



Universidad de Buenos Aires

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos

# Ondas de Rossby planetarias en la circulación atmosférica del hemisferio sur y su influencia en Sudamérica

Tesis presentada para optar al título de Doctore de la Universidad de Buenos Aires en  
el Área de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos

**Lic. Elio Campitelli**

Directora: **Carolina Vera**

Director Adjunto: **Leandro Diaz**

Consejero de estudios: **Claudio Menendez**

Lugar de trabajo: Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera. CONICET-UBA

BUENOS AIRES, 2023

# Resumen

Este trabajo tiene como objetivo avanzar en la caracterización y entendimiento de la circulación zonalmente asimétrica del Hemisferio Sur en escalas estacionales y más largas. Para esto se analizaron datos de reanálisis de ERA5 y corridas históricas de CMIP6. Se computaron las Funciones Empíricas Ortogonales Complejas (cEOF, por sus siglas en inglés) de las anomalías zonales de altura geopotencial en 200 hPa y 50 hPa. Éstas son similares a las EOF tradicionales pero permiten caracterizar patrones de variabilidad que tienen fase además de amplitud.

El cEOF1 representa la variabilidad de la onda zonal 1 en la estratosfera y está estrechamente con las anomalías en el ozono. El cEOF2, por su parte, representa un patrón de onda 3 con magnitud máxima en el sector del Pacífico, que resulta ser una descripción alternativa de los modos PSA. El análisis de este modo indica que se trata de un modo de variabilidad interna de la atmósfera subtropical que toma una fase preferencial en respuesta al forzante tropical. Sólo el cEOF2 está asociado a impactos en la superficie.

Para estudiar la relación entre estos modos de variabilidad en la circulación asimétrica y el Modo Anular del Sur (SAM), que representa principalmente variabilidad simétrica, sepáramos la variabilidad del SAM en su parte zonalmente simétrica (S-SAM) y asimétrica (A-SAM). En base a la separación del SAM en S-SAM y A-SAM, observamos que la fase de 90° del cEOF2 tiene una correlación extremadamente alta con el A-SAM, sugiriendo que se trata de dos metodologías que observan el mismo fenómeno o que la parte asimétrica del SAM sea en realidad una contaminación estadística del modo PSA en un SAM más zonalmente simétrico.

Finalmente, analizamos estos modos de variabilidad en las corridas históricas del CMIP6. Encontramos que la representación de los modos es muy variable entre modelos e incluso entre los miembros de un mismo modelo, sin embargo, la media multimodelo representa los modos muy bien. Sin embargo, la mayoría de los modelos exageran la relación entre los modos y la temperatura de la superficie del mar

# Abstract

asbal albal  
fdsg dfg sdfg

# **Agradecimientos**

I want to thank a few people.

# Índice general

<b>Capítulo 1: Introducción . . . . .</b>	<b>1</b>
1.1. Visión tradicional dela onda 3 del hemisferio sur . . . . .	1
1.1.1. Problemas . . . . .	1
<b>Capítulo 2: Modos de variabilidad de la circulación zonalmente asimétrica . . . . .</b>	<b>2</b>
2.1. Datos y métodos . . . . .	3
2.1.1. Funciones ortogonales complejas (cEOF) . . . . .	3
2.2. Primavera . . . . .	7
2.2.1. Descripción de los modos . . . . .	7
2.2.2. Relación con otras variables de la atmósfera . . . . .	8
2.2.3. Fuentes de variabilidad tropicales . . . . .	13
2.2.4. Impactos en superficie . . . . .	16
2.3. Otras estaciones ?? . . . . .	20
<b>Capítulo 3: Estructura simétrica y asimétrica del SAM . . . . .</b>	<b>21</b>
3.1. Introducción . . . . .	21
3.2. Datos y métodos . . . . .	23
3.2.1. Definición de los índices . . . . .	23
3.2.2. Regresiones . . . . .	25
3.3. Resultados . . . . .	26
3.4. Temporal evolution . . . . .	26
3.5. Spatial patterns . . . . .	30
3.6. Impactos . . . . .	33
<b>Capítulo 4: Relación con otros patrones . . . . .</b>	<b>38</b>
4.1. Datos y métodos . . . . .	39
4.2. SAM . . . . .	39

4.3. PSA	40
4.4. ENSO	41
<b>Capítulo 5: Análisis de estos modos en los modelos de CMIP6</b>	<b>42</b>
5.1. Datos y métodos	42
5.2. Primavera	42
5.2.1. Comparación con los modos observados	42
5.2.2. Tendencias	42
5.3. Otras estaciones ??	42
<b>Referencias</b>	<b>43</b>

# Índice de cuadros

2.1. Coefficient of determination ( $r^2$ ) between the time series of the absolute magnitude of complex EOFs computed separately at 200 hPa and 50 hPa (p-values lower than 0.01 in bold). . . . .	5
3.1. Correlation between SAM indices and the Oceanic Niño Index. p-values corrected for False Detection Rate in parenthesis. In bold, correlations with p-value smaller than 0.05. . . . .	32
4.1. Correlation coefficients (r) between cEOF2 components and the PSA1 and PSA2 modes computed as Mo and Paegle (2001) for the 1979 – 2019 period. 95 % confidence intervals in parenthesis. p-values lower than 0.01 in bold. . . . .	40

# Índice de figuras

2.1. Spatial patterns of the four leading EOFs of SON geopotential height zonal anomalies at 50 hPa south of 20° S for the 1979 – 2019 period (arbitrary units). . . . .	3
2.2. Spatial patterns for the two leading cEOFs of SON geopotential height zonal anomalies at 50 hPa and 200 hPa for the 1979 – 2019 period. The shading (contours) corresponds to 0° (90°) phase. Arbitrary units. The proportion of variance explained for each mode with respect to the zonal mean is indicated in parenthesis. . . . .	7
2.4. Regression of SON geopotential height anomalies ( $m^2 s^{-1}$ ) with the (column 1) 0° and (column 2) 90° phases of the first cEOF for the 1979 – 2019 period at (row a) 50 hPa and (row b) 200 hPa. These coefficients come from multiple linear regression involving the 0° and 90° phases. Areas marked with dots have p-values smaller than 0.01 adjusted for False Detection Rate. . . . .	9
2.5. Same as Figure 2.4 but for cEOF2. . . . .	10
2.6. Same as Figure 2.4 but for air temperature (K). . . . .	11
2.7. Regression of SON zonal anomalies averaged between 75°S and 45°S of mean air temperature (shaded, Kelvin) and ozone mixing ratio (contours, negative contours with dashed lines, labels in parts per billion by mass) with the (a) 0° and (b) 90° phase of the cEOF1 for the 1979 – 2019 period. . . . .	11
2.8. Regression of SON mean Total Column Ozone anomalies (shaded, Dobson Units) with the (a) 0° and (b) 90° phases of the cEOF1 for the 1979 – 2019 period. On contours, the mean zonal anomaly of Total Column Ozone (negative contours in dashed lines, Dobson Units). Areas marked with dots have p-values smaller than 0.01 adjusted for False Detection Rate. . . . .	13

2.10. SON ONI values plotted against cEOF2 phase for the 1979 – 2019 period. Years with magnitude of cEOF2 greater (smaller) than the 50th percentile are shown as orange diamonds (green circles). Black line is the fit $\text{ONI} \sim \sin(\text{phase})$ computed by weighted OLS using the magnitude of the cEOF2 as weights. . . . .	15
2.11. Explained variance ( $r^2$ as percentage) of 2-metre temperature (row a) and precipitation (row b) anomalies by the regression upon cEOF1 (column 1) and cEOF2 (column 2). . . . .	16
2.12. Regresión de la temperatura media de 2 metros SON (K, sombreado) y la altura geopotencial de 850 hPa (m, contornos) (columna 1), y la precipitación (correlación, columna 2) sobre diferentes fases de cEOF2. Para el periodo 1979 – 2019. Las áreas marcadas con puntos tienen valores p inferiores a 0,01 ajustados para la tasa de detección de falsos. . . . .	18
3.5. Linear trends (in percent per decade) of the variance explained by A-SAM and S-SAM at each level and for each trimester for the period 1979 – 2018. Shading indicates the 95 confidence interval. . . . .	29
3.8. Regression between monthly geopotential height anomalies (meters) averaged between 65 and 40 S and the A-SAM index (extracted from a multiple regression which included the S-SAM index). (a) With the A-SAM in 50~hPa and (b) in 700~hPa for the 1979 – 2018 period. . . . .	31
3.10. Regression of monthly precipitation anomalies (mm per day, shading) with a) SAM, b) A-SAM and c) S-SAM for the 1979 – 2018 period. Black contours indicate areas with p-value smaller than 0.05 controlling for False Detection Rate. Note that the colour scale cuts-off at $\pm 0,25\text{K}$ to highlight mid- and high-latitude features at the expense of the very high values in the Tropics. . . . .	35
4.1. Coefficient of determination ( $r^2$ ) between each component of cEOFs and the SAM, Asymmetric SAM (A-SAM) and Symmetric SAM (S-SAM) indices computed at each level for the 1979 – 2019 period. Thick lines represent estimates with p-value < 0.01 corrected for False Detection Rate ( <b>benjamini1995?</b> ). . . . .	39
4.2. Histograma de distribución de fase de cEOF2 para el periodo 1979 – 2019. Los intervalos están centrados en $90^\circ$ , $0^\circ$ , $-90^\circ$ , $-180^\circ$ con un ancho de intervalo de $90^\circ$ . Las pequeñas líneas verticales cerca del eje horizontal marcan las observaciones. . . . .	41

# Dedicatoria

You can have a dedication here if you wish.

# **Capítulo 1**

## **Introducción**

Explicar onda 3 y demás. Resumir resultados de la tesis de licenciatura. Explicar motivación para huirle a Fourier.

Acá irían figuras mostrando los problemas con la onda3 de fourier (que están acá).

1. Los puntos donde se dan los máximos de la onda 3 no son covariantes.
2. Los patrones de correlación asociados a cada punto no muestran una onda 3
3. Tanto wavelets como el análisis de “covarianza por gajos” muestran una modulación de la amplitud importante.

### **1.1. Visión tradicional de la onda 3 del hemisferio sur**

#### **1.1.1. Problemas**

## **Capítulo 2**

# **Modos de variabilidad de la circulación zonalmente asimétrica**

Acá iría básicamente el paper de cEOF.

## 2.1. Datos y métodos

### 2.1.1. Funciones ortogonales complejas (cEOF)

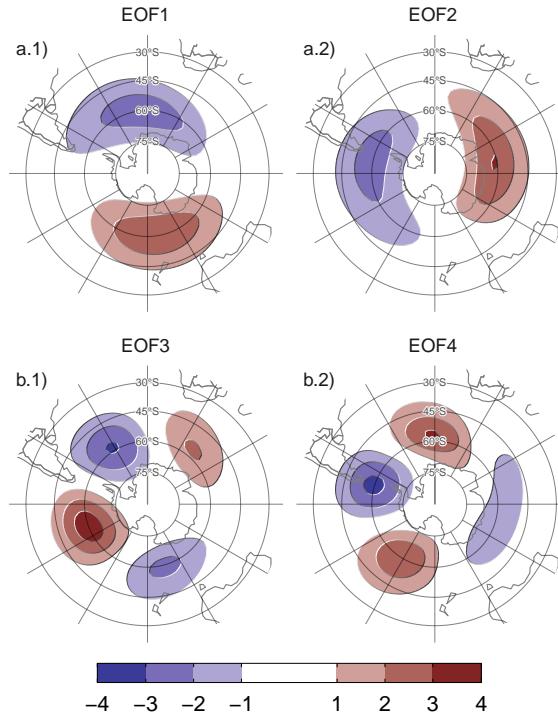


Figura 2.1: Spatial patterns of the four leading EOFs of SON geopotential height zonal anomalies at 50 hPa south of 20° S for the 1979 – 2019 period (arbitrary units).

En el análisis EOF estándar, las ondas zonales pueden aparecer como pares de EOFs (posiblemente degenerados) que representan patrones similares pero desplazados en fase ([horel1984?](#)). La figura 2.1 muestra los cuatro EOFs principales de las anomalías zonales de altura geopotencial SON a 50 hPa al sur de 20° S. Está claro que los dos primeros EOFs representan un único patrón de onda zonal 1 con variación de fase y los dos últimos representan un patrón con variación de fase similar con un número de onda más alto y tres centros de acción desplazados 1/4 de longitud de onda (90° en el espacio de frecuencias).

Para describir la naturaleza variable en fase de estos dos patrones de onda, una forma es combinar cada par de EOF en índices de amplitud y fase. Así, por ejemplo, la amplitud de la onda 1-como EOF podría medirse como  $\sqrt{PC1^2 + PC2^2}$  y su fase como  $\tan^{-1} \left( \frac{PC2}{PC1} \right)$  (donde PC1 y PC2 son las series temporales asociadas a cada EOF). Sin embargo, esto se basa en la inspección visual de los patrones espaciales y sólo funciona correctamente si ambas fases aparecen claramente en diferentes EOFs, lo que

no está garantizado por construcción. En particular, esto no funciona con el patrón de la onda 1 representado como el EOF principal en las anomalías zonales de altura geopotencial de 200 hPa (no mostrado).

Por otro lado, una alternativa mejor para describir ondas con variación de fase es utilizar el análisis de Funciones Ortogonales Empíricas Complejas (cEOF) ([horel1984?](#)). Cada cEOF es un conjunto de patrones espaciales de valor complejo y series temporales. Los componentes real e imaginario del patrón espacial complejo pueden considerarse como la representación de dos patrones espaciales que están desplazados 1/4 de longitud de onda por construcción, de forma similar a EOF1 y EOF2 en la Figura 2.1. En este documento utilizamos los términos 0° cEOF y 90° cEOF para referirnos a cada parte del cEOF completo. El campo real reconstruido por cada cEOF es entonces la combinación lineal de los dos campos espaciales ponderados por sus respectivas series temporales. Esto es análogo a cómo cualquier onda sinusoidal puede construirse mediante la suma de una onda sinusoidal y una onda cosenoidal con diferente amplitud pero fase constante. Esto significa que los CEOF representan de forma natural patrones ondulatorios de fase variable que cambian tanto de ubicación como de amplitud.

Por ejemplo, cuando la fase de la onda coincide con la fase 0°, entonces la serie temporal de fase 0° es positiva y la serie temporal de fase 90° es cero. Del mismo modo, cuando la fase de la onda coincide con la fase 90°, la serie temporal de fase 90° es positiva y la serie temporal de fase 0° es cero. Las fases intermedias tienen valores distintos de cero en ambas series temporales.

Los EOF tradicionales no son únicos, sino que se definen hasta el signo, que corresponde a una rotación en el plano complejo de 0 o  $\pi$ . Del mismo modo, los cEOF se definen hasta una rotación en el plano complejo de cualquier valor entre 0 y  $2\pi$  ([horel1984?](#)).

Los cEOF se calculan de la misma forma que los EOF tradicionales, salvo que primero se aumentan los datos calculando su señal analítica. Se trata de un número complejo cuya parte real es la serie original y cuya parte imaginaria son los datos originales desplazados 90° en cada frecuenciapectral, es decir, su transformada de Hilbert. La transformada de Hilbert suele entenderse en términos de señal variable en el tiempo. Sin embargo, en este trabajo aplicamos la transformada de Hilbert en cada círculo de latitud y en cada momento considerado (es decir, la señal sólo depende de la longitud). Dado que cada círculo de latitud es un dominio periódico, este procedimiento no sufre efectos de borde.

Primero aplicamos el análisis cEOF a las anomalías zonales de altura geopotencial

Cuadro 2.1: Coefficient of determination ( $r^2$ ) between the time series of the absolute magnitude of complex EOFs computed separately at 200 hPa and 50 hPa (p-values lower than 0.01 in bold).

		50 hPa		
		cEOF1	cEOF2	cEOF3
200 hPa				
cEOF1		<b>0.32</b>	0.04	0.02
cEOF2		0.01	<b>0.62</b>	0.03
cEOF3		0.00	0.01	0.00

al sur de 20°S a 50 y a 200 hPa. La figura 2.2 a.1 muestra los patrones espaciales de los dos cEOF principales. La fase de 0° se representa con contornos sombreados y la fase de 90°, con contornos negros. Las dos fases del cEOF líder son muy similares a los dos EOF líderes mostrados en la Figura 2.1 y representan un patrón de onda zonal 1; la fase de 0° es aproximadamente el EOF1 y la fase de 90° es aproximadamente el EOF2).

La tabla 2.1 muestra el coeficiente de determinación entre las series temporales de la amplitud de cada cEOF a través de los niveles. Existe un alto grado de correlación entre la magnitud de los respectivos cEOF1 y cEOF2 en cada nivel. Los patrones espaciales de los cEOF de 50 hPa y 200 hPa también son similares (no se muestra).

Tanto la similitud del patrón espacial como la alta correlación temporal de los cEOF calculados a 50 hPa y 200 hPa sugieren que se trata, en gran medida, de modos de variabilidad conjunta. Esto motiva la decisión de realizar los cEOF conjuntamente entre niveles. Por lo tanto, los cEOF se calcularon utilizando datos de ambos niveles al mismo tiempo. En ese sentido, cada cEOF tiene un componente espacial que depende de la longitud, la latitud y el nivel, y un componente temporal que depende sólo del tiempo.

Como ya se ha dicho, la elección de las fases es arbitraria e igualmente válida. Pero para facilitar la interpretación, elegimos la fase de cada cEOF de modo que o bien el cEOF de 0° o bien el cEOF de 90° estén alineados con variables significativas en nuestro análisis. Este procedimiento no crea correlaciones espurias, sólo toma una relación existente y la alinea con una fase específica.

El análisis preliminar mostró que el primer cEOF estaba estrechamente relacionado con la onda zonal 1 del COT y el segundo cEOF estaba estrechamente relacionado con el ENSO. Por lo tanto, elegimos la fase del cEOF1 de forma que la serie temporal correspondiente al cEOF1 de 0° tuviera la máxima correlación con la onda zonal 1 del COT entre 75°S and 45°S. Del mismo modo, elegimos la fase del cEOF2 de modo

que el coeficiente de determinación entre el ONI y el cEOF2 de  $0^\circ$  sea mínimo, lo que también casi maximiza la correlación con el cEOF2 de  $90^\circ$ .

En la sección @ref(precipitación) mostramos regresiones de precipitación y temperatura asociadas a fases intermedias. Para esos gráficos, rotamos los cEOFs en  $1/4$  de longitud de onda multiplicando las series temporales complejas por  $\cos(\pi/4)+i\sin(\pi/4)$  y calculando la regresión sobre esas series temporales rotadas.

Aunque calculamos estas componentes principales complejas utilizando datos de 1979 a 2019, extendimos las series temporales complejas hasta el periodo 1950 - 1978 proyectando las anomalías zonales mensuales de altura geopotencial normalizadas por nivel al sur de  $20^\circ\text{S}$  sobre los patrones espaciales correspondientes.

Realizamos regresiones lineales para cuantificar la asociación entre los cEOF y otras variables (por ejemplo, altura geopotencial, temperatura, precipitaciones y otras). Para cada cEOF, calculamos mapas de regresión ajustando un modelo lineal múltiple que incluía tanto la fase de  $0^\circ$  como la de  $90^\circ$ . Para obtener los coeficientes lineales de una variable  $X$  con la fase  $0^\circ$  y  $90^\circ$  de cada cEOF ajustamos la ecuación

$$X(\lambda, \phi, t) = \alpha(\lambda, \phi) \text{cEOF}_{0z} + \beta(\lambda, \phi) \text{cEOF}_{90z} + X_0(\lambda, \phi) + \epsilon(\lambda, \phi, t)$$

donde  $\lambda$  y  $\phi$  son la longitud y la latitud,  $t$  es el tiempo,  $\alpha$  y  $\beta$  son los coeficientes de regresión lineal para las fases de  $0^\circ$  y  $90^\circ$  respectivamente,  $X_0$  y  $\epsilon$  son la constante y los términos de error respectivamente.

Evaluamos la significancia estadística mediante una prueba t de dos caras y, en el caso de los mapas de regresión, los valores p se ajustaron controlando la Tasa de Falsos Descubrimientos (**benjamini1995?**; **wilks2016?**) para evitar resultados engañosos derivados del elevado número de regresiones (**walker1914?**; **katz1991?**).

## 2.2. Primavera

### 2.2.1. Descripción de los modos

#### Patrones espaciales

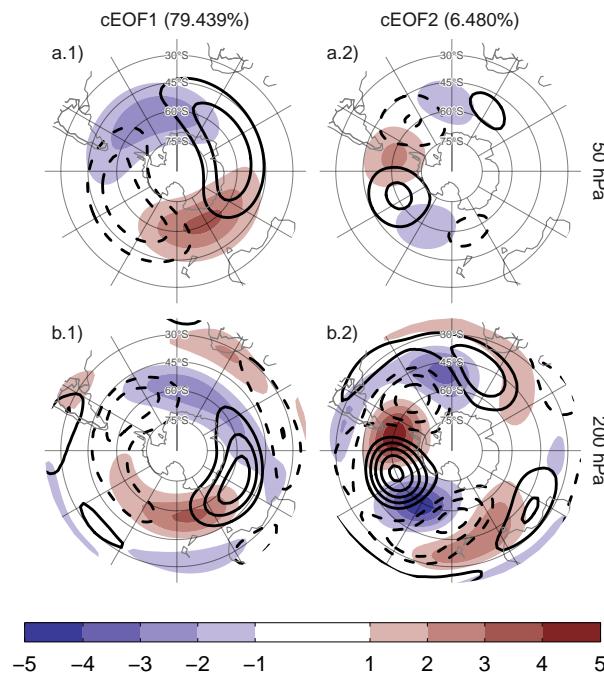


Figura 2.2: Spatial patterns for the two leading cEOFs of SON geopotential height zonal anomalies at 50 hPa and 200 hPa for the 1979 – 2019 period. The shading (contours) corresponds to 0° (90°) phase. Arbitrary units. The proportion of variance explained for each mode with respect to the zonal mean is indicated in parenthesis.

Para describir la variabilidad de las anomalías zonales de la circulación, en las Figuras 2.2 y ?? se muestran las partes espacial y temporal de los dos primeros modos cEOF de las anomalías zonales de la altura geopotencial a 50 hPa y 200 hPa, calculados conjuntamente en ambos niveles. El primer modo (cEOF1) explica el 82 % de la varianza de los campos anómalos zonalmente, mientras que el segundo modo (cEOF2) explica una fracción menor (7 %). En los patrones espaciales (Fig. 2.2), las fases de 0° y 90° están en cuadratura por construcción, de modo que cada cEOF describe un único patrón ondulatorio cuya amplitud y posición (es decir, fase) está controlada por la magnitud y fase del cEOF temporal. Los patrones de onda descritos por estos cEOF coinciden con los patrones observados en los EOF estándar de la Figura 2.1.

El cEOF1 (Fig. 2.2 columna 1) es un patrón de onda hemisférica 1 con amplitud máxima en latitudes altas. A 50 hPa el cEOF1 de  $0^\circ$  tiene el máximo de la onda 1 a  $150^\circ\text{E}$  y a 200 hPa, el máximo se sitúa en torno a  $175^\circ\text{E}$  indicando un desplazamiento hacia el oeste con la altura. La cEOF2 (Fig. ??fig:EOF-naive) columna 2) muestra también una estructura de onda zonal con amplitud máxima en latitudes altas, pero con escalas espaciales más cortas. En particular, la estructura dominante a ambos niveles es una onda 3 pero con mayor amplitud en el sector pacífico. No hay cambio de fase aparente con la altura, pero la amplitud del patrón se reduce considerablemente en la estratosfera, lo que es coherente con el hecho de que el cEOF2 calculado por separado para 200 hPa explica un poco más de varianza que el cEOF2 calculado por separado para 50 hPa (10 % vs. 10 %. 6 %, respectivamente). Esto sugiere que este modo barotrópico representa principalmente la variabilidad troposférica.

No existe una correlación simultánea significativa entre las series temporales de los cEOFs. Ambos cEOFs muestran variabilidad interanual pero no muestran evidencia de variabilidad decadal (Fig. ??). Debido a que los campos geopotenciales que entran en el algoritmo cEOFs son anomalías con respecto a la media zonal en lugar de la media temporal, las series temporales cEOFs tienen media temporal no nula. Sin embargo, la media temporal de cEOF2 es casi cero, lo que indica que sólo cEOF1 incluye variabilidad que se proyecta significativamente sobre el campo anómalo zonal medio. Esto es coherente con el hecho de que el campo medio zonalmente anómalo de la altura geopotencial es muy similar al cEOF1 ( $r^2 = 98\%$ ) y no similar al cEOF2 ( $r^2 = 0\%$ ).

Es evidente una tendencia positiva significativa en la fase  $0^\circ$  de cEOF1 (Fig. ??fig:extended-series)a.1, valor  $p = 0.07$ ), mientras que no hay tendencia significativa en ninguna de las fases de cEOF2. La tendencia positiva en el cEOF1 de  $0^\circ$  se traduce en una tendencia positiva en la magnitud del cEOF1, pero no en un cambio sistemático en la fase (no se muestra). