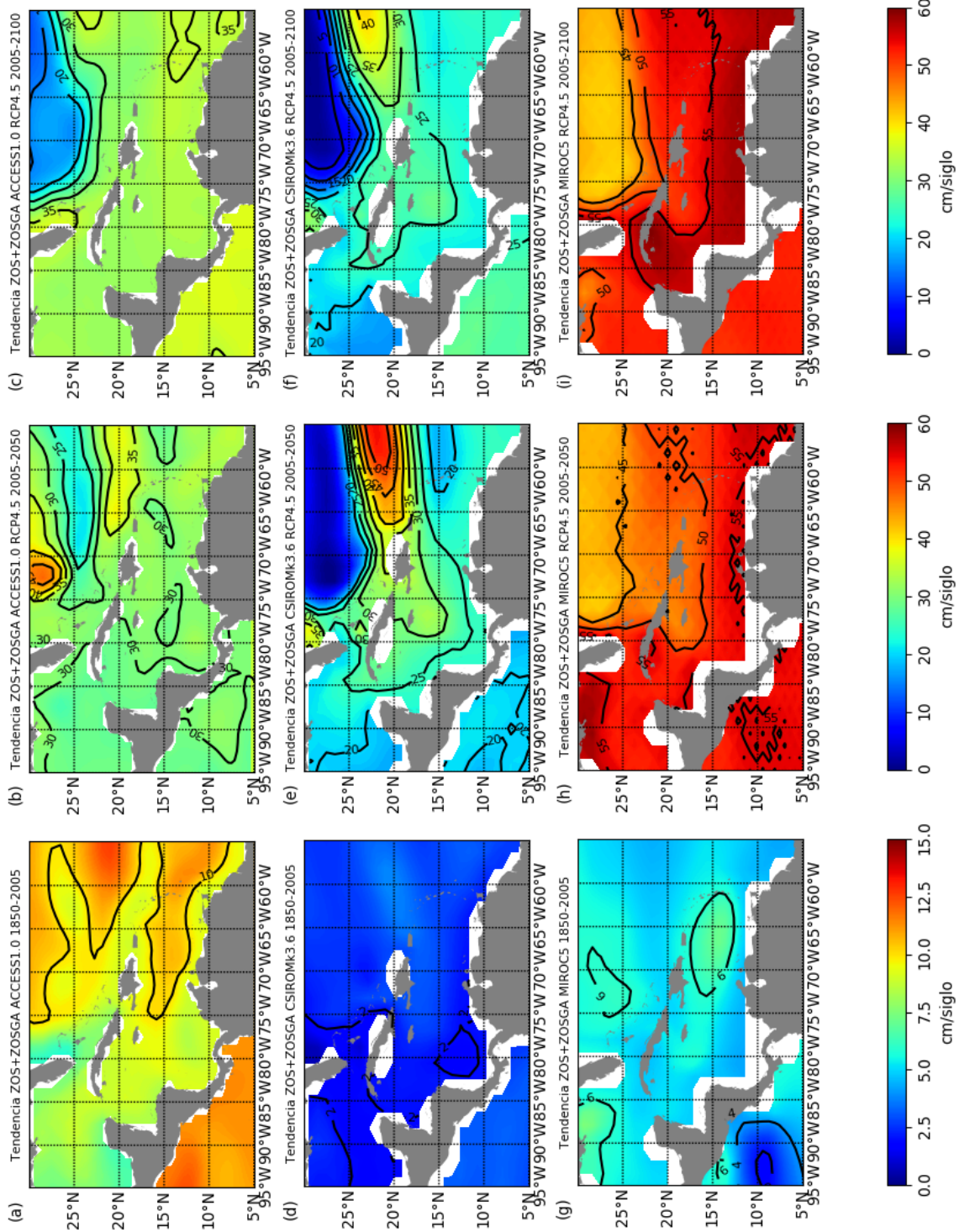


Figura 45: Tendencias de nivel del mar (zos+zosga) en (cm/siglo) para el Mar Caribe con una tasa de emisión radiativa RCP4.5 para los modelos ACCESS1.0 (a,b,c), CSIROmk3.6 (d,e,f) y MIROC5 (g,h,i). En las columnas las tendencias del nivel del mar para los periodos 1850-2005 (a,d,g), 2005-2050 (b,e,h) y 2005-2100 (c,f,i). Isolíneas cada 5 cm/siglo. Nótese rango de colores diferente entre las columnas.

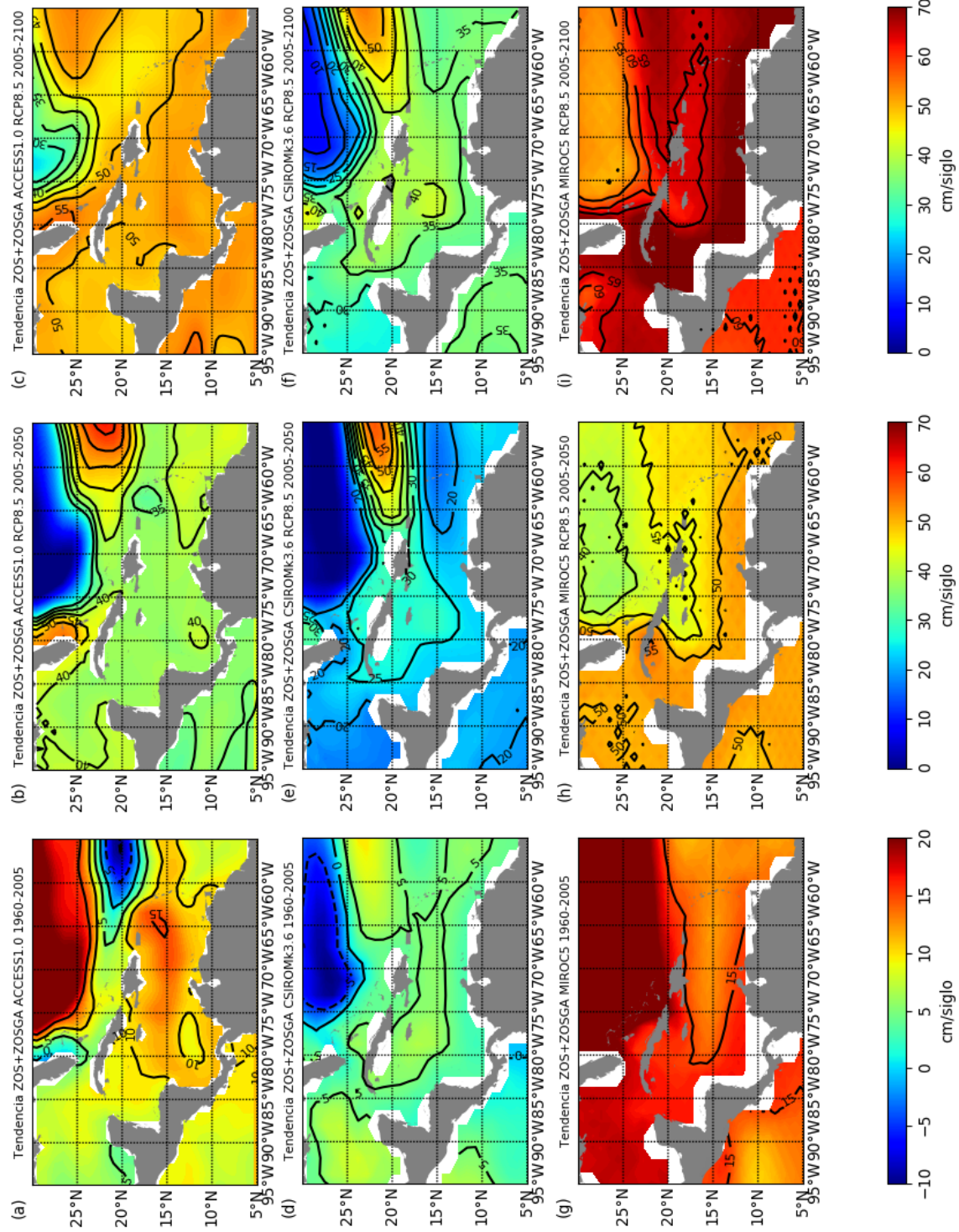


Figura 46: Tendencias de nivel del mar (zos+zosga) en (cm/siglo) para el Mar Caribe con una tasa de emisión radiativa RCP8.5 para los modelos ACCESS1.0 (a,b,c), CSIROMK3.6 (d,e,f) y MIROC5 (g,h,i). En las columnas las tendencias del nivel del mar para los periodos 1960-2005 (a,d,g), 2005-2050 (b,e,h) y 2005-2100 (c,f,i). Isolíneas cada 5 cm/siglo. Nótese rango de colores diferente entre las columnas.

