



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA Y CAMBIO
CLIMÁTICO

VARIABILIDAD CLIMÁTICA DE LAS CONDICIONES
ATMOSFÉRICAS Y OCEÁNICAS EN EL ATLÁNTICO TROPICAL, Y
SU RELACIÓN CON LA ABUNDANCIA DEL SARGAZO

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

DANIEL ROBLES MUÑOZ

TUTOR

DR. JORGE ZAVALA HIDALGO
INSTITUTO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA Y CAMBIO
CLIMÁTICO

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX., NOVIEMBRE 2021



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Jurado asignado

Presidente: Dr. Ignacio Arturo Quintanar Isaías

Secretario: Dr. Jorge Zavala Hidalgo

Vocal: Dra. Paulina Ordóñez Pérez

1er. Suplente: Dra. Laura Elena Sanvicente Añorve

2o. Suplente: Dr. Julio Sheinbaum Pardo

Agradecimientos

Agradezco el apoyo para realizar la presente tesis al Posgrado en Ciencias de la Tierra y a mi asesor el Dr. Jorge Zavala Hidalgo, por su tiempo, dedicación y apoyo constante. Agradezco el financiamiento del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), el grupo Interacción Océano-Atmósfera, y del Instituto de Ciencias de la Atmósfera y Cambio Climático.

Por sus correcciones, comentarios, sugerencias y preguntas a los miembros del jurado el Dr. Ignacio Arturo Quintanar Isaías, la Dra. Paulina Ordóñez Pérez, el Dr. Julio Sheinbaum Pardo y la Dra. Laura Elena Sanvicente Añorve. Asimismo, al comité tutor por su apoyo durante el desarrollo de la tesis, el Dr. Francisco Estrada Porrúa y el Dr. Julio Sheinbaum Pardo.

Por sus revisiones y aportaciones, a los miembros del grupo Interacción Océano-Atmósfera. Especialmente, por su ayuda en la realización de esta tesis a la Dra. Geidy Rodríguez Vera y la Dra. Rosario Romero Centeno.

A cada una de las personas que han contribuido en mi formación personal, académica y afectiva en este proceso.

Resumen

El sargazo es una macroalga pelágica que se distribuye principalmente en el Atlántico norte subtropical. Recientemente, el crecimiento anómalo del sargazo en el Atlántico tropical ha generado importantes afectaciones en las costas mexicanas. Por ejemplo, un impacto negativo en el turismo local, liberación de metales pesados, afectación de pastos marinos y un ingreso anormal de nutrientes en la zona costera.

Actualmente, se han propuesto diversos mecanismos para explicar este fenómeno; por ejemplo, la influencia de descargas del río Amazonas, la concentración de polvo del Sahara y la variabilidad de la oscilación del Atlántico norte. Sin embargo, poco se conoce de la fisiología general del sargazo, y por ende, de su respuesta ante distintos escenarios de variabilidad climática. Por ello, hay una dificultad en determinar el origen y variabilidad del sargazo en la zona.

En este trabajo se analizan las interacciones entre la cobertura promedio del sargazo y la variabilidad climática del Atlántico tropical. Con dicho fin, se construyeron una serie de compuestos de diferentes fechas de las anomalías de temperatura superficial del mar (TSM) y el viento bajo distintas condiciones de sargazo (poco, mucho y sin sargazo). Donde se identificó que en años con anomalías negativas de la TSM y de viento alisios relativamente intensos existe una mayor prevalencia de eventos con mucho sargazo (y viceversa). Asimismo, este patrón se replicó con un análisis de máxima covarianza (AMC), que se validó mediante 1000 experimentos de Monte Carlo con una significancia del 99%.

Además, para estudiar la parte subsuperficial del océano, se analizó la variabilidad en la altura de la capa de mezcla del Atlántico tropical mediante un análisis de Funciones Empíricas Ortogonales (FEOs). Donde se encontró que la capa de mezcla es más profunda cuando hay anomalías negativas de TSM y vientos alisios intensos, aumentando

la disponibilidad de nutrientes por la mezcla vertical y surgencia. Estos resultados coinciden con la hipótesis principal del origen del sargazo de trabajos recientes.

Por otro lado, en el mismo análisis de FEOs, se observó un proceso de mayor escala temporal que tiene un cambio abrupto en 2009. Dicho cambio, se asoció con una disminución reportada en el transporte de la AMOC (Corriente de Retorno Meridional del Atlántico) y un intenso evento negativo de la NAO (Oscilación del Atlántico Norte).

Finalmente, se plantea que la abundancia de sargazo puede estar respondiendo a dos procesos de distintas escalas. En primera instancia, una disminución en el transporte de la AMOC y el evento negativo de la NAO que pudieran causar el evento de distribución de sargazo que se ha propuesto en la literatura. Y en segundo lugar, un acoplamiento del sargazo a la variabilidad interanual del Atlántico tropical, dado por la temperatura superficial del mar, viento y profundidad de la capa de mezcla.

Índice general

Agradecimientos	V
Resumen	VII
Índice general	X
Índice de figuras	XIII
Índice de cuadros	XV
Glosario	XVII
1 Introducción	1
1.1 Atlántico tropical	1
Ciclo anual de temperatura superficial del mar, viento y precipitación	1
Temperatura superficial del mar, viento en superficie y precipitación	1
Corrientes oceánicas	5
1.2 Variabilidad interanual del Atlántico tropical	9
Modo Zonal del Atlántico	10
Modo Meridional del Atlántico	12
Teleconexiones externas	13
Oscilación del Atlántico Norte y ENSO	13
1.3 Variabilidad Multidecadal del Atlántico	15
1.4 Sargazo	16
1.5 Motivación y objetivos	19
Objetivo central	20
Objetivos específicos	20
2 Análisis de Máxima Covarianza	22
3 Datos y Metodología	25
3.1 Datos	25
ERA 5	25
ECCO 2	26
Sargazo	27
3.2 Metodología	28
Análisis de anomalías	28
Análisis de compuestos	29
Análisis de Máxima Covarianza	30
Significancia estadística del AMC	30
Variabilidad de la profundidad de la capa de mezcla oceánica	31
4 Resultados	33
4.1 Análisis de anomalías	33
4.2 Análisis de compuestos	35

4.2 Influencia norte y sur	41
4.3 Análisis de Máxima Covarianza	43
4.4 Análisis de la capa de mezcla oceánica	47
5 Discusión	50
5.1 Anomalías de la temperatura	50
5.2 Patrones de procesos superficiales (TSM y viento)	51
5.3 Interacción subsuperficial	53
5.4 La abundancia del sargazo y la variabilidad multifrecuencia del Atlántico tropical	54
6 Conclusiones	56
Apéndice	59
Referencias	63

Índice de figuras

- Figura 1.1:** Promedio Marzo-Mayo (1982-2014) para (a) la profundidad de la termoclina considerando la isoterma de 20 °C y (b) temperatura superficial del mar. Tomado de Rugg et al. (2016). 2
- Figura 1.2:** Climatología estacional de la temperatura superficial del mar y del viento. Tomado de Foltz (2018). 3
- Figura 1.3:** Climatología de la temperatura superficial del mar, viento y precipitación. Sombreado claro valores menores a 2 mm/día y sombreado oscuro mayores a 6 mm/día. Tomado de Xie et al. (2004). 4
- Figura 1.4:** (a) Análisis del ECMWF, 30 Agosto 2000, 700-hPa viento meridional con intervalos de 1 m/s. (b) Imágenes satelitales infrarrojas de METEOSAT. Tomado de Thorncroft et al. (2003). 5
- Figura 1.5:** Corrientes superficiales y subsuperficiales con algunos transportes marcados. Corriente Subsuperficial Ecuatorial (EUC), Corriente Sur Ecuatorial (SEC), Corriente Sub-superficial Sur-Ecuatorial (SEUC), Corriente Sub-superficial Nor-Ecuatorial (NEUC), Corriente Sub-superficial del Norte de Brasil (NBUC), Corriente Sub-superficial de Brasil (BC), Contra Corriente Nor-Ecuatorial (NECC), Corriente Nor-Ecuatorial (NEC), Corriente de Guinea (GC), Corriente del Caribe (CC), Corriente Sub-superficial Límite del Oeste (WBUC). Tomado de Godfrey et al. (2001). 6
- Figura 1.6:** Sección meridional de corrientes zonales a 35°W para marzo de 1994. Los contornos muestran velocidades [m/s], positivos dirección Este y negativos dirección Oeste. En colores marcadas las siguientes corrientes: Corriente Subsuperficial Ecuatorial (EUC), Corriente Sur Ecuatorial (SEC), Corriente Subsuperficial Sur-Ecuatorial (SEUC), Corriente Subsuperficial Nor-Ecuatorial (NEUC), Corriente Ecuatorial Intermedia (EIC), Corriente Intermedia del Sur (SIC) y Corriente Intermedia del Norte (NIC). Tomado de Godfrey et al. (2001). 7
- Figura 1.7:** Esquema de circulación superficial del océano Atlántico (Norte). Tomado de Talley et al. (2011). 8
- Figura 1.8:** Esquema de circulación superficial del océano Atlántico (Sur). Tomado de Talley et al. (2011). 9
- Figura 1.9:** Esquema de los principales componentes de la variabilidad climática del Atlántico tropical. Tomado de Foltz et al. (2019). 10
- Figura 1.10:** (b) Composición de anomalías promedio en el Atlántico tropical para TSM (sombreado), SSH (contornos) y viento a 10 metros (vectores); (c) anomalías de precipitación durante Junio-Agosto para eventos Niño del Atlántico. Tomado de Vallès-Casanova et al. (2020). 11
- Figura 1.11:** (a) Anomalías interanuales de la TSM y viento promedio durante Abril-Mayo 2009. Vientos graficados mayores a 1 m/s; (b) lo mismo que en (a) para anomalías de precipitación. Tomado de Foltz et al. (2012). 12
- Figura 1.12:** Puntos de ciclogénesis para los 5 años con eventos del Modo Meridional del Atlántico (AMM) más intensos (positivos o negativos), superpuestos a una composición de la TSM (sombreado) y esfuerzo del viento (contornos, positivos continuos y negativos punteados). Cruces para tormentas

tropicales y círculos tachados huracanes (>49 m/s). Tomado de Kossin y Vimont (2007).	13
Figura 1.13: Patrón de TSM observado, regresión de residuales de anomalías de TSM sobre el índice de la Variabilidad Multidecadal del Atlántico (AMV). Tomado de Zhang et al. (2019).	15
Figura 1.14: Anomalías del transporte a través de la línea de observaciones en 26°N del Atlántico (RAPID 26°N). Gráfica elaborada en el climate explorer de la WMO.	16
Figura 1.15: (a) Cobertura promedio mensual (a) Porcentaje promedio de cobertura mensual de 2011-2017 (excepto 2013). Tomado de Wang et al. (2019).	17
Figura 3.1: Dominio utilizado en todos los análisis espaciales de la TSM, viento y profundidad de la capa de mezcla.	26
Figura 3.2: Promedio mensual de cobertura superficial promedio de sargazo en el Mar Caribe y Atlántico central. Datos: Wang et al. (2019).	27
Figura 3.3: Primer componente principal para la TSM sin pre-procesamiento.	28
Figura 3.4: Tendencia de TSM por década para el periodo 1979-2019.	28
Figura 4.1: Promedio mensual de todo el dominio para las anomalías de TSM (°C). En rojo la cobertura promedio de sargazo (km ²).	33
Figura 4.2: Primer componente principal para anomalías de la TSM (~20% varianza explicada). En negro la cobertura promedio de sargazo (km ²).	34
Figura 4.3: Segunda componente principal para anomalías de la TSM (~20% varianza explicada). En negro la cobertura promedio de sargazo (km ²).	34
Figura 4.4: Compuestos de anomalías para la TSM y viento: años sin, con y mucho sargazo.	36
Figura 4.5: Compuestos de anomalías para la TSM (°C) y viento (m/s): década desde 1980 hasta 2020.	37
Figura 4.6: Compuestos de anomalías para la TSM (°C) y viento (m/s) para años sin sargazo, desde 2000 hasta 2018.	38
Figura 4.7: Compuestos de anomalías para la TSM (°C) y viento (m/s) para años con mucho sargazo, desde 2000 hasta 2018.	39
Figura 4.8: Compuestos de anomalías para la TSM (°C) y viento (m/s) para años con sargazo, desde 2000 hasta 2018.	40
Figura 4.9: Promedio mensual de todo el dominio norte para las anomalías de TSM (°C) y componentes del viento (m/s), sin estacionalidad ni tendencia. En rojo la cobertura promedio de sargazo (km ²).	41
Figura 4.10: Acercamiento del promedio mensual de todo el dominio norte para las anomalías de TSM (°C) y componentes del viento (m/s), sin estacionalidad ni tendencia. En rojo la cobertura promedio de sargazo (km ²).	41
Figura 4.11: Promedio mensual de todo el dominio sur para las anomalías de la TSM (°C) y componentes del viento (m/s), sin estacionalidad ni tendencia. En verde la cobertura promedio de sargazo (km ²).	42

Figura 4.12: Acercamiento del promedio mensual de todo el dominio sur para las anomalías de la TSM (°C) y componentes del viento (m/s), sin estacionalidad ni tendencia. En verde la cobertura promedio de sargazo (km ²).	42
Figura 4.13: Primeros modos de variabilidad para la TSM y componentes del viento del análisis de máxima covarianza.	43
Figura 4.14: Primer modo de variabilidad (60%) para la TSM y viento.	44
Figura 4.15: Primer componente principal proyectado para la TSM y viento.	44
Figura 4.16: Segundo modo de variabilidad (20%) para la TSM y viento.	45
Figura 4.17: Segunda componente principal proyectado para TSM y viento.	46
Figura 4.18: En negro valores de covarianza explicada para cada experimento. En rojo es el del MAC original.	46
Figura 4.19: Esquema de los patrones espaciales y su varianza explicada para la profundidad de la capa de mezcla. Periodo: 1992-2020.	47
Figura 4.20: Componente principal 1 para profundidad de capa de mezcla (~12%). En verde la cobertura promedio de sargazo (km ²). Datos: ECCO2, NASA. Periodo 1992-2020.	48
Figura 4.21: Componente principal 2 para la profundidad de la capa de mezcla (~7%). En verde la cobertura promedio de sargazo (km ²). Datos: ECCO2, NASA. Periodo 1992-2020.	48
Figura A.1: Compuestos de anomalías para la TSM (°C) y el viento (m/s) para años sin sargazo, desde 2000 hasta 2018.	59
Figura A.2: Compuestos de anomalías para la TSM (°C) y el viento (m/s) para años con sargazo, desde 2000 hasta 2018.	60
Figura A.3: Compuestos de anomalías para la TSM (°C) y el viento (m/s) para años con mucho sargazo, desde 2000 hasta 2018.	61

Índice de cuadros

3.1. Variables de ERA 5 utilizadas en el análisis.	25
--	----

Glosario

AMC: Análisis de Máxima Covarianza

AMM: Modo Meridional del Atlántico

AMO: Oscilación Multidecadal del Atlántico

AMOC: Corriente Meridional de Retorno del Atlántico

AMV: Variabilidad Multidecadal del Atlántico

AZM: Modo Zonal del Atlántico

CC: Corriente del Caribe

ECCO: Estimación de la Circulación y Clima del Océano

ENSO: El Niño - Oscilación del Sur

ERA 5: Reanálisis del Centro Europeo de Previsiones Meteorológicas a Plazo Medio (ECMWF) Versión 5

EUC: Corriente Subsuperficial Ecuatorial

FEO: Funciones Empíricas Ortogonales

GC: Corriente de Guinea

ITCZ: Zona Intertropical de Convergencia

NAO: Oscilación del Atlántico Norte

NBC: Corriente del Norte de Brasil

NBUC: Corriente Sub-superficial del Norte de Brasil

NEC: Corriente Nor-Ecuatorial

NECC: Contra Corriente Nor-Ecuatorial

NEUC: Corriente Sub-superficial Nor-Ecuatorial

NOAA: Administración Nacional Oceánica y Atmosférica

SEC: Corriente Sur Ecuatorial

SEUC: Corriente Sub-superficial Sur-Ecuatorial

SSH: Altura Superficial del Mar

TAV: Variabilidad del Atlántico Tropical

TSM: Temperatura Superficial del Mar

WBUC: Corriente Sub-superficial Límite del Oeste

WMO: Organización Meteorológica Mundial

1 Introducción

1.1 Atlántico tropical

El océano Atlántico presenta una serie de características que generan a las poblaciones humanas retos sociales, ambientales y económicos (Foltz et al., 2019). Particularmente, el sistema climático controla algunos de estos retos a través de su variabilidad y cambio. Por ejemplo, la lluvia en el noreste de Brasil, las sequías en el Sahel y la generación de ciclones tropicales.

En este capítulo se revisa el estado del arte relacionado con la variabilidad climática del Atlántico tropical, brevemente sus mecanismos físicos y algunas interconexiones oceánicas. Asimismo, se describen algunas características generales conocidas sobre el desarrollo del sargazo y una breve síntesis del conocimiento actual sobre arribazones de sargazo en el Atlántico tropical.

Ciclo anual de temperatura superficial del mar, viento y precipitación

Diversos autores, como Lübbecke et al. (2018), han encontrado que la variabilidad del Atlántico tropical está fuertemente controlada por la estacionalidad de la temperatura superficial del mar, viento y precipitación. En la siguiente sección se hace una recopilación breve del estado del arte sobre el ciclo anual de algunas variables atmosféricas y oceánicas.

Temperatura superficial del mar, viento en superficie y precipitación

En la zona ecuatorial existe un patrón semi-anual de insolación solar, con un máximo en marzo-mayo y otro en septiembre-noviembre. Paradójicamente, el comportamiento

térmico océano-atmósfera del Atlántico tropical es dominado por un sistema anual, con un máximo en primavera-verano del hemisferio norte y mínimo en otoño-invierno. Por ello, durante el máximo de radiación solar de primavera-verano, se desarrolla una TSM cálida con vientos alisios débiles, una termoclina profunda al oeste (Figura 1.1-A) y la zona intertropical de convergencia (ITCZ) cercana al ecuador.

En mayo-junio, con el inicio del monzón africano se fortalecen los vientos del sur (relación descrita por Okumura y Xie en 2004), aumentando el ascenso de aguas profundas y generando un enfriamiento en la parte sureste del Atlántico tropical. Eventualmente, este enfriamiento propicia un gradiente zonal fuerte que intensifica los vientos alisios y provoca una migración de la ITCZ al norte (Figura 1.2B). Simultáneamente, ocurre un someramiento de la termoclina (inverso a la Figura 1.1).

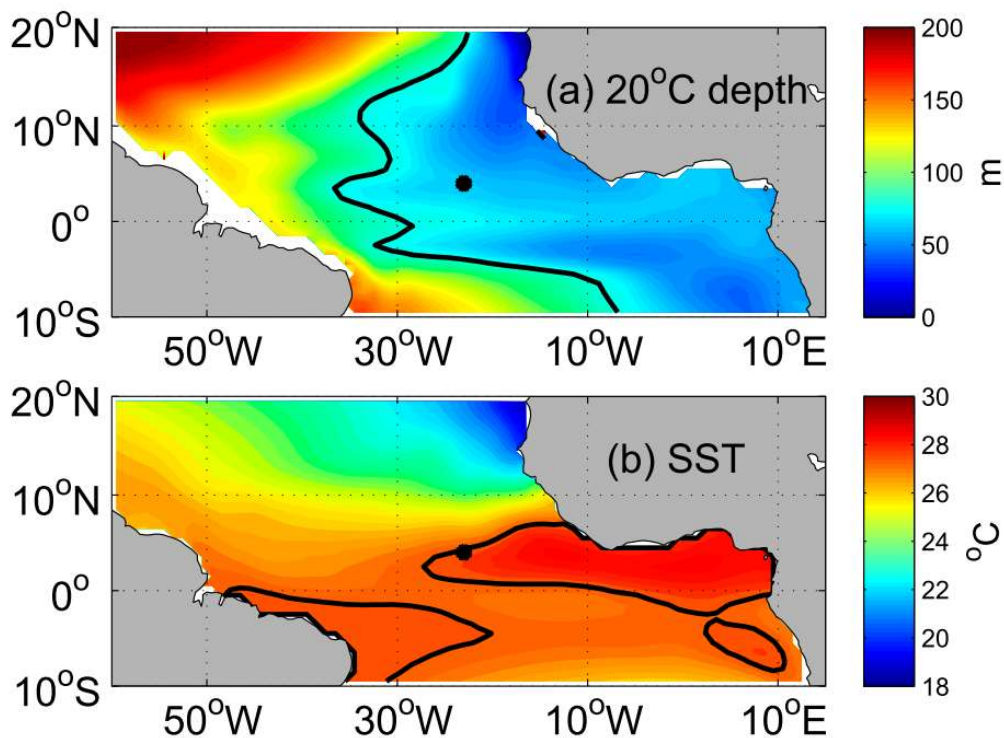


Figura 1.1: Promedio Marzo-Mayo (1982-2014) para (a) la profundidad de la termoclina considerando la isoterma de 20 °C y (b) temperatura superficial del mar. Tomado de Rugg et al. (2016).

Para julio, los afloramientos en las costas desde Gabón a Angola provocan la mínima TSM anual. Posteriormente, la TSM fría se continúa extendiendo hasta el Golfo de Guinea y se forma la lengua fría del Atlántico (alcanzando su máximo desarrollo en agosto). Además, es durante este enfriamiento fortalecido y con un gradiente meridional fuerte, que la ITCZ alcanza su punto más boreal (Figura 1.2-C).

En otoño-invierno (octubre a diciembre), el gradiente zonal se debilita por la extensión de la lengua fría y con ello disminuye la intensidad de los vientos alisios. Asimismo, el proceso anterior reduce el enfriamiento y eventualmente provoca que la ITCZ regrese al ecuador. Finalmente, con el gradual aumento de la radiación solar y el debilitamiento de los vientos alisios, la TSM aumenta hasta llegar a su máximo valor durante el máximo de radiación solar.

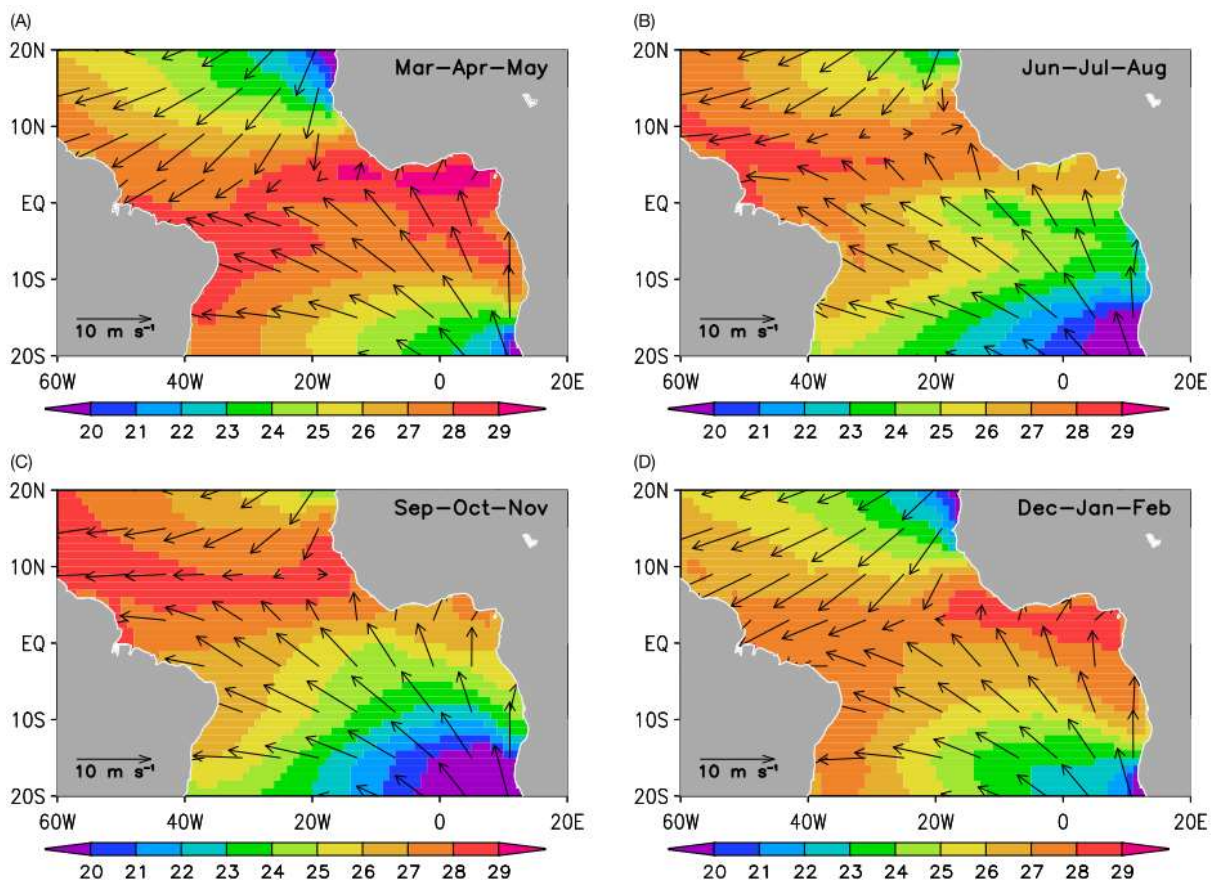


Figura 1.2: Climatología estacional de la temperatura superficial del mar y del viento. Tomado de Foltz (2018).

En cuanto a la precipitación, el movimiento nuboso está asociado directamente con la migración estacional de la ITZC. Por lo tanto, podemos ver que la precipitación para marzo es alta en Brasil y el Golfo de Guinea, mientras que en septiembre esas zonas tienen una disminución en la precipitación (Figura 1.3).

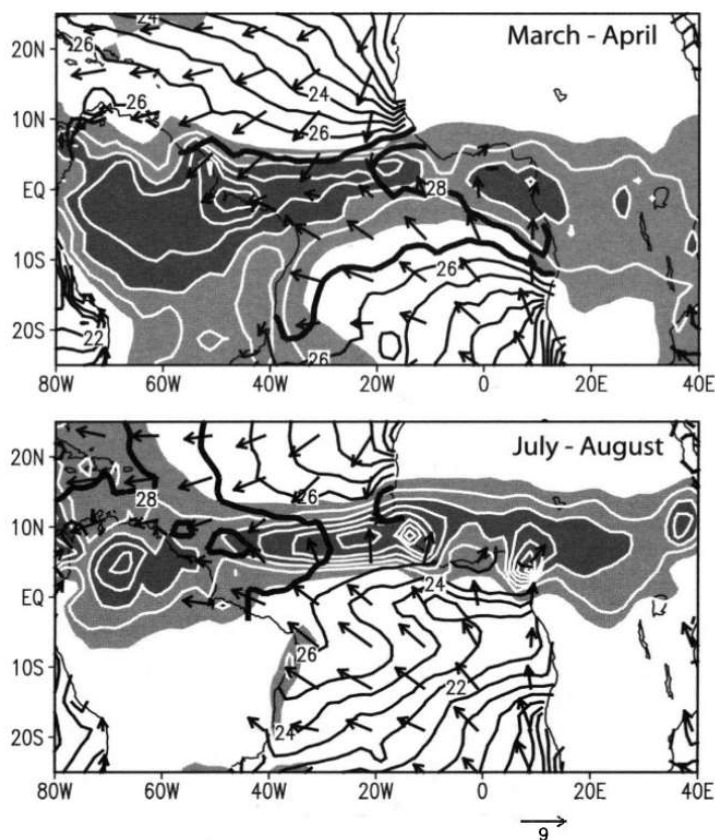


Figura 1.3: Climatología de la temperatura superficial del mar, viento y precipitación. Sombreado claro valores menores a 2 mm/día y sombreado oscuro mayores a 6 mm/día. Tomado de Xie et al. (2004).

También cabe resaltar que existen otras zonas de convección no asociadas a la ITCZ, donde Xie y Carton (2004) y otros autores la han asociado con la presencia de ondas del Este provenientes de África continental. Un ejemplo se puede observar en el proyecto JET 2000 (Thorncroft et al. 2003), donde mediante un modelo global e imágenes satelitales de viento a 700-hPa detectaron una zona convectiva asociada a una onda del Este (Figura 1.4).

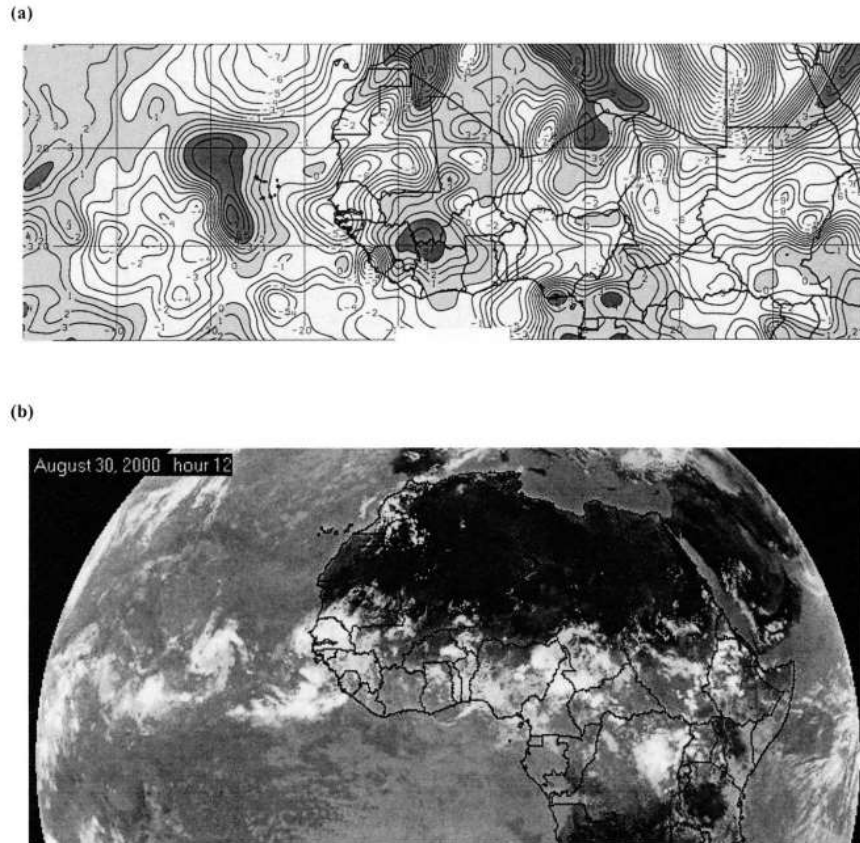


Figura 1.4: (a) Análisis del ECMWF, 30 Agosto 2000, 700-hPa viento meridional con intervalos de 1 m/s. (b) Imágenes satelitales infrarrojas de METEOSAT. Tomado de Thorncroft et al. (2003).

Corrientes oceánicas

La circulación oceánica superficial del Atlántico tropical está dominada por intensas corrientes en el lado Oeste y desprendimientos de remolinos en la corriente del Norte de Brasil (NBC). Para el caso de las corrientes subsuperficiales hay un constante transporte de sur a norte y de oeste a este. Aunque, existe una gran incertidumbre sobre cómo se dan los procesos de interconexión.

En la Figura 1.5, podemos ver las principales corrientes superficiales (arriba de los 300 metros). Donde resalta que la corriente más importante, en términos de su conectividad, es la Corriente Sub-superficial del Norte de Brasil (NBUC), que tiene un movimiento hacia el Norte desde 10°S hasta 8°N . Además, alimenta a otras corrientes como: la Corriente

Subsuperficial Ecuatorial (EUC), la Corriente Sub-superficial Nor-Ecuatorial (NEUC) y la Corriente Subsuperficial Sur-Ecuatorial (SEUC). Siendo la principal corriente que transporta agua del Giro del Atlántico Sur al hemisferio norte, y que además no tiene una estacionalidad fuerte (Godfrey et al., 2001).

Otra corriente importante es la del Norte de Brasil que continuamente transporta aguas ecuatoriales del Giro del Atlántico Sur al hemisferio norte y alimenta a la Contra Corriente Nor-Ecuatorial. Además, durante octubre-abril la NBC presenta una retroflexión (asociada al movimiento de la ITCZ) que genera desprendimientos de anillos que pudieran distribuir nutrientes en la zona.

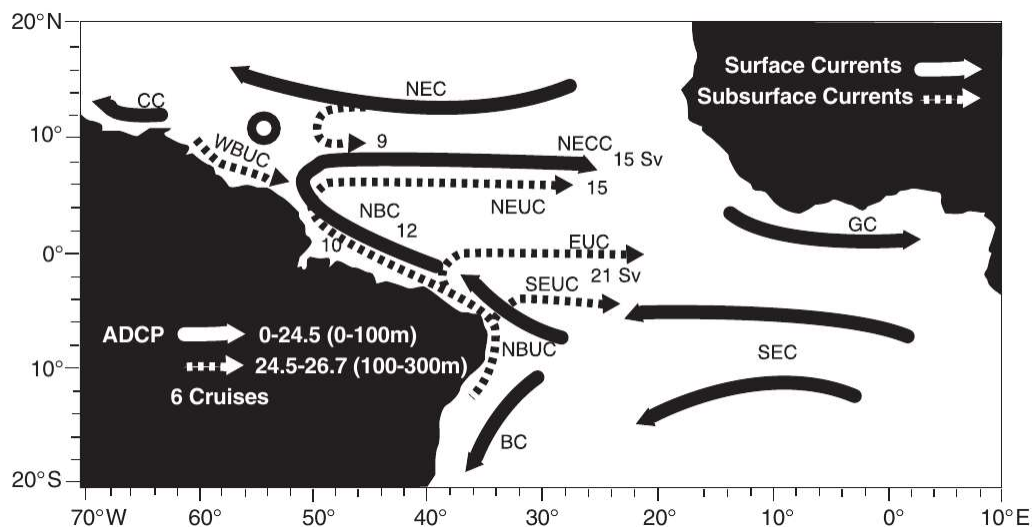


Figura 1.5: Corrientes superficiales y subsuperficiales con algunos transportes marcados. Corriente Subsuperficial Ecuatorial (EUC), Corriente Sur Ecuatorial (SEC), Corriente Sub-superficial Sur-Ecuatorial (SEUC), Corriente Sub-superficial Nor-Ecuatorial (NEUC), Corriente Sub-superficial del Norte de Brasil (NBUC), Corriente Sub-superficial de Brasil (BC), Contra Corriente Nor-Ecuatorial (NECC), Corriente Nor-Ecuatorial (NEC), Corriente de Guinea (GC), Corriente del Caribe (CC), Corriente Sub-superficial Límite del Oeste (WBUC). Tomado de Godfrey et al. (2001).

Ahora bien, en la Figura 1.6 se presentan las principales corrientes de una sección meridional para los primeros 300 metros (marcados en color). La corriente con mayor transporte es la Corriente Subsuperficial Ecuatorial (EUC) con cerca de 13.7 Sv. Esta corriente es rodeada por las corrientes Sur Ecuatoriales (SEC). Por otro lado, a 4° (norte

particularmente por la NBC. A mayor latitud empieza a prevalecer el efecto del Giro Subtropical del Atlántico Norte. Asimismo, se notan pequeños giros, asociados a la retroflexión de la corriente Norte de Brasil.

Por otro lado, en la parte sur se observa una clara influencia del Giro Subtropical del Atlántico Sur y la corriente de Benguela, transportando agua al norte y alimentando la corriente Norte de Brasil. Además, resalta la presencia de un giro alrededor del Domo de Angola que alimenta la Contracorriente surecuatorial.

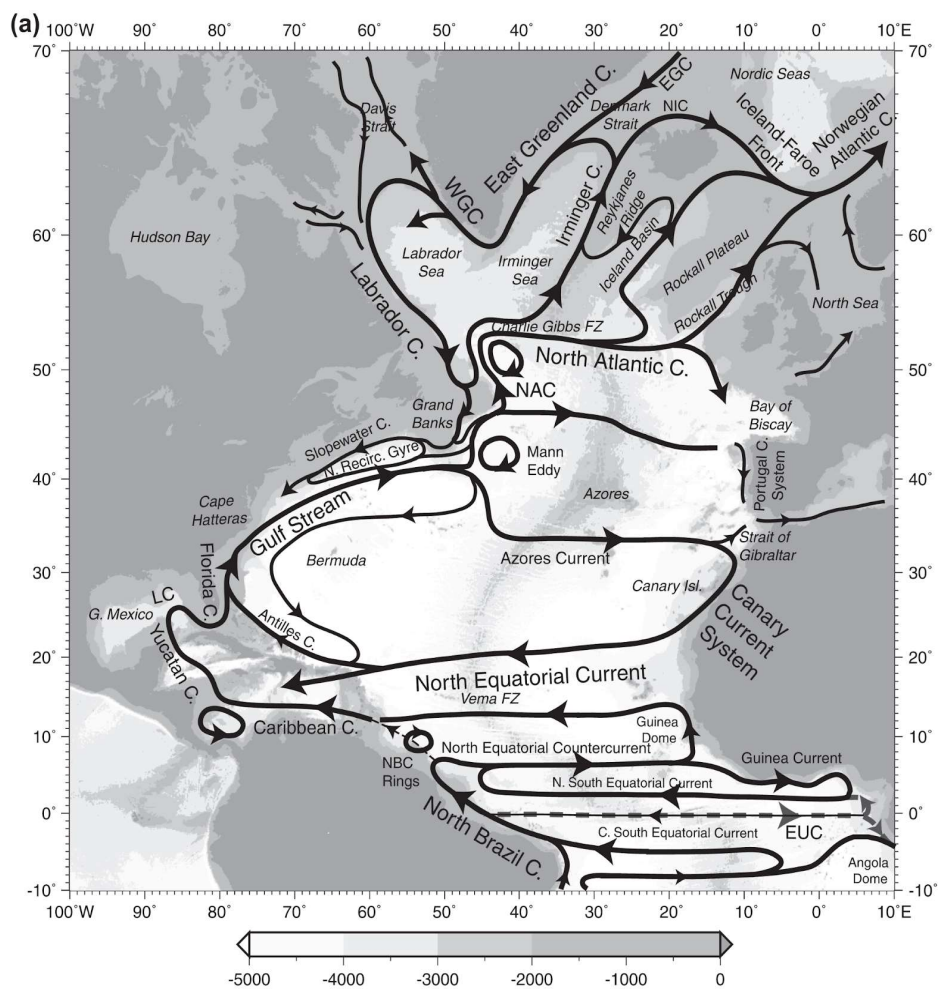


Figura 1.7: Esquema de circulación superficial del océano Atlántico (Norte). Tomado de Talley et al. (2011).

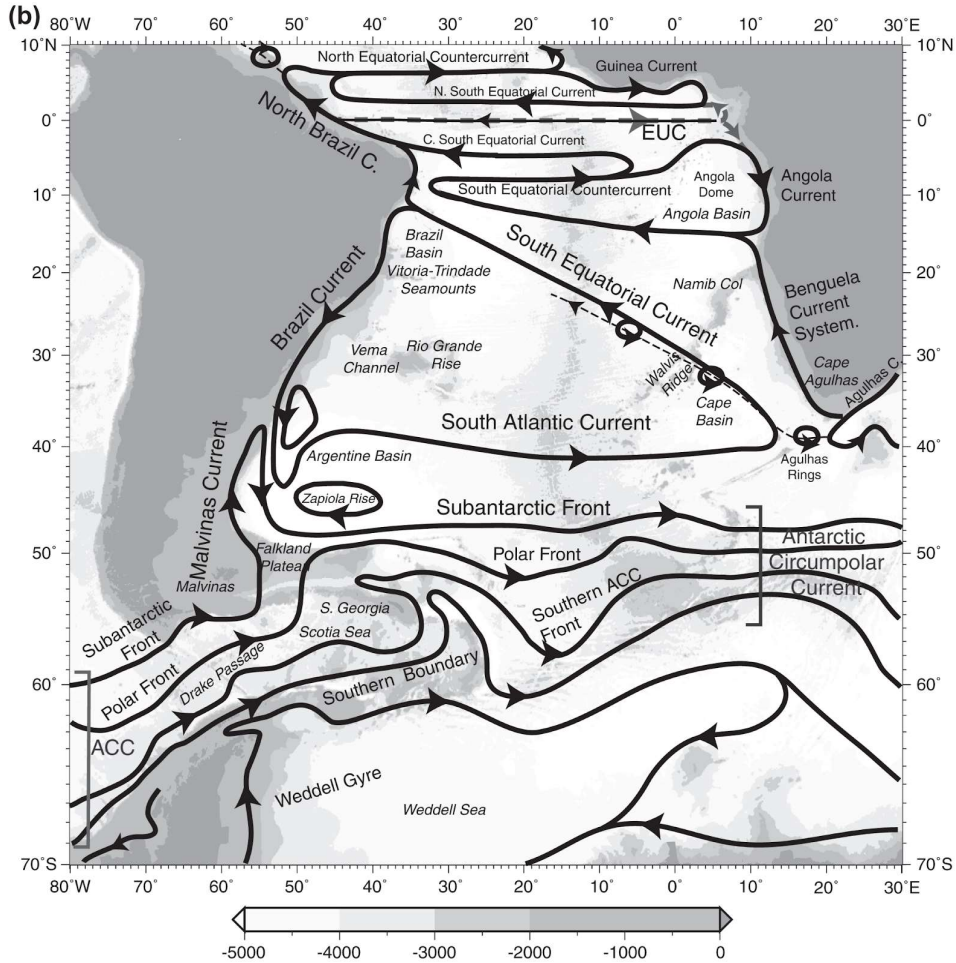


Figura 1.8: Esquema de circulación superficial del océano Atlántico (Sur). Tomado de Talley et al. (2011).

1.2 Variabilidad interanual del Atlántico tropical

En el caso del Atlántico tropical, el estudio de la variabilidad interanual empezó con la utilización de algunos métodos estadísticos sobre anomalías de temperatura superficial del mar. Eventualmente, este tipo de análisis daría origen a los modos conocidos actualmente. En ese aspecto, Xie y Carton en 2004 hacen una extensa y buena recopilación de las principales variabilidades climáticas en la zona. En esta sección se incluyen algunos trabajos actualizados sobre parte de lo descrito por los autores antes mencionados. Asimismo, resalta que aún persisten muchas preguntas sobre los mecanismos que dan origen a la variabilidad observada.

En esta zona se puede dividir a la variabilidad climática en dos: procesos internos y procesos externos. En los primeros se encuentran los dos modos principales de variabilidad interanual del Atlántico: modo zonal (AZM) y modo meridional (AMM). Mientras, que en los segundos se abarcan teleconexiones como la Oscilación del Atlántico Norte (NAO), Multidecadal del Atlántico (AMV), Niño del Pacífico (ENSO) y la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO). Asimismo, está incluida la variación de largo plazo asociada a la Corriente Meridional de Retorno del Atlántico. En la Figura 1.9 podemos observar un resumen de toda la variabilidad (de distintas escalas) presente en el Atlántico tropical.

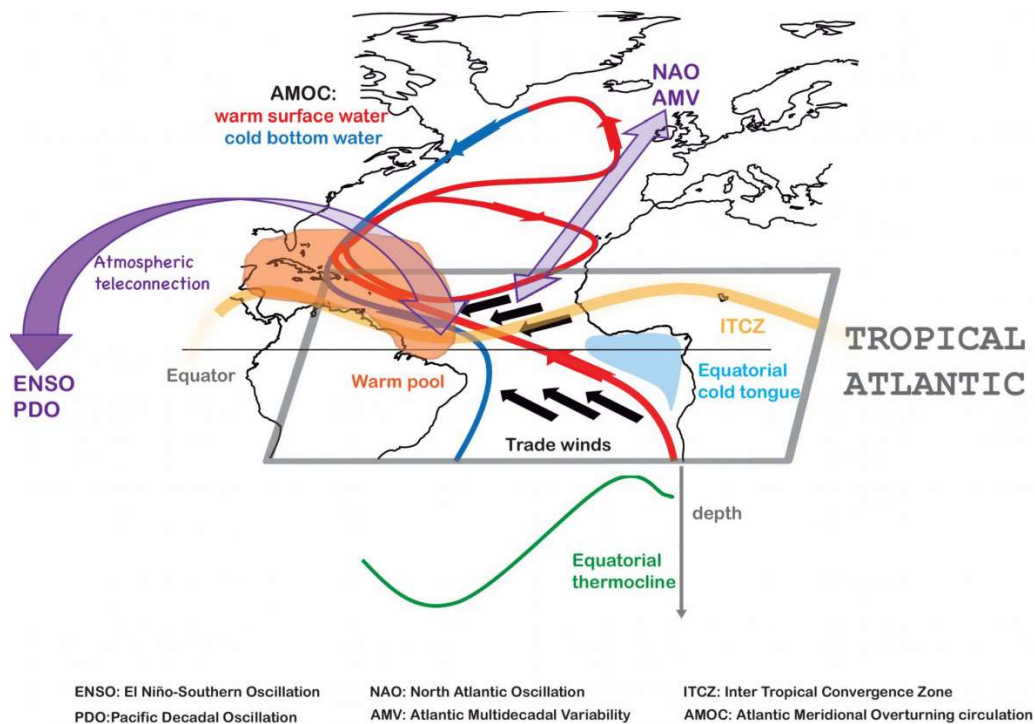


Figura 1.9: Esquema de los principales componentes de la variabilidad climática del Atlántico tropical. Tomado de Foltz et al. (2019).

Modo Zonal del Atlántico

Es un patrón estadístico observado en las anomalías de temperatura y viento en el Atlántico tropical este, caracterizado por un debilitamiento de los alisios y una TSM cálida

en la zona de la lengua fría. Este modo de variabilidad es marcadamente estacional, en consiguiente presenta un desarrollo inicial en primavera, el pico máximo en verano y su degradación en otoño. Una descripción detallada de cada una de sus tres fases puede revisarse en el trabajo de Vallès-Casanova et al. en 2020.

Asimismo, diversos autores como Xie et al. (2004), han encontrado que durante una fase positiva o caliente la ITCZ se mantiene en el ecuador para junio-agosto (que en condiciones normales se encuentra al norte del ecuador), generando un aumento de precipitación en el Golfo de Guinea y un descenso en la zona de Sahel (Figura 1.10).

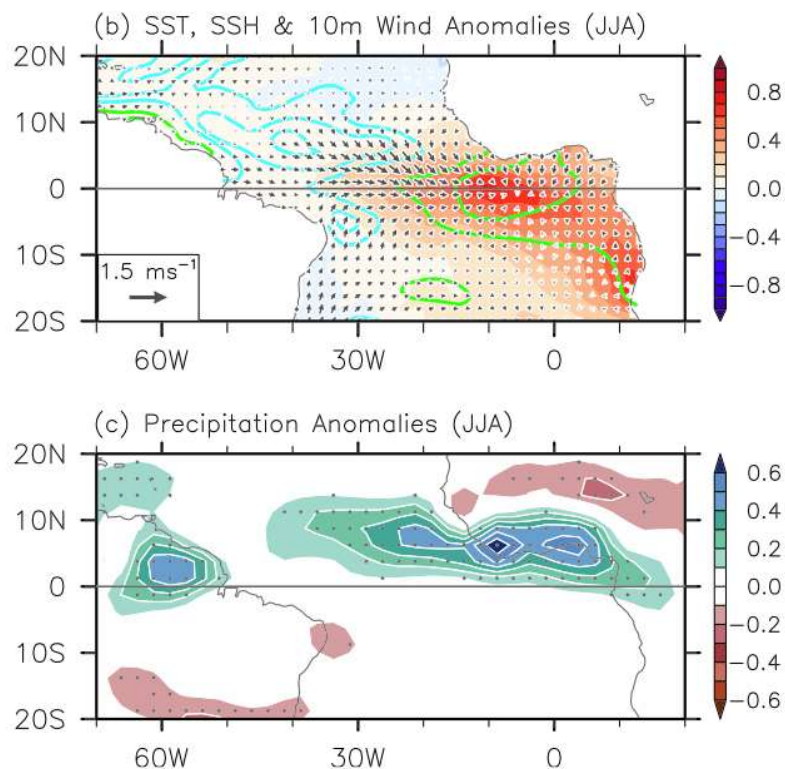


Figura 1.10: (b) Composición de anomalías promedio en el Atlántico tropical para TSM (sombreado), SSH (contornos) y viento a 10 metros (vectores); (c) anomalías de precipitación durante Junio-Agosto para eventos Niño del Atlántico. Tomado de Vallès-Casanova et al. (2020).

El principio físico más aceptado para este modo de variabilidad, propuesto por autores como Lübbecke et al. (2018), es mediante un ciclo de Bjerknes. Este ciclo consiste en un debilitamiento inicial de los vientos alisios al oeste que provoca cambios en el gradiente de presión, y con ello la formación de ondas de Kelvin al este. Eventualmente, estos

procesos profundizan la termoclina y reducen el afloramiento, y forman una zona de TSM cálida en la zona de la lengua fría.

Modo Meridional del Atlántico

Patrón estadístico representado por un gradiente en las anomalías de temperatura en dirección perpendicular al ecuador. Este modo también tiene una estacionalidad marcada, con un desarrollo máximo en la primavera boreal (Xie et al. 2004, Kossin y Vimont 2007, Foltz et al. 2012). Una descripción más detallada de la variabilidad estacional del modo se puede encontrar en el trabajo de Foltz et al. en (2012).

Para este modo se ha encontrado que durante una fase positiva el Atlántico tropical norte está anómalamente más cálido, lo que genera un gradiente de presión transecuatorial y vientos anómalos del sur. Asimismo, existe una migración temprana al norte de la ITCZ en abril-mayo (en condiciones normales cercana al ecuador). Por lo tanto, debido a la influencia del modo sobre la posición de la ITCZ, existe un efecto directo en la precipitación del Golfo de Guinea/Norte de Brasil. Finalmente, en la Figura 1.11 se presenta un evento en fase fría, donde se observa el gradiente de TSM, la aparición de vientos del norte y cambios intensos en la precipitación.

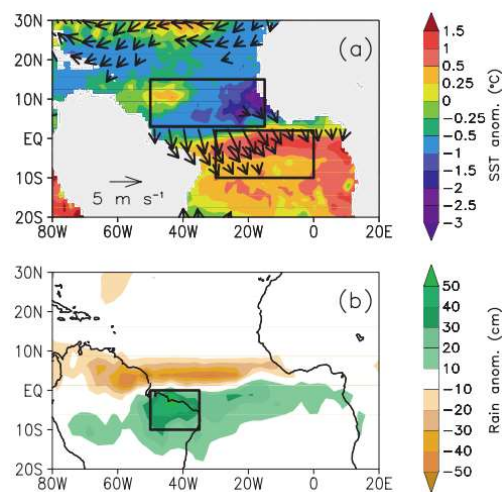


Figura 1.11: (a) Anomalías interanuales de la TSM y viento promedio durante Abril-Mayo 2009. Vientos graficados mayores a 1 m/s; (b) lo mismo que en (a) para anomalías de precipitación. Tomado de Foltz et al. (2012).

En esta sección, resulta importante destacar que existe una interesante relación entre los ciclones tropicales y el AMM. Por ejemplo, en la Figura 1.12 se observa un incremento de zonas de génesis para ciclones tropicales en años con fase positiva del AMM. Este fenómeno es explicado por Gregory R Foltz, McPhaden y Lumpkin (2012), quienes mencionan que se debe a una TSM más cálida y a un esfuerzo del viento débil, asociado al modo.

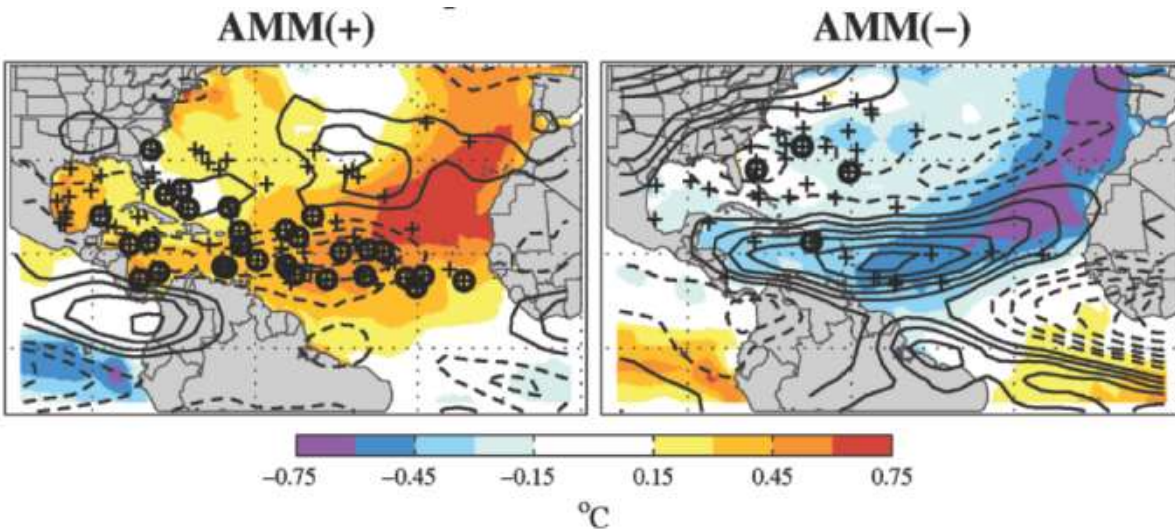


Figura 1.12: Puntos de ciclogénesis para los 5 años con eventos del Modo Meridional del Atlántico (AMM) más intensos (positivos o negativos), superpuestos a una composición de la TSM (sombreado) y esfuerzo del viento (contornos, positivos continuos y negativos punteados). Cruces para tormentas tropicales y círculos tachados huracanes (>49 m/s). Tomado de Kossin y Vimont (2007).

Teleconexiones externas

Oscilación del Atlántico Norte y ENSO

La NAO es el modo de variabilidad climática de baja frecuencia más importante de latitudes medias y nortes (Hurrell, Hoerling y Folland, 2002; Domeisen, Badin y Koszalka, 2018). Está directamente asociado con arqueamientos de la corriente en chorro sobre el Atlántico norte y el direccionamiento de tormentas principalmente hacia Europa. Aunque este modo también tiene efecto en la modulación de diversas propiedades oceánicas

incluyendo una relación directa con el transporte de la AMOC, lo que puede tener consecuencias indirectas de mayor escala (Gupta y McNeil, 2012).

Sobre la relación de la NAO con la Variabilidad del Atlántico Tropical (TAV), en la revisión realizada por Xie y Carton (2004) concluyen que la NAO tiene un efecto de amplificación (debilitamiento) sobre la TAV, pero no es una condición esencial para su funcionamiento. Por lo tanto, pareciera que las interacciones locales océano-atmósfera juegan un rol más importante en la dinámica del Atlántico tropical.

Ahora bien, ENSO es la variabilidad climática interanual más importante del sistema Tierra con efectos reportados a escala global. En el resumen de Xie y Carton (2004), se hace una recopilación de los efectos del ENSO sobre la TAV y concluyen que la principal respuesta del Atlántico tropical solo es un calentamiento desfasado. Inclusive estudios más recientes como el de Tokinaga, Richter y Kosaka (2019), han encontrado que ENSO sí tiene una robusta influencia sobre el Niño del Atlántico, pero su interacción no tiene un comportamiento seriado. Es decir, un evento El Niño o La Niña del Pacífico no siempre lleva una respuesta del Atlántico, aunque parece haber efectos multi decadales que también juegan un papel de forzamiento prolongado.

En conclusión, bajo el conocimiento actual de ambas teleconexiones, pareciera que el efecto directo de ambos modos sobre la TAV es solo de un atenuamiento/intensificación o un retraso en los procesos estacionales. Aunque, también es cierto que la dinámica de estos modos aún no están comprendidos en su totalidad.

1.3 Variabilidad Multidecadal del Atlántico

La variabilidad del Atlántico se puede entender como una serie de oscilaciones a distintas frecuencias, donde destaca la variabilidad interanual y decadal. Por ejemplo se puede extraer una señal multidecadal del índice AMV (anteriormente conocida como AMO) construido a partir de observaciones (Figura 1.13). O también, es posible tener señales interanuales de los distintos modos de variabilidad presentes en el Atlántico (p. ej. el AZM o el AMM vistos en la sección anterior). Consecuentemente, es posible suponer que la variabilidad del océano Atlántico puede representarse como un paquete de oscilaciones a distintas frecuencias y no una única oscilación.

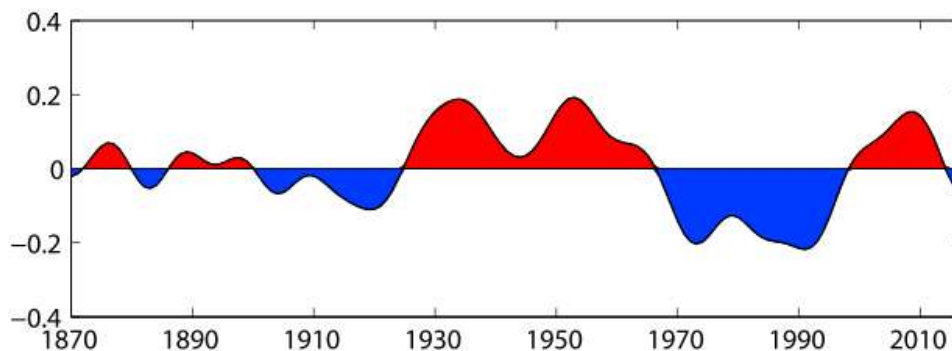


Figura 1.13: Patrón de TSM observado, regresión de residuales de anomalías de TSM sobre el índice de la Variabilidad Multidecadal del Atlántico (AMV). Tomado de Zhang et al. (2019).

Bajo un panorama similar, es que Bjerknes en 1964 propone que la variabilidad del Atlántico tropical está dominada por dos procesos de distintas frecuencias. Uno con alta frecuencia, influenciado principalmente por la interacción océano-atmósfera y representada por la variabilidad interanual. Y en segundo lugar, otro con baja frecuencia, la dinámica oceánica dominada por procesos multi decadales. Actualmente, la hipótesis de Bjerknes es secundada por diversos autores como bien fundamenta Zhang et al. en su recopilación de 2019.

En las secciones anteriores cubrimos la parte de variabilidad interanual o de alta frecuencia. Mientras que en el caso de baja frecuencia, por el alcance de este trabajo,

sólo nos interesa señalar que desde hace unos años existe un debilitamiento en el transporte de la AMOC (p. ej. reportado por Dima et al. en 2021). Y particularmente, Bryden et al. en 2005, reportaron en sus observaciones un decremento del 30% en el transporte de la AMOC para un transecto a 25°N.

Asimismo, es importante señalar que tanto la AMV y el transporte de la AMOC están intrínsecamente relacionados. Por ejemplo, se puede observar la disminución del transporte de la AMOC del 2009-2010 (Figura 1.14) y en ese mismo periodo un cambio de signo en el índice de AMV (Figura 1.13). Para más información concerniente a esta relación y su sustento, se puede revisar la extensa recopilación de Zhang et al. en 2019.

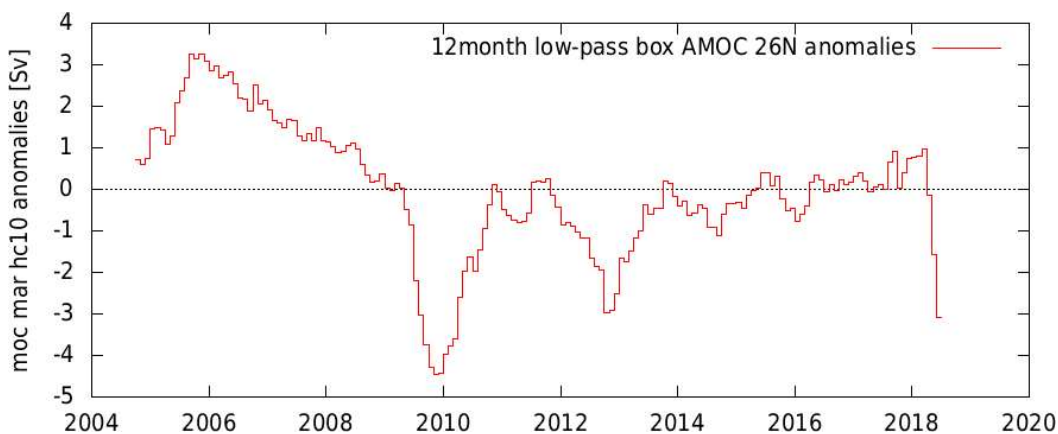


Figura 1.14: Anomalías del transporte a través de la línea de observaciones en 26°N del Atlántico (RAPID 26°N). Gráfica elaborada en el climate explorer de la WMO.

1.4 Sargazo

El sargazo es una macroalga holopelágica de coloración dorada y con pequeñas estructuras flotantes llenas de gas (La'oley et al., 2011). Generalmente se encontraba restringida, en poblaciones grandes, al Giro Subtropical del Atlántico Norte. Esta zona es conocida como "Mar de los Sargazos", y representa un ecosistema que actúa como lugar de anidamiento, migración y hábitat de organismos (Doyle y Franks, 2015). Hasta 2018 era el lugar con la mayor concentración permanente de sargazo del planeta (Wang et al., 2019).

Este organismo siempre ha tenido una distribución amplia en el Atlántico, y prueba de ello es la existencia de registros en el Caribe, el Golfo de México y el Atlántico tropical desde 1800 (Godínez-Ortega et al., 2021). Aunque, es en 2010-2011 que se empezaron a detectar arribazones masivas y una población estable en el Atlántico tropical. Esta nueva población se ha nombrado como el Gran Cinturón de Sargazo del Atlántico y su variabilidad ha sido descrita extensamente por Wang en 2016, 2017, 2018 y 2019. Actualmente, esta población de sargazo tiene una estacionalidad marcada (Figura 1.15), con picos de arribazones pequeños en primavera y masivos en verano (con retrasos según las costas impactadas). Aunque, hasta los alcances de la literatura revisada en este trabajo, la variabilidad interanual del sargazo aún permanece como una incógnita.

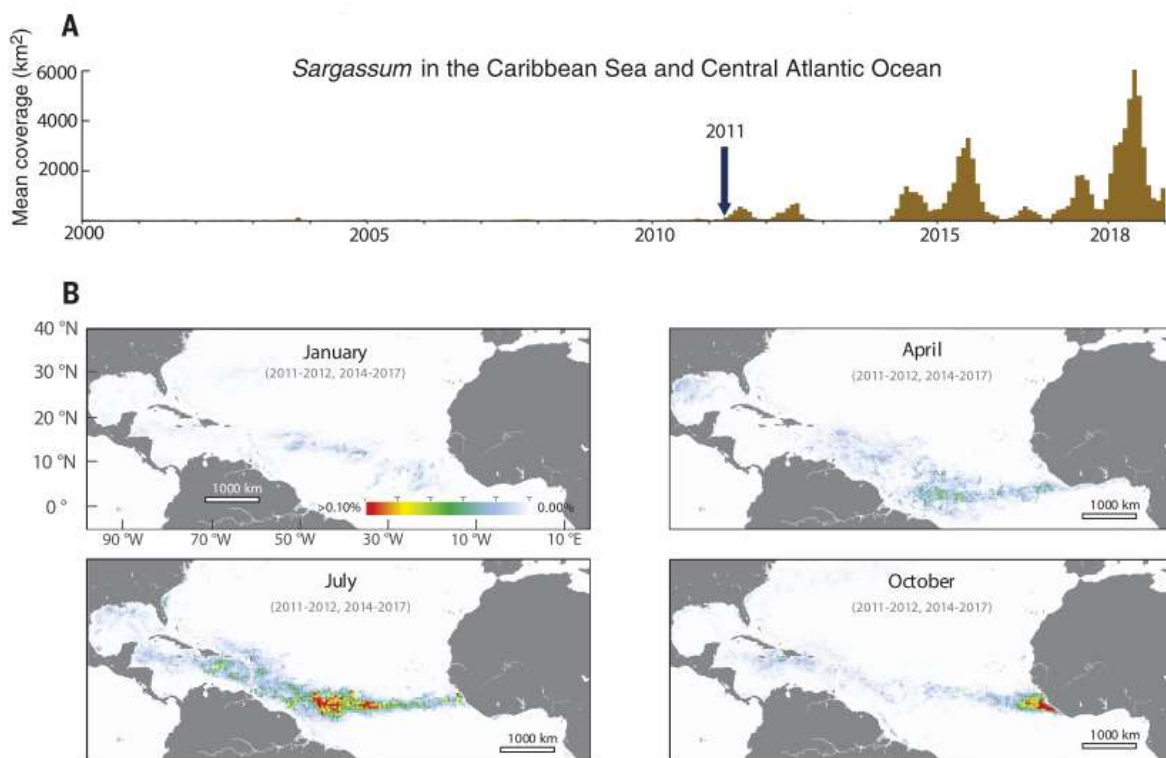


Figura 1.15: (a) Cobertura promedio mensual (b) Porcentaje promedio de cobertura mensual de 2011-2017 (excepto 2013). Tomado de Wang et al. (2019).

En este nuevo panorama, se han propuesto diferentes mecanismos para explicar el origen y crecimiento de esta población de sargazo. Por ejemplo, una hipótesis era que la alteración en la descarga del río Amazonas y la variabilidad en el polvo del Sahara (Wang, Hu, Cannizzaro et al. 2018) podrían ser una fuente importante de nutrientes para el reciente establecimiento del sargazo. Aunque, estudios recientes han demostrado que la pluma del río Amazonas no es capaz de llegar hasta la zona de crecimiento del sargazo (Jouanno et al. 2021).

Por otro lado, Johns et al. (2020) plantean que un evento negativo fuerte de la NAO en 2010-2011 es el principal factor que propició el establecimiento del sargazo. La hipótesis plantea un cambio intenso en los vientos alisios y las corrientes oceánicas superficiales, permitieron el transporte de individuos desde el Mar de los Sargazos hasta el Atlántico tropical. Y finalmente, la presencia de afloramientos (tanto ecuatoriales como costeros) proveyeron los nutrientes necesarios para el desarrollo del sargazo.

Ahora bien, la presencia del sargazo en el Atlántico provee servicios ecosistémicos importantes como la captura de carbono atmosférico (Smetacek et al., 2013). Aunque, este crecimiento masivo de sargazo ha generado importantes afectaciones, por ejemplo, la emisión de gases tóxicos (Resiere et al., 2018), la destrucción de pastos marinos (Tussenbroek et al., 2017) y la liberación de altas concentración de elementos tóxicos (Rodríguez-Martínez et al., 2020). Además, de afectaciones económicas, sociales y turísticas en diversas zonas del Caribe. Por ello, recalamos la importancia de empezar a entender su dinámica e interacción con variables fisicoquímicas.

Ante este complejo panorama, la sociedad civil ha intentado encontrar una utilidad al sargazo mediante ingeniosas ideas. Por ejemplo, nuevos alimentos ganaderos, fertilizantes, biomateriales, biocombustibles, entre otros. Lamentablemente, estos productos conllevan bajos márgenes de ganancia y un generalizado desinterés de la industria hotelera por invertir en una solución a largo plazo.

1.5 Motivación y objetivos

La variabilidad climática del Atlántico tropical tiene influencia directa sobre variables físicas que afectan a la sociedad y los ecosistemas. Además, la relación entre el sistema climático y los ecosistemas tiende a estar interconectada mediante múltiples factores (siendo generalmente sistemas no lineales). Esto último se refleja en que el estudio, modelación y predicción de los arribazones de sargazo actualmente sigue representando un tema abierto y sin una explicación concisa.

Por lo anterior, en la presente tesis se estudia la variabilidad interanual del Atlántico tropical y su relación con la abundancia de sargazo. Para dicho fin, se construyeron una serie de compuestos para anomalías de temperatura superficial del mar y viento para distintas condiciones de sargazo en el atlántico tropical.

Asimismo, se realizó un estudio estadístico de acoplamiento de variables del océano y la atmósfera para comprobar la influencia encontrada de la TAV sobre la abundancia del sargazo. Además, se realizaron 1,000 experimentos de Monte Carlo para validar su significancia.

Finalmente, debido a la importancia de estudiar la interacción de baja frecuencia del océano, se incluyó un análisis de la variabilidad de la capa de mezcla del Atlántico tropical. Al considerar estos datos en el análisis, permite estudiar los procesos de mayor escala que también pueden presentar un papel protagónico en sistemas multifrecuencia como el Atlántico.

Con los resultados del presente trabajo, se pretenden responder las siguientes preguntas:

1: ¿Cómo es la variabilidad interanual océano-atmósfera en la zona del Atlántico tropical?

2: ¿Cómo interactúa la variabilidad climática interanual con la del Gran Cinturón de Sargazo del Atlántico?

3: ¿Hay procesos de frecuencia multidecadal que juegan un papel importante en la variabilidad del Gran Cinturón de Sargazo del Atlántico?

Objetivo central

Identificar la interacción entre la variabilidad del Gran Cinturón de Sargazo del Atlántico y la variabilidad climática del Atlántico tropical, a diferentes escalas temporales.

Objetivos específicos

1: Identificar y caracterizar algunos patrones interanuales de anomalías de temperatura superficial del mar y viento en el Atlántico tropical, mediante distintos análisis de compuestos.

2: Robustecer los patrones encontrados con un análisis de máxima covarianza entre la temperatura superficial del mar y el viento.

3: Identificar y caracterizar algunos patrones de anomalías de profundidad de la capa de mezcla en el Atlántico tropical, mediante un análisis de funciones empíricas ortogonales.

4: Dilucidar las relaciones entre los patrones encontrados y la variabilidad del Gran Cinturón de Sargazo del Atlántico.

2. Análisis de Máxima Covarianza

Diversas técnicas maximizan o minimizan ciertos estadísticos con el objetivo de representar de mejor manera el comportamiento de los datos. Por ejemplo, la técnica de mínimos cuadrados en su forma más sencilla busca minimizar la suma de los cuadrados de la diferencia entre el dato real y el modelado.

En el caso del Análisis de Máxima Covarianza (AMC) se maximiza la covarianza temporal entre dos campos de datos, lo que nos permite extraer las señales donde varían en conjunto. La ventaja de esta técnica frente a un análisis de Funciones Empíricas Ortogonales (FEOs) es que se analiza la covarianza de ambos campos, mientras que el FEOs analiza la variabilidad independiente de cada campo. Por lo tanto, se obtienen patrones de covarianza entre los campos de variables y permite estudiar las respuestas acopladas de un sistema.

En general, para realizar un AMC se debe obtener la matriz de covarianza entre dos campos de tal forma que ambos campos coinciden en una dimensión (generalmente el tiempo). Posteriormente, se realiza una descomposición de valores singulares a la matriz de covarianzas. Finalmente, los valores y vectores singulares se utilizan para reconstruir las estructuras correlacionadas entre los campos de datos.

A continuación, se enlistan brevemente los pasos matemáticos para realizar un análisis de máxima covarianza, siguiendo el procedimiento propuesto por Rodríguez-Vera et al. en 2019:

- Trabajar con dos matrices o campos de datos X_{nm} y Y_{lm} . Donde m son las dimensiones compartidas (para nuestro caso el tiempo) y n/l las otras dimensiones (espaciales).

- Remover cualquier tendencia presente que no sea de interés (p. ej. calentamiento de la TSM) y calcular las anomalías.
- Procesar adecuadamente la presencia de datos faltantes.
- Obtener la matriz de covarianza (C) entre ellas:

$$C = \frac{1}{m} (X * Y^T) \quad [n \times l]$$

- Procesar la matriz de covarianza con una descomposición de valores singulares:

$$[U \ L \ V] = svd(C) \quad [n \times l]$$

- La matriz U y V tienen los vectores singulares correspondientes a las dimensiones de X y Y . Por lo tanto, mediante las proyecciones de X y Y sobre U y V podemos obtener las series de tiempo de cada patrón (componentes principales).

$$PC_X = U * X \quad [n \times m]$$

$$PC_Y = V * Y \quad [n \times m]$$

- Finalmente, los patrones pueden visualizarse mediante mapas heterogéneos y homogéneos de regresión. Donde los primeros muestran la covarianza explicada de un campo en términos de los vectores singulares del otro campo, mientras que los segundos explican la covarianza en términos de los vectores singulares del mismo campo. A continuación, se presenta la formulación de los mapas heterogéneos:

$$HCM_X = X * PC_Y / m \quad [n \times m]$$

3 Datos y Metodología

En este capítulo se detallan las fuentes de datos, las variables y la metodología utilizada. En primera instancia, se describen las características generales de los datos utilizados y las variables extraídas. Posteriormente, se describe el análisis de compuestos, el AMC y su validación. Finalmente, el análisis exploratorio para estudiar la respuesta de la capa de mezcla. Todos los procesamientos se hicieron con librerías externas y nativas de MATLAB.

3.1 Datos

ERA 5

En aras de analizar la TAV para diferentes cantidades de sargazo, se utilizaron los datos de reanálisis ERA 5. Estos tienen una resolución espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ y una temporalidad que cubre el periodo 1979-2020. Particularmente, en el análisis de compuestos se utilizó el intervalo 2000-2018 (coincidente con el registro de sargazo) y para el análisis decadal el periodo completo. En el Cuadro 3.1 se observan las variables utilizadas y en la Figura 3.1 el dominio utilizado en los análisis posteriores. Es importante resaltar que la temperatura superficial del mar viene del Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature data set (HadISST.2) y del Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA).

Cuadro 3.1: Variables de ERA 5 utilizadas en el análisis.

Variables (mensuales)	Unidades
Componente U viento a 10 metros	m/s
Componente V viento a 10 metros	m/s
Temperatura Superficial del Mar	k

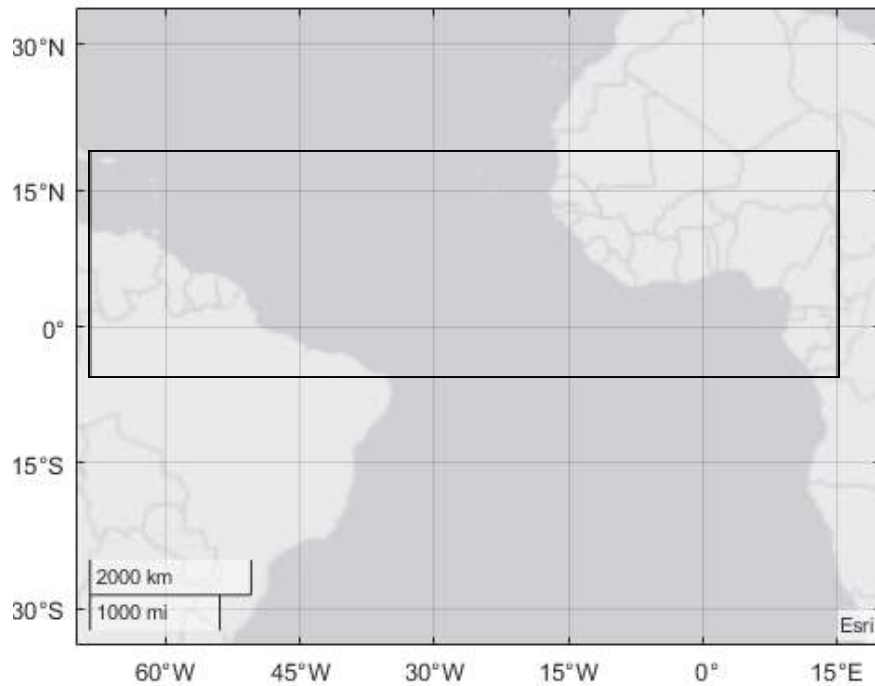


Figura 3.1: Dominio utilizado en todos los análisis espaciales de la TSM, viento y profundidad de la capa de mezcla. El cuadro negro representa una parte del area utilizada en el cálculo de cobertura de sargazo.

ECCO 2

Con el objetivo de identificar la respuesta oceánica de mayor escala y explicar mejor los procesos físicos detrás de la abundancia del sargazo, se utilizaron los datos de profundidad de capa de mezcla (MXLDEPTH) y se mantuvo el dominio anterior. Los datos provienen del proyecto conocido como “Estimación de la circulación y clima del océano - fase II”, que consiste en un reanálisis del modelo MITgcm con asimilación de datos. Tiene una resolución espacial de 18 km, con 50 niveles de profundidad y una temporalidad que cubre el período de 1992 al presente. Para este estudio se utilizó el intervalo 1992-2020 con salidas mensuales.

Sargazo

Para trabajar con la variabilidad interanual del sargazo se tomaron los datos de cobertura superficial promedio en el Atlántico tropical, disponibles de forma gratuita en el portal de la NOAA. Esta variable se calculó mediante imágenes satelitales y un algoritmo de identificación de sargazo, para una región determinada del Atlántico (5°S - 25°N , 89°O - 15°E , Figura 3.1). Este análisis y detalles de la metodología se puede revisar en el trabajo de Wang et al. en 2019.

La serie de tiempo utilizada es el principal parámetro para determinar la presencia o no de sargazo, como se detallará más adelante. En la Figura 3.2 se observa la serie para el periodo 2000-2018, donde existe poca cantidad de sargazo en la zona hasta 2010-2011, y después hay una serie de pulsos importantes (con un máximo histórico en junio 2018). Como primera aproximación, no pareciera existir una variabilidad interanual clara; sin embargo, sí resalta que los pulsos comienzan de forma abrupta.

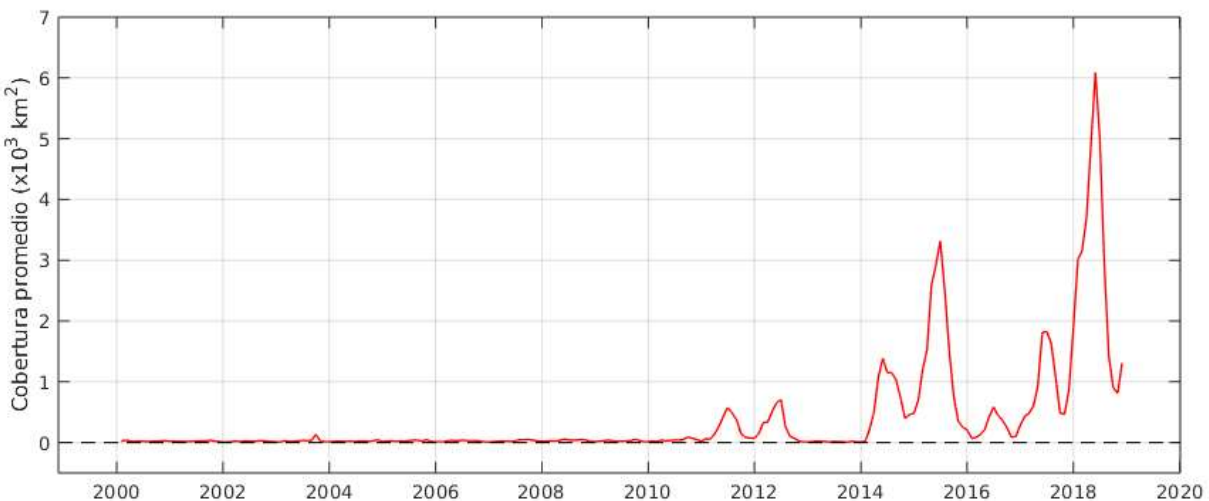


Figura 3.2: Promedio mensual de cobertura superficial promedio de sargazo en el Mar Caribe y Atlántico central. Datos: Wang et al. (2019).

3.2 Metodología

Análisis de anomalías

En la introducción se desarrolló y describió como la temperatura superficial del mar presenta una estacionalidad marcada. Por consiguiente, lo anterior puede observarse en nuestros datos (p. ej. en la Figura 3.3). Además, como ha sido ampliamente reportado en diversos artículos, la TSM presenta una tendencia de calentamiento asociada al cambio climático antropogénico (Figura 3.4). Por lo anterior, y con el objetivo de solo conservar la variabilidad interanual intrínseca del sistema, se retiró la estacionalidad y la tendencia de las series de datos.

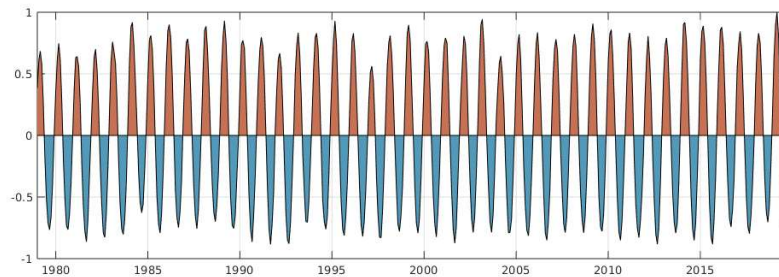


Figura 3.3: Primer componente principal para la TSM sin pre-procesamiento, que muestra la fuerte estacionalidad de los datos.

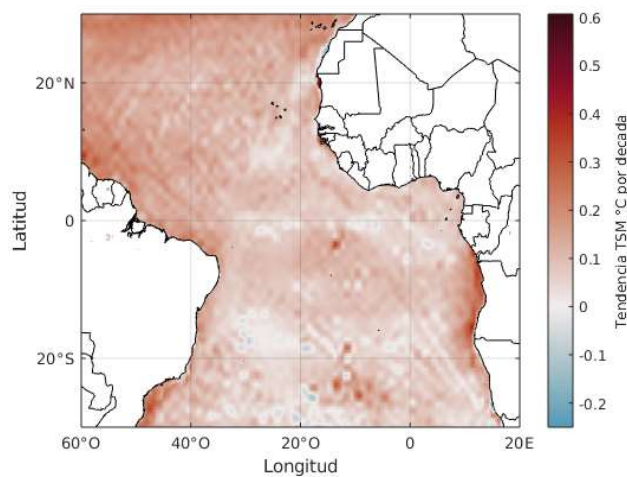


Figura 3.4: Tendencia de TSM por década para el periodo 1979-2019.

El proceso mencionado anteriormente fue realizado mediante el cálculo de los promedios mensuales y un ajuste por mínimos cuadrados, tomando al periodo de 1979 a 2020 como referencia. Finalmente, con los datos pre-procesados se obtuvieron las anomalías estandarizadas de los datos mediante la remoción del promedio y la normalización con desviación estándar.

Análisis de compuestos

En primer lugar, utilizando los datos de cobertura superficial promedio se clasificó cada año como sin sargazo, con sargazo y con mucho sargazo. La clasificación se realizó utilizando el siguiente parámetro: eventos menores de 1000 km² (sin sargazo), eventos entre 1000 a 2000 km² (con sargazo) y eventos mayores a 2000 km² (con mucho sargazo).

Posteriormente, con la clasificación establecida, se utilizaron las anomalías mensuales para hacer los promedio de cada categoría de sargazo. Consiguientemente, los años asignados a cada compuesto fueron los siguientes:

- **Sin sargazo:** 2000 a 2010 y 2013 (12 años)
- **Con sargazo:** 2011, 2012 y 2016 (3 años)
- **Con mucho sargazo:** 2014, 2015, 2017 y 2018 (4 años)

Con el objetivo de observar la mayor cantidad de variabilidad posible, los compuestos se construyeron de dos formas: por una parte se calculó un promedio espacial para cada compuesto (una imagen por cada compuesto), y por otra, el promedio mensual para cada compuesto (12 imágenes por cada compuesto).

Además, ante la heterogeneidad de cada compuesto (12, 3 y 4 años) y con el objetivo de observar la consistencia del patrón, ante una clasificación más homogénea, se realizó un análisis de compuestos por décadas. Para ello, se utilizaron los datos del periodo de

1980 hasta 2020 y se obtuvieron 4 mapas (correspondientes a una imagen por compuesto o década).

Análisis de Máxima Covarianza

En aras de robustecer el patrón principal observado, se realizó un análisis de variabilidad acoplada. Para lo cual, se siguieron los pasos descritos en la sección 2 y que aquí se enlistan nuevamente (aplicado a este trabajo):

- Se inicia con tres campos de datos para las tres variables (TSM, componentes U y V del viento). Asimismo, las tres variables fueron compactadas en dos dimensiones (lat/lon, tiempo) manteniendo la dimensión del tiempo.
- Posteriormente, las componente U y V del viento se conjuntaron en un solo campo (2*lat/lon, tiempo). Concluyendo con dos matrices bidimensionales: una de TSM y otra del viento. Al mismo tiempo, se eliminaron los valores no existentes en las matrices de datos.
- Después, se calculó la matriz de covarianza entre los dos campos y se aplicó una descomposición de valores singulares.
- Finalmente, se visualizaron las componentes principales obtenidas y se proyectaron las mismas en los datos originales para obtener los patrones espaciales. Particularmente, en esta tesis se presentan mapas heterogéneos de regresión.

Significancia estadística del AMC

Este procedimiento consistió en una prueba de 1,000 experimentos de Monte Carlo, en los que cada uno se efectuó un análisis de máxima covarianza. La única diferencia entre

estos experimentos y el análisis principal, es que en cada experimento el campo de viento está ordenado aleatoriamente (únicamente en la dimensión temporal).

Con el objetivo de tener una métrica para evaluar, en cada experimento se almacenó la covarianza total explicada y la fracción de covarianza explicada para cada modo. Consiguientemente, se utilizó la fracción de covarianza explicada por modo para analizar su distribución. Es decir, la significancia se obtuvo comparando la distribución de covarianza de los 1,000 experimentos para cada modo y el valor del análisis original.

Variabilidad de la profundidad de la capa de mezcla oceánica

Los análisis estadísticos anteriores tenían por objetivo identificar la relación entre los forzamientos superficiales (oceánicos y atmosféricos) y la variabilidad del sargazo a escala interanual. Pero, con la idea de entender un poco más del mecanismo físico detrás de la variabilidad del sargazo, se decidió estudiar la relación con el océano subsuperficial. Particularmente, con la profundidad de la capa de mezcla.

Ahora bien, este análisis busca encontrar los procesos oceánicos de menor o mayor frecuencia que podrían influir en la modulación del sargazo. Por ello, se realizó un análisis de Funciones Empíricas Ortogonales sobre los datos de profundidad de la capa de mezcla de ECCO2 para el periodo 1992-2020. Finalmente, se interpretaron los procesos de distintas escalas presentes en los datos. Todo el procedimiento se realizó mediante la librería de MATLAB *Climate Data Toolbox* (Greene et al. 2019).

4 Resultados

En este capítulo, se realiza un análisis preliminar de los datos y su variabilidad interanual. A continuación, se muestran los resultados de los distintos compuestos para los forzamientos superficiales (TSM y viento). Posteriormente, una descripción de los modos de variabilidad acoplados obtenidos mediante el análisis de máxima covarianza. Finalmente, se presentan las componentes principales obtenidas de la profundidad de la capa de mezcla.

4.1 Análisis de anomalías

La señal de las anomalías promedio de TSM en todo el dominio, a primera aproximación y bajo la limitante del número de eventos disponibles, parecieran anti-correlacionarse con la cobertura promedio de sargazo, como se observa en la Figura 4.1. Es decir, que ante anomalías negativas la cobertura del sargazo se incrementa y para anomalías positivas disminuye. Asimismo, resalta un evento abrupto entre 2010 y 2011.

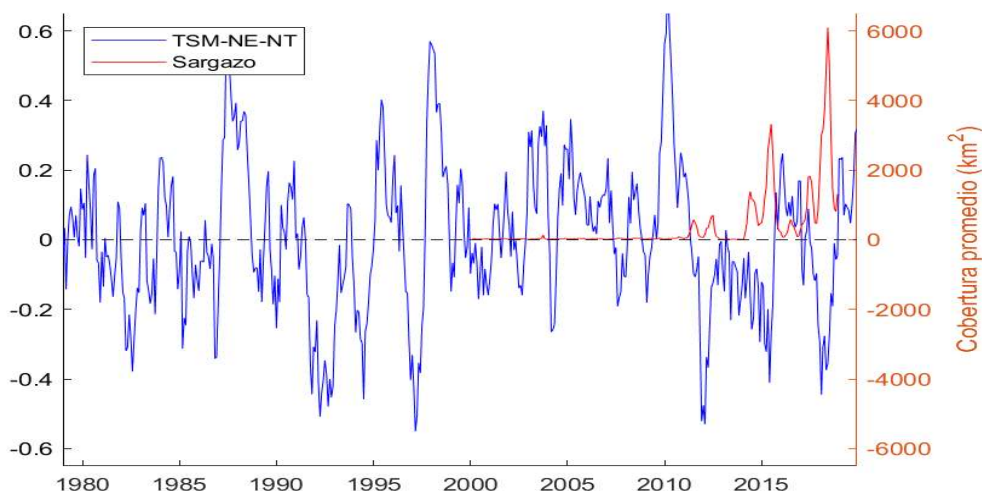


Figura 4.1: Promedio mensual de todo el dominio para las anomalías de TSM ($^{\circ}\text{C}$), sin estacionalidad ni tendencia(TSM-NE-NT). En rojo la cobertura promedio de sargazo (km^2).

Ahora bien, en la Figura 4.2 se muestra el primer componente principal de anomalías de TSM que, a grandes rasgos, puede representar la señal del Modo Zonal del Atlántico. Además, pareciera capturar la mayoría del comportamiento señalado en las anomalías promedio. Asimismo, si comparamos con el segundo componente, pareciera ser que la señal del primero domina sobre la variabilidad interanual del sargazo.

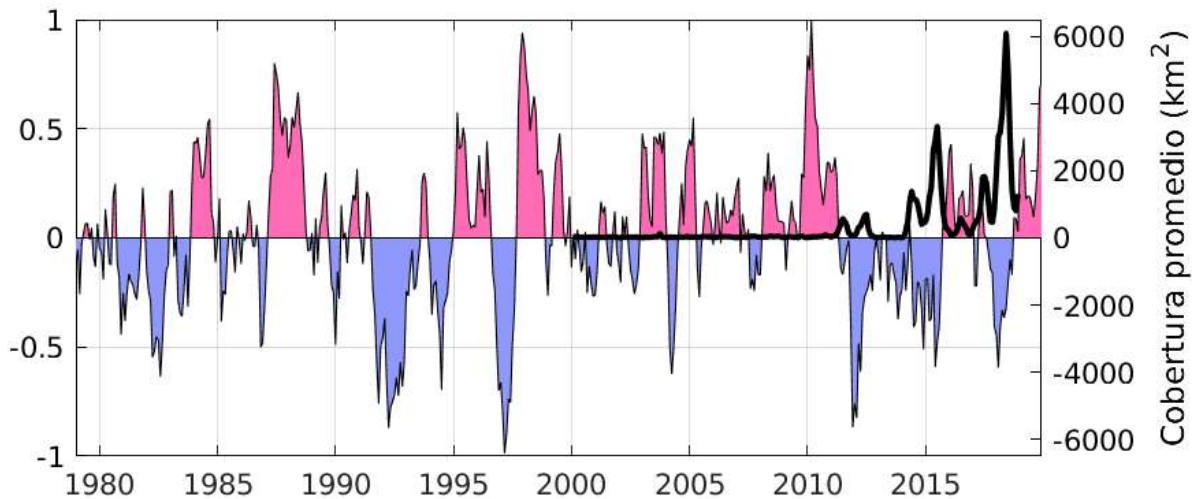


Figura 4.2: Primer componente principal para anomalías de la TSM (~20% varianza explicada). En negro la cobertura promedio de sargazo (km^2).

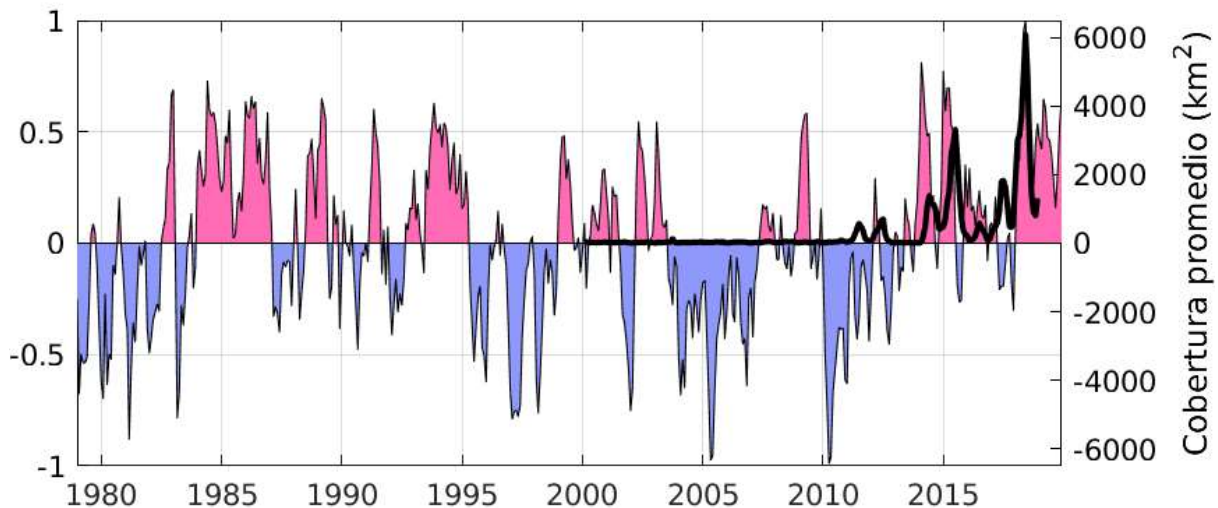


Figura 4.3: Segunda componente principal para anomalías de la TSM (~17% varianza explicada). En negro la cobertura promedio de sargazo (km^2).

4.2 Análisis de compuestos

Las anomalías de TSM en el compuesto para años sin sargazo (Figura 4.4, izquierda) tienen una predominante señal positiva (cálida) sobre el Atlántico tropical norte y una respuesta débil negativa a neutral en la parte sur. Cabe resaltar, la existencia de una anomalía positiva intensificada en el área central de la ITCZ. En el caso del viento se puede observar una ligera intensificación de las anomalías en el hemisferio norte (alrededor de 20° N), con una dirección predominantemente al Este, es decir, contrarias a los vientos alisios lo que indica vientos alisios menos intensos. Mientras en el hemisferio sur hay una pequeña zona convergente de anomalías alrededor de los 20° W cerca del ecuador. También, destacan algunas estructuras aisladas como las anomalías costa afuera en el Norte de Brasil y frente a las costas de Liberia.

Para el compuesto de años con mucho sargazo (Figura 4.4, centro) se observa un patrón dipolar similar al de años sin sargazo, pero con el signo de anomalía invertido. Es decir, tenemos una anomalía negativa (fría) en la parte norte del Atlántico tropical y débil cálida a neutra en el sur. Ahora bien, las anomalías de viento también presentan una inversión de las anomalías, es decir, ahora tienen una dirección predominantemente al suroeste en el hemisferio norte. Asimismo, las anomalías costa afuera en el norte de Brasil y frente a Liberia se invirtieron y la zona de convergencia cambió su patrón.

Finalmente, para los años con sargazo (Figura 4.4, derecha) también se observa un patrón interhemisférico pero menos extenso y más difuso en la zona ecuatorial. Básicamente, se observan dos regiones principales: a) al norte de la Guyana Francesa con anomalía positiva y vientos hacia el noreste, y b) en el centro del Atlántico tropical sur con anomalía negativa y viento hacia el noroeste.

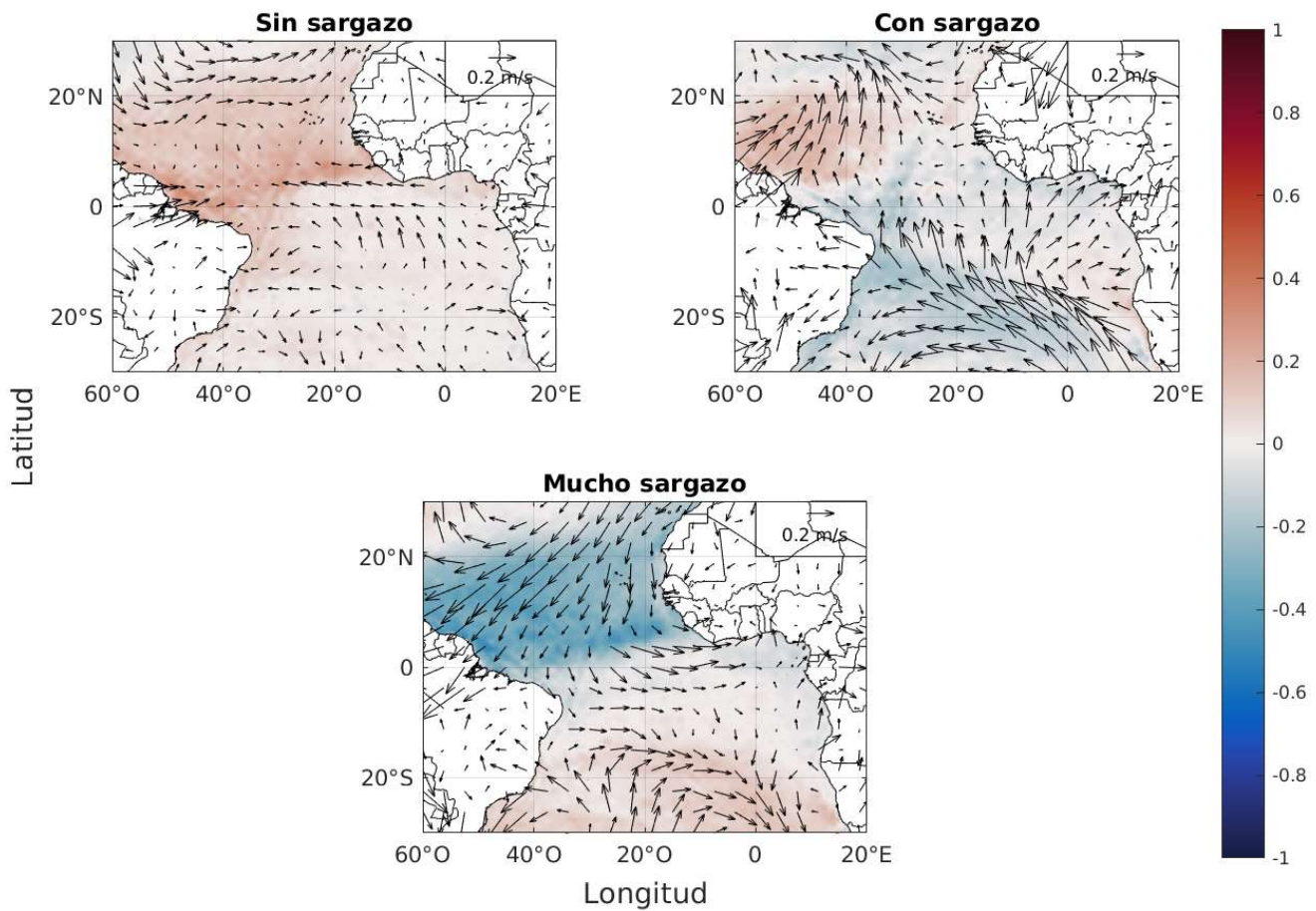


Figura 4.4: Compuestos de anomalías para la TSM y viento: años sin, con y mucho sargazo

Como se mencionó en la metodología, con el objetivo de observar la persistencia de este patrón, se generó un análisis decadal. En la Figura 4.5 se presentan los resultados de este análisis.

Primeramente, las anomalías de la TSM en las décadas del 00-10 y 10-20 muestran un patrón muy similar al observado en los compuestos sin y con mucho sargazo respectivamente. También se mantienen algunos patrones de anomalías de viento aunque con una mayor atenuación en su intensidad. En el caso de las décadas anteriores al 2000, observamos unos patrones de la TSM y viento sin una señal interhemisférica clara. Aunque, sí se distinguen algunos patrones pequeños como la anomalía frente al norte de

Brasil y que se extiende hasta el Golfo de Guinea (la cual parece invertirse entre la década 80-90 y la 90-00).

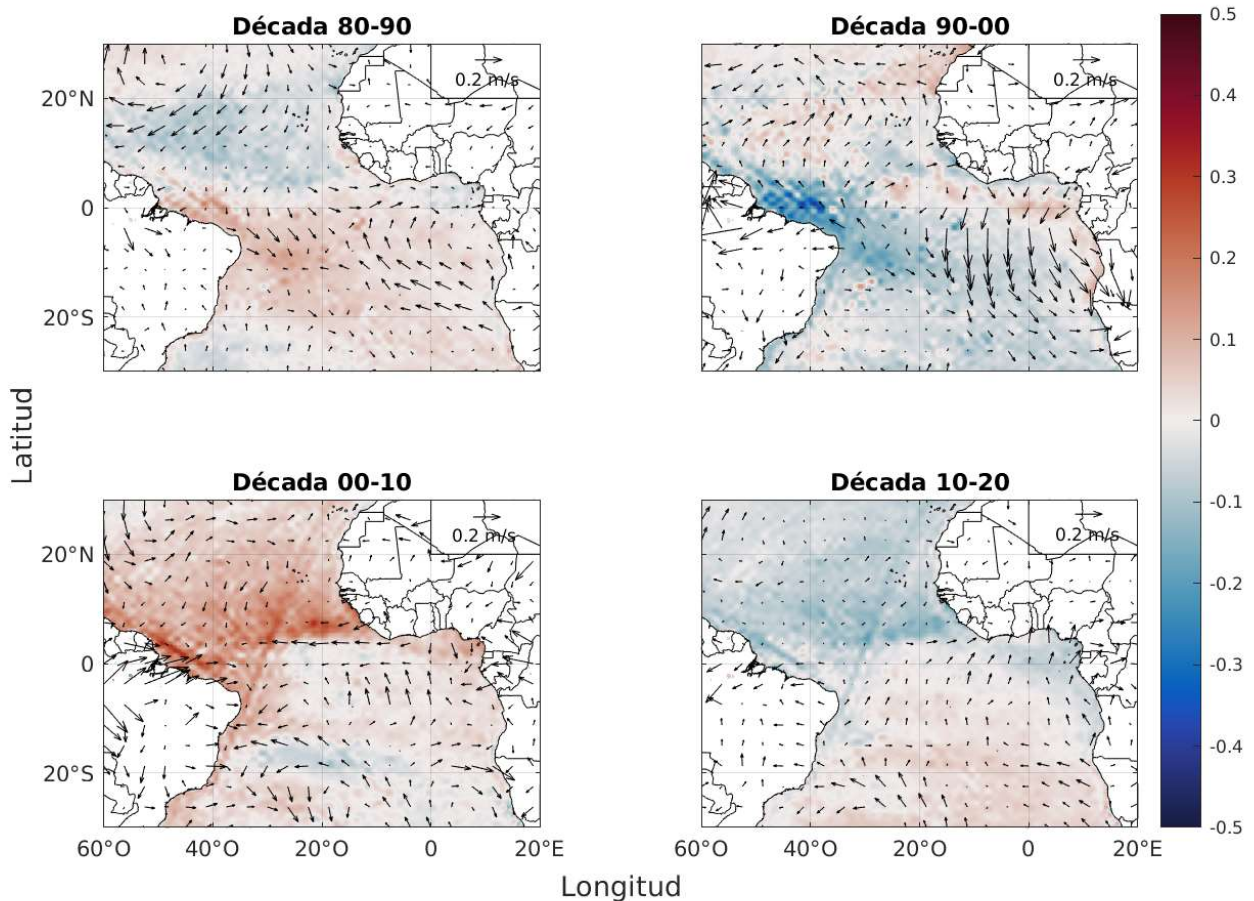


Figura 4.5: Compuestos de anomalías para la TSM (°C) y viento (m/s): década desde 1980 hasta 2020.

En esta sección se presentan los compuestos mensuales para los distintos grupos de sargazo. Para los compuestos sin sargazo (Figura 4.6) existe una anomalía positiva generalizada en todo el Atlántico tropical y un banda de mayor intensidad en la región de la ITZC. Este patrón es persistente a lo largo del año, aunque en los meses de máximo desarrollo de la lengua fría del Atlántico aparece una anomalía negativa (durante verano) en el centro del Atlántico ecuatorial.

Sobre los vientos, de forma general existen anomalías de viento hacia el Este en el Atlántico tropical norte. Mientras que en la parte sur únicamente hay presencia de

anomalías muy débiles, con algunas convergencias/divergencias asociadas a las anomalías del viento en algunos meses (agosto y mayo).

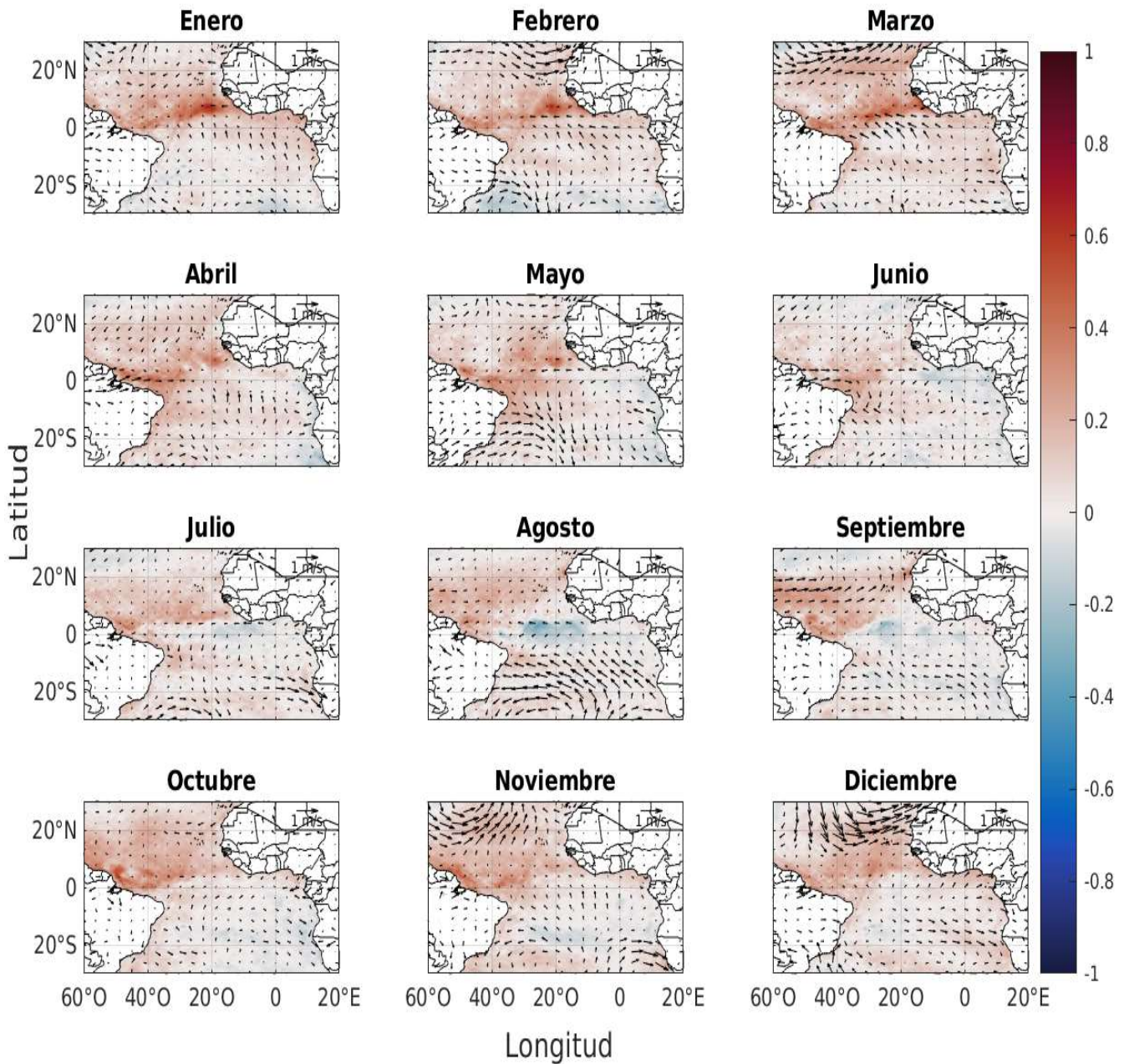


Figura 4.6: Compuestos de anomalías para la TSM (°C) y viento (m/s) para años sin sargazo, desde 2000 hasta 2018.

En los compuestos con mucho sargazo (Figura 4.7), al igual que en el primer análisis, los patrones interhemisféricos de TSM y viento se invierten (con respecto a los años sin

sargazo). También existe un patrón persistente (excepto en otoño) de anomalía negativa para la TSM y anomalías de viento con dirección oeste en la parte norte. Además, se invierten los patrones de convergencia/divergencia de vientos en el sur.

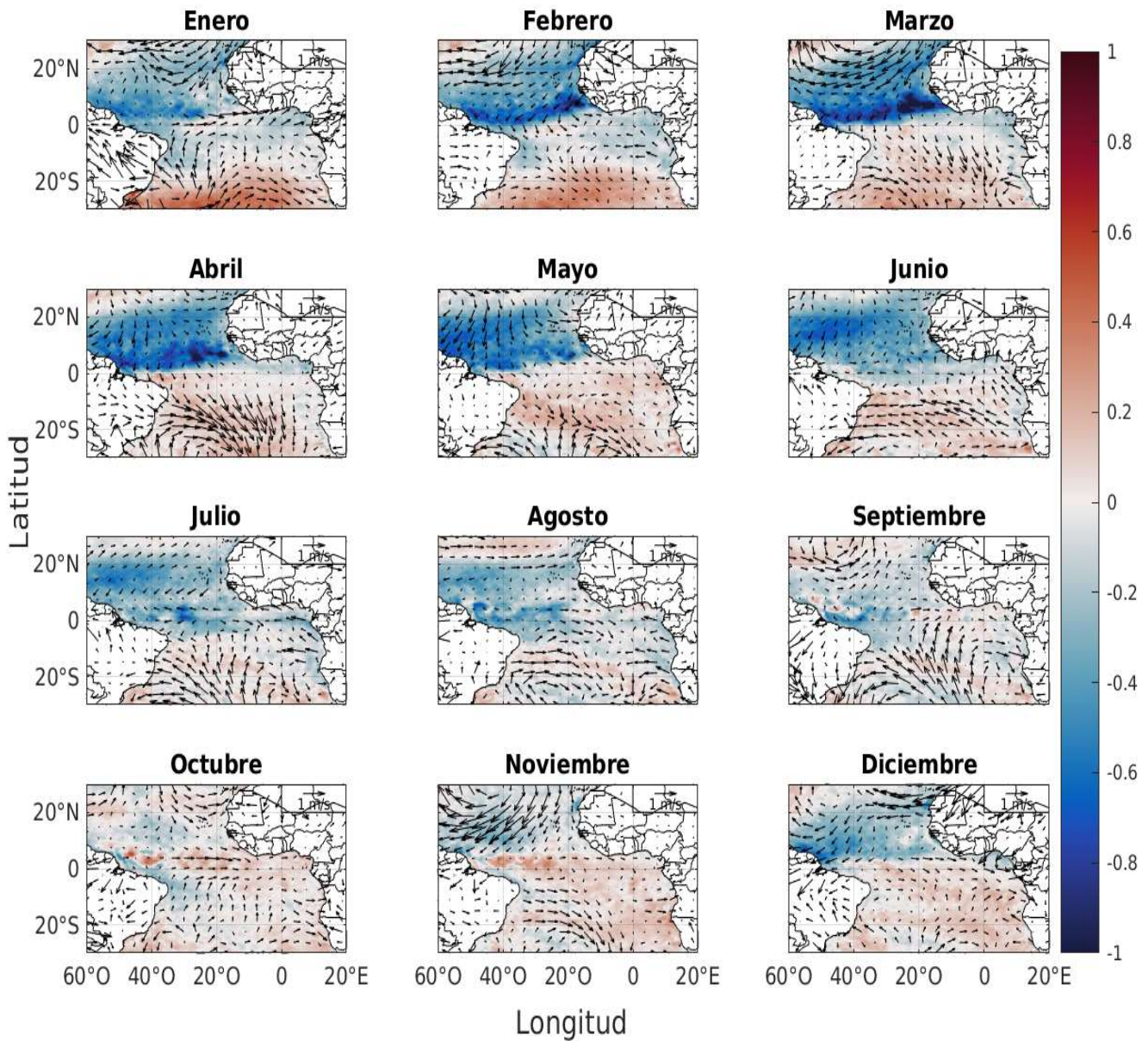


Figura 4.7: Compuestos de anomalías para la TSM (°C) y viento (m/s) para años con mucho sargazo, desde 2000 hasta 2018.

