



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Posgrado en Ciencias de la Tierra

**PRONÓSTICO SUBESTACIONAL DE LA OSCILACIÓN DE MADDEN-
JULIAN EN LAS AMÉRICAS TROPICALES**

T E S I S

que para optar por el grado de

Maestro en Ciencias de la Tierra

PRESENTA:

Luis Jesús Olvera Lazcano

Directora de Tesis:

Dra. Christian Domínguez Sarmiento

Instituto de Ciencias de la Atmósfera y Cambio Climático

Ciudad Universitaria, CDMX. Junio 2024

ÍNDICE

Resumen	1
1 Introducción.....	2
1.1. La oscilación Madden-Julian (MJO, por sus siglas en inglés)	2
1.1.1. Dinámica de la MJO, teorías de su comportamiento y retroalimentación	2
1.1.3. Tipos de MJO y BSISO.....	6
1.2. Impactos de la MJO en México.....	8
1.3. Pronósticos meteorológicos y el pronóstico subestacional.....	11
1.3.1. Pronóstico meteorológico.....	11
1.3.2. Pronóstico subestacional	12
1.4. Proyecto S2S: avances y limitaciones	13
1.5. Avances en la modelación de la interacción océano-atmósfera de la MJO.....	16
1.6. Planteamiento del problema	17
1.7. Justificación	17
1.8. Hipótesis	17
1.9. Objetivos.....	18
1.9.1. Objetivo general	18
1.9.2. Objetivos específicos.....	18
1.10 Estructura de la tesis.....	18
2. Datos y Métodos	20
2.1. Reanálisis ERA5.....	20
2.2. Índices de la MJO	21
2.3. Descripción de los modelos climáticos de la base S2S	25
2.3.1 ECMWF.....	25
2.3.2. KMA	26
2.3.3. ECCC	26
2.3.4. IAP-CAS	27
2.4. Definición de eventos MJO y BSISO	27
2.4.1. Eventos MJO durante invierno.....	28

2.4.2.	Eventos BSISO durante verano.....	29
2.5.	Métricas para evaluar los pronósticos subestacionales.....	29
2.5.1.	Correlación de Pearson.....	30
2.5.2.	Correlación de Spearman	30
2.5.3.	Índice Cuadrático Promedio de Habilidad (MSSS, por sus siglas en inglés)	31
2.5.4.	Verificación difusa	32
3.	Resultados	33
3.1.	La diversidad de la MJO y BSISO: su dinámica atmosférica y oceánica	33
3.1.1.	Características fundamentales de la MJO y BSISO	33
3.1.2.	Variabilidad de la precipitación durante eventos MJO y BSISO	39
3.1.3.	Variabilidad oceánica durante la MJO y BSISO	42
3.1.4.	Flujos de calor durante la MJO y BSISO	45
3.2.	Verificación semanal	51
3.2.1.	Correlación de Pearson.....	52
3.2.2.	MSSS.....	73
4.	Conclusiones y trabajo futuro	100
4.1.	Predictibilidad de los tipos de MJO y BSISO	100
4.2.	Limitaciones de los modelos del sistema terrestre para pronosticar la escala subestacional.....	100
4.3.	Trabajo futuro	101
A.	Anexo A	107
B.	Anexo B	109
C.	Anexo C	110
D.	Anexo D	112

Resumen

El modo dominante de la escala subestacional es la Oscilación Madden-Julian (MJO), que muestra una dependencia estacional, con una señal más fuerte durante el invierno boreal y un centro de convección inclinado durante el verano boreal —denominada oscilación intraestacional del verano boreal (BSISO)—. Varios estudios han demostrado que ambos modos se pueden dividir en tipos. La MJO se divide en cuatro: estacionaria, rápida, lenta e intermitente; mientras que la BSISO se divide en tres tipos: canónica, dipolo norte y expansión este. El presente estudio se enfoca en evaluar la habilidad de los distintos modelos del proyecto subestacional a estacional (S2S, por sus siglas en inglés) para simular las teleconexiones inducidas por los tipos de MJO y BSISO en las Américas tropicales. Se utilizó el reanálisis ERA5 para definir los distintos tipos durante el periodo 1980-2018. Posteriormente, se escogieron los modelos ECMWF, KMA, ECCC y IAP-CAS del proyecto S2S, utilizando las condiciones iniciales (CIs) de los tipos de MJO y BSISO durante el periodo 2002-2017. La verificación de los modelos se realizó utilizando el Coeficiente de Correlación de Anomalías (ACC) y el índice Cuadrático Promedio de Habilidad (MSSS) para medir la habilidad potencial y la habilidad, respectivamente. Los resultados de los compuestos muestran que la señal convectiva de la MJO (invierno) no se presenta en las Américas tropicales, aunque si se encuentra una señal de la precipitación. Las anomalías de temperaturas superficiales del mar (SST) muestran diferencias según el tipo de MJO y BSISO que se analiza. Por otro lado, la verificación muestra que los modelos ECMWF y KMA presentan una mejor habilidad para simular los patrones atmosféricos de los tipos de MJO y BSISO. En particular, la MJO lenta y la BSISO dipolo norte son mejor representados por los modelos de la base S2S, alcanzando en algunas variables una habilidad potencial mayor a 0.4 en las semanas 4 y 5. Lo anterior puede deberse a que los modelos representan la presencia de los vientos troposféricos de menor magnitud con mejor habilidad, en comparación que aquellos tipos con vientos de magnitud más grande (MJO rápida, estacionaria; BSISO canónica). Sin embargo, en todos los modelos, los vientos a 10 m fueron representados con limitaciones. Estos resultados destacan la importancia de estudiar la escala subestacional en las Américas tropicales, principalmente en México, y la dinámica de la MJO y BSISO más allá de su centro de convección.

CAPÍTULO 1

1 Introducción

1.1. La oscilación Madden-Julian (MJO, por sus siglas en inglés)

1.1.1. Dinámica de la MJO, teorías de su comportamiento y retroalimentación

El sistema terrestre está conformado por la litósfera, criósfera, biósfera, hidrósfera y atmósfera, las cuales se interconectan a través del sistema climático. Los procesos que ocurren en la atmósfera tienen diversas dinámicas y escalas espaciotemporales (Pexioto, 1992). Aquellos que varían desde segundos hasta días se encuentran en el rango del tiempo atmosférico. Por su parte, los procesos que varían en escala de meses, años o décadas corresponden al clima, que utiliza registros de 20 a 30 años aproximadamente.

Por otro lado, los modos de variabilidad climática natural son oscilaciones que dependen del acoplamiento entre el océano y la atmósfera para mantenerse y evolucionar (Vitart et al., 2019). Los modos de variabilidad dominantes en los trópicos son El Niño Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés) en la escala interanual y la oscilación de Madden-Julian (MJO, por sus siglas en inglés) en la escala intraestacional —también conocida como subestacional—. De acuerdo con Moron et al. (2019), la escala subestacional es denominada como “el tiempo dentro del clima”, ya que los diferentes estados del tiempo atmosférico conducen a modulaciones climáticas.

La MJO puede ser definida como un fenómeno atmosférico con propagación hacia el este, conformado por un centro de convección intensificado (fase de intensificación) que comienza en el océano Índico ecuatorial y una zona de supresión hacia el oeste de la convección (fase de supresión). Su centro convectivo desaparece a la mitad del Pacífico ecuatorial, pero su señal continúa propagándose más allá del Golfo de México y Mar Caribe (Slingo, et al., 1996; Knutson & Weickmann, 1987). La MJO tiene una duración total aproximada de 30 a 100 días (Madden & Julian, 1972). El nombre de esta oscilación se debe a sus descubridores, Roland Madden y Paul Julian, quienes hicieron un diagrama del proceso de desplazamiento de la oscilación (Figura 1.1). Debido a que la oscilación comprende un conjunto de perturbaciones en la estructura del viento y en los patrones de convección mundial, se identifica y monitorea principalmente a través de anomalías de viento y de radiación de onda larga (OLR, por sus siglas en inglés) (Zhang, 2013; Madden & Julian, 1972).

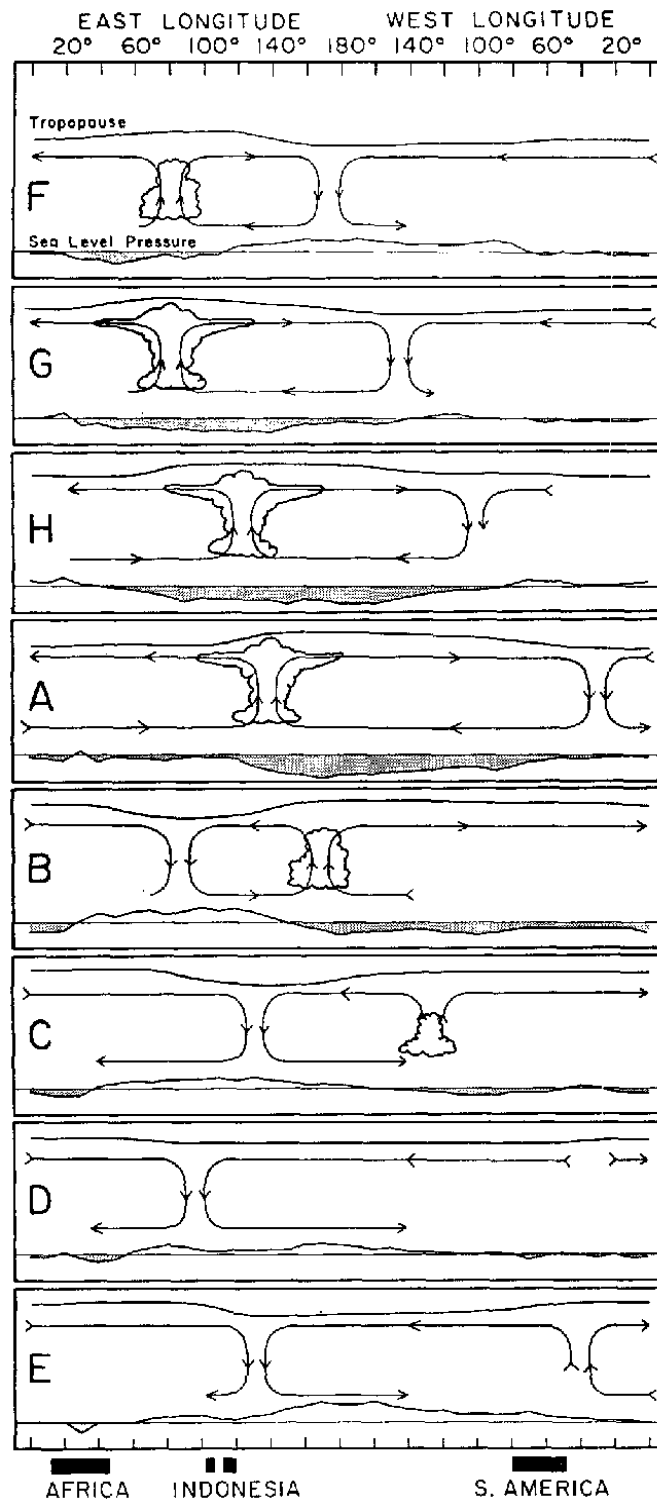


Figura 1.1. Diagrama esquemático del desarrollo de la MJO. En el eje vertical, se presenta la altura desde el nivel del mar hasta la tropopausa. El eje horizontal representa la longitud. Los vectores representan las anomalías de viento que convergen y divergen de acuerdo con el centro de convección. Tomado de Madden & Julian (1972).