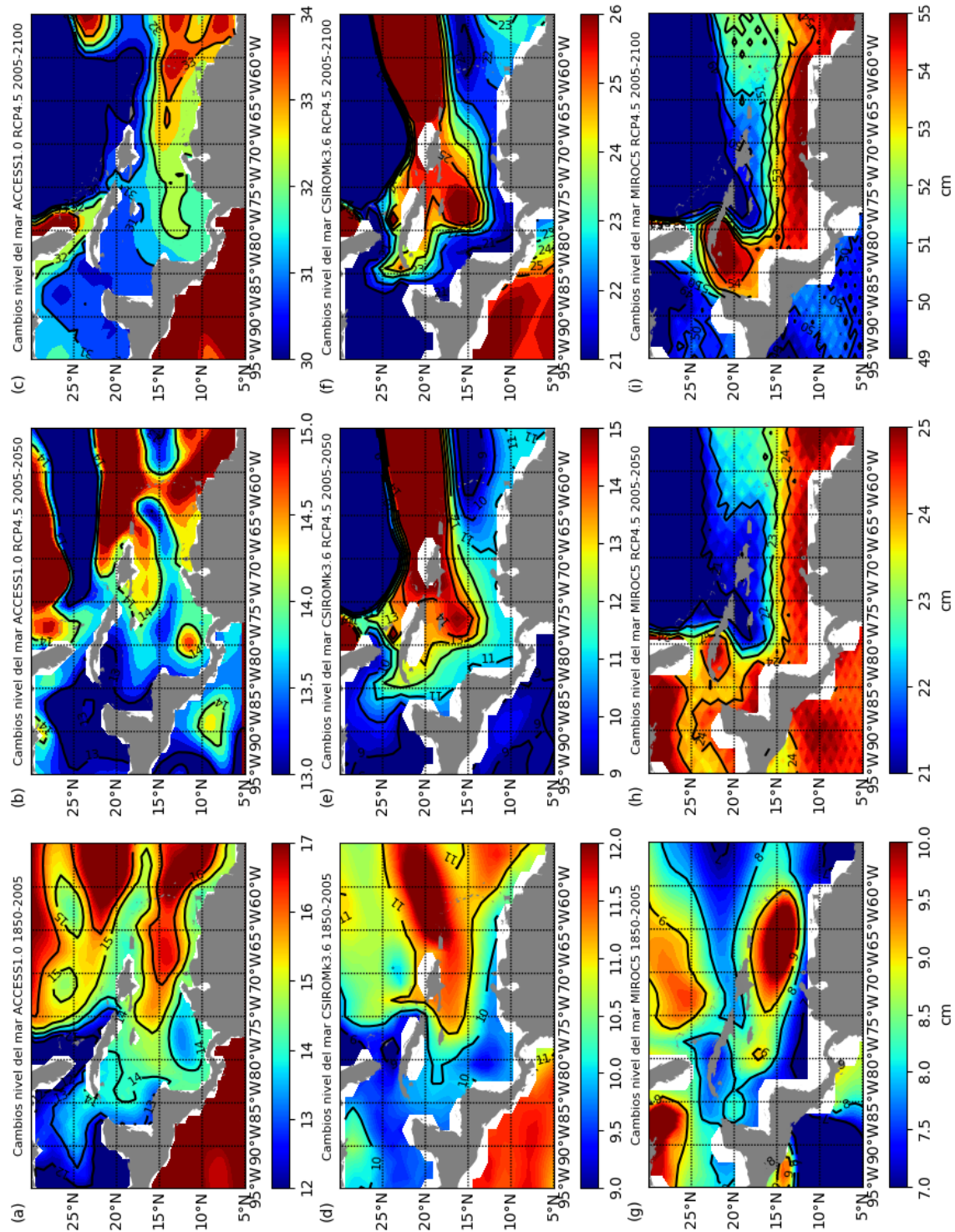


Figura 47: Cambios de nivel del mar (zos+zosga) en (cm) para el Mar Caribe con una tasa de emisión radiativa RCP4.5 para los modelos ACCESS1.0 (a,b,c), CSIROMK3.6 (d,e,f) y MIROC5 (g,h,i). En las columnas se muestra el aumento del nivel del mar para 2005 respecto del 1850 (a,d,g), del 2060 respecto del 2005, aumento del nivel del mar para 2050 respecto del 2005 (b,e,h), aumento del nivel del mar para 2100 respecto del 2005 (c,f,i). Isolíneas cada 1 cm. Nótese rango de colores diferente en cada panel.

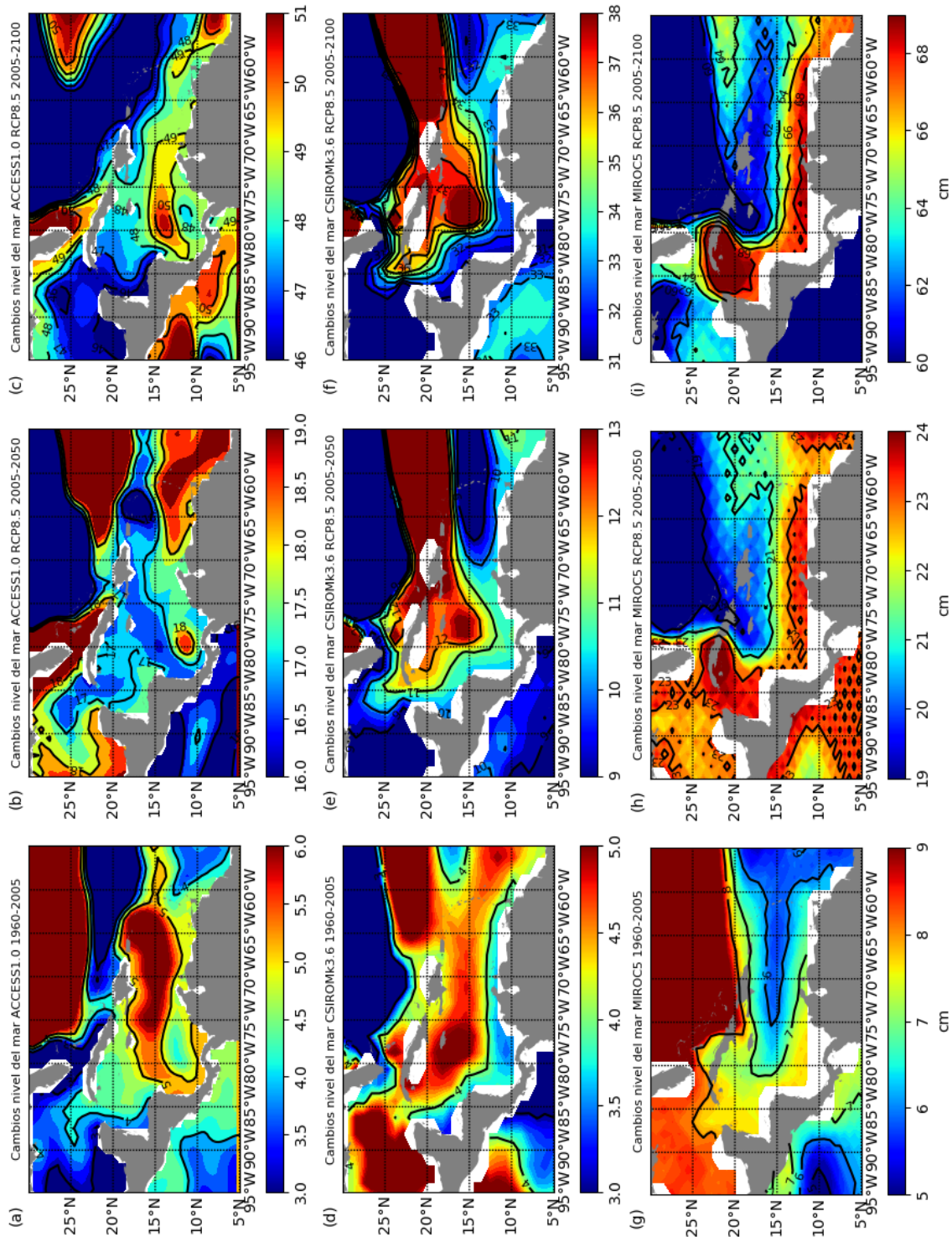


Figura 48: Cambios de nivel del mar (zos+zosga) en (cm) para el Mar Caribe con una tasa de emisión radiativa RCP8.5 para los modelos ACCESS1.0 (a,b,c), CSIRO3.6 (d,e,f) y MIROC5 (g,h,i). En las columnas se muestra el aumento del nivel del mar para 2005 respecto del 1960 (a,d,g), del 2050 respecto del 2005, aumento del nivel del mar para 2050 respecto del 2005 (b,e,h), aumento del nivel del mar para 2100 respecto del 2005 (c,f,i). Isolíneas cada 1 cm. Nótese rango de colores diferente en cada panel.

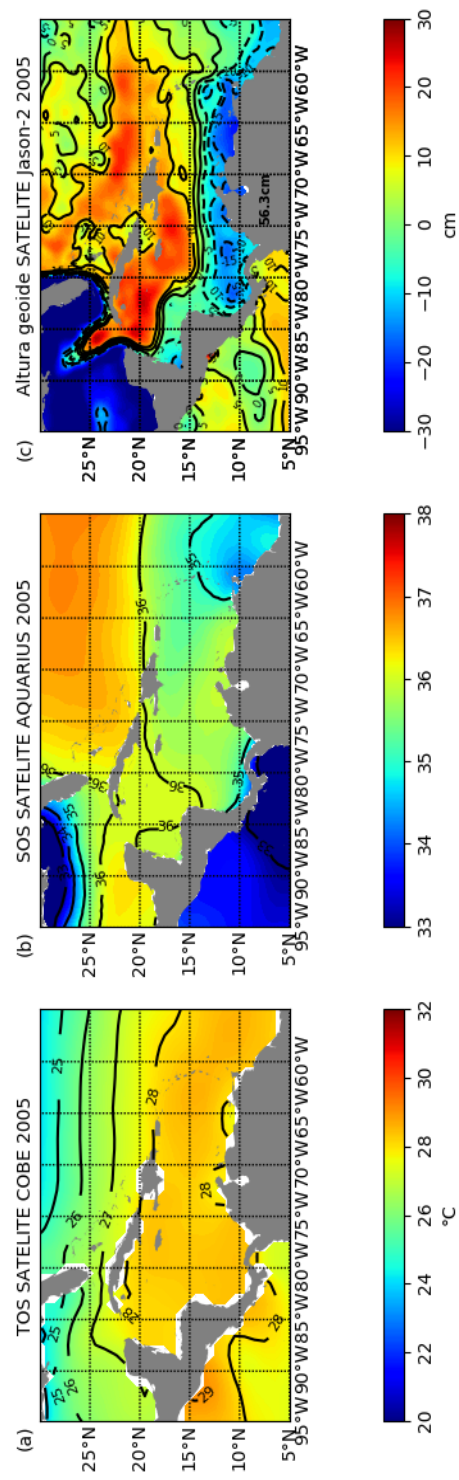


Figura 49: Comportamiento para el año 2005 con base en información satélite. a) Temperatura superficial del océano (Tokyo, 2020). b) Salinidad superficial del mar (Jet, 2020). c) Altura del nivel del mar sobre el geóide referidos al valor medio del nivel del mar en el Caribe (NOAA, 2020a)