Finalmente, para años con sargazo (Figura 4.8) el patrón se vuelve menos coherente. Aunque, se aprecia una anomalía persistente en las costas de Namibia y Sudáfrica, siendo positiva en invierno-primavera y fría en verano-otoño. Asimismo, parece existir un patrón de inversiones de signo en la zona de la lengua fría del Atlántico.

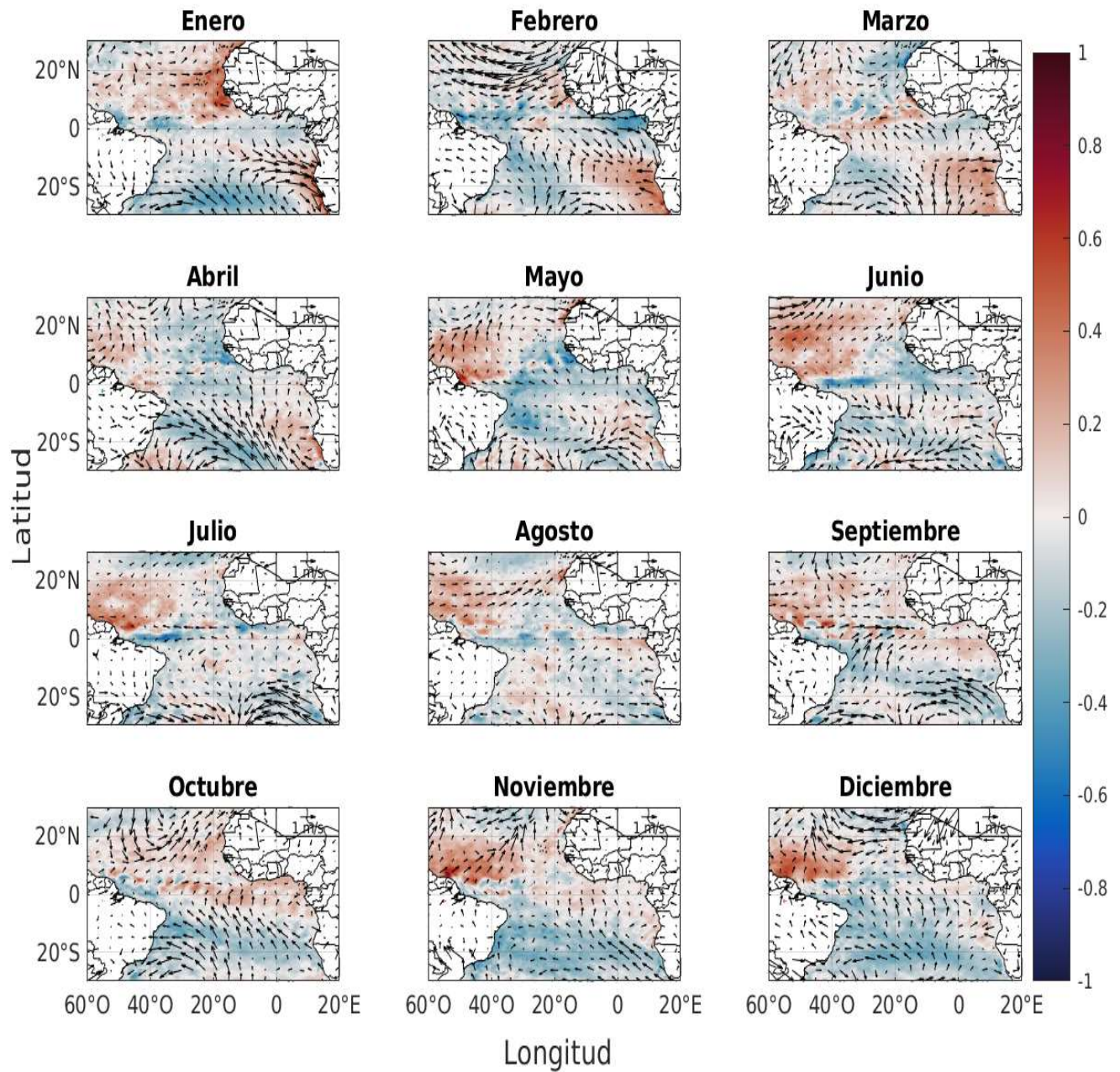


Figura 4.8: Compuestos de anomalías para la TSM (°C) y viento (m/s) para años con sargazo, desde 2000 hasta 2018.

4.2 Influencia norte y sur

Con el objetivo de estudiar más a detalle la respuesta interhemisférica del patrón observado en los compuestos de anomalías, se decidió hacer otro análisis de anomalías promedio. En este caso, se tomaron los promedios del hemisferio norte y del sur, respectivamente. En las Figuras 4.9 y 4.10 se observa un acoplamiento muy similar al reportado en el primer análisis y parece indicar que el Atlántico tropical norte tiene algún acoplamiento con la variabilidad interanual del sargazo. Cabe destacar que por la naturaleza de los datos del sargazo es de esperar bajos niveles de correlación lineal entre las series.

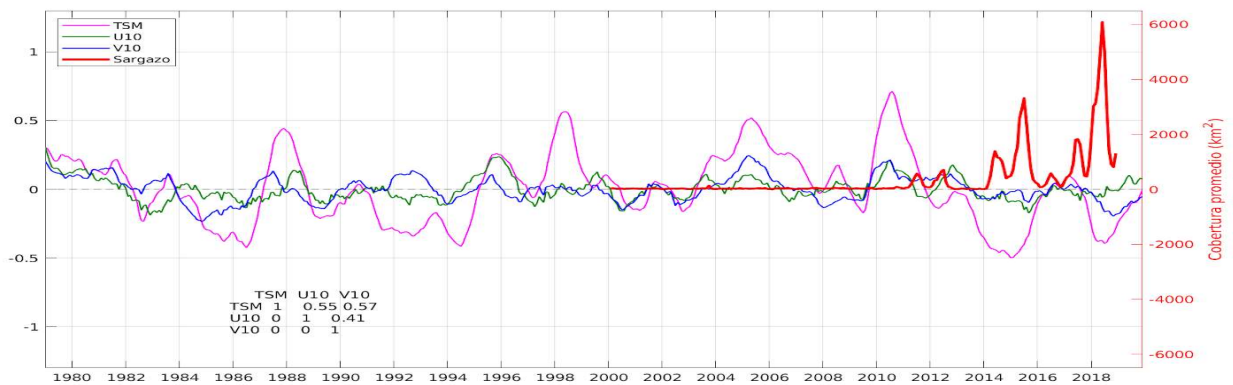


Figura 4.9: Promedio mensual de todo el dominio norte para las anomalías de TSM ($^{\circ}\text{C}$) y componentes del viento (m/s), sin estacionalidad ni tendencia. En rojo la cobertura promedio de sargazo (km^2).

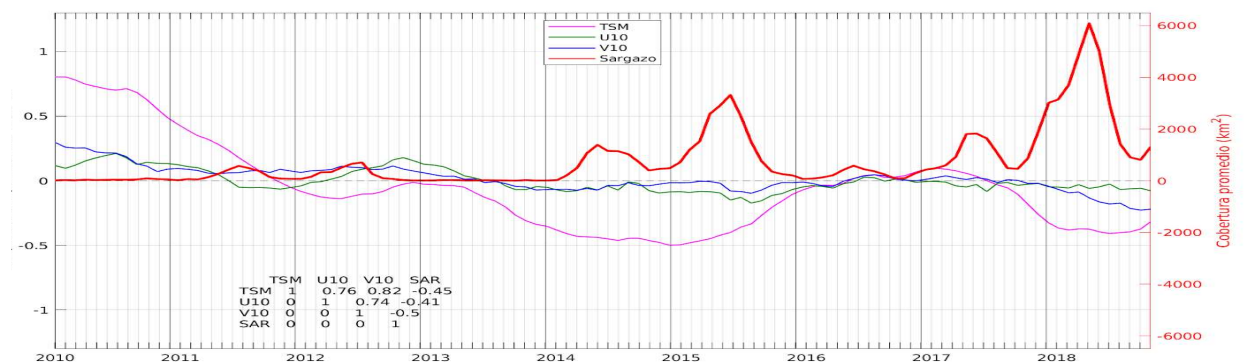


Figura 4.10: Acercamiento del promedio mensual de todo el dominio norte para las anomalías de TSM ($^{\circ}\text{C}$) y componentes del viento (m/s), sin estacionalidad ni tendencia. En rojo la cobertura promedio de sargazo (km^2).

Para el caso contrario, en la Figura 4.11 y 4.12 parece observarse una ligera anticorrelación entre la respuesta climática del Atlántico tropical sur y la variabilidad interanual del sargazo. Aunque, comparando las señales entre norte y sur, se observa un posible mayor acoplamiento con la señal de la parte norte.

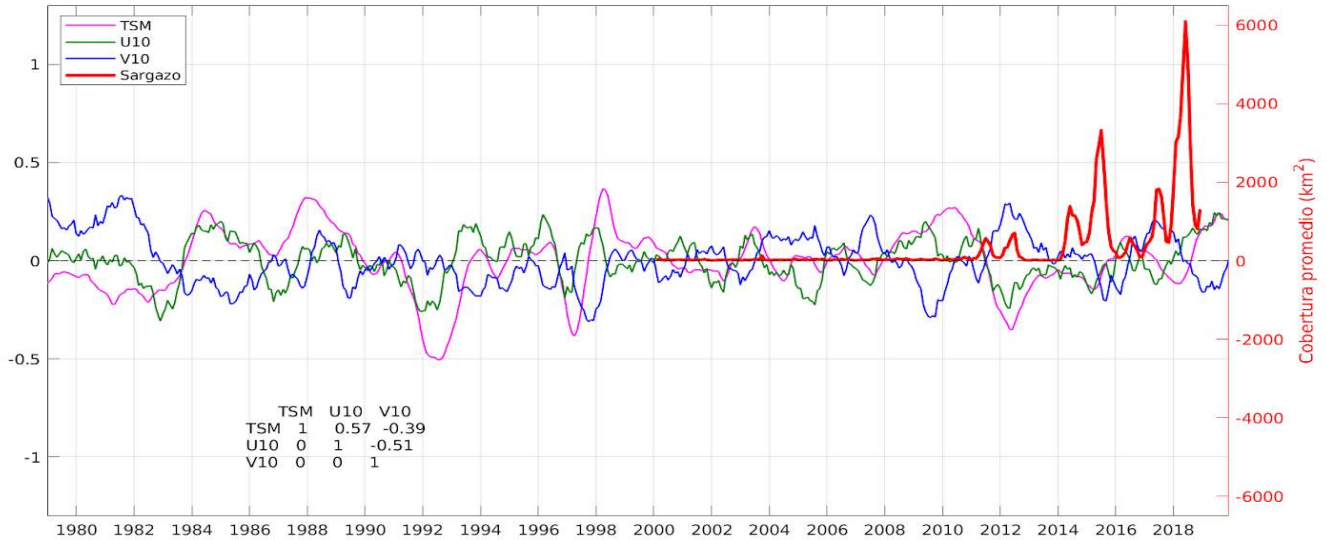


Figura 4.11: Promedio mensual de todo el dominio sur para las anomalías de la TSM (°C) y componentes del viento (m/s), sin estacionalidad ni tendencia. En verde la cobertura promedio de sargazo (km²).

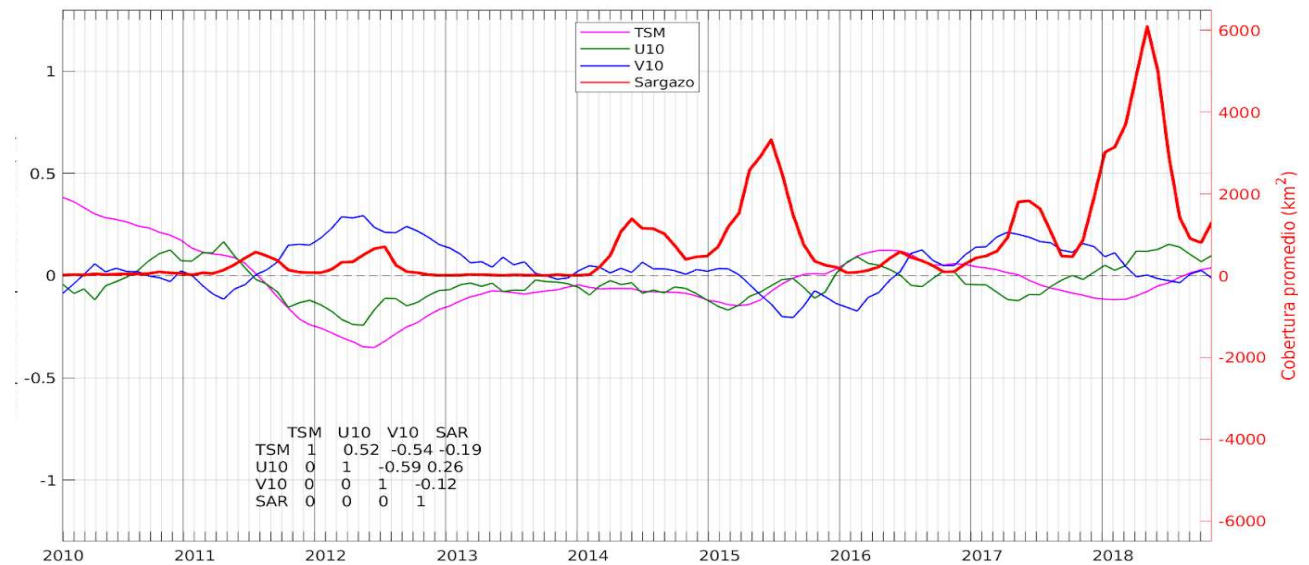


Figura 4.12: Acercamiento del promedio mensual de todo el dominio sur para las anomalías de la TSM (°C) y componentes del viento (m/s), sin estacionalidad ni tendencia. En verde la cobertura promedio de sargazo (km²).

4.3 Análisis de Máxima Covarianza

A continuación, se presentan los resultados estadísticos de los modos de variabilidad acoplados para los forzamientos superficiales (TSM y viento). En la Figura 4.13 se grafican los 10 primeros modos y su covarianza explicada, en ella se observa que entre el primer y segundo modo se explica el 80% de la variabilidad. Por lo tanto, en este escrito la discusión y resultados se centrarán en estos dos modos.

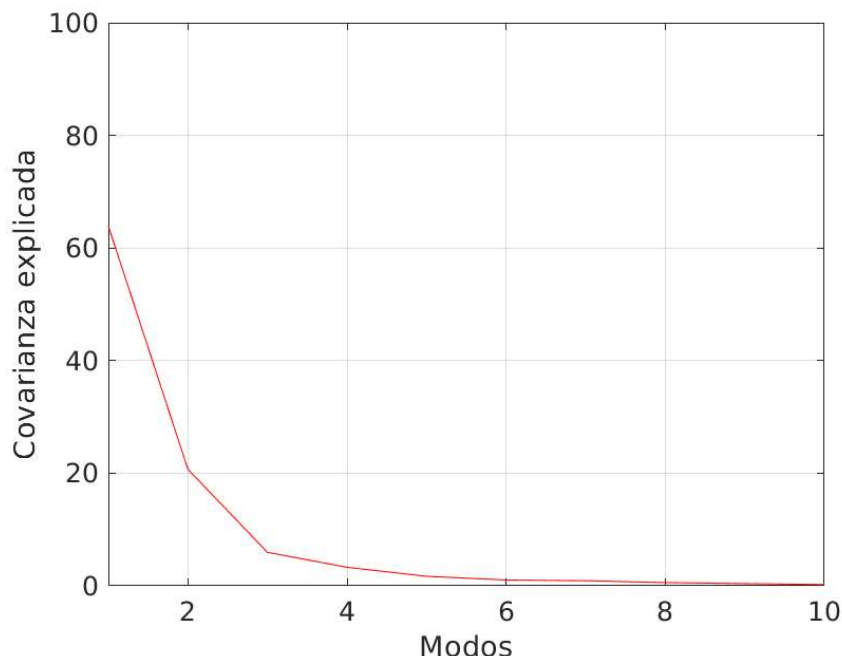


Figura 4.13: Primeros modos de variabilidad para la TSM y componentes del viento del análisis de máxima covarianza.

En la Figura 4.14 se presenta el primer modo de covariabilidad acoplada para las anomalías de TSM y viento, donde se obtuvo un patrón interhemisférico similar al observado en los compuestos de anomalías. En este mapa se muestra una fuerte covarianza en el norte del Atlántico tropical para anomalías del viento en dirección suroeste y TSM negativa. Los patrones espaciales corresponden a la fase negativa de los modos acoplados, es decir, a los años en que los componentes principales presentan signo negativo. Además, resulta interesante que la parte sur no tiene una covarianza marcada, pareciendo sugerir que el primer modo está dominado por la parte norte del Atlántico tropical.

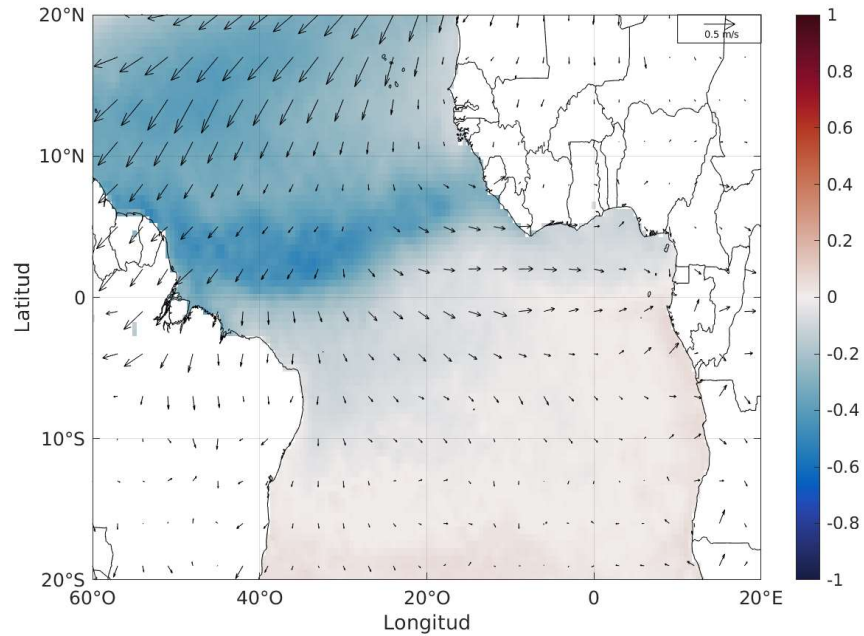


Figura 4.14: Primer modo de variabilidad (60%) para la TSM y viento.

Ahora, en la Figura 4.15 está la serie de tiempo para el mismo modo acoplado donde se observa un acoplamiento del sargazo similar al visto en el primer análisis de anomalías promedio. Es importante resaltar un evento de cambio abrupto en la señal entre 2010 y 2011 que pareciera coincidir con el inicio de arribazones de sargazo.

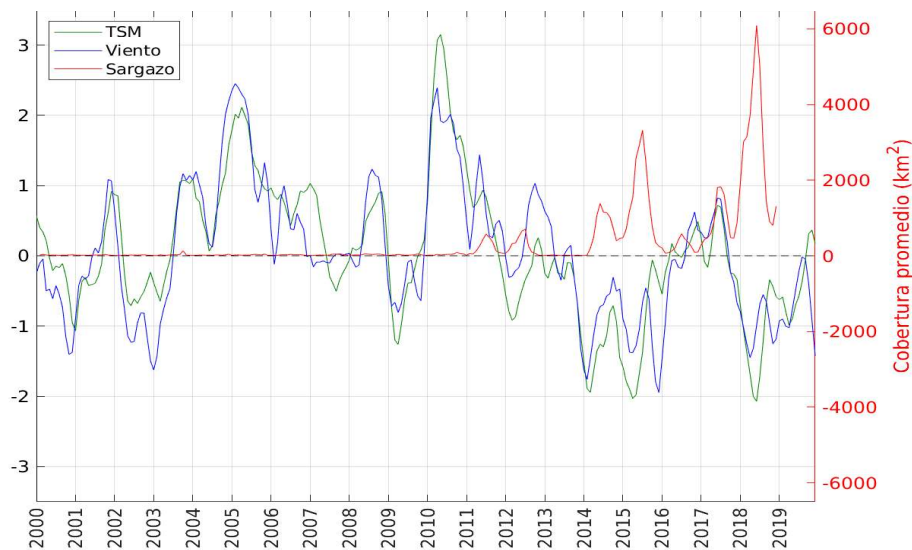


Figura 4.15: Primer componente principal proyectado para la TSM y viento.

En el segundo modo (Figura 4.16) se observa un patrón interhemisférico inverso al del primer modo, donde tiene mayor amplitud la señal de la parte sur del Atlántico tropical en el viento y en la TSM. En este caso se presenta la fase positiva del modo, que corresponde a los años con componente principal positiva. Aunque el viento en este caso mantiene la dirección del otro modo. En este caso también resulta interesante que la parte norte no tiene una covarianza marcada, pareciendo sugerir que es una señal dominada por la parte sur del Atlántico tropical.

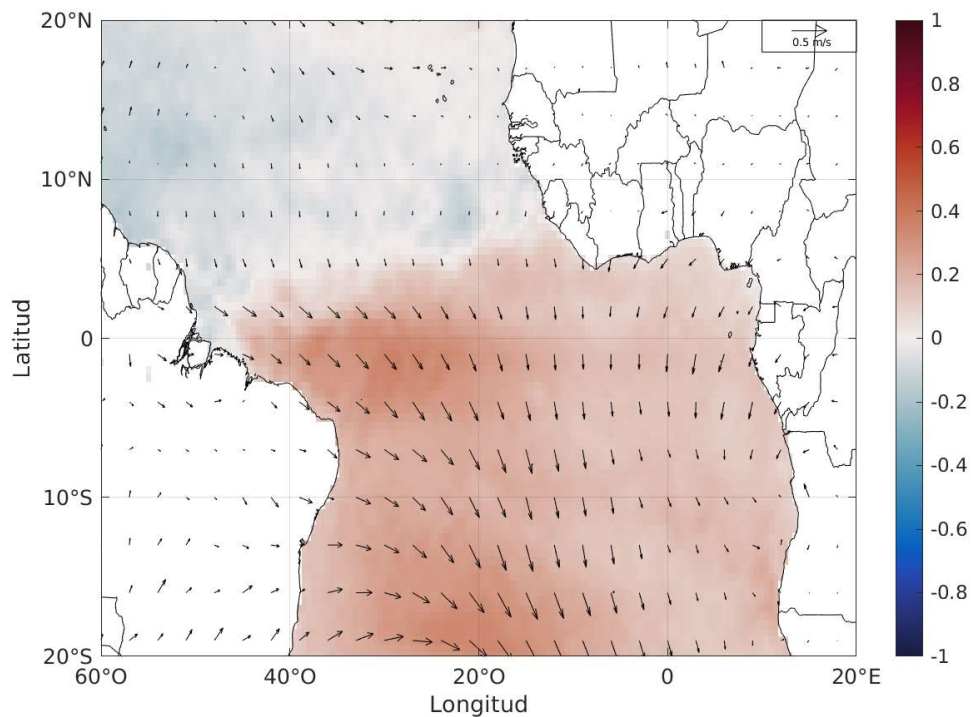


Figura 4.16: Segundo modo de variabilidad (20%) para la TSM y viento.