La intensidad de la MJO es mayor durante el invierno boreal que durante el verano, razón por la cual los estudios separan sus efectos dependiendo de la estación que se considera. Los estudios que consideran sólo el verano suelen nombrar a la MJO como la Oscilación Intraestacional del Verano Boreal (BSISO, por sus siglas en inglés) (Woolnough, 2019). En el

presente estudio se consideran ambos eventos. Las secciones posteriores del capítulo explican la dinámica de acuerdo con la estacionalidad de la MJO.

1.1.2. Teorías sobre la iniciación de la MJO

En esta sección, se discutirán las teorías que existen sobre los mecanismos de iniciación y el “esqueleto” de la MJO.

La evolución de la MJO ocasiona calentamiento en la atmósfera y en el océano debido a la convección profunda que se desarrolla en el océano Índico y el Océano Pacífico Oeste. Su evolución y desplazamiento involucra la génesis de ondas de Rossby tropicales —ligadas al desarrollo de anticiclones y ciclones en la alta tropósfera— hacia el oeste y este del centro de la convección (Woolnough, 2019; Hendon & Salby, 1994; Sperber, 2003). Adicionalmente, Li et al. (2018) enfatizan que los pares de anticiclones y ciclones adyacentes al centro de convección también inducen ondas de Kelvin, considerando que la MJO es un acoplamiento de ondas Kelvin y Rossby, como sugirieron inicialmente Wang (1988) y Wang & Li (1994).

A través de los años han surgido varios conjuntos de teorías que buscan explicar los mecanismos de iniciación de la MJO. Estos tienen como objetivo primordial tener una mejor aproximación de la dinámica de la MJO para producir mejores modelos que sean capaces de simular su evolución y posteriormente, generar mejores pronósticos subestacionales. Recientemente, Lin (2022) hizo una revisión completa sobre las principales teorías de sus mecanismos de formación. El primer grupo de teorías se conoce como el de la interacción triple, que consiste en una actualización de la teoría original del acoplamiento de ondas de Kelvin-Rossby (Wang, 1988; Wang et al., 2016), pero considerando una conexión entre la convergencia, la capa límite planetaria (PBL, por sus siglas en inglés) y la humedad, los cuales son factores cruciales en la formación de la estructura Kelvin-Rossby.

El segundo grupo de teorías se denomina modos de humedad. Como su nombre indica, este considera que la humedad es uno de los factores más importantes para la iniciación de la convección (Raymond, 2001). Las teorías se describen mediante: a) la aproximación del gradiente de temperatura débil (WTG, por sus siglas en inglés), que fue propuesta por Sobel & Maloney (2012) y modificada posteriormente por Adames & Kim (2016), y b) la importancia del intercambio de calor superficial inducido por el viento (WISHE, por sus siglas en inglés, propuesto por Emanuel, 1986) propuesta por Raymond & Fuch, (2005). La teoría WTG utiliza la columna de humedad como única variable del pronóstico de la evolución de la MJO y su movimiento vertical está en balance con el calentamiento diabático. Por otro lado, la teoría WISHE utiliza la ecuación termodinámica y la ecuación de momento, haciendo que el

intercambio de calor sea el factor fundamental que detona la inestabilidad de humedad en la MJO (Raymond & Fuch, 2017).

El tercer grupo se refiere al “esqueleto” de la MJO. Estas teorías están enfocadas principalmente en la actividad de las ondas; es decir, se centra en la dinámica de la oscilación: velocidad de fase, relación de dispersión; así como su estructura cuadripolar (pares de anticiclones y ciclones) (Majda & Stechmann, 2009; Stechmann & Majda, 2015).

Por su parte, el cuarto grupo de teorías considera a la MJO como un grupo de ondas de inercio-gravedad que se propagan hacia el oeste y hacia el este (*Westerward Inertial-Gravity wave*, *WIG* y *Eastward Inertial-Gravity wave*, *EIG*; por sus siglas en inglés), y que al tener una gran velocidad de propagación pueden inducir la iniciación de la MJO en términos de viento (Yang & Ingersoll, 2014). Sin embargo, este grupo de teorías no pueden explicar los mecanismos de iniciación de la convección.

Finalmente, el quinto grupo de teorías sugiere que la MJO se detona a partir de la propagación de pares de vórtices ubicados al oeste de la oscilación (i.e., previo a que se inicie su centro convectivo), ya sea debido a la propagación de una onda de Rossby relacionada a la advección no-lineal de la vorticidad potencial (Yano & Tribbia, 2017), o bien debido a la propagación de un par de ciclones relacionados con el “estiramiento” de la vorticidad potencial planetaria asociada a la convección (Hayashi & Itoh, 2017).

Como se ha mencionado hasta ahora, los grupos de teorías de la MJO proponen diversos mecanismos dinámicos. Sin embargo, la mayoría consideran que la humedad y el calentamiento diabático (convección) juegan un papel fundamental en la evolución de la MJO. De acuerdo con Woolnough (2019), una teoría ideal de la MJO debería tomar en cuenta la liberación de calor latente asociado a la convección, las anomalías de los flujos superficiales y radiativos, así como su evolución al interactuar con los flujos de gran escala.

La iniciación y evolución de la MJO pueden depender fuertemente de las condiciones climáticas previas a su formación y a su interacción con las esferas del sistema climático, específicamente con el océano (Vitart, 2019). La MJO también se puede relacionar con el hielo marino y las oscilaciones estratosféricas, como la oscilación cuasi-bienal (QBO, por sus siglas en inglés) (Lee & Seo, 2019; Back et al. 2020). Sin embargo, el presente trabajo sólo se enfocará en las interacciones de la atmósfera con el océano una vez que está formada la MJO.

DeMott et al. (2015) muestran que las temperaturas superficiales del mar (SSTs, por sus siglas en inglés) tienen mecanismos de retroalimentación con la MJO a través de los flujos

superficiales (i.e. calor sensible y calor latente). Las variaciones intraestacionales de las SSTs influyen el comportamiento de la humedad e incrementan la temperatura en la PBL, lo que ocasiona que los flujos superficiales inicien la convección. En otras palabras, las anomalías de SSTs modulan la humedad de bajos niveles, favoreciendo la convección en las regiones ecuatoriales (DeMott et al., 2019) y afectando la forma en la que se desarrollan las ondas de Kelvin (Wang et al., 2019). Es interesante mencionar que las variaciones intraestacionales tropicales pueden estar incluso relacionadas con las perturbaciones extratropicales que influyen la frontera entre las latitudes tropicales y las latitudes medias (Hall et al., 2017).

1.1.3. Tipos de MJO y BSISO

Kikuchi (2021) hace una revisión exhaustiva sobre la BSISO, partiendo de las diferencias entre las condiciones de frontera —definidas por las temperaturas superficiales del mar— que existen entre el verano e invierno boreal (Figura 1.2).

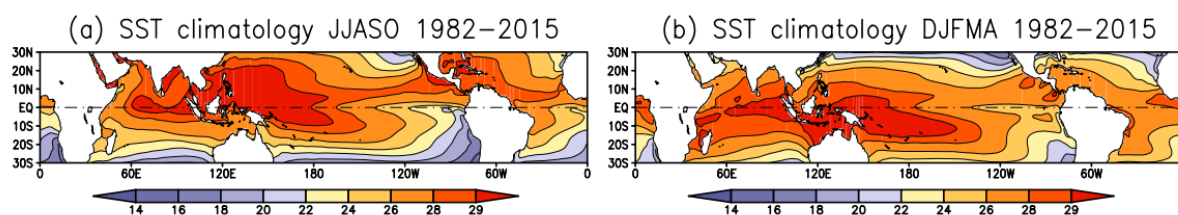


Figura 1.2. Media climatológica de las SSTs durante: a) verano boreal y b) invierno boreal, utilizando la base de datos de datos interpolados de SSTs de la NOAA. Tomado de Kikuchi (2021).

Los eventos de la MJO y BSISO que se forman y se desplazan hacia el este no tienen el mismo comportamiento en términos de su velocidad de propagación, su movimiento y estructura. Por ejemplo, Seo & Kumar (2008) afirman que los eventos MJO más intensos tienen una velocidad de propagación menor en comparación con otras MJOs. Kim et al. (2013) mencionan la existencia de eventos MJO propagados y no propagados según la fuerza de la anomalía seca sobre el continente marítimo. Por su parte, Wang et al. (2019) realizaron un análisis de anomalías de OLR filtradas de 20 a 70 días en el océano Índico durante el invierno del periodo de 1979-2013 y descubrieron que la MJO tiene 4 tipos de comportamiento: rápido, lento, intermitente y estacionario (Figura 1.3). De acuerdo con Wang et al. (2019), las MJO estacionarias no se propagan hacia el este, se mantienen donde surgieron. Las MJOs intermitentes se caracterizan por presentar anomalías simultáneas en el centro de la convección principal. Las MJOs rápidas y lentas se caracterizan por una mayor y menor velocidad de propagación, respectivamente. Por su parte, las MJOs lentas tienen mayor predictibilidad que las MJOs estacionarias y las MJOs intermitentes. Lo anterior es debido a que las MJOs lentas

dependen del calentamiento diabático, mientras que las MJOs estacionarias o intermitentes están caracterizadas por dinámicas no-lineales que usualmente los modelos no replican (Chen, 2021).

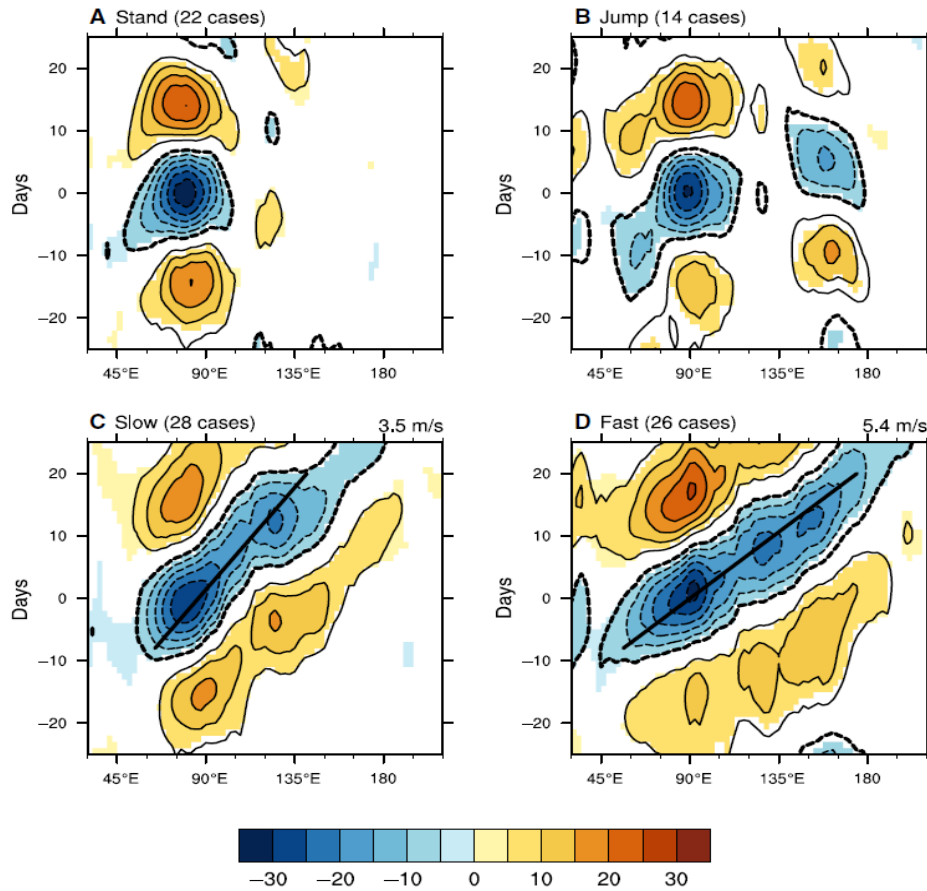


Figura 1.3. Diagramas Hovmöller de compuestos de OLR (W/m^2) de los distintos tipos de MJO, durante el invierno boreal (nov-abril) en el periodo 1979-2013 y franja 10°N - 10°S . a) MJO estacionaria, b) MJO intermitente, c) MJO lenta, d) MJO rápida. Tomado de Wang et al. (2019).