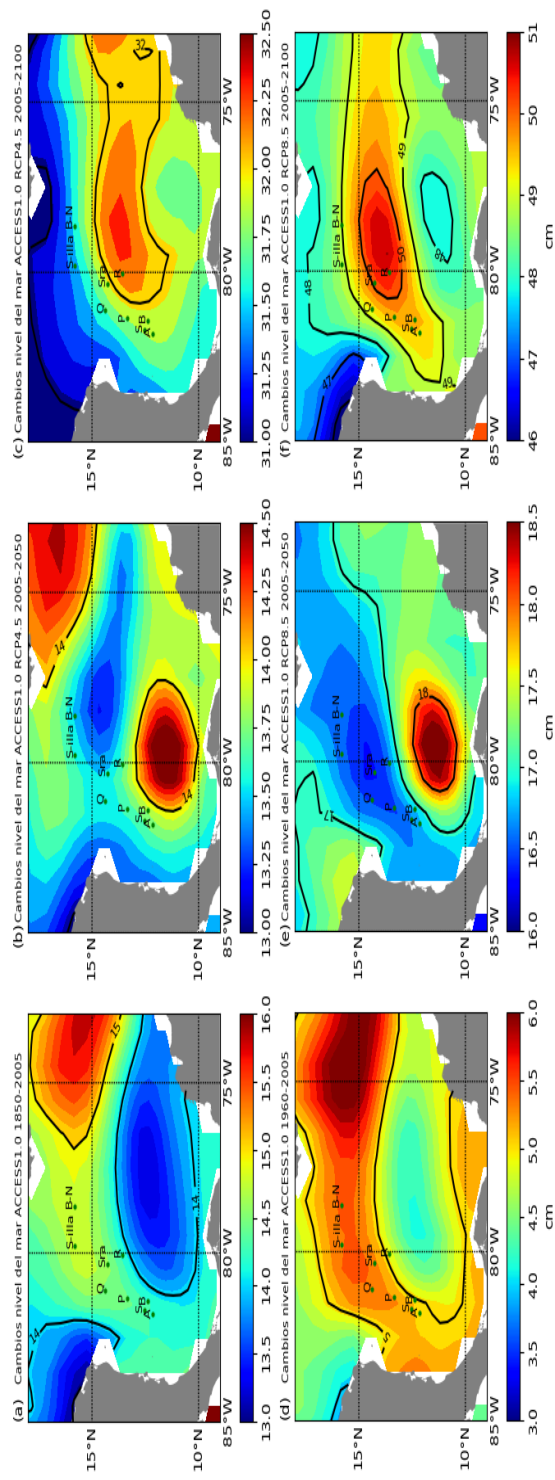


Figura 50: Cambios de nivel del mar (zos+zoga) en (cm) en el Archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina, Mar Caribe con una tasa de emisión radiativa RCP4.5 (a,b,c) y RCP8.5 (d,e,f) para el modelo ACCESS1.0. En las columnas se muestra el aumento del nivel del mar para 2005 respecto del 1850 (a), aumento del nivel del mar para 2005 respecto del 1960 (d), aumento del nivel del mar para 2050 respecto del 2005 (b,e), aumento del nivel del mar para 2100 respecto del 2005 (c,f). Islóneas cada 1 cm. Nótese rango de colores diferente en cada panel.

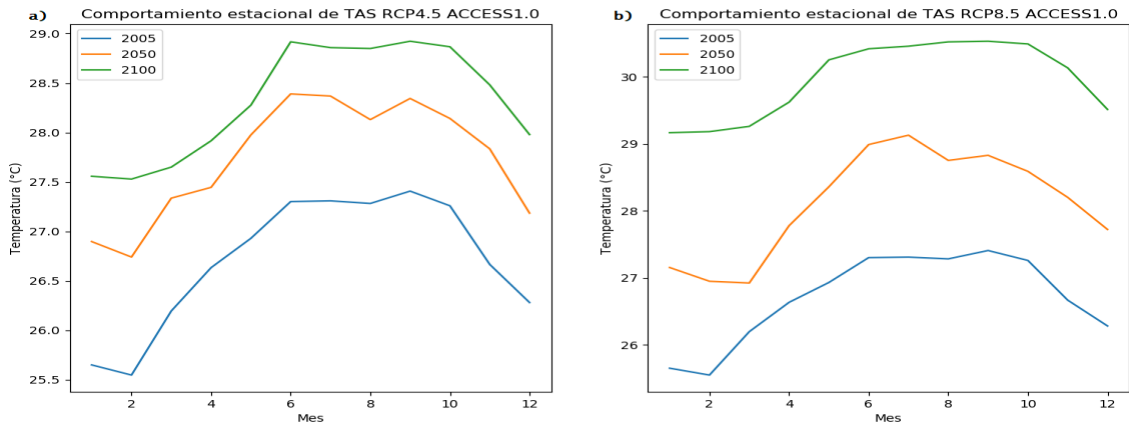


Figura 51: Comportamiento estacional para 2005 ,2050 y 2100 de temperatura ambiente superficial en el Mar Caribe para el modelo ACCESS1.0 bajo RCP4.5 (a) y bajo RCP8.5 (b).

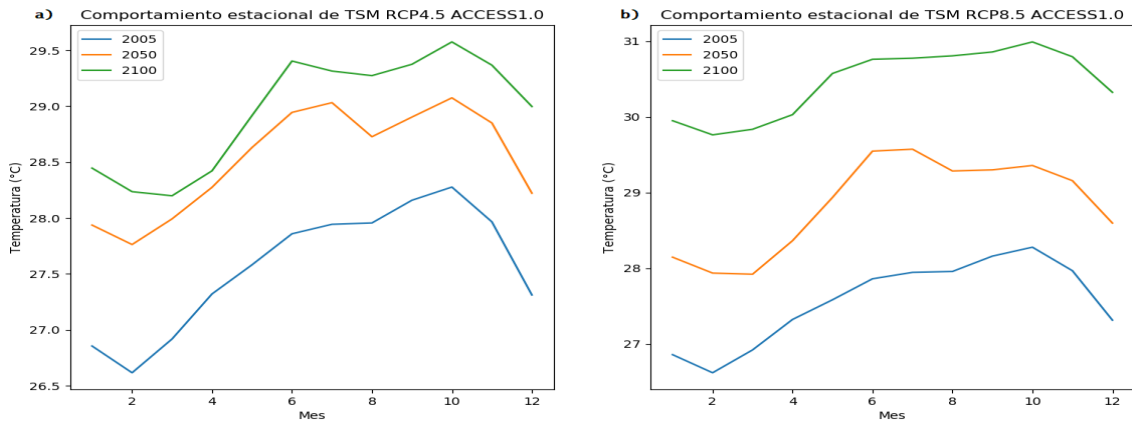


Figura 52: Comportamiento estacional para 2005 ,2050 y 2100 de temperatura oceánica superficial en el Mar Caribe para el modelo ACCESS1.0 bajo RCP4.5 (a) y bajo RCP8.5 (b).

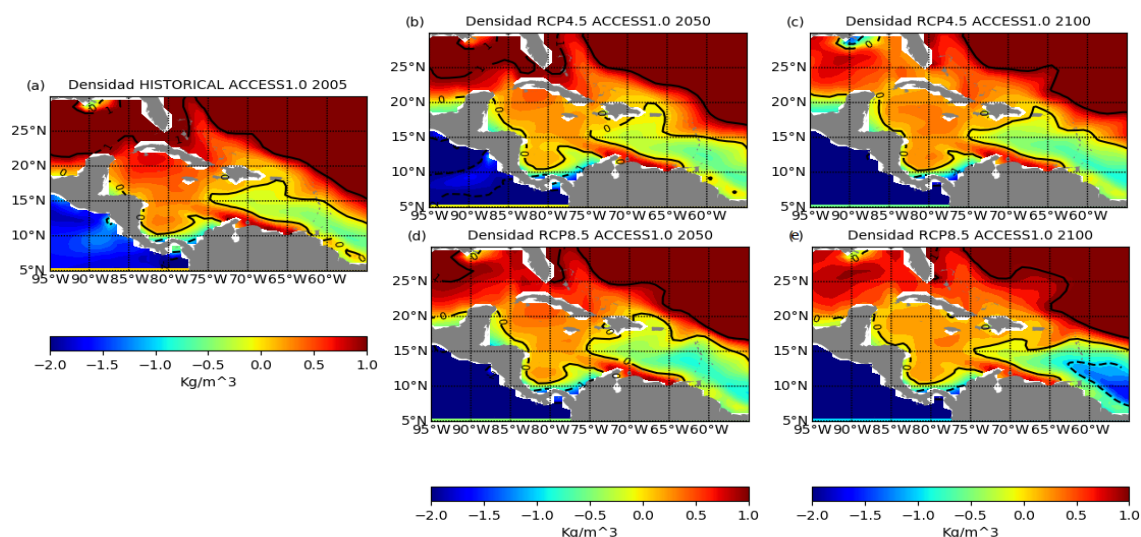


Figura 53: Densidad referidos al valor medio en el Caribe para 2005 ,2050 y 2100 para el modelo ACCESS1.0, bajo HISTORICAL (a) RCP4.5 (b,c) y bajo RCP8.5 (d,e).

8 Conclusiones y Trabajo Futuro

Este trabajo analiza el comportamiento futuro de variables atmosféricas y oceánicas en el Caribe hasta el 2100, bajo dos escenarios radiativos y empleando tres modelos climáticos del CMIP5. Por tanto, las conclusiones que se presentan a continuación, se basan en los resultados de estos modelos. Es importante tener en cuenta que si bien estos modelos son la mejor herramienta disponible para estudiar los cambios esperados en el planeta en marco del calentamiento global, estos resultados no son definitivos. Los modelos climáticos tienen limitaciones por las ecuaciones que emplea, parametrización de procesos debido a las escalas en que resuelve las ecuaciones, interacción del océano, la atmósfera y la criósfera, condiciones iniciales, entre otros, por lo cual estos resultados de largo plazo no son definitivos (IPCC, 2013a; Power et al., 2017).