En la Figura 4.17 está la serie de tiempo del segundo modo, donde se observa poco acoplamiento del sargazo a la respuesta de la parte sur del Atlántico tropical. Aunque, sí vuelve a resaltar un evento de cambio abrupto, con un retraso, en la señal entre 2011 y 2012 que pareciera coincidir con el inicio de arribazones de sargazo.

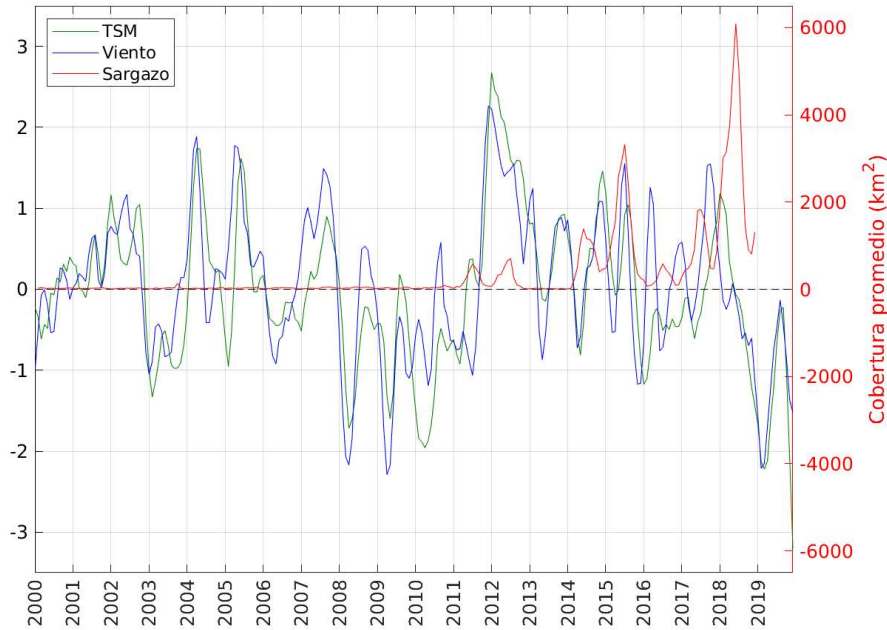


Figura 4.17: Segunda componente principal proyectado para TSM y viento.

Finalmente, se evaluó la significancia estadística de la covarianza explicada de los tres primeros modos obtenidos en el AMC (Figura 4.18). La covarianza explicada del primer modo resulta significativa al igual que la del segundo modo con un nivel de confianza del 99%. Lo anterior se expresa visualmente al situarse en el extremo superior de la distribución de los experimentos de Monte Carlo.

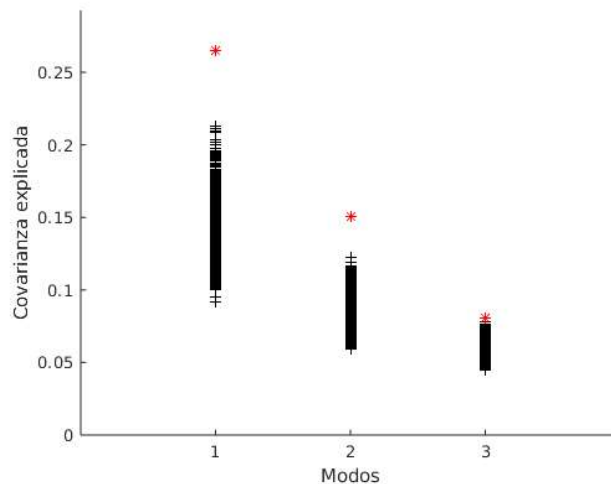


Figura 4.18: En negro valores de covarianza explicada para cada experimento. En rojo es el del AMC original.

4.4 Análisis de la capa de mezcla oceánica

En esta sección se reportan los resultados más importantes para la capa de mezcla. Al igual que la TSM y el viento, se realizaron compuestos sobre la cantidad de sargazo, pero se obtuvieron patrones poco coherentes y difíciles de interpretar (figuras disponibles en el Apéndice). Sin embargo, mediante el análisis de FEOs fue posible identificar procesos de distintas escalas que se presentan en la variabilidad de la profundidad de la capa de mezcla. A continuación, en la Figura 4.19 se esquematizan los primeros cuatro modos de variabilidad y su varianza explicada.

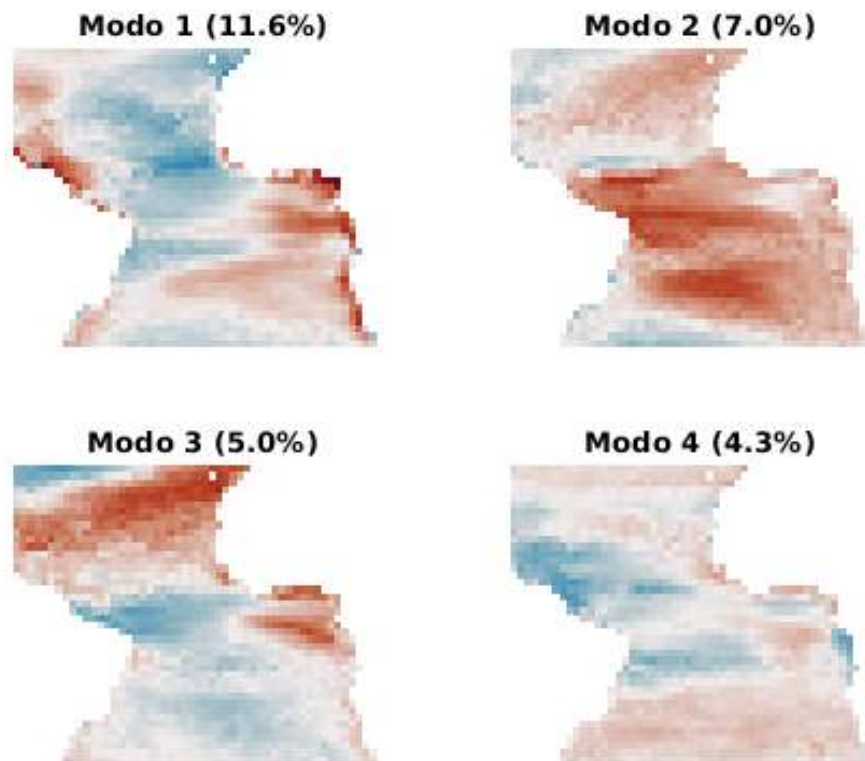


Figura 4.19: Esquema de los patrones espaciales y su varianza explicada para la profundidad de la capa de mezcla. Periodo: 1992-2020.

En el primer modo parece presentarse un patrón hemisférico, pero sin un límite ecuatorial claro. Mientras que en los modos siguientes no aparece claro algún patrón identificable. Sin embargo, es importante recalcar que estas estructuras son puramente estadísticas y pueden no representar procesos físicos reales.

Ahora bien, en la Figura 4.20 se muestra la primera componente principal para la profundidad de capa de mezcla que parece mostrar una variabilidad de baja frecuencia, la cual tiene un cambio abrupto entre 2009 y 2010. Mientras que en la Figura 4.21 la variabilidad interanual del sargazo parece acoplarse con la profundidad de la capa de mezcla, similar a lo observado con la TSM y el viento. Los resultados anteriores parecen sugerir que existen dos procesos de distintas escalas en la variabilidad de la capa de mezcla.

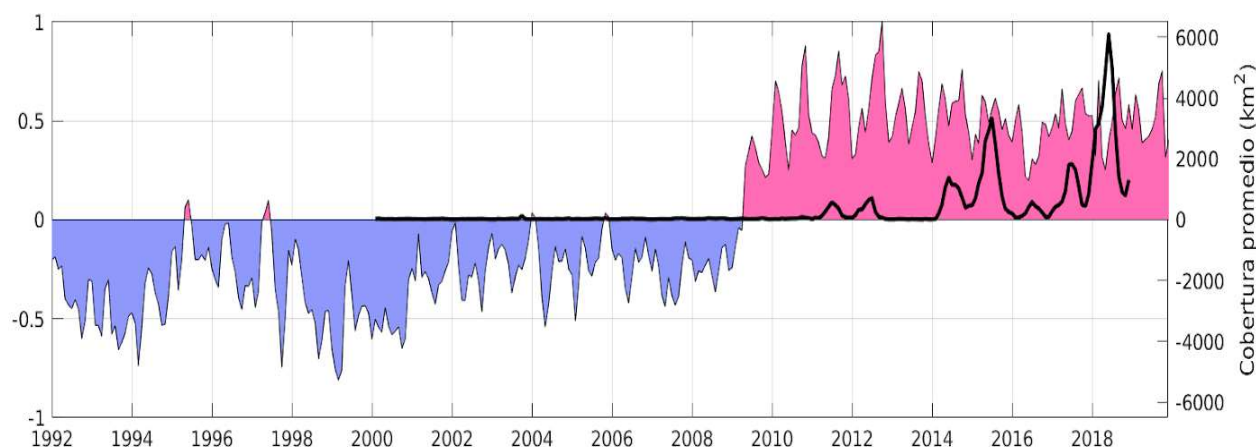


Figura 4.20: Componente principal 1 para profundidad de capa de mezcla (~12%). En negro la cobertura promedio de sargazo (km²). Datos: ECCO2, NASA. Periodo 1992-2020.

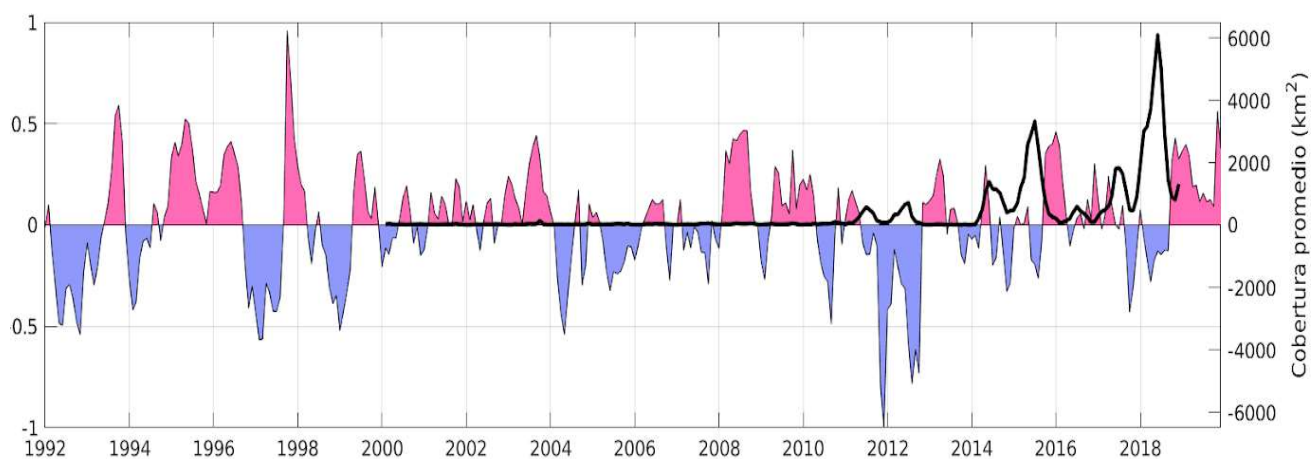


Figura 4.21: Componente principal 2 para la profundidad de la capa de mezcla (~7%). En negro la cobertura promedio de sargazo (km²). Datos: ECCO2, NASA. Periodo 1992-2020.

5 Discusión

En este capítulo se discuten los resultados obtenidos tomando como referencia los objetivos planteados inicialmente. En las secciones 5.1 y 5.2 se aborda la variabilidad interanual de los procesos superficiales en relación a la cobertura promedio de sargazo. En la siguiente sección se discute la respuesta subsuperficial del océano con respecto al sargazo. Finalmente, en la última sección se presenta una hipótesis sobre la interacción entre dos frecuencias de variabilidad y su influencia sobre la cobertura de sargazo.

5.1 Anomalías de la temperatura

Los resultados obtenidos para las anomalías de la TSM sugieren un interesante acoplamiento entre su variabilidad interanual y la cobertura promedio del sargazo. Donde una anomalía positiva de la TSM está asociada a eventos de menor crecimiento del sargazo (anomalía negativa a eventos de crecimiento de sargazo). Nuestros resultados son diferentes de otros que señalan que el sargazo se ve favorecido por temperaturas cálidas en el agua, arriba de los 18 °C y menores a 30 °C (Tussenbroek, , s.f.).

Es importante señalar que la fisiología del sargazo aún no se comprende completamente. Consiguientemente, no existe hasta los alcances de la bibliografía revisada, alguna relación biogeoquímica directa que explique la relación entre la TSM y el prolífico (o no prolífico) crecimiento del sargazo. Por ello, sería interesante complementar estos estudios de variabilidad climática cuando la información sobre la fisiología del sargazo se desarrolle un poco más.

Además, resalta como la señal del AZM captura buena parte del comportamiento interanual asociado a la cobertura de sargazo. Entonces, según estos resultados, esta variabilidad podría indicar que la zona de la lengua fría tiene una importante influencia sobre el sargazo (a escala interanual), posiblemente asociado a las surgencias ecuatoriales y la mezcla vertical de esa zona que podrían estar aportando mayor cantidad de nutrientes.

5.2 Patrones de procesos superficiales (TSM y viento)

Los resultados del análisis de compuestos con la TSM y el viento, principalmente asociados a procesos superficiales, mostraron un patrón interhemisférico persistente en las distintas estructuras que construimos para capturar la variabilidad. Este patrón se observó en los compuestos individuales (seleccionados bajo el esquema de cobertura de sargazo) y en los decadales (seleccionados de forma objetiva), lo que nos indicó consistencia en los resultados y confianza en la existencia del patrón observado. Sin embargo, sí existe una escasez de datos (pocos eventos de sargazo), lo que impide tener una mayor certeza en esta relación encontrada. Aún así consideramos que los resultados, aunque preliminares en certeza, tienen validez para hacer las preguntas correctas y pueden abrir camino a estudios posteriores.

La principal señal percibida, que es consistente con los resultados de la sección anterior, es que los eventos de mayor cobertura de sargazo están asociados con una anomalía negativa (positiva en el caso de menor cobertura de sargazo) de la TSM en el hemisferio norte. Mientras que existe una señal invertida débil o neutra en el hemisferio sur. Asimismo, existe un posible debilitamiento de los vientos alisios en el hemisferio norte, lo que generaría menor mezcla superficial y condiciones de surgencia ecuatorial (y en las costas del noroeste de África). En el caso de años con mucho sargazo tenemos una posible intensificación de los vientos alisios, mayor mezcla y condiciones de surgencia ecuatorial. Posiblemente estos cambios aumentan (o disminuyen) la disponibilidad de nutrientes para el crecimiento del sargazo.

Este patrón interhemisférico también pareciera sugerir que, por lo menos superficialmente, la principal influencia es del Atlántico tropical norte. Debido a que en compuestos con y sin sargazo, la señal con anomalías de la TSM y del viento más intensas se encuentra en la parte norte. Una posible respuesta, relacionada a la ubicación del sargazo, es que este se encuentra restringido al hemisferio norte. Aunque, subsuperficialmente existe un importante transporte de agua hacia el norte y este proceso

puede tener un efecto en procesos de menor frecuencia (como se describe más adelante).

En cuanto a la variación mensual del patrón observado, los resultados mostraron una intensificación de la anomalía de TSM en la zona de la ITCZ, principalmente marcada durante primavera e inicios del verano. Asimismo, una intensificación de los vientos alisios coincide durante ese periodo. Además, ambos procesos parecen estar asociados con la temporada de mayor crecimiento del sargazo en el Atlántico tropical (Wang et al., 2019).

También resulta interesante notar que, independientemente de los compuestos construidos, cuando el océano estuvo anómalamente más caliente (2000-2010) no hubo reportes de crecimiento masivo de sargazo. Mientras que en el período que concuerda con un océano anómalamente más frío sí han ocurrido arribazones masivas de sargazo. Es decir, ignorando la dinámica del sargazo, en el océano parece que ocurrió un cambio (o si se quiere una oscilación) alrededor del año 2010.

En este trabajo, se encontró una relación entre cambios en anomalías de viento y TSM sobre la cobertura de sargazo a escala interanual. Particularmente, con nuestros resultados proponemos que en épocas con un océano anómalamente más frío y vientos alisios intensificados, existen mayores condiciones para un crecimiento excesivo de sargazo. Debido a que los vientos alisios intensificados propician mejores condiciones de mezcla superficial, surgencia y disponibilidad de nutrientes.

Además, observamos indicios de que existe un proceso de mayor escala que generó o ayudó al establecimiento del sargazo a partir de 2010-2011. Este resultado coincide y apoya la propuesta de Johns et al. en 2020.

5.3 Interacción subsuperficial

Hasta este momento la discusión se ha enfocado en cómo los forzamientos superficiales y su variabilidad interanual afectan la abundancia del sargazo. Pero, debido a la complejidad del sistema y al propio proceso oceánico, es válido suponer que debe existir alguna respuesta a estos forzamientos en capas más subsuperficiales del océano. Por ello, se realizó el análisis de la variabilidad de la profundidad de la capa de mezcla.

Al observar la señal de la componente 2 del análisis con FEOs aplicado a la profundidad de la capa de mezcla, se encontró que existe una variabilidad interanual similar a la de la TSM y el viento. Donde cuando la capa de mezcla se profundiza (en eventos negativos), los vientos son anómalamente más intensos y la TSM más fría. Consiguientemente, coincide que un mayor esfuerzo del viento profundiza la capa de mezcla y proporciona mayor entrada de nutrientes al sargazo. Asimismo, estos resultados apoyan la postura de Johns et al. en 2020 sobre el mantenimiento del sargazo en la zona. Pero, no imposibilita la hipótesis de que el sargazo, ya presente en esta zona desde hace tiempo según Godínez-Ortega et al. (2021), únicamente se vio beneficiado por algún cambio en las condiciones climáticas de la zona.

Ahora bien, si nos centramos en la componente 1, parece existir una variabilidad de menor frecuencia presente en el comportamiento de la capa de mezcla (profundidad). Esta variabilidad se mantiene prácticamente con un signo desde 1992 hasta 2009, alrededor de este último ocurre un cambio abrupto y el signo se invierte. Además, este evento coincide con una serie de cambios climáticos en el Atlántico, como lo fue el intenso evento negativo de la NAO (comentado por Johns. et al. en 2021) y una reducción en el transporte de la AMOC (Bryden et al., 2005; Dima et al., 2021).

En conclusión, las dos componentes principales (junto con los forzamientos superficiales discutidos anteriormente) parecen sugerir que existen, por lo menos, dos frecuencias influyendo sobre la población de sargazo. Una decadal o multidecadal que permitió el establecimiento del sargazo y otra interanual a la cual el sargazo se acopló tras su

estabilización. Además, de los procesos estacionales que están fuera del alcance de este trabajo. Finalmente, estos resultados coinciden con la propuesta de Bjerknes en 1964 sobre la existencia de procesos de multifrecuencia en el Atlántico, y que actualmente han sido retomados por autores como Zhang et al. en 2019.

5.4 La abundancia del sargazo y la variabilidad multifrecuencia del Atlántico tropical

Nuestros resultados sugieren que ocurrieron una serie de cambios en diversas variables y procesos climáticos. En primer lugar, durante 2009-2010 hubo un intenso evento negativo de la NAO asociado a una reducción del transporte de la AMOC, ambos eventos registrados por diversos autores (Johns et al. en 2020; Zhang et al. en 2019; Bryden et al., 2005). La estrecha relación entre ambos procesos se puede revisar en el trabajo de (Dima et al., 2021), la explicación de este proceso sale del alcance de esta investigación. Aunque su esclarecimiento podría dar respuesta a determinar qué proceso siguió el sargazo para establecerse en el Atlántico tropical.

Estos cambios pudieron producir el evento de dispersión del sargazo que propone Johns et al. en 2020, desde el Mar de los Sargazos hasta el Atlántico tropical. Aunque también es posible que estos cambios produjeran las condiciones necesarias para estabilizar “permanentemente” una población de sargazo en la zona. Debido a que, como mencionan Godínez-Ortega et al. (2021), ya existía un registro del sargazo en la zona, pero era poco abundante.

Posteriormente, la “nueva” población de sargazo se acopló al sistema estacional e interanual de la zona, bajo el esquema discutido en las secciones anteriores y que coincide con los resultados de otros trabajos en la zona (Jouanno et al. 2021; Johns et al. en 2020; Wang et al. 2019).

6 Conclusiones

Este trabajo contribuye al conocimiento actual de la variabilidad interanual del sargazo, situación crítica en el desarrollo y previsión de planes ante los arribazones masivos en el Caribe. Asimismo, el trabajo presenta evidencia para apoyar las hipótesis principales de la variabilidad del sargazo y aporta algunas ideas nuevas que podrían mejorar el entendimiento de este nuevo fenómeno.

Los análisis de anomalías y de compuestos de la TSM y los vientos, indican que es muy importante la variabilidad climática del Atlántico tropical sobre la cobertura de sargazo. Por una parte, se mostró que ante un océano anómalamente más frío, con vientos alisios intensificados y una capa de mezcla profunda hay mayor posibilidad de tener eventos masivos de sargazo (y visceversa). Y por otra parte, que posiblemente sí exista un evento precursor para el establecimiento del sargazo en el Atlántico tropical, asociado a un intenso evento de la NAO y un debilitamiento en el transporte de la AMOC.

Ahora bien, nuestros resultados apoyan en buena medida la hipótesis de Johns et al. (2020) sobre el origen del sargazo en esta zona. Pero, no necesariamente excluyen la posibilidad de que una población preexistente en el Atlántico tropical pudiera favorecerse del cambio climático descrito. Por ello, para analizar esta bifurcación, sería muy importante contar con mayor información fisiológica y genética del sargazo presente en el Atlántico tropical.

Además, debido a la baja ocurrencia de eventos del sargazo, se realiza la necesidad de confirmar estas relaciones en el futuro. Aunque, nuestros resultados sí presentan coherencia, y sugieren una relación directa entre el sargazo y procesos físicos.

Finalmente, es importante mencionar que el alcance de este trabajo no incluye una solución al manejo del sargazo, ni tampoco un primer acercamiento a la predicción de eventos masivos. Pero, sí muestra que estamos ante un nuevo punto de equilibrio en el

Atlántico tropical, que tiene afectaciones directas sobre ecosistemas y sobre la sociedad humana. Por ello, se mantiene la esperanza de que este trabajo sí permita contribuir a la comprensión de la magnitud del problema y mostrar que la omisión (hotelera, política y social) es una importante agravante de esta situación. Asimismo, que si esta situación no se atiende de forma correcta seguramente será un agravante más, dentro de las próximas afectaciones del cambio global.

Apéndice

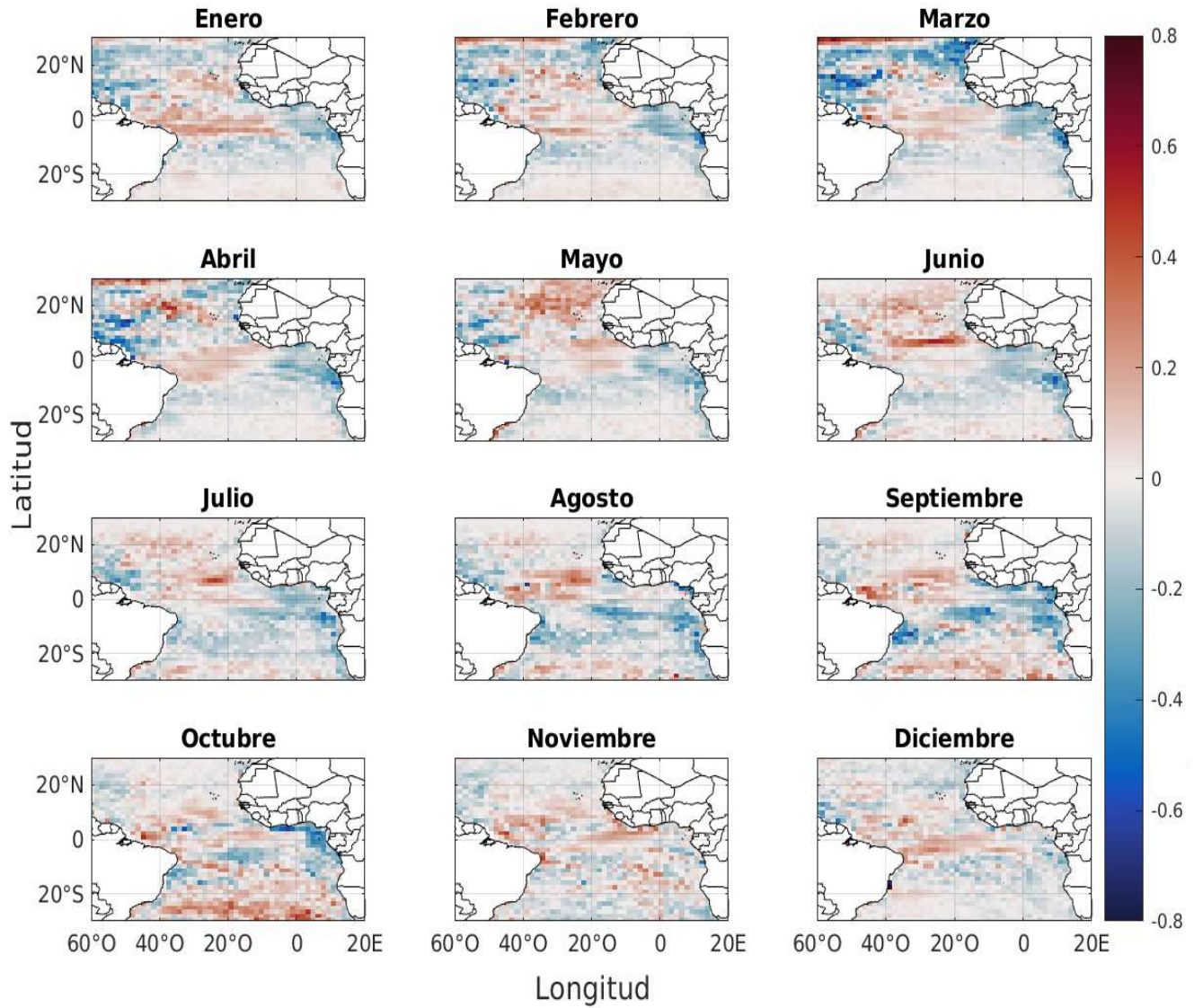


Figura A.1: Compuestos de anomalías para la TSM (°C) y el viento (m/s) para años sin sargazo, desde 2000 hasta 2018.

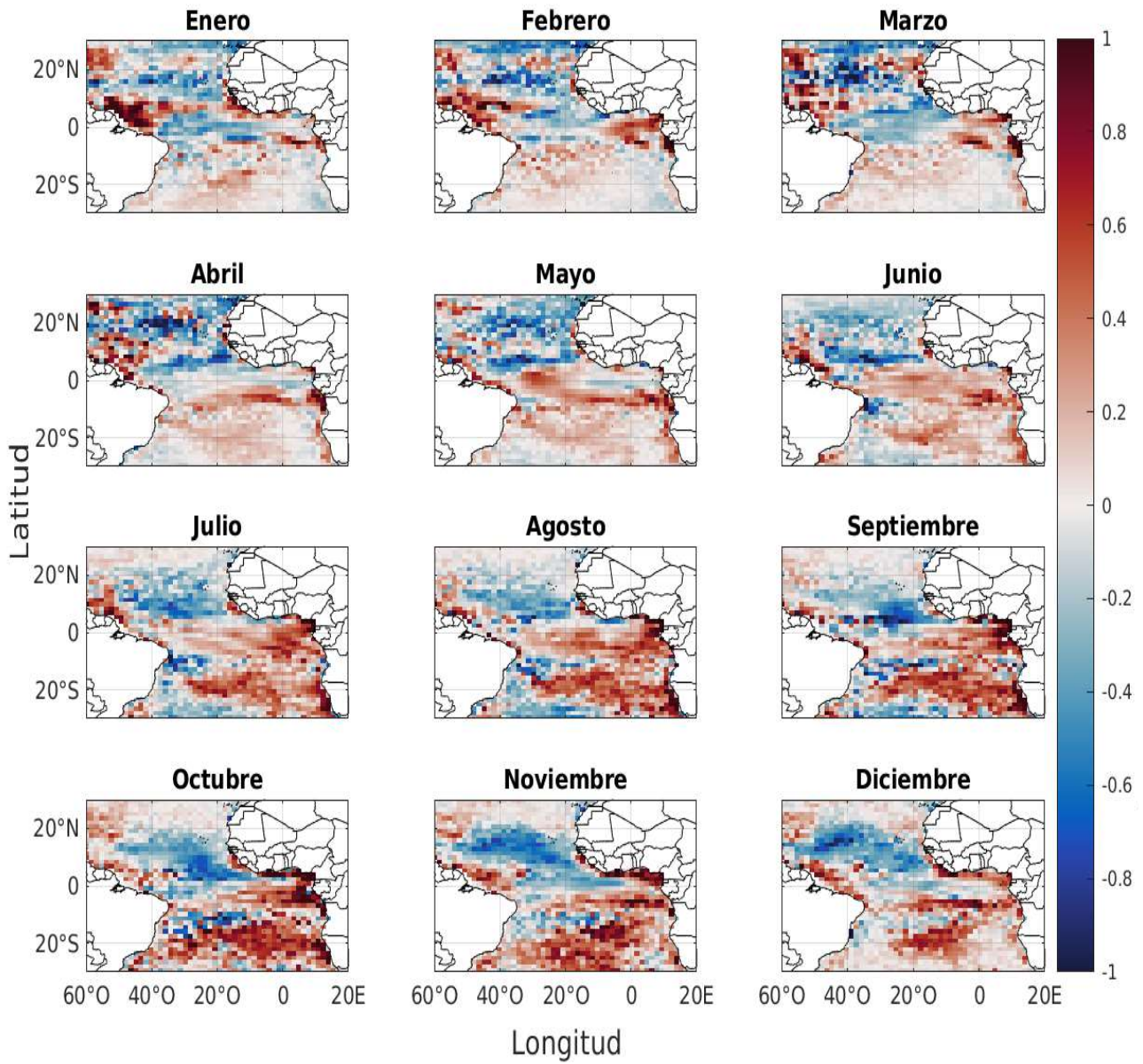


Figura A2: Compuestos de anomalías para la TSM (°C) y el viento (m/s) para años con sargazo, desde 2000 hasta 2018.

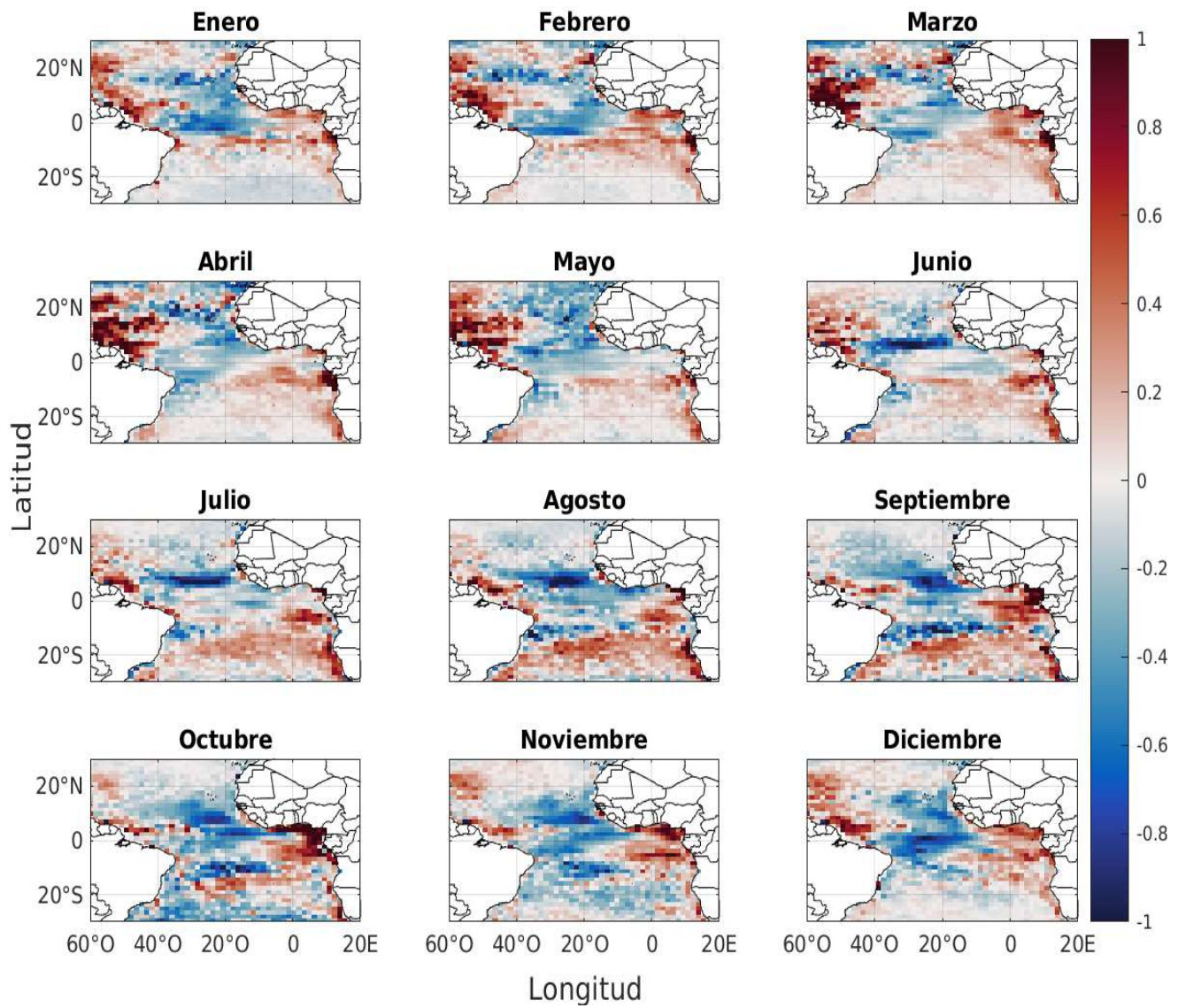


Figura A3: Compuestos de anomalías para la TSM (°C) y el viento (m/s) para años con mucho sargazo, desde 2000 hasta 2018.

Referencias

Bryden, H. L., Longworth, H. R., y Cunningham, S. A. (2005). "Slowing of the Atlantic meridional overturning circulation at 25 N". *Nature*, 438(7068), 655-657.

Dima, M., Nichita, D. R., Lohmann, G., Ionita, M., y Voiculescu, M. (2021). "Early-onset of Atlantic Meridional Overturning Circulation weakening in response to atmospheric CO₂ concentration". *npj Climate and Atmospheric Science*, 4(1), 1-8.

Domeisen, Daniela I.V., Gualtierio Badin e Inga M. Koszalka (2018). "How predictable are the Arctic and North Atlantic Oscillations? Exploring the variability and predictability of the Northern Hemisphere". En: *Journal of Climate* 31.3, págs. 997-1014. doi: 10.1175/JCLID-17-0226.1 (vid. pág. 13).

Doyle, E. y J. Franks (2015). "Sargassum Fact Sheet". En: *Gulf and Caribbean Fisheries Institute*, págs. 1-4 (vid. pág. 15).

Foltz, Gregory R, Michael J. McPhaden y Rick Lumpkin (2012). "A strong atlantic meridional mode event in 2009: The role of mixed: Layer dynamics". En: *Journal of Climate* 25.1, págs. 363-380. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00150.1 (vid. pág. 12).

Foltz, Gregory R. (2018). "Wind- and buoyancy-forced upper ocean". 3.a ed. January 2018. Elsevier Ltd., págs. 113-121 (vid. pág. 3).

Foltz, G. R., Brandt, P., Richter, I., Rodríguez-Fonseca, B., Hernandez, F., Dengler, M., ... y Reul, N. (2019). "The tropical Atlantic observing system". *Frontiers in Marine Science*, 6, 206.

Godfrey, J.S. et al. (2001). "Chapter 4.3 The tropical ocean circulation". En: *Ocean Circulation and Climate*. Ed. por Gerold Siedler, John Church y John Gould. Vol. 77.

International Geophysics. Academic Press, págs. 215-246. doi: [https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(01\)80121-2](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(01)80121-2) (vid. págs. 6, 7).

Godínez-Ortega, J. L., Cuatlán-Cortés, J. V., López-Bautista, J. M., y van Tussenbroek, B. I. (2021). "A Natural History of Floating Sargassum Species (Sargasso) from Mexico". In Natural History and Ecology of Mexico and Central America. IntechOpen.

Chad A. Greene, Kaustubh Thirumalai, Kelly A. Kearney, José Miguel Delgado, Wolfgang Schwanghart, Natalie S. Wolfenbarger, Kristen M. Thyng, David E. Gwyther, Alex S. Gardner, y Donald D. Blankenship. (2019) "The Climate Data Toolbox for MATLAB". Geochemistry, Geophysics, Geosystems. doi:10.1029/2019GC008392 <https://doi.org/10.1029/2019GC008392>

Hurrell, James W., Marten P. Hoerling y Chris K. Folland (2002). "Climatic variability over the North Atlantic". En: International Geophysics 83.C, págs. 143-151. doi: 10.1016/S0074-6142(02)80163-2 (vid. pág. 13).

Johns, E. M., Lumpkin, R., Putman, N. F., Smith, R. H., Muller-Karger, F. E., Rueda-Roa, D. T., ... y Werner, F. E. (2020). "The establishment of a pelagic Sargassum population in the tropical Atlantic: biological consequences of a basin-scale long distance dispersal event". En: Progress in Oceanography, 182, 102269.

Jouanno, J., Moquet, J. S., Berline, L., Radenac, M. H., Santini, W., Changeux, T., ... & N'Kaya, G. D. M. (2021). "Evolution of the riverine nutrient export to the Tropical Atlantic over the last 15 years: is there a link with Sargassum proliferation?". En: Environmental Research Letters, 16(3), 034042.

Kossin, James P. y Daniel J. Vimont (2007). "A more general framework for understanding atlantic hurricane variability and trends". En: Bulletin of the American Meteorological Society 88.11, págs. 1767-1781. doi: 10.1175/BAMS-88-11-1767 (vid. págs. 12, 13).

Laffoley, D. D. A., Roe, H. S., Angel, M. V., Ardron, J., Bates, N. R., Boyd, I. L., ... & Vats, V. (2011). "The Protection and Management of the Sargasso Sea". En: Sargasso Sea Alliance.

Lübbecke, J. F., Rodríguez-Fonseca, B., Richter, I., Martín-Rey, M., Losada, T., Polo, I., & Keenlyside, N. S. (2018). "Equatorial Atlantic variability—Modes, mechanisms, and global teleconnections". En: *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 9(4), e527.

Okumura, Yuko y Shang Ping Xie (2004). "Interaction of the Atlantic equatorial cold tongue and the African monsoon". En: *Journal of Climate* 17.18, págs. 3589-3602. doi:10.1175/1520-0442(2004)017<3589:IOTAEC>2.0.CO;2 (vid. pág. 2).

Resiere, D., Valentino, R., Nevière, R., Banydeen, R., Gueye, P., Florentin, J., ... & Mehdaoui, H. (2018). "Sargassum seaweed on Caribbean islands: an international public health concern". En: *The Lancet*, 392(10165), 2691.

Rodríguez-Martínez, R. E., Roy, P. D., Torrescano-Valle, N., Cabanillas-Terán, N., Carrillo-Domínguez, S., Collado-Vides, L., ... & van Tussenbroek, B. I. (2020). "Element concentrations in pelagic Sargassum along the Mexican Caribbean coast in 2018-2019". En: *PeerJ*, 8, e8667.

Rodríguez-Vera, G., Romero-Centeno, R., Castro, C. L., y Castro, V. M. (2019). "Coupled interannual variability of wind and sea surface temperature in the Caribbean Sea and the Gulf of Mexico". En: *Journal of Climate*, 32(14), 4263-4280.

Rugg, Allyson, Gregory R. Foltz y Renellys C. Perez (2016). "Role of mixed layer dynamics in tropical North Atlantic interannual sea surface temperature variability". En: *Journal of Climate* 29.22, págs. 8083-8101. doi: 10.1175/JCLI-D-15-0867.1 (vid. pág. 2).

Sen Gupta, Alex y Ben McNeil (2012). "Variability and change in the ocean". En: *The Future of the World's Climate*, second ed. pp. 141–165.. Elsevier B.V., págs. 141-165 (vid. pág. 13).

Smetacek, V., & Zingone, A. (2013). "Green and golden seaweed tides on the rise". En: *Nature*, 504(7478), 84-88.

Sissini, M. N., de Barros Barreto, M. B. B., Széchy, M. T. M., de Lucena, M. B., Oliveira, M. C., Gower, J., ... y Horta, P. A. (2017). "The floating Sargassum (Phaeophyceae) of the South Atlantic Ocean—likely scenarios". En: *Phycologia*, 56(3), 321-328.

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

Thorncroft, C. D., Parker, D. J., Burton, R. R., Diop, M., Ayers, J. H., Barjat, H., ... & Tompkins, A. M. (2003). "The JET2000 project: aircraft observations of the African easterly jet and African easterly waves: aircraft observations of the African easterly jet and African easterly waves". En: *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84(3), 337-352.

Tokinaga, Hiroki, Ingo Richter y Yu Kosaka (2019). "ENSO influence on the Atlantic Niño, revisited: Multi-year versus single-year ENSO events". En: *Journal of Climate* 32.14, págs. 4585-4600. doi: 10.1175/JCLI-D-18-0683.1 (vid. pág. 14).

Van Tussenbroek, B. I., Arana, H. A. H., Rodríguez-Martínez, R. E., Espinoza-Avalos, J., Canizales-Flores, H. M., González-Godoy, C. E., ... y Collado-Vides, L. (2017). "Severe impacts of brown tides caused by Sargassum spp. on near-shore Caribbean seagrass communities". En: *Marine pollution bulletin*, 122(1-2), 272-281.

Tussenbroek, Brigitta I. (s.f.). Environmental data of Puerto Morelos (en proceso)

Vallés-Casanova, I., Lee, S. K., Foltz, G. R., y Pelegrí, J. L. (2020). "On the spatiotemporal diversity of Atlantic Niño and associated rainfall variability over West Africa and South America". *Geophysical Research Letters*, 47(8), e2020GL087108.

Wang, Mengqiu y Chuanmin Hu (2016). "Mapping and quantifying Sargassum distribution and coverage in the Central West Atlantic using MODIS observations". En: *Remote Sensing of Environment* 183, págs. 350-367. doi: 10.1016/j.rse.2016.04.019

– (2017). "Predicting Sargassum blooms in the Caribbean Sea from MODIS observations". En: *Geophysical Research Letters* 44.7, págs. 3265-3273. doi: 10.1002/2017GL072932 (vid. pág. 15).

Wang, M., Hu, C., Barnes, B. B., Mitchum, G., Lapointe, B., y Montoya, J. P. (2019). "The great Atlantic Sargassum belt". En: *Science*, 365(6448), 83-87.

Wang, M., Hu, C., Cannizzaro, J., English, D., Han, X., Naar, D., ... y Hernandez, F. (2018). "Remote sensing of Sargassum biomass, nutrients, and pigments". En: *Geophysical Research Letters*, 45(22), 12-359.

Xie, Shang Ping y James A. Carton (2004). "Tropical atlantic variability: Patterns, mechanisms, and impacts". En: *Geophysical Monograph Series* 147, págs. 121-142. doi: 10.1029/147GM07 (vid. págs. 4, 10-14).

Zhang, R., Sutton, R., Danabasoglu, G., Kwon, Y. O., Marsh, R., Yeager, S. G., ... y Little, C. M. (2019). "A review of the role of the Atlantic meridional overturning circulation in Atlantic multidecadal variability and associated climate impacts". *Reviews of Geophysics*, 57(2), 316-375.