Una posible explicación sobre la diversidad en el comportamiento de la MJO se relaciona con las variaciones en los patrones del calentamiento tropical, así como a las variaciones en el flujo medio (Chen, 2021; DeMott et al., 2019). Los eventos MJO que muestran una propagación están asociadas con una respuesta fuerte de las ondas de Kelvin, mientras que las MJOs estacionarias tiene una relación débil con este tipo de ondas. Adicionalmente, también existen variaciones espaciales en la ocurrencia de la MJO. Matthews (2008) explica que existen 2 tipos de MJO de acuerdo con su iniciación: la MJO primaria (aquella que no proviene de ninguna MJO previa) y la MJO secundaria (aquella que tiene una predecesora y regresa al punto donde inicio su centro convectivo). El 40% de los eventos de la MJO comienzan con el centro de la convección localizado sobre el océano Índico o el Continente Marítimo, ya que su amplitud es mayor a 1 (basado en el índice RMM, ver sección 1.1.3) (Wu et al., 2023). Asimismo, algunos eventos de la MJO tienden a desaparecer antes de llegar a la mitad del

Océano Pacífico tropical (Woolnough, 2015).

De manera análoga, Chen & Wang (2021) analizaron la BSISO a partir de datos de OLR filtrados y análisis de clúster, develando la existencia de eventos BSISO que no solamente se propagan hacia el noreste, sino que conforman un dipolo hacia el norte y una expansión hacia el este (Figura 1.4).

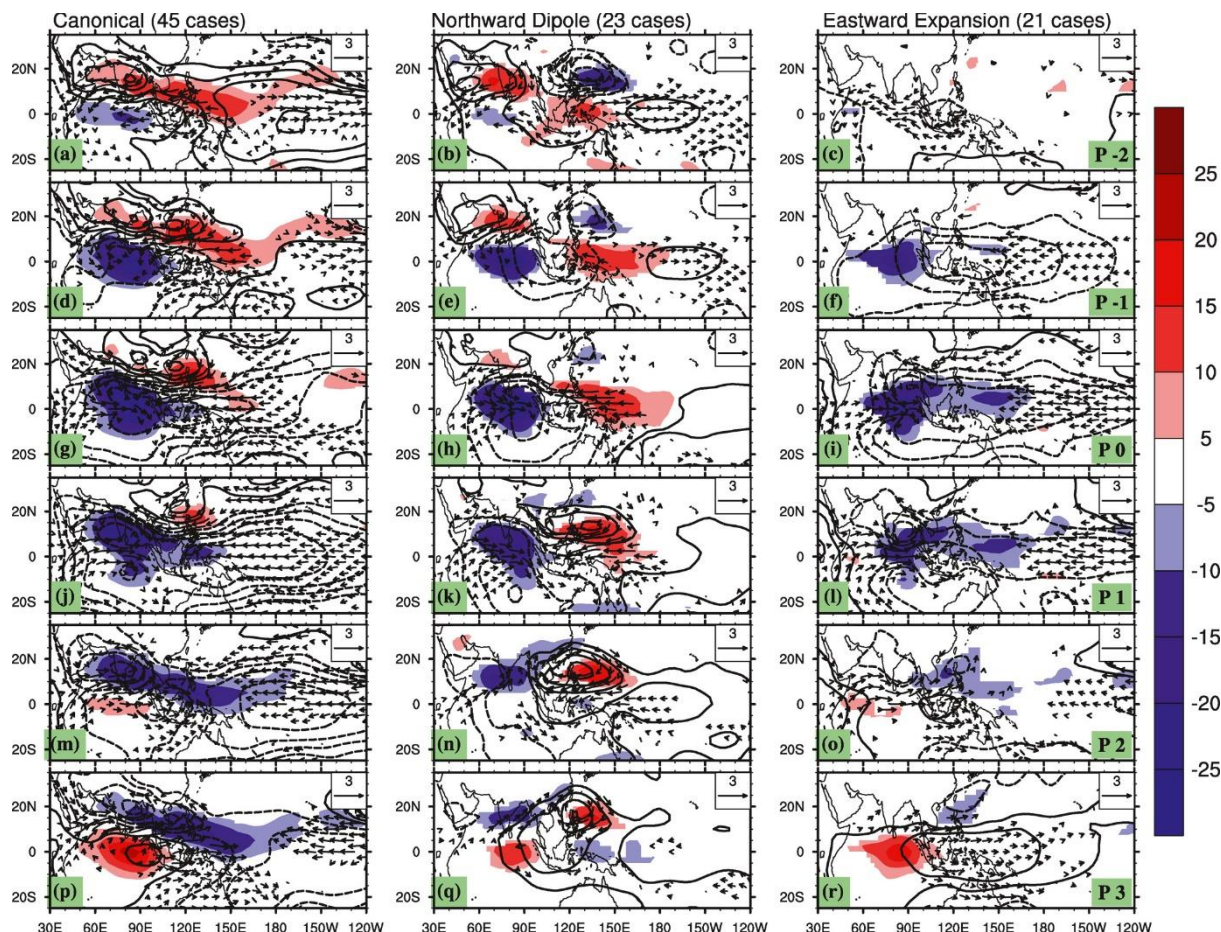


Figura 1.4. Compuestos de OLR (W/m^2) de los distintos tipos de BSISO, durante el verano boreal (may-oct) en el periodo 1979-2016 y franja $10^{\circ}N$ - $10^{\circ}S$. Tomado de Chen & Wang et al. (2021).

1.2. Impactos de la MJO en México

Aunque la MJO tiene características diferentes de acuerdo con la estacionalidad, la mayor parte de los estudios la analizan de forma indistinta. Por lo anterior, en esta sección se mencionan los efectos tanto de la MJO como de la BSISO, tomando por nombre general la MJO. Esta tiene efectos que prevalecen más allá de su centro de convección (Zhang, 2013). Las ondas inducidas por el desplazamiento de la MJO viajan a través de la circulación de gran escala, produciendo teleconexiones desde los trópicos hasta los extratrópicos (Wallace & Gutzler, 1981; Jin & Hoskins, 1995; Lin et al., 2019). Sin embargo, es importante mencionar que la interacción trópicos-extratrópicos es un proceso bidireccional; es decir, los procesos que

ocurren en los trópicos pueden modificar los procesos que ocurren en los extratrópicos y viceversa, (Webster & Holton, 1982).

La temperatura y la precipitación son variables que pueden ser modificadas por la MJO, incluso sus extremos, definidos por los percentiles del 90%, 95% o 99% (Vitart et al., 2019). La modulación de estas variables puede ser expresada en términos de las teleconexiones que tiene la MJO en los fenómenos meteorológicos y climáticos que producen o inhiben la lluvia en México. Los fenómenos meteorológicos que afectan a México durante verano son los ciclones tropicales, las ondas del este, la Zona de Convergencia Inter Tropical (ZCIT) y los fenómenos climáticos son el Monzón de Norteamérica (NAM, por sus siglas en inglés), la sequía de medio verano (MSD, por sus siglas en inglés), conocida como canícula, y la sequía en sus diferentes intensidades (Vitart et al., 2019).

Por ejemplo, Perdigón et al. (2021) analizaron la relación de la MJO con la MSD y descubrieron que las fases 1 y 2 de la MJO aumentan el aporte de humedad en el suroeste del país durante el primer pico de lluvias, modificando así el transporte de humedad de la Corriente en Chorro de Bajos Niveles del Caribe (CLLJ, por sus siglas en inglés). Zhao et al. (2022) obtuvieron resultados similares en los patrones climatológicos de la MSD, concordando con Perdigón et al. (2021).

Por otro lado, Olvera-Lazcano (2022) analiza cómo las variables atmosféricas y oceánicas cambian dependiendo de las fases de la MJO. Olvera-Lazcano (2022) encontró que, durante el verano boreal, la MJO modifica los patrones de precipitación extrema en el país, así como la extensión de la alberca de agua caliente del hemisferio occidental. Además, este estudio analizó el efecto acoplado de la MJO bajo condiciones del ENSO (Figuras 1.5; 1.6). Olvera-Lazcano (2022) clasifica en 2 fases principales a la MJO: la fase húmeda (fases 8, 1 y 2) y fase seca (fases 3 a 7). La fase húmeda está caracterizada por un aumento en la precipitación sobre las costas del Pacífico mexicano, un aumento en la ocurrencia de eventos extremos de precipitación en las regiones centrales del país, así como una disminución de la magnitud de las SSTs y una dominancia de vientos del oeste en la costa occidental de México. Por otro lado, la fase seca exhibe una inhibición importante de la precipitación sobre gran parte del país, particularmente sobre la costa occidental y un calentamiento en las aguas del Océano Pacífico mexicano. Este calentamiento comienza en la franja ecuatorial y se concentra en las costas mexicanas (Olvera-Lazcano, 2022).

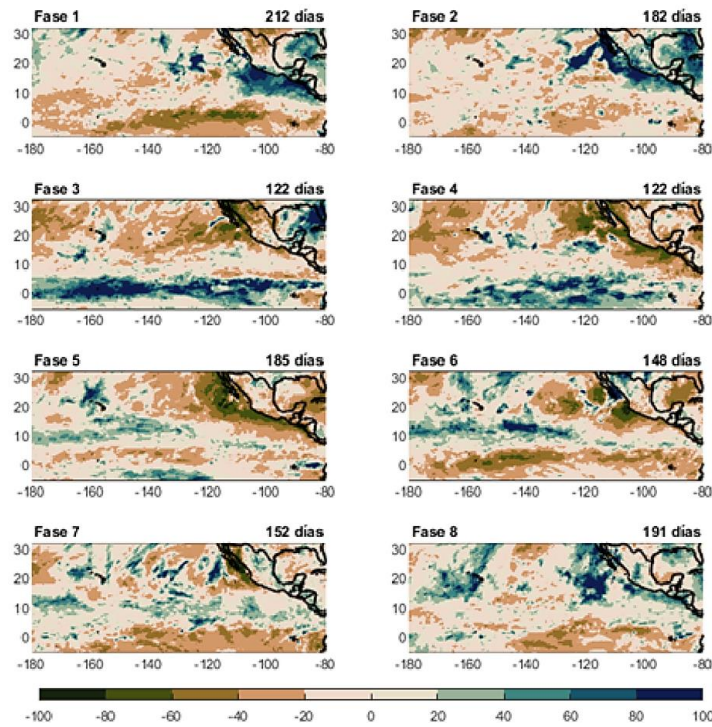


Figura 1.5. Anomalías porcentuales de precipitación diaria (%) en las distintas fases de la MJO en el periodo 1982-2018. Anomalías de -100% indican ausencia total de precipitación. Tomado de Olvera-Lazcano (2022).