El análisis de tres modelos del CMIP5 permitió identificar que el mejor modelo de los analizados para el Caribe fue ACCESS1.0 debido a que fue el modelo con mejor resolución oceánica, el que presentó el mejor comportamiento atmosférico según medidas de error cuadrático medio respecto al modelo multimodales del CMIP5 y además por ser el modelo que menor diferencia presentó respecto a medidas satelitales de salinidad superficial, temperatura oceánica superficial y altimetría.

La temperatura ambiente superficial según ACCESS1.0, aumentará de manera uniforme en todo el Caribe con incrementos máximos de 1.98 °C bajo RCP4.5 y de 3.75 °C bajo RCP8.5 respecto a 2005. Bajo este último escenario, para la década del 2060 se estaría superando la barrera del aumento de los 2 °C en el Caribe. De acuerdo a estos resultados, se puede ver que el objetivo planteado por el Acuerdo de París de mantener el incremento de temperatura para finales del siglo por debajo de 2°C (UnitedNations, 2015) y bajo el marco del (IPCC, 2014d) sería muy difícil de conseguir si se mantienen las emisiones de gases de efecto invernadero actuales.

Se pudo observar que la presión atmosférica se comporta de manera similar en los tres modelos analizados, la mayoría de anomalías para el 2100 respecto a 2005 no superan los 1 hPa, lo cual no demuestra variaciones considerables en la magnitud de la presión debido al incremento de gases de efecto invernadero, por ende se esperaría que el efecto del barómetro inverso no tuviera grandes consecuencias en el nivel del mar en el Caribe. Se requeriría la inclusión de mas modelos para poder establecer el comportamiento de esta variable para final de siglo.

Al igual que la presión atmosférica se observó muy poca variación interanual en el viento superficial, por otro lado, cuando se analizaron las épocas del año (húmeda y seca) se logró ver que en términos generales no hay grandes cambios, sin embargo, las mayores variaciones para finales del siglo se dieron en la época húmeda cerca de la Cuenca de Yucatán.

Por otro lado, al analizar la TSM se logró observar que según el modelo ACCESS1.0 se tendrán incrementos espacialmente promediados de 1.4 °C bajo RCP4.5 y de 2.9 °C bajo RCP8.5 para el 2100, lo cual muestra que la TSM incrementara en el Caribe independientemente del RCP que se utilice bajo este modelo. En cuanto a la distribución espacial de la TSM, según el modelo ACCESS1.0 se evidenció un calentamiento uniforme a lo largo de la Cuenca para el 2050 sin importar el RCP utilizado con anomalías positivas entre 1 y 1.5 °C respecto a 2005. Además, para el 2100 se observó que los mayores incrementos se darían al Noroeste cerca de la Cuenca Yucatán con anomalías positivas entre 1.5 y 2.5 °C bajo RCP4.5 y entre 3 y 4 °C bajo RCP8.5.

Se encontraron dos aspectos importantes del aumento de la TSM asociados con la formación de tormentas tropicales y huracanes en el Caribe. El primero asociado con el cambio en la temporada de huracanes, en RCP4.5 y 8.5 según ACCESS1.0, en donde se encontró que para el 2050 y 2100 todos los meses del año estarán por encima del promedio de TSM en la temporada de huracanes de 2005 (27.35 °C), excepto para Febrero en RCP4.5 (26.74 °C). Además se pudo observar que el incremento de TSM será mas homogéneo a partir de finales de Mayo alcanzando el pico máximo a finales de Septiembre, lo cual permite concluir que por el factor TSM en las próximas décadas se esperaría que la temporada de huracanes se extendiera en comparación con lo evidenciado actualmente.

El segundo aspecto tiene que ver con el aumento de la intensidad de los huracanes. Se observó que bajo RCP4.5, según ACCESS1.0, se esperan incrementos de TSM en los meses de Agosto-Septiembre de 0.89 °C para 2050 y 1.55 °C para 2100, respecto al promedio de TSM observado en 2005, mientras que bajo RCP8.5 para estos mismos meses se esperan incrementos de 1.44 °C para 2050 y 3.18 °C para 2100 respecto a lo observado en 2005. De acuerdo con lo anterior, todos los incrementos de TSM esperados en este modelo estarían por encima de 0.5 °C, por ende, se esperaría que la frecuencia de tormentas tropicales y huracanes pudiera incrementar en más del 40% según este modelo para final del siglo XXI, de cumplirse lo propuesto por Saunders & Lea (2008).

Además, otra consecuencia importante del incremento de la TSM estaría asociado con el aumento del blanqueamiento de los arrecifes de coral en el Caribe, debido a que según los resultados obtenidos ACCESS1.0 se pudo observar que las anomalías de TSM para todos los meses del año exceptuando los meses de Abril, Agosto, Septiembre, Octubre y Diciembre de 2050 bajo RCP4.5, sin importar el RCP utilizado serían mayores a 1 °C (Figura 52) para finales del siglo XXI respecto a 2005. De acuerdo con estos resultados y teniendo en cuenta el trabajo de Ainsworth et al. (2016) se esperaría

que se incrementen los episodios de blanqueamiento de Coral en todo el Caribe con una mayor afectación bajo RCP8.5 en comparación RCP4.5.

Se identificó que las zonas de menor salinidad en el Caribe son la Cuenca Venezuela y las Antillas menores debido a las gran descarga del Río Orinoco que afecta estas zonas, mientras que las zonas de mayor salinidad son las Cuenca Caimán y Yucatán. Por otro lado, se observó que sin importar el RCP, según ACCESS1.0 la salinidad superficial para finales del siglo XXI tenderá a incrementar lo cual está posiblemente asociado con los incrementos de temperatura ambiente superficial y TSM en la Cuenca.

Se analizaron los cambios de densidad teniendo en cuenta los cambios de salinidad y TSM para los años 2005, 2050 y 2100, utilizando el modelo ACCESS1.0 se logró observar que la densidad superficial no tendrá mayores cambios bajo ninguno de los RCP utilizados. El análisis del comportamiento de la densidad superficial permite estimar que la Surgencia de la Guajira, el giro Panamá Colombia y la corriente Caribe mantendrían su patrón de circulación hasta el 2100 independientemente del RCP. Resultados similares se obtuvieron del análisis de las anomalías de altura del nivel del mar sobre el geoide al 2050 y 2100 bajo los dos RCP para este modelo (Figura 40, Figura 41).

Se encontró que las tendencias de aumento de nivel del mar en el Caribe según ACCESS1.0, CSIRO-Mk3.6 y MIROC5 fueron positivas y mayores en el período 1960-2005 (4.53 a 14.64 cm/siglo) en comparación con el periodo 1850-2005 (5.54 a 9.42 cm/siglo), esto demuestra un incremento acelerado del nivel del mar en los últimos 40 años del siglo XX. No obstante las tendencias hasta el 2100 serán mucho mayores (24.02-54.02 cm/siglo) bajo RCP4.5 y (35.98-70.94 cm/siglo) bajo RCP8.5 de acuerdo con los resultados de los 3 modelos estudiados.

En particular al analizar las tendencias obtenidas para el modelo ACCESS1.0 bajo RCP4.5 en el período 2005-2100 se pudieron observar tendencias entre 33 y 35 cm/siglo en la cuenca Colombia con incrementos de nivel entre 32 y 33 cm respecto a 2005, mientras que bajo RCP8.5 se obtuvieron tendencias entre 49 y 51 cm/siglo con incrementos de nivel entre 48 y 51 cm respecto a 2005. Las tendencias de nivel del mar encontradas según este modelo para el Caribe estarían por debajo de la mediana de las proyecciones a nivel global bajo RCP8.5 con valores entre 52 y 98 cm y con un valor medio de 74 cm (IPCC, 2014b).

Finalmente se analizó el comportamiento esperado de los incrementos de nivel del mar en el Archipiélago de San Andrés. Providencia y Santa Catalina ubicado en la cuenca Colombia del mar Caribe. Para el período 2005-2050 de acuerdo con el modelo ACCESS1.0 los incrementos de nivel del mar estarían entre 13.25 y 14.5 cm bajo RCP4.5 y entre 16.5 y 16.8 cm bajo RCP8.5. Esto indica que en el período 2005-2050 el aumento del nivel del mar fue mas del doble que el del período de igual extensión entre 1960-2005 independientemente del RCP utilizado. Por otro lado, para el período 2005-2100 bajo RCP4.5 se lograron observar incrementos del nivel del mar en el Archipiélago entre 31.5 y 32.3 cm, mientras que bajo RCP8.5 valores entre 50 y 50.5 cm. Este aumento en el nivel medio del mar tiene el potencial de poner en riesgo que algunas de estas islas se mantengan por encima del nivel del mar en pleamar, lo que podría afectar su condición a la luz de la Ley del Mar.

En el mar Caribe la generación de extremos en el nivel del mar se presenta por la interacción de la marea, fenómenos meteorológicos extremos, variaciones estacionales y la presencia de giros (Torres

& Tsimplis, 2014), que modulan el nivel medio del mar. Por tanto, entre menor sea la altura de una isla con respecto del nivel medio del mar, mayor será la posibilidad de ser inundada completamente durante eventos extremos. De acuerdo con estos resultados de ACCESS1.0 y teniendo en cuenta las alturas máximas de las geoformas analizadas en el Archipiélago de San Andrés se pudo observar que las islas con mayor probabilidad de desaparecer para el 2100 son Albuquerque y Quitasueño ya que quedarían con una altura $< 1m$ sobre el nivel del mar. Los cayos Northwestern Rocks y Dry Ledge en Serrana quedarían con $< 0,11m$ sobre el nivel del mar, estos cayos junto con la geoforma de Roncador son las zonas donde se pudieron observar los mayores incrementos de nivel del mar para el 2100 respecto a 2005 independientemente del RCP utilizado.