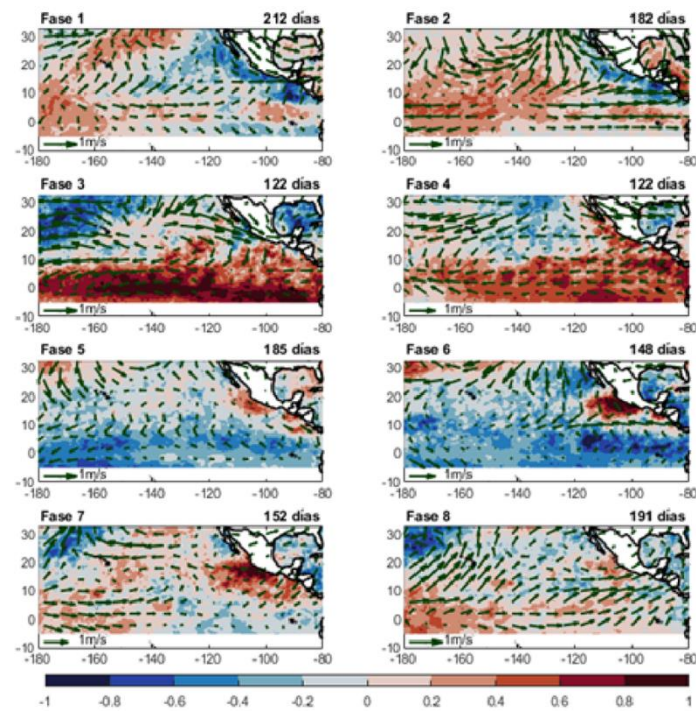


Figura 1.6. Anomalías estandarizadas de SSTs (°C) (barra de color) y viento filtrado a 10m (m/s) (vectores) en las distintas fases de la MJO en el periodo 1982-2018. Los vectores en la parte inferior de cada gráfica representan la escala de 1 m/s correspondiente a cada compuesto. Tomado de Olvera-Lazcano (2022).

Los vientos del oeste asociados al desplazamiento de la MJO inducen perturbaciones oceánicas, las cuales pueden prevalecer durante varios días (DeMott et al., 2015); simultáneamente, la variabilidad de las SSTs está relacionada con la ocurrencia de eventos

extremos de precipitación en la región norte de México (Zhang, 2020). Esto puede indicar un proceso de retroalimentación viento-océano-precipitación. Sin embargo, aunque el aumento de la precipitación se relaciona con un aumento en las SSTs, que a su vez modifican el flujo de calor latente y la convección, Roxy (2013) menciona que existe un desfase entre el aumento de las SSTs y el aumento de la precipitación. Así que los resultados encontrados por Olvera-Lazcano (2022) necesitan más análisis considerando diferentes tiempos de retraso en la respuesta oceánica.

La información relacionada con la dinámica de la MJO y sus efectos en México es fundamental para desarrollar adecuados pronósticos subestacionales y, como meta final, la creación de sistemas de alerta temprana eficientes.

1.3. Pronósticos meteorológicos y el pronóstico subestacional

1.3.1. Pronóstico meteorológico

Toth & Buizza (2019) definen a la predictibilidad como la capacidad científica de poder predecir el estado futuro o la evolución de las esferas del sistema climático. En el caso de la atmósfera, se presenta una constante evolución en su movimiento, que puede ser explicado a partir de las leyes físicas y ecuaciones matemáticas que integran un modelo matemático. Estas son las características que definen a la atmósfera como un sistema dinámico (Palmer, 2006). La atmósfera es un sistema que puede ser predecible conociendo las leyes que rigen su dinámica. Sin embargo, tiene límites en su predictibilidad debido a dos factores: a) la atmósfera puede presentar inestabilidades que crecen con el paso del tiempo (sistema caótico); b) posee una gran cantidad de procesos físicos que no están representados adecuadamente en las formulaciones numéricas y matemáticas de su dinámica (Toth & Buizza, 2019). Es importante mencionar que, debido a que la estimación exacta de los procesos físicos gobernantes de la dinámica de la atmósfera condiciones iniciales (CIs) es imposible, ya que la atmósfera continuamente está cambiando (Palmer, 2006). Cuando la evolución de las CIs coincide en un estado futuro similar, se considera que convergen en una misma solución. Sin embargo, si las CIs divergen, indicarán estados futuros fundamentalmente distintos (Kravstov, 1993; Palmer, 2006). Esto fue descubierto inicialmente por Lorenz (1963), quien planteó las bases para la teoría del caos.

Lorenz (1969) encontró que las perturbaciones en las CIs (diferencias pequeñas con respecto a los datos observados en un momento determinado) crecen de forma exponencial en el tiempo, limitando así la predictibilidad de la atmósfera, porque los errores dentro de las ecuaciones que describen el movimiento atmosférico también se amplifican. Estos errores e

inestabilidades aumentan conforme la escala espacial considerada es menor, debido a que los procesos físicos, como la convección y los flujos superficiales, son difíciles de implementar en los modelos y se encuentran parametrizados porque su evolución puede ocurrir en una escala espacial muy pequeña y una escala de tiempo muy corta (Toth et al., 2019). Esto demuestra que la habilidad para pronosticar adecuadamente lo que pasará en la atmósfera está limitada a 3-5 días de anticipación (Palmer, 2006).

La habilidad de los pronósticos depende de la precisión de las CIs, obtenidas a partir de la asimilación de datos, la representación de la topografía en el modelo, la física del modelo y el método de resolución de la malla del modelo (Vitart & Robertson, 2019). En la actualidad existen dos tipos de pronósticos meteorológicos: 1) los pronósticos determinísticos y 2) los pronósticos probabilísticos. Los pronósticos determinísticos se construyen a partir de la integración de un solo modelo atmosférico con una CI; es decir, se usa solamente un pronóstico que estima el estado futuro del sistema y puede tener una cierta habilidad para predecir la escala global y sinóptica hasta 3 días de anticipación (Kalnay, 2002). Por su parte, los pronósticos probabilísticos se crean a partir de un conjunto de modelos con distintas CIs. Cada CI es definida como un miembro de un conjunto llamado ensamble (Toth & Buizza, 2019; Vitart & Robertson, 2019). De esta manera, es posible calcular probabilidades, dependiendo de los umbrales que usen en las variables atmosféricas a pronosticar. Por ejemplo, los pronósticos probabilísticos ofrecen probabilidades de que llueva más de 10 mm con 5 días de anticipación. Este tipo de pronósticos tienen habilidades desde 5 días hasta 14 días y su incertidumbre puede ser cuantificada por diversas métricas (Toth & Buizza, 2019).

1.3.2. Pronóstico subestacional

La escala de predicción del pronóstico subestacional se encuentra desde 2 semanas hasta 2 meses y se define como un pronóstico que tiene conexión entre el tiempo meteorológico y el clima (Vitart et al. 2017). Si bien la atmósfera es el objetivo principal de este pronóstico, las demás esferas del sistema climático tienen una mayor relevancia que en el pronóstico meteorológico (Thot & Buizza, 2019; Brunet & Methven, 2019). Por otro lado, la escala de predicción del pronóstico estacional se encuentra desde 2 meses hasta 7 meses y se basa en las estadísticas climatológicas (e.g. promedio de precipitación y temperatura, su distribución, etc). El pronóstico estacional está interesado en la evolución del sistema climático, que depende de las condiciones de frontera entre las esferas del sistema climático (e.g. las SSTs, la humedad del suelo y la cantidad de hielo en la superficie) (Kalnay, 2002). En este tipo de pronóstico, la interacción océano-atmósfera es más evidente, y por ello, deben usarse modelos acoplados para

CAPÍTULO 2

2. Datos y Métodos

2.1. Reanálisis ERA5

El Centro Europeo para Pronósticos Meteorológicos de Medio Plazo (ECMWF, por sus siglas en inglés) implementó el reanálisis atmosférico ERA5 de manera operativa en el año 2020 (Hersbach et al., 2020). El ERA5 sobresale como un reanálisis de 5° generación, con una resolución espacial horizontal de 31 km, una resolución temporal horaria y tiene hasta 37 niveles de presión en altura, representando de mejor manera la atmósfera en sus diferentes niveles. Además de estas especificaciones, ERA5 se basa en el Sistema de Pronóstico Integrado (IFS, por sus siglas en inglés) para la asimilación de sus datos. Esta base de datos fue utilizada para extraer variables atmosféricas y oceánicas del Servicio de Cambio Climático Copernicus (C3S, por sus siglas en inglés) (2023), descritas por Hersbach et al. (2018). A continuación, se describen de manera breve cada una de las variables utilizadas en este estudio:

- a) **Radiación térmica neta superior (W/m^2):** La base de datos de reanálisis ERA5 tiene la variable radiación térmica neta superior (TTR, por sus siglas en inglés), que equivale al inverso de la OLR, y es obtenida a partir de datos satelitales y las parametrizaciones del modelo de Sistema de Pronóstico Integrado (IFS, por sus siglas en inglés). Sus unidades son J/m^2 , y está acumulado en escala horaria del inicio al final del periodo determinado. Se realizó una conversión para pasar de TTR a OLR en W/m^2 y después, se restó el acumulado total con el fin de obtener la OLR horaria y posteriormente calcular el promedio diario.
- b) **Precipitación (mm):** este parámetro surge de la precipitación total de ERA5, el cual considera el agua en estado sólido y líquido que cae sobre la superficie terrestre. Los datos son obtenidos a partir de estaciones y la parametrización de nubes del modelo IFS. Sus unidades son metros de columna de agua. Por lo cual, se realizó una conversión de metros a milímetros (mm) de precipitación.
- c) **Viento (m/s):** el viento horizontal tiene dos componentes de acuerdo con su dirección. La componente zonal tiene valores positivos (negativos) que indican una dirección hacia el este (oeste). Estos se generan a partir del modelo IFS. La componente meridional tiene valores positivos (negativos) que indican una dirección hacia el norte (sur). Se utilizaron los datos de 3 niveles de presión: 850 mb, 250 mb, y 10 metros.
- d) **SST (K):** La temperatura superficial del mar se expresa en unidades Kelvin. En ERA5, las

SST se obtienen a partir de los modelos Análisis Operacional de Temperatura Superficial del Mar y Hielo Marino (OSTIA, por sus siglas en inglés) y el Centro Hadley de Temperatura Superficial del Mar y Hielo Marino (HADISST, por sus siglas en inglés); así como de buques.

- e) **Flujo de calor sensible (W/m^2):** se define como el promedio del flujo de calor sensible y representa la transferencia de calor entre la superficie (tierra u océano) y la atmósfera, debido a la diferencia de temperatura y al movimiento turbulento. El signo positivo (negativo) indica flujo de la atmósfera hacia la superficie (desde la superficie hacia la atmósfera)
- f) **Flujo de calor latente (W/m^2):** se definida como el promedio de flujo de calor sensible y representa la transferencia de calor entre la superficie (tierra u océano) y la atmósfera debido a la evaporación y la condensación del agua; es decir, debido a los cambios de fase. El signo positivo (negativo) indica un flujo de la atmósfera hacia la superficie (desde la superficie hacia la atmósfera).

Todas las variables se utilizaron a una resolución espacial de $2^\circ \times 2^\circ$, ya que en la escala subestacional no es necesaria una resolución más fina, pues a 2° se capturan los fenómenos de escala sinóptica.

2.2. Índices de la MJO

La MJO requiere de índices que monitoreen las variaciones espacio temporales de su centro de convección. Previo al monitoreo en tiempo real, la oscilación intraestacional se extraía a partir de la aplicación de filtros a las anomalías de viento y OLR, siguiendo la metodología inicial propuesta por Madden & Julian (1971). Hasta la fecha, algunos de los estudios relacionados con la MJO continúan utilizando la técnica de filtros para extraer su variabilidad característica, ya que esta metodología es efectiva para series de tiempo previamente establecidas y para la detección de la escala subestacional. Sin embargo, no es adecuada para la detección de la MJO en tiempo real (Woolnough, 2019). En esta sección se describen algunos índices de monitoreo de la MJO/BSISO, los cuales se utilizaron para verificar en qué amplitud se dan las CIs utilizadas (sección 2.3).

2.2.1. Índice RMM

Wheeler & Hendon (2004) desarrollaron el Índice Multivariado en Tiempo Real (IRMM, por sus siglas en inglés) a partir del uso de la técnica estadística espaciotemporal

conocida como Funciones Empíricas Ortogonales (FEOs, por sus siglas, en plural) (Brunet & Methven, 2019). Las FEOs son utilizadas para describir la varianza espacial que tiene un fenómeno, y comúnmente se utilizan las dos primeras funciones que, al ser ortogonales entre ellas, fungen como una base bidimensional (2D) para el espacio de fases de las variables estudiadas del fenómeno en cuestión.

Para el caso de la MJO, Wheeler y Hendon calcularon las FEOs del viento a 200 mb, 850 mb y OLR (previamente extrayendo la estacionalidad y la variabilidad interanual). Al acoplarlas, se formaron dos pares de FEOs que a través del espacio de fases (Figura 2.1) explican exitosamente la propagación de la MJO: la FEO1 (llamada RMM1) describe la convección activa y debilitada situada sobre la región del Continente Marítimo. La FEO2 (llamada RMM2) muestra, el comportamiento inverso de la convección desarrollada en el Océano Índico y Pacífico del oeste, es decir, cuando la convección está activa en una región, se inhibe en la otra. En conjunto, ambas bases muestran la propagación hacia el este, característica de la MJO, además de que clasifican su ocurrencia en número de fases del 1 al 8, de acuerdo con la región donde se localice el centro de convección.

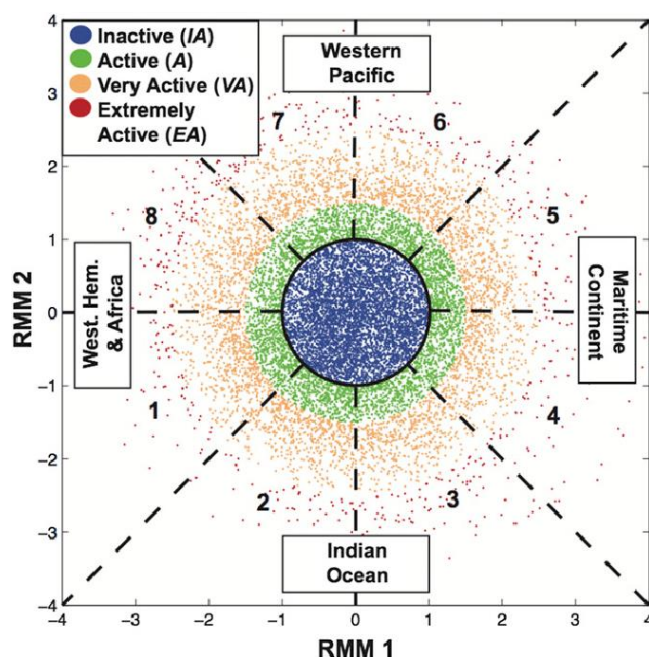


Figura 2.1. Diagrama de espacio de fases del IRMM. Los puntos indican la posición (de acuerdo con el cuadrante) y amplitud (distancia del centro) de los eventos en el periodo de junio de 1974 a marzo de 2014. Los colores indican la intensidad del evento MJO basada en su amplitud. Tomado de Lafleur, et al. (2015).

A partir de su implementación en el Bureau de Meteorología (BoM, por sus siglas en inglés), el índice RMM ha sido ampliamente utilizado para el análisis de sus efectos a nivel global (Zhang, 2013; Shimizu et al., 2017; Jian et al., 2018; Perdigón et al., 2019; véase la subsección 1.1.4).

A pesar de la eficiencia y simplicidad del índice RMM como mecanismo de monitoreo de la MJO, estudios posteriores de Kikuchi et al. (2012) y Kiladis et al. (2014) –denominados Ki12 y K14, respectivamente— encontraron que dicho índice está dominado principalmente por las anomalías de viento, y la señal de OLR –la cual está ligada a la convección—, contribuye en menor medida al índice. Ante esta problemática, en ambos estudios se desarrollaron dos índices, descritos a continuación.

2.2.2. Índice BISO

Además de la dominancia del campo de vientos en el índice RMM, Ki12 hacen énfasis en que la variabilidad estacional de la MJO no está expresada en el RMM, puesto que este construye las FEOs sobre todas las estaciones –en otras palabras, los valores de las Componentes Principales (PC, por sus siglas en inglés) del RMM son independientes de la estacionalidad— y también carecen de análisis en la estructura meridional de la oscilación –relevante por la propagación que presenta la oscilación durante el verano boreal, característica mencionada en el capítulo 1 del presente trabajo—.

Utilizando exclusivamente la variable de OLR filtrada de 25 a 90 días, calcularon las FEOs Extendidas (EEOFs, por sus siglas en inglés), las cuales realizan un análisis espaciotemporal (mientras las FEOs realizan el análisis temporal exclusivamente) para los meses de invierno boreal (diciembre, enero, febrero) y verano boreal (junio, julio, agosto). La metodología utilizada condujo a la obtención de dos modos de las EEOFs: MJO y BSISO correspondientes al invierno y verano, respectivamente. Con lo anterior, es visible que el índice BISO tiene la ventaja de explicar la varianza debido a la estacionalidad, así como representar las PCs de cada modo a partir de la proyección de la OLR filtrada sobre cada modo. La desventaja principal que presenta es la incapacidad de fungir como herramienta de monitoreo en tiempo real como lo hace el IRMM, y los autores proponen técnicas de ventana temporal para obtener el monitoreo en tiempo real, aunque de forma suavizada.

2.2.3. Índice OMI

K14 siguiendo la línea planteada inicialmente por Ki12, desarrollaron el Índice de la MJO basado en OLR (OMI, por sus siglas en inglés) que, como dice su nombre, utiliza únicamente la OLR como variable para monitorear y definir a la MJO. El OMI, al igual que el IRMM, utiliza las dos primeras FEOs para su espacio fase; sin embargo, previo al cálculo de FEOs, la OLR fue filtrada de 20 a 96 días, siguiendo el método propuesto por Ki12. Los autores de este artículo, así como del OMI, refuerzan la técnica de la ventana utilizada por primera vez

por Kikuchi et al. (2012), para su propio monitoreo en tiempo real, denominado ROMI. De acuerdo con Woolnough (2019), aquellos estudios enfocados en la variabilidad de la precipitación y en el calentamiento diabático (como la convección) se ven beneficiados con el uso de OMI. Además, Wang et al., (2018) hace una comparativa entre los distintos índices de la oscilación intraestacional, encontrando alta similitud entre el índice BISO y OMI. Esto se fundamenta con la variable utilizada en ambos casos: la OLR refleja mejor la variabilidad estacional de la oscilación intraestacional y esto no se detecta en las variables de circulación. Así, el OMI es capaz de identificar la propagación tanto de la MJO, como la BSISO, hacia el norte.

2.2.4. Índice MII

Wang et al. (2022) desarrollaron un nuevo índice denominado Índice Multivariado para Oscilaciones Intraestacionales Tropicales (MII, por sus siglas en inglés) que introduce un acoplamiento de los métodos anteriormente descritos: la utilización de viento zonal y OLR para el cálculo de las FEOs y el filtrado pasabandas de 20 a 96 días. El MII tiene integrada un nuevo método: la rotación de las FEOs para la eliminación de ruido de alta frecuencia que puede ser introducido por el análisis de FEOs (Weidman et al., 2022). La implementación conjunta de los métodos en las variables originalmente usadas en el índice RMM permite una correcta representación de las transiciones estacionales en conjunto con la heterogeneidad de la estructura meridional. Además de lo anterior, las PCs logran que la varianza intraestacional sea del 77% en contraste con el 60% de varianza explicada por el índice RMM. La versión en tiempo real se denomina RMII, y se calcula a partir del denominado filtro en tiempo real de 40-9 días, el cual consiste en la eliminación de la media de los 40 días previos para así obtener las anomalías y posteriormente suavizarlas con una media móvil de 9 días.

Los resultados obtenidos en los estudios deben de ser tomados con cautela, en vista de que las fechas y lugares característicos de un evento MJO pueden variar en función del índice que se utilice (Straub, 2013; Kiladis, 2014). Cada índice destaca por sus diferentes características: monitoreo en tiempo real sin filtrado de datos (IRMM), seguimiento de las anomalías relacionadas a la convección característica de la oscilación (ROMI), distinción de la oscilación según la estacionalidad (BISOI) y explicación de la varianza (RMII). Los índices mencionados en este trabajo no son los únicos existentes para el monitoreo de la oscilación intraestacional; sin embargo, fueron elegidos porque destacan la evolución continua de los métodos para caracterizar el fenómeno. Estos mismos serán utilizados para evaluar la habilidad de los modelos para simular la MJO, mismos que se enuncian en la siguiente sección.