Recomendaciones para futuras investigaciones

Se recomienda actualizar esta investigación con base a los modelos del CMIP6, los cuales se esperan estén disponibles a partir del 2022. Así mismo, se recomienda incluir un mayor número de modelos para poder disminuir la incertidumbre asociada con la imperfección inherente a cada modelo particular, incluyendo los promedios multimodelo en la evaluación de resultados. No obstante, en cuencas semicerradas como la del Mar Caribe, es necesario que los modelos empleados logren resolver los procesos oceánicos de mesoescala, ya que estos cambios de circulación afectan significativamente las proyecciones futuras del nivel del mar regional (van Westen et al., 2020).

Se recomienda presentar los mapas de anomalías/incrementos con respecto a un promedio decadal de referencia (por ejemplo 2000-2010) en lugar de hacerlo con respecto a un solo año (2005). La razón es que cuando se calculan cambios en relación a un año particular, los resultados son fuertemente influenciados por la variabilidad interanual climática interna. Este cambio se analizó para la variable nivel del mar del modelo ACCESS1.0 bajo RCP4.5 y se encontró que existen significativas diferencias respecto a lo observado en la metodología presentada en esta tesis. El uso de periodos decadales de referencia da como resultado una una distribución más con una distribución mas uniforme de las tendencias de nivel del mar en el Caribe, disminuyendo el efecto de cambios interanuales que típicamente afectan las variables oceánicas y atmosféricas.

Finalmente se recomienda hacer seguimiento a los cambios en el nivel del mar debidos al deshielo contemporáneo de glaciares y de las capas de hielo de Groenlandia y la Antártida. Además de los cambios debidos a ajuste isostático glacial (GIA). Lo anterior debido a que estos procesos no son resueltos por los modelos climáticos en la actualidad y tienen el potencial de afectar significativamente el nivel del mar regional.

Referencias

- Abadi, A. M., Oglesby, R., Rowe, C., & Mawalagedara, R. (2018). Evaluation of GCMs historical simulations of monthly and seasonal climatology over Bolivia. *Climate Dynamics*, 51(1), 733–754.
- Adler, R. F., Huffman, G. J., Chang, A., Ferraro, R., Xie, P.-P., Janowiak, J., Rudolf, B., Schneider, U., Curtis, S., Bolvin, D., Gruber, A., Susskind, J., Arkin, P., & Nelkin, E. (2003). The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979–Present). *Journal of Hydrometeorology*, 4(6), 1147–1167.
- Ainsworth, T. D., Heron, S. F., Ortiz, J. C., Mumby, P. J., Grech, A., Ogawa, D., Eakin, C. M., & Leggat, W. (2016). Climate change disables coral bleaching protection on the Great Barrier Reef. *Science*, 352(6283), 338–342.
- Alonso, J., Blázquez, E., Isaza-Toro, E., & Vidal, J. (2015). Internal structure of the upwelling events at Punta Gallinas (Colombian Caribbean) from modis-sst imagery. *Continental Shelf Research*, 109, 127–134.
- Álvarez-León, R. (1995). Caracterización general de la zona de surgencia en la Guajira colombiana. *Boletín Academia Colombiana de Ciencias Exactas Físicas y Naturales*, 19(3), 679–694.
- Andrade, C. (2000). The circulation and variability of the Colombian Basin in the Caribbean Sea [PhD Thesis]. University of Wales.
- Angeles, M. E., González, J. E., Ramírez-Beltrán, N. D., Tepley, C. A., & Comarazamy, D. E. (2010). Origins of the Caribbean Rainfall Bimodal Behavior. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D11), 15–23.
- Antuña-Marrero, J. C., Otter, A., O. H., Robock, A., & Mesquita, M. D. S. (2016). Modelled and observed sea surface temperature trends for the Caribbean and Antilles. *International Journal of Climatology*, 36(4), 1873–1886.
- Beier, E., Bernal, G., Ruiz-Ochoa, M., & Barton, E. D. (2017). Freshwater exchanges and surface salinity in the Colombian basin, Caribbean Sea. *PLOS ONE*, 12(8), 1–19.
- Bentsen, M., Evensen, G., Drange, H., & Jenkins, A. D. (1999). Coordinate Transformation on a Sphere Using Conformal Mapping*. *Monthly Weather Review*, 127(12), 2733–2740.
- Brenes, Vargas, & Saborio, Victor. (1994). Changes in the General Circulation and Its Influence on Precipitation Trends in Central America: Costa Rica. *Ambio*, 23(1), 87–90.
- Cabrera-Luna, E., & Donosio, E. (1993). Estudio de las características oceanográficas del Caribe colombiano. (p. 73). CIOH.
- Carton, J. A., & Chao, Y. (1999). Caribbean Sea eddies inferred from TOPEX/POSEIDON altimetry and a 1/6° Atlantic Ocean model simulation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*,

104(C4), 7743–7752.

Centurioni, L. R., & Niiler, P. P. (2003). On the surface currents of the Caribbean Sea. *Geophysical Research Letters*, 30(6), 10–17.

Chelton, D. B., deSzoeko, R. A., Schlax, M. G., El Naggar, K., & Siwertz, N. (1998). Geographical Variability of the First Baroclinic Rossby Radius of Deformation. *Journal of Physical Oceanography*, 28(3), 433–460.

Chollett, I., Mumby, P. J., Müller-Karger, F. E., & Hu, C. (2012). Physical environments of the Caribbean Sea. *Limnology and Oceanography*, 57(4), 1233–1244.

Church, J. A., Roemmich, D., Domingues, C. M., Willis, J. K., White, N. J., Gilson, J. E., Stammer, D., Köhl, A., Chambers, D. P., Landerer, F. W., Marotzke, J., Gregory, J. M., Suzuki, T., Cazenave, A., & Le Traon, P.-Y. (2007). Ocean Temperature and Salinity Contributions to Global and Regional Sea Level Change. In *Understanding Sea Level Rise and Variability* (pp. 143–176). John Wiley & Sons, Ltd.

Church, J., Gregory, J., White, N., Platten, S., & Mitrovica, J. (2011). Understanding and Projecting Sea Level Change. *Oceanography*, 33(11), 25–34.

Collier, M., Jeffrey, S., Rotstayn, L., Wong, K., Dravitzki, S., Moeseneder, C., Hamalainen, C., Syktus, J., Suppiah, R., Antony, J., Zein, A. H. E., & Atif, M. (2011). The CSIRO-Mk3.6.0 Atmosphere-Ocean GCM: Participation in CMIP5 and data publication. 1652–1658.

Corredor, J. E. (1979). Phytoplankton response to low level nutrient enrichment through upwelling in the columbian Caribbean basin. *Deep-Sea Research*, 26(A), 731–741.

Corredor, J. E. (1981). Apuntes sobre circulación costera en el caribe noroccidental colombiano (Boletín Científico No. 3; pp. 3–8). CIOH.

Costoya, X., deCastro, M., Santos, F., Sousa, M. C., & Gómez-Gesteira, M. (2019). Projections of wind energy resources in the Caribbean for the 21st century. *Energy*, 178, 356–367.

Curry, R., Dickson, B., & Yashayaev, I. (2004). A change in the freshwater balance of the Atlantic Ocean over the past four decades. *Nature*, 426(6968), 826–829.

Dai, A. (2006). Precipitation Characteristics in Eighteen Coupled Climate Models. *Journal of Climate*, 19(18), 4605–4630.

DeConto, R. M., & Pollard, D. (2016). Contribution of Antarctica to past and future sea-level rise. *Nature*, 531(7596), 591–597.

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy,

S., Hersbach H., Hólm, E., Isaksen, L., Kallberg, K., Kohler, M., Matricardi, M., McNally, A., Monge Sanz, A., Morcrette, J., Park, B., Peubey, C., Rosnay, P., Tavalato, C., Thépaut, J., Vitart, J., & Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 553–597.

Deser, C., Phillips, A. S., & Alexander, M. A. (2010). Twentieth century tropical sea surface temperature trends revisited. *Geophysical Research Letters*, 37(10), L10701.

Dessier, A., & Donguy, J. R. (1994). The sea surface salinity in the tropical Atlantic between 10°S and 30°N seasonal and interannual variations (1977-1989). *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research*, 41(1), 81–100.

Dieterich, C., Wang, S., Schimanke, S., Gröger, M., Klein, B., Hordoir, R., Samuelsson, P., Liu, Y., Axell, L., Höglund, A., & Meier, H. E. M. (2019). Surface Heat Budget over the North Sea in Climate Change Simulations. *Atmosphere*, 10(5), 272.

DIMAR. (2019). Derrotero de las Costas y areas insulares del Caribe y Pacifico Colombiano. Derrotero de las Costas y areas insulares del Caribe y Pacifico Colombiano (Derrotero No. 1). Dirección General Marítima-Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Caribe- Servicio Hidrográfico Nacional.

DiMego, G. J., Bosart, L. F., & Endersen, G. W. (1976). An Examination of the Frequency and Mean Conditions Surrounding Frontal Incursions into the Gulf of Mexico and Caribbean Sea. *Monthly Weather Review*, 104(6), 709–718.

Dix, M., Vohralik, P., Bi, D., Rashid, H., Marsland, S. J., O'Farrell, S., Uotila, P., Hirst, T., Kowalczyk, E., Sullivan, A., Yan, H., Franklin, C., Sun, Z., Watterson, I., Collier, M., Noonan, J., Rotstayn, L., Stevens, L., Uhe, P., & Puri, K. (2012). The ACCESS coupled model: Documentation of core CMIP5 simulations and initial results. *Australian Meteorological and Oceanographic Journal*, 63(15), 83–99.

Ducet, N., & Reverdin, G. (2000). Global high resolution mapping of ocean circulation fromtopex/poseidon and Ers-1 and -2. *Journal of Geophysical Research*, 105(23), 19477–19408.

Durack, P. J., & Wijffels, S. E. (2010). Fifty-Year Trends in Global Ocean Salinities and Their Relationship to Broad-Scale Warming. *Journal of Climate*, 23(16), 4342–4362.

Dyurgerov, M., & Meier, M. (2004). Glaciers and the changing earth system: A 2004 snapshot. 58, 1–117.