2.3. Descripción de los modelos climáticos de la base S2S

El PS2S produce pronósticos en modo de repronóstico (*hindcast*) y en tiempo real, (Takaya, 2019). Para el caso de la escala subestacional, es necesaria la implementación de pronósticos que tengan una longitud mayor a los 30 días. De acuerdo con Takaya (2019), la configuración para un repronóstico debe considerar el tamaño, longitud del ensamble (i.e., la cantidad de miembros), el intervalo de tiempo que utiliza, la frecuencia con la que salen los resultados y el método de inicialización. En particular, el método de inicialización, denominado método de ejecución se divide en dos: 1) Sobre la marcha y 2) Fijo. El primer tipo de ejecución realiza la inicialización en conjunto con los pronósticos en tiempo real, facilitando de esta manera la actualización de los modelos de manera continua. El segundo tipo de ejecución produce distintos repronósticos previos a la construcción del que será utilizado, lo cual es útil para aquellos modelos que están siendo constantemente actualizados. Este método ayuda a entender mejor las características del nuevo sistema repronóstico producido, y a calibrar los modelos utilizados a partir de los repronósticos previos al producto final. Buizza (2019) define el objetivo de la escala subestacional como la resolución de un problema global, ya que las señales y errores (referidos como el error que tienen en la asimilación de datos y en los pronósticos) viajan a través de todo el mundo en ~2-3 semanas. Este tipo de predicción es un problema tanto de las condiciones iniciales —dado que es fundamental conocer el estado inicial de la atmósfera para lograr ejecuciones cercanas a la realidad— como de las condiciones de frontera. A continuación, se describen los modelos operacionales utilizados para este estudio, los cuales fueron restringidos al periodo 2002-2017.

2.3.1 ECMWF

Los ensambles producidos por el ECMWF utilizan el modelo más reciente en su séptima versión. Este posee un rango de ejecución de 0 a 46 días, y una resolución espacial de ~32 km (método de truncamiento Tco319) sobre la horizontal, y 137 niveles verticales (en versiones anteriores, tenía 91 niveles). El ECMWF está acoplado con el modelo Núcleo para el Modelaje Europeo del Océano (NEMO, por sus siglas en inglés) v3.4.1, que tiene 0.25° de resolución horizontal y 75 niveles en la vertical. El ECMWF también está acoplado con el modelo *Model Louvain La Neuve* de Hielo (LIM2, por sus siglas en inglés), que representa el hielo marino (criósfera). Su asimilación de datos es obtenida a partir del método 4DVar para la información atmosférica y 3DVar para datos oceánicos y de hielo marino. La inicialización de las perturbaciones iniciales se calcula por medio de vectores singulares más una perturbación de la asimilación de datos del ensamble (EDA, por sus siglas en inglés). Adicionalmente, el ECMWF realiza el cálculo de la incertidumbre dentro del modelo (debido a los procesos

físicos) utilizando dos esquemas: a) Tendencia Estocástica de la Perturbación de la Parametrización (SPPT, por sus siglas en inglés) y b) Retrodispersión Estocástica de la Energía Cinética (SKEB, por sus siglas en inglés), que permite calcular la incertidumbre dentro de las perturbaciones del modelo). Finalmente, la construcción del repronóstico se hace sobre la marcha, formando 11 miembros que son generados 2 veces a la semana. Las CIs se calculan a partir del reanálisis ERA5 y del Sistema de Reanálisis Oceánico (ORAS5, por sus siglas en inglés) para la componente tierra-atmósfera y océano, respectivamente. Este modelo tiene los últimos 20 años disponibles para su uso en repronóstico. Sin embargo, es importante mencionar que, dependiendo de la versión utilizada, será diferente el intervalo de años que esté disponible. El repronóstico que se utilizó cubre el periodo 2002-2015.

2.3.2. KMA

El modelo KMA es desarrollado en Corea del Sur en conjunto con MetOffice (Reino Unido). Debido a lo anterior, posee características similares (e.g. parametrizaciones físicas, modo operativo, etc.) al modelo de MetOffice (cuyas salidas no fueron utilizadas en este estudio debido a que el intervalo de tiempo disponible en sus repronósticos es de 1993-2015 y solo genera CIs cada jueves). El tiempo de ejecución del KMA es de 0 a 60 días con una resolución horizontal de ~60 km (método de truncamiento N216) y 85 niveles verticales. Este modelo está acoplado al modelo oceánico NEMO 3.6 (que tiene una resolución horizontal de 0.25° y 75 niveles verticales) y al modelo de hielo marino CICEv5.1.2. El método de asimilación de datos ocupado es 4DVar y las perturbaciones son inicializadas por medio del esquema SKEB2. El repronóstico se genera con el método sobre la marcha, obteniendo un total de 3 miembros (generados una vez a la semana). Las CIs son definidas con base a los datos de ERA-Interim y MetOffice ODA. El periodo de tiempo disponible del repronóstico es de 1993-2016. Se restringió a los años 2002-2017.

2.3.3. ECCC

El modelo canadiense ECCC produce sus perturbaciones en un periodo de pronóstico de 0 a 32 días, siendo el modelo que tiene menor duración dentro del PS2S. Las salidas se generan con una resolución horizontal de ~39 km (usando el tipo de malla Yin-Yang) y 81 niveles verticales. Se acopla con el modelo oceánico NEMO 3.6 (resolución horizontal de 0.25° y 50 niveles) y el modelo de hielo marino CICE4.0. Tanto la asimilación de datos como la generación de la perturbación inicial se realizan por medio del filtro de ensamble Kalman. La incertidumbre de las perturbaciones del modelo se calcula utilizando el esquema de perturbación estocástica de los parámetros –diferente al esquema SPPT utilizado por el modelo

ECMWF. El repronóstico del ECCC utiliza el método sobre la marcha para la generación de ensambles, produciendo un total de 4 miembros (generados de forma semanal, todos los jueves). Las CIs se generan utilizando la información de ERA5 para la componente tierra-atmósfera, ORAS5 para el océano, y del Servicio Canadiense del Hielo Marino (CIS, por sus siglas en inglés) acoplado con el Centro Hadley del Hielo Marino y la Temperatura de la Superficie del Mar (HadISST 2.2, por sus siglas en inglés) para el hielo marino. Finalmente, el periodo de años en el que se encuentre disponible la información del repronóstico de los últimos 20 años depende de la versión del modelo utilizado. Los años utilizados son de 2002 a 2017.

2.3.4. IAP-CAS

El modelo IAP-CAS forma parte del PS2S a partir del año 2021, siendo el segundo modelo implementado en el S2S por parte de China. Este modelo pronostica en un plazo de 0 a 65 días de antelación, siendo el modelo que tiene el mayor rango de tiempo en el PS2S. Su resolución horizontal es de ~45 km (método de truncamiento C96) y 32 niveles verticales. Utiliza los modelos POP2 (1° de resolución horizontal y 6 niveles verticales) y CICE4 para obtener el acoplamiento con el océano y hielo marino, respectivamente. Su método de asimilación de datos es el *nudging* NFL del NCEP en conjunto con el GFS. La perturbación inicial se genera por medio del esquema LAF. Sin embargo, no calcula la incertidumbre del modelo. El repronóstico utiliza el método fijo para la generación de un ensamble de 4 miembros (producidos todos los días). Las CIs son generadas a partir de Análisis Global Operacional Final de NCEP. Finalmente, el repronóstico tiene un periodo disponible de 1999-2018.

2.4. Definición de eventos MJO y BSISO

Este estudio considera que la oscilación intraestacional tiene 2 comportamientos que dependen de la estacionalidad: la MJO que se presenta durante invierno y la BSISO que se presenta en verano. El inicio de cada evento de la MJO y la BSISO se utilizaron como las CIs de los modelos descritos anteriormente. Este trabajo utiliza la metodología —descrita a continuación— propuesta por Wang et al. (2019) para definir los eventos de MJO y la metodología propuesta por Chen & Wang (2021) para definir los eventos de BSISO. Los datos fueron procesados en MATLAB. Para definir los eventos de la MJO y la BSISO durante el periodo 1980-2018, se utilizó la base de datos de OLR de ERA5. Esto representa una diferencia con respecto a los estudios de Wang et al. (2019) y Chen & Wang (2021), ya que se emplean datos interpolados de OLR de la NOAA. Los tipos de MJO obtenidos con los datos de ERA5 tienen características diferentes en velocidad y propagación para los casos de la MJO comparados con los resultados de Wang et al. (2019). El procedimiento en común que tienen

ambas metodologías es extraer el ciclo estacional y la media temporal (i.e., la media total de la serie de tiempo de cada punto de malla). Posteriormente, se realiza un filtrado pasabandas —con sus frecuencias descritas a continuación—, seguido de la definición de una caja regional donde se ubica el inicio de los eventos y, por último, se realiza un análisis de clúster.

2.4.1. Eventos MJO durante invierno

De acuerdo con Wang et al. (2019), la MJO en invierno tiene una frecuencia de incidencia mucho mayor de 20 a 70 días —aunque se puede extender hasta 120 días de acuerdo con Madden & Julian (1972) y Zhang (2013)—. Por lo que, se realizó un filtrado pasa-bandas de 20 a 70 días. Una vez obtenida la variable filtrada, se definió una caja regional para calcular los eventos MJO. Se considera que la mayor parte de los eventos de la MJO ocurren en el océano Índico en las coordenadas 10°N - 10°S y 74°E - 96°E . Posteriormente, se eliminaron los datos que corresponden a los meses de mayo a octubre, con el objetivo de analizar la caja regional considerando solamente los meses de noviembre a abril. Después, se realizó un promedio de los valores de OLR, obteniendo un valor por cada día de la serie de tiempo y se calculó la desviación estándar de los promedios de la caja obtenidos en el paso previo. Los valores promedio de la caja que son menores a una desviación estándar durante un mínimo de cinco días sucesivos, se consideraron como eventos MJO durante invierno. El valor mínimo de OLR de cada evento se usó como el día de referencia; es decir, el día 0 (día en el que inicia cada evento).

El análisis de clúster para la MJO se efectuó sobre diagramas Hovmöller (i.e., solamente usando la longitud y el tiempo), considerando las coordenadas 14°N - 14°S y 64°E - 160°W . Los diagramas se construyeron cubriendo un total de 31 días, definidos a partir del día cero, considerando 10 días antes de que se formara y 20 días después de su formación. Después, se calculó la media móvil de 3 puntos zonales para la reducción de ruido, y se promedió la franja zonal para finalizar la construcción de los diagramas. Este procedimiento se efectuó para cada evento MJO durante el periodo 1980-2018. Se utilizó la correlación como medida de similitud entre los diagramas para organizarlos por clúster. Finalmente, se calculó el valor de la Silueta, medida utilizada para cuantificar la similitud entre los miembros de cada clúster. Los valores de la Silueta varían de -1 a 1. Siguiendo el método de Wang et al. (2019), los miembros con un valor de la Silueta menor a 0.06 se consideran como poco similares.

Además de lo anterior, se calcularon las velocidades de fase para los compuestos del análisis de clúster de la MJO rápida y lenta. Para cada caso, se utilizó la metodología propuesta por Wei et al. (2023). Este método parte del diagrama Hovmöller, toma los valores mínimos de OLR, correspondientes al centro de convección de la MJO en segmentos de 10° de longitud

desde 60°W, hasta que el mínimo de anomalías de OLR es mayor a -5 W/m^2 . Finalmente, estos mínimos se utilizaron en un ajuste de mínimos cuadrados. Lo anterior sirvió para calcular una pendiente, que se convirtió de unidades día/longitud (debido a que la pendiente es y/x) a metros/segundo.