Eakin, C. M., Lough, J. M., & Heron, S. F. (2008). Climate Variability and Change: Monitoring Data and Evidence for Increased Coral Bleaching Stress. In M. J. H. van Oppen & J. M. Lough (Eds.), *Coral Bleaching: Patterns, Processes, Causes and Consequences* (pp. 41–67). Springer Berlin Heidelberg.

Etter, P. C., Lamb, P. J., & Portis, D. H. (1987). Heat and Freshwater Budgets of the Caribbean Sea

with Revised Estimates for the Central American Seas. *Journal of Physical Oceanography*, 17(8), 1232–1248.

Fajardo, G. (1979). Surgencia costera en las proximidades de la península colombiana de la Guajira. (pp. 17–19). CIOH.

Fillenbaum, E., Lee, T., Johns, W., & Zetopp, R. (1997). Meridional heat transport variability at 26.5°N in the North Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, 27(1), 153–174.

GEBCO. (2019). GEBCO: General Bathymetric Chart of oceans. <https://www.gebco.net>

Gottelman, A., Hegglin, M. I., Son, S.-W., Kim, J., Fujiwara, M., Birner, T., Kremser, S., Rex, M., Añel, J. A., Akiyoshi, H., Austin, J., Bekki, S., Braesike, P., Brühl, C., Butchart, N., Chipperfield, M., Dameris, M., Dhomse, S., Garny, H., Hardiman, S., Jockel, P., Kinnison, D., Lamarque, J., Mancini, E., Marchand, M., Michou, M., Morgenstern, O., Pawson, S., Pitari, G., Plummer, D., Pyle, J., Rozanov, R., Scinocca, J., Shepherd, T., Shibata, K., Smale, D., Teyssère, H., & Tian, W. (2010). Multimodel assessment of the upper troposphere and lower stratosphere: Tropics and global trends. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D3).

Gleckler, P. J., Taylor, K. E., & Doutriaux, C. (2008). Performance metrics for climate models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D6), 35–46.

Goldenberg, S., Landsea, C., Mestas-Nunez, A., & Gray, W. (2001). The Recent Increase in Atlantic Hurricane Activity: Causes and Implication. *Science*, 293, 474–479.

Gordon, A. L. (1967). Circulation of the Caribbean Sea. *Journal of Geophysical Research* (1896-1977), 72(24), 6207–6223.

Goreau, T., McClanahan, T., Hayes, R., & Strong, A. (2000). Conservation of Coral Reefs after the 1998 Global Bleaching Event. *Conservation Biology*, 14(1), 5–15.

Gregory, J. M., & Lowe, J. A. (2000). Predictions of global and regional sea-level rise using AOGCMs with and without flux adjustment. *Geophysical Research Letters*, 27(19), 3069–3072.

Griffies, S. M., & Greatbatch, R. J. (2012). Physical processes that impact the evolution of global mean sea level in ocean climate models. *Ocean Modelling*, 51, 37–72.

Grinsted, A., Moore, J., & Jevrejeva, S. (2013). Projected Atlantic hurricane surge threat from rising temperatures. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110, 5369–5373.

Grodsky, S. A., Johnson, B. K., Carton, J. A., & Bryan, F. O. (2014). Interannual Caribbean salinity in satellite data and model simulations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(2), 1375–1387.

Guilyardi, E., Balaji, V., Callaghan, S., DeLuca, C., Devine, G. M., Denvil, S., Ford, R., Pascoe, C. L., Lautenschlager, M., Lawrence, B., Steenman-Clark, L., & Valcke, S. (2011). The CMIP5 model

and simulation documentation: A new standard for climate modelling metadata.

Gupta, A. S., Jourdain, N. C., Brown, J. N., & Monselesan, D. (2013). Climate Drift in the CMIP5 Models*. *Journal of Climate*, 26(21), 8597–8615.

Gyory, J., Mariano, A., & Ryan, E. (2015). The Caribbean Current. In *Ocean Surface Currents*. <https://oceancurrents.rsmas.miami.edu/caribbean/caribbean.html>

Hartfield, G., Blunden, J., & Arndt, D. S. (2018). State of the Climate in 2017. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99(8), Si-S310.

Hastenrath, S. (1987). The Southern Oscillation in Atlantic Ocean. *Contrib. Atmos. Physics*, 1(60), 447–463.

Hastenrath, S., & Lamb, P. (1977). CLIMATIC ATLAS OF THE TROPICAL ATLANTIC AND EASTERN PACIFIC OCEANS. *New Zealand Geographer*, 35(1), 47–47.

Hasumi, H., & Emori, S. (2008). K-1 Coupled GCM (MIROC) Description K-1 model developers.

Henderson-Sellers, A., & McGuffie, K. (2012). Introduction. In A. Henderson-Sellers & K. McGuffie (Eds.), *The Future of the World's Climate (Second Edition)* (Second Edition, pp. 1–2). Elsevier.

Hibbard, K. A., Meehl, G. A., Cox, P. M., & Friedlingstein, P. (2007). A strategy for climate change stabilization experiments. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 88(20), 217–221.

Hidalgo, H. G., & Alfaro, E. J. (2015). Skill of CMIP5 climate models in reproducing 20th century basic climate features in Central America. *International Journal of Climatology*, 35(12), 3397–3421.

Hoegh-Guldberg, O. (1999). Climate change, coral bleaching and the future of the world's coral reefs. *Marine and Freshwater Research*, 50(12), 15–27.

Huang, C., & Qiao, F. (2015). Sea level rise projection in the South China Sea from CMIP5 models. *Acta Oceanologica Sinica*, 34(3), 31–41.

Hughes, T. P., Baird, A. H., Bellwood, D. R., Card, M., Connolly, S. R., Folke, C., Grosberg, R., Hoegh-Guldberg, O., Jackson, J. B. C., Kleypas, J., Lough, J. M., Marshall, P., Nyström, M., Palumbi, S. R., Pandolfi, J. M., Rosen, B., & Roughgarden, J. (2003). Climate change, human impacts, and the resilience of coral reefs. *Science (New York, N.Y.)*, 301(5635), 929–933.

Hui, P., Tang, J., Wang, S., Niu, X., Zong, P., & Dong, X. (2018). Climate change projections over China using regional climate models forced by two CMIP5 global models. Part II: projections of future climate. *International Journal of Climatology*, 38(S1), e78–e94.

IDEAM. (2019a). Estrategia colombiana de desarrollo bajo en carbono. IDEAM. <http://www.cambioclimatico.gov.co/estrategia-colombiana-de-desarrollo-bajo-en-carbono>.

IDEAM. (2019b). IDEAM y el cambio climático. IDEAM. <http://www.ideam.gov.co/web/cambio-climatico/inicio>.

IDEAM. (2019c). Informes Bienales de actualización. IDEAM. <http://www.cambioclimatico.gov.co/informe-bienal-de-actualizacion>.

IDEAM. (2019d). Proyectos de Adaptación en Colombia. IDEAM. <http://www.ideam.gov.co/web/cambio-climatico/acciones-regionales-cambio-climatico>.

IDEAM. (2019e). Plan Nacional de Adaptación al Cambio Climático. IDEAM. <http://www.cambioclimatico.gov.co/plan-nacional-de-adaptacion-al-cambio-climatico>

IDEAM. (2019f). Tercera Comunicación Nacional de Cambio Climático. IDEAM. <http://www.cambioclimatico.gov.co/3ra-comunicacion-cambio-climatico>.

Imbach, P., Molina, L. G., Locatelli, B., Roupsard, O., Ciais, P., Corrales, L., & Mahé, G. (2010). Climatology-based regional modelling of potential vegetation and average annual long-term runoff for Mesoamerica. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(6), 1801–1817.

IPCC. (2014a). Climate change 2007: Synthesis report. A report of the intergovernmental Panel on Climate Change (RC-1). IPCC.

IPCC. (2014b). Climate change 2013: The Physical science Basis. Chapter 13. Sea level change. (RC-1). IPCC.

IPCC. (2014c). Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Chapter 3. Observations: Ocean (RC-1). IPCC.

IPCC. (2014d). Climate change 2013: The Physical Science Basis. Chapter 9. Evaluation of Climate Models (RC-1). IPCC.

IPCC. (2013a). The Intergovernmental Panel on Climate Change bureau. https://www.ipcc.ch/pdf/tor/TOR_Bureau.pdf.

IPCC. (2013b). See guidance note for lead authors of the IPCC Fifth Assessment Report on consistent treatment of uncertainties. <https://www.ipcc.ch/pdf/supporting-material/uncertainty-guidance-note.pdf>.

IPCC. (2019a). History about the IPCC. <https://www.ipcc.ch/about/history/>.

IPCC. (2019b). The Intergovernmental Panel on Climate Change. <https://www.ipcc.ch>.

IPCC. (2019c). What is a GCM? https://www.ipcc-data.org/guidelines/pages/gcm_guide.html.

IPCC. (2019d). Working Group I. <https://www.ipcc.ch/working-group/wg1/>.

- Jackson, L., & Jevrejeva, S. (2016). A probabilistic approach to 21st century regional sea-level projections using RCP and High-end scenarios. *Global and Planetary Change*, 146(1), 179–189.
- Jet. (2020). Global Sea Surface Salinity Data Sets. Obtenido de Global Sea Surface Salinity Data Sets. Aquarius Satellite.<https://podaac.jpl.nasa.gov/datasetlist>.
- Jiang, J. H., Su, H., Zhai, C., Perun, V. S., Del Genio, A., Nazarenko, L. S., Donner, L. J., Horowitz, L., Seman, C., Cole, J., Gettelman, A., Ringer, M. A., Rotstayn, L., Jeffrey, S., Wu, T., Brient, F., Dufresne, J.-L., Kawai, H., Koshiro, T., & Stephens, G. L. (2012). Evaluation of cloud and water vapor simulations in CMIP5 climate models using NASA “A-Train” satellite observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D14).
- Jones, P. D., Harpham, C., Harris, I., Goodess, C. M., Burton, A., Centella-Artola, A., Taylor, M. A., Bezanilla-Morlot, A., Campbell, J. D., Stephenson, T. S., Joslyn, O., Nicholls, K., & Baur, T. (2016). Long-term trends in precipitation and temperature across the Caribbean. *International Journal of Climatology*, 36(9), 3314–3333.
- Kaser, G., Cogley, J. G., Dyurgerov, M. B., Meier, M. F., & Ohmura, A. (2006). Mass balance of glaciers and ice caps: Consensus estimates for 1961–2004. *Geophysical Research Letters*, 33(19), L19501.
- Keellings, D. (2016). Evaluation of downscaled CMIP5 model skill in simulating daily maximum temperature over the southeastern United States. *International Journal of Climatology*, 36(12), 4172–4180.
- Kinder, T. H., Heburn, G. W., & Green, A. W. (1985). Some aspects of the Caribbean circulation. *Marine Geology*, 68(1), 25–52.
- Kiss, A., Hogg, A., Hannah, N., Dias, F., Brassington, G., Chamberlain, M., Chapman, C., Dobrotoff, P., Domingues, C., Duran, E., England, M., Fiedler, R., Griffies, S., Heerdegen, A., Heil, P., Holmes, R., Klocker, A., Marsland, S., Morrison, A., & Zhang, X. (2019). ACCESS-OM2: A Global Ocean-Sea Ice Model at Three Resolutions. *Geoscientific Model Development Discussions*, 1–58.
- Knaff, J. A. (1997). Implications of Summertime Sea Level Pressure Anomalies in the Tropical Atlantic Region. *Journal of Climate*, 10, 789–804.
- KNMI. (2019). Hurricane season 2019 [Boletín Científico]. KNMI.
- Lambert, S. J., & Boer, G. J. (2001). CMIP1 evaluation and intercomparison of coupled climate models. *Climate Dynamics*, 17(2), 83–106.
- Landerer, F. W., Gleckler, P. J., & Lee, T. (2014). Evaluation of CMIP5 dynamic sea surface height multi-model simulations against satellite observations. *Climate Dynamics*, 43(5), 1271–1283.
- Laprise, R. (2008). Regional climate modelling. *Journal of Computational Physics*, 227(7), 3641–3666.

- Levitus, S., Antonov, J. I., Locarnini, R. A., Garcia, H. E., & Boyer, T. (2009). Linear trends in salinity for the World Ocean, 1955–1998. *Geophysical Research Letters*, 32(1), 15–23.
- Lin, J.-L. (2007). The Double-ITCZ Problem in IPCC AR4 Coupled GCMs: Ocean–Atmosphere Feedback Analysis. *Journal of Climate*, 20(18), 4497–4525.
- Linero, J., & Lonin, S. (2015). *Termodinamica para oceanografos*. Escuela Naval de Cadetes Almirante Padilla.
- Lough, J. M., Anderson, K. D., & Hughes, T. P. (2018). Increasing thermal stress for tropical coral reefs: 1871–2017. *Scientific Reports*, 8(1), 6079.
- Marzeion, B., Jarosch, A. H., & Hofer, M. (2012). Past and future sea-level change from the surface mass balance of glaciers. *The Cryosphere*, 6(6), 1295–1322.
- Maul, G. (1993). *Climatic change in the Intra-Americas Sea: Implications of future climate on the ecosystems and socio-economic structure in the marine and coastal regions of the Caribbean Sea, Gulf of Mexico, Bahamas, and the northeast coast of South America* / edited by George A. Maul for the United Nations Environment Programme (wider Caribbean region) and Intergovernmental Oceanographic Commission (Caribbean and adjacent regions) (3rd ed., Vol. 3). Smithsonian Libraries.
- Maximenko, N., Niiler, P., Centurioni, L., Rio, M.-H., Melnichenko, O., Chambers, D., Zlotnicki, V., & Galperin, B. (2009). Mean Dynamic Topography of the Ocean Derived from Satellite and Drifting Buoy Data Using Three Different Techniques*. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(9), 1910–1919.
- McWilliams, J. P., Côté, I. M., Gill, J. A., Sutherland, W. J., & Watkinson, A. R. (2005). ACCELERATING IMPACTS OF TEMPERATURE-INDUCED CORAL BLEACHING IN THE CARIBBEAN. *Ecology*, 86(8), 2055–2060.
- Meehl, G. A., Covey, C., Delworth, T., Latif, M., McAvaney, B., Mitchell, J. F. B., Stouffer, R. J., & Taylor, K. E. (2007). THE WCRP CMIP3 Multimodel Dataset: A New Era in Climate Change Research. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(9), 1383–1394.
- Meinshausen, M., Smith, S. J., Calvin, K., Daniel, J. S., Kainuma, M. L. T., Lamarque, J.-F., Matsumoto, K., Montzka, S. A., Raper, S. C. B., Riahi, K., Thomson, A., Velders, G. J. M., & van Vuuren, D. P. P. (2011). The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Climatic Change*, 109(1), 213.
- Meyssignac, B., Slangen, A. B. A., Melet, A., Church, J. A., Fettweis, X., Marzeion, B., Agosta, C., Ligtenberg, S. R. M., Spada, G., Richter, K., Palmer, M. D., Roberts, C. D., & Champollion, N. (2017). Evaluating Model Simulations of Twentieth-Century Sea-Level Rise. Part II: Regional Sea-Level Changes. *Journal of Climate*, 30(21), 8565–8593.
- Milliff, R. F., & Morzel, J. (2001). The Global Distribution of the Time-Average Wind Stress Curl

- from NSCAT. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 58(2), 109–131.
- Milne, G. A., Gehrels, W. R., Hughes, C. W., & Tamisiea, M. E. (2009). Identifying the causes of sea-level change. *Nature Geoscience*, 2(7), 471–478.
- Molinari, R. L., Fine, R. A., & Johns, E. (1992). The Deep Western Boundary Current in the tropical North Atlantic Ocean. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 39(11), 1967–1984.
- Montoya-Sánchez, R. A., Devis-Morales, A., Bernal, G., & Poveda, G. (2018). Seasonal and intraseasonal variability of active and quiescent upwelling events in the Guajira system, southern Caribbean Sea. *Continental Shelf Research*, 171(45), 97–112.
- Mooers, C., & Gao, L. (1996). Numerical Simulation of the Intra Americas Sea. Part I. 76(17), 118–150.
- Morrison, J. M., & Smith, O. P. (1990). Geostrophic transport variability along the Aves ridge in the Eastern Caribbean Sea. *Journal of Geophysical Research*, 95(C1), 699–710.
- Moss, R. H., Edmonds, J. A., Hibbard, K. A., Manning, M. R., Rose, S. K., van Vuuren, D. P., Carter, T. R., Emori, S., Kainuma, M., Kram, T., Meehl, G. A., Mitchell, J. F. B., Nakicenovic, N., Riahi, K., Smith, S. J., Stouffer, R. J., Thomson, A. M., Weyant, J. P., & Wilbanks, T. J. (2010). The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, 463(7282), 747–756.
- Muller-Karger, F. E., & Castro, R. A. (1994). Mesoscale processes affecting phytoplankton abundance in the southern Caribbean Sea. *Continental Shelf Research*, 14(2), 199–221.
- Niiler, P., & Richardson, W. (1973). Seasonal variability of the Florida current. *Journal of Marine Research*, 3(31), 144–167.
- NOAA. (2006). National Centers for Environmental Information, State of the Climate: El Niño/Southern Oscillation for Annual 2006. <https://www.ncdc.noaa.gov/sotc/enso/200613>.
- NOAA. (2020a). NCEI OSTM/Jason-2 and Jason-3 Satellite Products Archive. Obtenido de NCEI OSTM/Jason-2 and Jason-3 Satellite Products Archive. OSTM/Jason-2 Satellite. <https://www.nodc.noaa.gov/SatelliteData/jason/>.
- NOAA. (2020b). Tropical cyclone climatology. NOAA. <https://www.nhc.noaa.gov/climo/>.
- Nystuen, J. A., & Andrade, C. A. (1993). Tracking mesoscale ocean features in the Caribbean Sea using Geosat altimetry. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 98(C5), 8389–8394.
- Ortiz, J. C. O., Moreno, J. M. P., & Lizano, O. G. (2014). Evaluation of Extreme Waves Associated with Cyclonic Activity on San Andrés Island in the Caribbean Sea since 1900. *Journal of Coastal Research*, 31(3), 557–568.

- Ortiz, J., Otero, L., Restrepo, J., & Ruiz, M. (2013). Cold fronts in the Colombian Caribbean Sea and their relationship to extreme wave events. *Natural Hazards Earth System Sciences*, 13(11), 15–28.
- Ospino, S., Restrepo, J. C. C., Otero, L., Pierini, J. O., & Alvarez-Silva, O. (2018). Saltwater Intrusion into a River with High Fluvial Discharge: A Microtidal Estuary of the Magdalena River, Colombia. *Journal of Coastal Research*, 34, 1273–1288.
- Palanisamy, H., Becker, M., Meyssignac, B., Henry, O., & Cazenave, A. (2012). Regional sea level change and variability in the Caribbean sea since 1950. *Journal of Geodetic Science*, 2(2), 125–133.
- Palomino-Lemus, R., Córdoba-Machado, S., Gámiz-Fortis, S. R., Castro-Díez, Y., & Esteban-Parra, M. J. (2017). Climate change projections of boreal summer precipitation over tropical America by using statistical downscaling from CMIP5 models. *Environmental Research Letters*, 12(12), 124011.
- Perloth, I. (1971). Distribution of mass in the near surface waters of the caribbean (No. 56; p. 33).
- Peterson, T. C., Taylor, M. A., Demeritte, R., Duncombe, D. L., Burton, S., Thompson, F., Porter, A., Mercedes, M., Villegas, E., Semexant Fils, R., Klein Tank, A., Martis, A., Warner, R., Joyette, A., Mills, W., Alexander, L., & Gleason, B. (2002). Recent changes in climate extremes in the Caribbean region. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D21), ACL 16-1-ACL 16-9.
- Power, S., Delage, F., Wang, G., Smith, I. & Kociuba, G. (2016). Apparent limitations in the ability of CMIP5 climate models to simulate recent multi-decadal change in surface temperature: implications for global temperature projections. *Climate Dynamics*, 40(1-2), 53-69.
- Pujos, M. (1986). Influence on the north colombian counter-current on the circulation of the continental platform: It's action on the dispersion of effluents in suspension from Magdalena River. CIOH.
- Qiang, Z., Shen, Z., Xu, C.-Y., Sun, P., Hu, P., & He, C. (2019). A new statistical downscaling approach for global evaluation of the CMIP5 precipitation outputs: Model development and application. *Science of The Total Environment*, 690(10), 1048–1067.
- Ramsay, S. (2013). *Climate Change Policies and Programs in the Caribbean*.
- Rehman, N., Adnan, M., & Ali, S. (2018). Assessment of CMIP5 climate models over South Asia and climate change projections over Pakistan under representative concentration pathways. *International Journal of Global Warming*, 16, 381.
- Rotstayn, L. D., Collier, M. A., Dix, M. R., Feng, Y., Gordon, H. B., O'Farrell, S. P., Smith, I. N., & Syktus, J. (2010). Improved simulation of Australian climate and ENSO-related rainfall variability in a global climate model with an interactive aerosol treatment. *International Journal of Climatology*, 30(7), 1067–1088.
- Rueda-Roa, D. T., & Muller-Karger, F. E. (2013). The southern Caribbean upwelling system: Sea

surface temperature, wind forcing and chlorophyll concentration patterns. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 78(12), 102–114.