2.4.2. Eventos BSISO durante verano

Para el verano boreal, se utilizó un filtro pasa-bandas de 30 a 80 días y una caja regional diferente a la utilizada para la MJO de invierno. Las coordenadas utilizadas son 10°N-6°S y 80°E-100°E, considerando únicamente los meses de mayo a octubre. Para la selección de eventos, se calculó la media de la caja regional; es decir, un solo valor por día durante el periodo 1980-2018. A este valor diario, se le restó la desviación estándar y la media de dichos promedios. Todo valor de la caja que sea menor a esta diferencia se considera como evento BSISO. A diferencia de la metodología para eventos de invierno, los eventos de BSISO no consideran días consecutivos. El valor mínimo se define como el día de referencia; es decir, el día de inicio del evento.

Debido a que la BSISO tiene un desplazamiento hacia el norte y simultáneamente al este, el análisis de clúster no se realizó utilizando diagramas Hovmöller. El análisis clúster se hace sobre pentadas; es decir, el promedio de 5 días consecutivos. Se utilizaron 5 pentadas: pentada -2, -1, 0, 1, 2; donde la pentada 0 tiene el día de referencia (día de inicio del evento) en su centro. Así, se consideraron un total de 25 días para cada evento BSISO en el análisis clúster y se utilizó la métrica del cuadrado euclidiano. Con respecto al valor de la Silueta, siguiendo a Chen & Wang (2021), los eventos que tienen valores de la Silueta menores a 0.05 son poco similares.

2.5. Métricas para evaluar los pronósticos subestacionales

La verificación de los pronósticos es fundamental para conocer el origen de los errores en los modelos cuando simulan distintos fenómenos meteorológicos. Los estudios de los métodos de verificación son diversos, y, por lo tanto, existe un gran número de métricas destinadas a evaluar los pronósticos (e.g., Coehlo et al. 2019; Jolliffe & Stephenson, 2012). Una de las dificultades de la verificación subestacional es que en esta escala se comparten similitudes con el pronóstico meteorológico y el pronóstico estacional al ser el puente entre el tiempo y el clima (Zhang, 2013). Coehlo et al. (2014) mencionan la necesidad de tener datos diarios y series de tiempo largas para realizar una evaluación robusta, la cual requiere características de la evaluación del tiempo meteorológico y estacional.

Para este estudio, se utiliza el marco definido por Coehlo et al (2019), donde las métricas

Referencias

- Adames, Á. F., and D. Kim, 2016: The MJO as a Dispersive, Convectively Coupled Moisture Wave: Theory and Observations. *J. Atmos. Sci.*, 73, 913–941, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-15-0170.1>.
- Alcántara-Ayala, I. (2019). Desastres en México: mapas y apuntes sobre una historia inconclusa. *Investigaciones geográficas*, 100, 1– 17. <https://doi.org/10.14350/rig.60025>
- Back, S.-Y., Han, J.-Y., & Son, S.-W. (2020). Modeling evidence of QBO-MJO connection: A case study. *Geophysical Research Letters*, 47, e2020GL089480. <https://doi.org/10.1029/2020GL089480>
- Buizza, R., 2008. The value of probabilistic prediction. *Atmos. Sci. Lett.* 9, 36–42. <https://doi.org/10.1002/asl.170>.
- Centro Nacional para la Prevención del Desastre, CENAPRED (2019). Desastres en México: impacto social y económico. Available from <http://www.cenapred.unam.mx/es/Publicaciones/archivos/318INFOGRAFADESASTRESENMXICO-IMPACTOSOCIALYECONMICO.PDF>
- Chen, G., 2021: Diversity of the Global Teleconnections Associated with the Madden–Julian Oscillation. *J. Climate*, 34, 397–414, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0357.1>.
- Coelho, C. A., Firpo, M. A., & de Andrade, F. M. (2018). A verification framework for South American sub-seasonal precipitation predictions. *Meteorologische Zeitschrift*, 27(6), 503–520.
- de Andrade, F. M., Young, M. P., MacLeod, D., Hirons, L. C., Woolnough, S. J., & Black, E. (2021). Subseasonal precipitation prediction for Africa: Forecast evaluation and sources of predictability. *Weather and Forecasting*, 36(1), 265–284.
- DeMott, C. A., Klingaman, N. P., and Woolnough, S. J. (2015), Atmosphere-ocean coupled processes in the Madden-Julian oscillation, *Rev. Geophys.*, 53, 1099– 1154, doi:10.1002/2014RG000478.
- DeMott, C. A., Klingaman, N. P., Tseng, W.-L., Burt, M. A., Gao, Y., & Randall, D.A. (2019) The convection connection: How ocean feedbacks affect tropical mean moisture and MJO propagation. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 124, 11910– 11931. <https://doi.org/10.1029/2019JD031015>
- Domeisen, D. I. V., and Coauthors, 2022: Advances in the Subseasonal Prediction of Extreme Events: Relevant Case Studies across the Globe. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 103, E1473–E1501, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-20-0221.1>.
- Fuchs, Z., and D. J. Raymond, 2005: Large-Scale Modes in a Rotating Atmosphere with Radiative–Convective Instability and WISHE. *J. Atmos. Sci.*, 62, 4084–4094, <https://doi.org/10.1175/JAS3582.1>.
- Fuchs, Ž. and Raymond, D. J. (2017), A simple model of intraseasonal oscillations, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 9, 1195– 1211, doi: 10.1002/2017MS000963.
- Hai Lin (2022) The Madden-Julian Oscillation, *Atmosphere-Ocean*, 60:3–4, 338–359, DOI: 10.1080/07055900.2022.2072267
- Hall, N.M., Thibault, S., Marchesiello, P., 2017. Impact of the observed extratropics on climatological simulation of the MJO in a tropical channel model. *Clim. Dyn.* 48, 2541–2555. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3221-5>.
- Henderson, S. A., Maloney, E. D., & Barnes, E. A. (2016). The influence of the madden–julian oscillation on northern hemisphere winter blocking. *Journal of Climate*, 29 (12), 4597–4616. doi: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0502.1>
- Hoffman, R.N., Kalnay, E., 1983. Lagged average forecasting, an alternative to Monte Carlo forecasting. *Tellus A*35A, 100–118.
- Jiang, X., Xiang, B., Zhao, M., Li, T., Lin, S.-J., Wang, Z., & Chen, J.-H. (2018). Intraseasonal tropical cyclogenesis prediction in a global coupled model system. *Journal of Climate*, 31 (15), 6209–6227. doi: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0454.1>
- Jin, F., Hoskins, B.J., 1995. The direct response to tropical heating in a baroclinic atmosphere. *J. Atmos. Sci.* 52, 307–319.
- Kalnay, E. (2002). *Atmospheric, Modeling, Data Assimilation, and Predictability*. Cambridge University Press, 368 pp. ISBN 9780521796293.
- Kerns, B. W., & Chen, S. S. (2016). Large-scale precipitation tracking and the MJO over the maritime continent and indo-pacific warm pool. *Journal of Geophysical Research*, 121(15), 8755–8776. doi:10.1002/2015JD024661
- Kiladis, G. N., Wheeler, M. C., Haertel, P. T., Straub, K. H., & Roundy, P. E. (2009). Convectively coupled

- equatorial waves. *Reviews of Geophysics*, 47 (2). doi: <https://doi.org/10.1029/2008RG000266>
- Kiladis, G.N., Dias, J., Straub, K.H., Wheeler, M.C., Tulich, S.N., Kikuchi, K., Weickmann, K.M., Ventrice, M.J., 2014. A comparison of OLR and circulation based indices for tracking the MJO. *Mon. Weather Rev.* 142, 1697–1715.
- Klingaman, N.P., Woolnough, S.J., 2014a. The role of air-sea coupling in the simulation of the Madden-Julian Oscillation in the Hadley Centre model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 140, 2272–2286.
- Kravtsov, Y. A. (1993). *Fundamental and practical limits of predictability* (pp. 173-203). Springer Berlin Heidelberg.
- Krishnamurti, T., Stefanova, L., & Misra, V. (2013). *Tropical meteorology*. doi: <https://doi.org/10.1007/978-1-4614-7409-8>
- Hauke, J. & Kossowski, T. (2011). Comparison of Values of Pearson's and Spearman's Correlation Coefficients on the Same Sets of Data. *Quaestiones Geographicae*, 30(2) 87-93. <https://doi.org/10.2478/v10117-011-0021-1>
- Hoell, A., Barlow, M., Wheeler, M. C., & Funk, C. (2014). Disruptions of el niño–southern oscillation teleconnections by the madden–julian oscillation. *Geophysical Research Letters*, 41 (3), 998–1004. doi: <https://doi.org/10.1002/2013GL058648>
- Lafleur, Donald & Barrett, Bradford & Henderson, Gina. (2015). Some Climatological Aspects of the Madden-Julian Oscillation (MJO). *Journal of Climate*. 28. 150501115958009. 10.1175/JCLI-D-14-00744.1.
- Lazcano, L. (2022). La influencia de la MJO en los eventos extremos de precipitación y su relación con la alberca de agua caliente en las costas del Pacífico mexicano. [Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México]. México. <http://132.248.9.195/ptd2022/mayo/0825130/Index.html>
- Lee, C., Camargo, S. J., Vitart, F., Sobel, A. H., Camp, J., Wang, S., Tippett, M. K., & Yang, Q. (2020). Subseasonal Predictions of Tropical Cyclone Occurrence and ACE in the S2S Dataset. *Weather and Forecasting*, 35(3), 921-938. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-19-0217.1>
- Lee, H.J., Seo, K.H. Impact of the Madden-Julian oscillation on Antarctic sea ice and its dynamical mechanism. *Sci Rep* 9, 10761 (2019). <https://doi.org/10.1038/s41598-019-47150-3>
- Li, Y., Wu, Z., He, H., & Lu, G. (2021). Deterministic and probabilistic evaluation of sub-seasonal precipitation forecasts at various spatiotemporal scales over China during the boreal summer monsoon. *Atmosphere*, 12(8), 1049.
- Li, Z., Li, Y., Bonsal, B., Manson, A. H., & Scaff, L. (2018). Combined impacts of ENSO and MJO on the 2015 growing season drought on the canadian prairies. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22 (10), 5057–5067. doi: <https://doi.org/10.5194/hess-22-5057-2018>
- Liu F, Wang B, Ouyang Y, et al. Intraseasonal variability of global land monsoon precipitation and its recent trend. *Research Square*; 2022. DOI: 10.21203/rs.3.rs-827388/v3. Madden, R. A., and P. R. Julian, 1972: Description of Global-Scale Circulation Cells in the Tropics with a 40–50 Day Period. *J. Atmos. Sci.*, 29, 1109–1123, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1972\)029<1109:DOGSCC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1972)029<1109:DOGSCC>2.0.CO;2).
- Lyu, Y., Zhu, S., Zhi, X., Dong, F., Zhu, C., Ji, L., & Fan, Y. (2022). Subseasonal forecasts of precipitation over maritime continent in boreal summer and the sources of predictability. *Frontiers in Earth Science*, 10, 970791.
- Lorenz, E.N., 1963. Deterministic nonperiodic flow. *J. Atmos. Sci.* 20 (130), 141.
- Lorenz, E.N., 1969a. The predictability of a flow which possess many scales of motion. *Tellus XXI* (3), 289–307.
- Mahmood, R., et al., 2014. Land cover changes and their biogeophysical effects on climate. *Int. J. Climatol.* 34, 929–953.
- Majda, A. J., and S. N. Stechmann, 2009: A Simple Dynamical Model with Features of Convective Momentum Transport. *J. Atmos. Sci.*, 66, 373–392, <https://doi.org/10.1175/2008JAS2805.1>.
- Moon, J.-Y., Wang, B., & Ha, K.-J. (2011). Enso regulation of mjo teleconnection. *Climate Dynamics*, 37 (5–6), 1133-1149. doi: 10.1007/s00382-010-0902-3
- Nakazawa, T., 1986. Intraseasonal variations of OLR in the tropics during the FGGE year. *J. Meteorol. Soc. Jpn.* 64, 17–34.
- Palmer, T., & Hagedorn, R. (Eds.). (2006). *Predictability of Weather and Climate*. Cambridge: Cambridge University Press. doi:10.1017/CBO9780511617652
- Peng, Y., Liu, X., Su, J., Liu, X., & Zhang, Y. (2023). Skill improvement of the yearly updated reforecasts in ECMWF S2S prediction from 2016 to 2022. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 16(5), 100357.
- Pérez, D. (2022). Evaluación de los productos CHIRPS Y ERA5 a partir de Quiahua, una red de monitoreo

ciudadano de precipitación en cuencas de montaña del centro de Veracruz

Perdigón-Morales, J., Romero-Centeno, R., Barrett, B. S., & Ordoñez, P. (2019). Intraseasonal variability of summer precipitation in Mexico: MJO influence on the midsummer drought. *Journal of Climate*, 32 (8), 2313–2327. doi: 10.1175/JCLI-D-18-0425.1

Pexioto J. P. y Oort A. H. (1992). *Physics of Climate*. Editorial New York: American Institute of Physics, 520 pp. ISBN: 978-0-88318-712-8.

Ray, P., Zhang, C., 2010. A case study of the mechanisms of extratropical influence on the initiation of the Madden-Julian oscillation. *J. Atmos. Sci.* 67, 515–528. <https://doi.org/10.1175/2009JAS3059.1>.

Raymond, D. J. (2001). A new model of the Madden–Julian Oscillation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 58(18), 2807–2819. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2001\)058<2807:ANMOTM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2001)058<2807:ANMOTM>2.0.CO;2)

Robertson, A., & Vitart, F. (Eds.). (2019). *Sub-seasonal to seasonal prediction: the gap between weather and climate forecasting*. Elsevier.

Brunet, G., & Methven, J. (2019). Chapter 4 - Identifying Wave Processes Associated With Predictability Across Time Scales: An Empirical Normal Mode Approach. En A. W. Robertson & F. Vitart (Eds.), *Sub-Seasonal to Seasonal Prediction* (pp. 65–90). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-811714-9.00004-8>

Roberto Buizza, Chapter 13 - Ensemble Generation: The TIGGE and S2S Ensembles, Editor(s): Andrew W. Robertson, Frédéric Vitart, *Sub-Seasonal to Seasonal Prediction*, Elsevier, 2019, Pages 261-303, ISBN 9780128117149, <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-811714-9.00013-9>.

Paul A. Dirmeyer, Pierre Gentine, Michael B. Ek, Gianpaolo Balsamo, Chapter 8 - Land Surface Processes Relevant to Sub-seasonal to Seasonal (S2S) Prediction, Editor(s): Andrew W. Robertson, Frédéric Vitart, *Sub-Seasonal to Seasonal Prediction*, Elsevier, 2019, Pages 165-181, ISBN 9780128117149, <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-811714-9.00008-5>.

Hai Lin, Jorgen Frederiksen, David Straus, Cristiana Stan, Chapter 7 - Tropical-Extratropical Interactions and Teleconnections, Editor(s): Andrew W. Robertson, Frédéric Vitart, *Sub-Seasonal to Seasonal Prediction*, Elsevier, 2019, Pages 143-164, ISBN 9780128117149, <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-811714-9.00007-3>.

Vincent Moron, Andrew W. Robertson, Lei Wang, Chapter 3 - Weather Within Climate: Sub-seasonal Predictability of Tropical Daily Rainfall Characteristics, Editor(s): Andrew W. Robertson, Frédéric Vitart, *Sub-Seasonal to Seasonal Prediction*, Elsevier, 2019, Pages 47-64, ISBN 9780128117149, <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-811714-9.00003-6>.

Yuhei Takaya, Chapter 12 - Forecast System Design, Configuration, and Complexity, Editor(s): Andrew W. Robertson, Frédéric Vitart, *Sub-Seasonal to Seasonal Prediction*, Elsevier, 2019, Pages 245-259, ISBN 9780128117149, <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-811714-9.00012-7>.

K. Tippett, Chapter 17 - Sub-seasonal to Seasonal Prediction of Weather Extremes, Editor(s): Andrew W. Robertson, Frédéric Vitart, *Sub-Seasonal to Seasonal Prediction*, Elsevier, 2019, Pages 365-386, ISBN 9780128117149, <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-811714-9.00017-6>.

Zoltan Toth, Roberto Buizza, Chapter 2 - Weather Forecasting: What Sets the Forecast Skill Horizon?, Editor(s): Andrew W. Robertson, Frédéric Vitart, *Sub-Seasonal to Seasonal Prediction*, Elsevier, 2019, Pages 17-45, ISBN 9780128117149, <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-811714-9.00002-4>.

Frédéric Vitart, Andrew W. Robertson, Chapter 1 - Introduction: Why Sub-seasonal to Seasonal Prediction (S2S)?, Editor(s): Andrew W. Robertson, Frédéric Vitart, *Sub-Seasonal to Seasonal Prediction*, Elsevier, 2019, Pages 3-15, ISBN 9780128117149, <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-811714-9.00001-2>.

Frédéric Vitart, Christopher Cunningham, Michael DeFlorio, Emanuel Dutra, Laura Ferranti, Brian Golding, Debra Hudson, Charles Jones, Christophe Lavaysse, Joanne Robbins, Michael

Steven J. Woolnough, Chapter 5 - The Madden-Julian Oscillation, Editor(s): Andrew W. Robertson, Frédéric Vitart, *Sub-Seasonal to Seasonal Prediction*, Elsevier, 2019, Pages 93-117, ISBN 9780128117149, <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-811714-9.00005-X>.

Ruiz-Vásquez, M., O, S., Brenning, A., Koster, R. D., Balsamo, G., Weber, U., ... & Orth, R. (2022). Exploring the relationship between temperature forecast errors and Earth system variables. *Earth System Dynamics*, 13(4), 1451-1471.

Seo, KH., Kumar, A. The onset and life span of the Madden–Julian oscillation. *Theor Appl Climatol* 94, 13–24

- (2008). <https://doi.org/10.1007/s00704-007-0340-2>
- Sobel, A., and E. Maloney, 2012: An Idealized Semi-Empirical Framework for Modeling the Madden–Julian Oscillation. *J. Atmos. Sci.*, 69, 1691–1705, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-11-0118.1>.
- Shimizu, M. H., Ambrizzi, T., & Liebmann, B. (2017). Extreme precipitation events and their relationship with enso and mjo phases over northern south america. *International Journal of Climatology*, 37 (6), 2977–2989. doi: <https://doi.org/10.1002/joc.4893>
- Stan, C., Zheng, C., Chang, E. K., Domeisen, D. I. V., Garfinkel, C. I., Jenney, A. M., Kim, H., Lim, Y., Lin, H., Robertson, A., Schwartz, C., Vitart, F., Wang, J., & Yadav, P. (2022). Advances in the Prediction of MJO Teleconnections in the S2S Forecast Systems. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 103(6), E1426–E1447. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-21-0130.1>
- Straub, K. H. (2013). MJO initiation in the real-time multivariate MJO index. *Journal of Climate*, 26(4), 1130–1151. doi:10.1175/JCLI-D-12-00074.1
- Vitart, F., Ardilouze, C., Bonet, A., Brookshaw, A., Chen, M., Codorean, C., Déqué, M., Ferranti, L., Fucile, E., Fuentes, M., Hendon, H., Hodgson, J., Kang, H.-S., Kumar, A., Lin, H., Liu, G., Liu, X., Malguzzi, P., Mallas, I., Manoussakis, M., Mastrangelo, D., MacLachlan, C., McLean, P., Minami, A., Mladek, R., Nakazawa, T., Najm, S., Nie, Y., Rixen, M., Robertson, A. W., Ruti, P., Sun, C., Takaya, Y., Tolstykh, M., Venuti, F., Waliser, D., Woolnough, S., Wu, T., Won, D.-J., Xiao, H., Zaripov, R., & Zhang, L. (2017). The Subseasonal to Seasonal (S2S) Prediction Project Database. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(1), 163–173. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0017.1>
- Wang, B. (1988). Dynamics of tropical low-frequency waves: An analysis of the moist Kelvin wave. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45(14), 2051–2065. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1988\)045<2051:DOTLFW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1988)045<2051:DOTLFW>2.0.CO;2)
- Wang, B., Liu, F., & Chen, G. (2016). A trio-interaction theory for Madden–Julian Oscillation. *Geoscience Letters*, 3(1), 34. <https://doi.org/10.1186/s40562-016-0066-z>
- Wang B, Chen G, Liu F. Diversity of the Madden-Julian Oscillation. *Sci Adv*. 2019 Jul 31;5(7):eaax0220. doi: 10.1126/sciadv.aax0220
- Webster, P.J., Holton, J.R., 1982. Wave propagation through a zonally varying basic flow: the influences of midlatitude forcing in the equatorial regions. *J. Atmos. Sci.* 39, 722–733.
- Wheeler, M., & Hendon, H. H. (2004). An all-season real-time multivariate mjo index: Development of an index for monitoring and prediction. *Monthly Weather Review*, 132 (8), 1917–1932. doi: 10.1175/1520-0493(2004)132<1917:AARMMI>2.0.CO;2
- Yang, D., and Ingersoll, A. P. (2014), A theory of the MJO horizontal scale, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 1059– 1064, doi:10.1002/2013GL058542.
- Yano, J., and J. J. Tribbia, 2017: Tropical Atmospheric Madden–Julian Oscillation: A Strongly Nonlinear Free Solitary Rossby Wave?. *J. Atmos. Sci.*, 74, 3473–3489, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-16-0319.1>.
- Zhang, C. (2013). Madden-Julian oscillation: Bridging weather and climate. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94 (12), 1849–1870. doi: 10.1175/BAMS-D-12-00026.1
- Zhang, H. Tropical Pacific intensifies June extreme rainfall over Southwestern United States/Northwestern Mexico. *Clim Dyn* 55, 721–737 (2020). <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05291-6>
- Zhao, Z., Han, M., Yang, K., & Holbrook, N. J. (2022). Signatures of midsummer droughts over Central America and Mexico. *Climate Dynamics*, 1–20.
- Zeng, L., Bao, Q., Wu, X., He, B., Yang, J., Wang, T., ... & Liu, Y. (2023). Impacts of humidity initialization on MJO prediction: A study in an operational sub-seasonal to seasonal system. *Atmospheric Research*, 106946.