Ruiz-Ochoa, M., Beier, E., Bernal, G., & Barton, E. D. (2012). Sea surface temperature variability in the Colombian Basin, Caribbean Sea. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 64(56), 43–53.

Sandwell, D., & Smith, W. (1997). Global seafloor topography from dense satellite altimetry and sparse ship soundings (MGE). In T.-D. Guyenne & D. Danesy (Eds.), *Third ERS Symposium on Space at the service of our Environment* (Vol. 414, p. 1879).

Saravanan, R., Lakshmanan, R., Jasmine, S., & Joshi, K. K. (2017). Coral bleaching: Causes, consequences and mitigation. *Marine Fisheries Information Service*, 34(35), 11–26.

Saunders, M. A., & Lea, A. S. (2008). Large contribution of sea surface warming to recent increase in Atlantic hurricane activity. *Nature*, 451(7178), 557–560.

Schleussner, C.-F., Lissner, T. K., Fischer, E. M., Wohland, J., Perrette, M., Golly, A., Rogelj, J., Childers, K., Schewe, J., Frieler, K., Mengel, M., Hare, W., & Schaeffer, M. (2016). Differential climate impacts for policy-relevant limits to global warming: The case of 1.5oC and 2oC. *Earth System Dynamics*, 7(2), 327–351.

Schmitz, W. J., & Richardson, P. L. (1991). On the sources of the Florida Current. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 38(14), S379–S409.

Sheng, J., & Tang, L. (2003). A Numerical Study of Circulation in the Western Caribbean Sea. *Journal of Physical Oceanography*, 33(10), 2049–2069.

Solomon, S., Rosenlof, K. H., Portmann, R. W., Daniel, J. S., Davis, S. M., Sanford, T. J., & Plattner, G.-K. (2010). Contributions of Stratospheric Water Vapor to Decadal Changes in the Rate of Global Warming. *Science*, 327(5970), 1219–1223.

Stalcup, M. C., & Metcalf, W. G. (1972). Current measurements in the passages of the Lesser Antilles. *Journal of Geophysical Research* (1896-1977), 77(6), 1032–1049.

Stephens, G., Li, J.-L., Wild, M., Clayson, C., Loeb, N., Kato, S., L’Ecuyer, T., Stackhouse Jr, P., Lebsock, M., & Andrews, T. (2012). An update on Earth’s energy balance in light of the latest global observations. *Nature Geoscience*, 5, 691–696.

Stephenson, T. S., Vincent, L. A., Allen, T., Van Meerbeeck, C. J., McLean, N., Peterson, T. C., Taylor, M. A., Aaron-Morrison, A. P., Auguste, T., Bernard, D., Boekhoudt, J. R. I., Blenman, R. C., Braithwaite, G. C., Brown, G., Butler, M., Cumberbatch, C. J. M., Etienne-Leblanc, S., Lake, D. E., Martin, D. E., & Trotman, A. R. (2014). Changes in extreme temperature and precipitation in the Caribbean region, 1961–2010. *International Journal of Climatology*, 34(9), 2957–2971.

Taylor, K. E., Stouffer, R. J., & Meehl, G. A. (2012). An Overview of CMIP5 and the Experiment

- Design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4), 485–498.
- Taylor, M. A., Clarke, L. A., Centella, A., Bezanilla, A., Stephenson, T. S., Jones, J. J., Campbell, J. D., Vichot, A., & Charlery, J. (2018). Future Caribbean Climates in a World of Rising Temperatures: The 1.5 vs 2.0 Dilemma. *Journal of Climate*, 31(7), 2907–2926.
- Terray, L. (2012). Evidence for multiple drivers of North Atlantic multi-decadal climate variability. *Geophysical Research Letters*, 39(19), 16.
- Tian, B., Fetzer, E. J., Kahn, B. H., Teixeira, J., Manning, E., & Hearty, T. (2013). Evaluating CMIP5 models using AIRS tropospheric air temperature and specific humidity climatology. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(1), 114–134.
- Tokyo. (2020). Global Sea Surface Temperature Data Sets. Obtenido de Global Sea Surface Temperature Data Sets. Cobe Satellite. http://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/products/el_nino/cobesst/cobe-sst.html.
- Torres, R. (2013). Sea-level variability in the Caribbean Sea over the last century.
- Torres, R., Sanchez-Reyes, D. M., & Moreno-Calderon, M. Y. (2017). Variacion estacional del nivel del mar en el Archipiélago de San Andres, Providencia y Santa Catalina, Mar Caribe. *Revista de Biología Marina y Oceanografía*, 52(12), 343–352.
- Torres, R., & Tsimplis, M. (2012). Seasonal sea level cycle in the Caribbean Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C7).
- Torres, R., & Tsimplis, M. (2014). Sea level extremes in the Caribbean Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(8), 4714–4731.
- Tracker. (2020). Paris temperature goal. Obtained from the Paris temperature goal. Paris Agreement. <https://climateactiontracker.org/methodology/paris-temperature-goal/>.
- Triffleman, N., & Hine, A. (1992). Sediments and depositional environments of a small carbonate platform. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62(4), 591–606.
- Tsz-Cheung, L., Knutson, T. R., Kamahori, H., & Ying, M. (2012). Impacts of Climate Change on Tropical Cyclones in the Western North Pacific Basin. Part I: Past Observations. *Tropical Cyclone Research and Review*, 1(2), 213–235.
- T.-X., T., Zhao, N., Fan, Z.-M., Li, J., Chen, C.-F., Lu, Y.-M., Wang, C.-L., Gao, J., Xu, B., Jiao, Y.-M., & Wilson, J. P. (2019). Methods for simulating climate scenarios with improved spatiotemporal specificity and less uncertainty. *Global and Planetary Change*, 181(45), 102973.
- UNCLOS. (1994). Agreement relating to the implementation of Part XI of the convention. https://www.un.org/Depts/los/convention_agreements/texts/unclos/closindxAgree.html.

United Nations. (2020). Sustainable Development Goals. Sustainable Development Goals. <https://www.un.org/sustainabledevelopment/climate-action/>.

van Vuuren, D. P., Edmonds, J., Kainuma, M., Riahi, K., Thomson, A., Hibbard, K., Hurtt, G. C., Kram, T., Krey, V., Lamarque, J.-F., Masui, T., Meinshausen, M., Nakicenovic, N., Smith, S. J., & Rose, S. K. (2011). The representative concentration pathways: An overview. *Climatic Change*, 109(1), 5.

van Westen, R., Dijkstra, H., van der Boog, C., Katsman, C., James, R., Bouma, T., Kleptsova, O., Klees, R., Riva, R. & Slobbe, D. (2020). Ocean model resolution dependence of Caribbean sea-level projections. *Nature Publishing Group*. 10(1). 1-11.

Waliser, D. E., Li, J.-L. F., L'Ecuyer, T. S., & Chen, W.-T. (2011). The impact of precipitating ice and snow on the radiation balance in global climate models. *Geophysical Research Letters*, 38(6).

Wang, C., & Lee, S. (2007). Atlantic warm pool, Caribbean low-level jet, and their potential impact on Atlantic hurricanes. *Geophysical Research Letters*, 34(2).

Watanabe, M., Suzuki, T., O'ishi, R., Komuro, Y., Watanabe, S., Emori, S., Takemura, T., Chikira, M., Ogura, T., Sekiguchi, M., Takata, K., Yamazaki, D., Yokohata, T., Nozawa, T., Hasumi, H., Tatebe, H., & Kimoto, M. (2010). Improved Climate Simulation by MIROC5: Mean States, Variability, and Climate Sensitivity. *Journal of Climate*, 23(23), 6312–6335.

Worthington, L. (1976). *On the North Atlantic Circulation* (3rd ed.). Johns Hopkins Oceanographic Studies.

WRCP. (1998). *WRCP World Climate Research Programme* (Reporte No. 103).

Wunsch, C., & Stammer, D. (1997). Atmospheric loading and the oceanic “inverted barometer” effect. *Reviews of Geophysics*, 35(1), 79–107.

Yang, Y., Tang, J., Xiong, Z., Wang, S., & Yuan, J. (2019). An intercomparison of multiple statistical downscaling methods for daily precipitation and temperature over China: Present climate evaluations. *Climate Dynamics*, 53(7), 4629–4649.

Yin, J. (2012). Century to multi-century sea level rise projections from CMIP5 models. *Geophysical Research Letters*, 39(17).

Yoo, J.-M., & Carton, J. A. (1990). Annual and Interannual Variation of the Freshwater Budget in the Tropical Atlantic Ocean and the Caribbean Sea. *Journal of Physical Oceanography*, 20(6) 831–845.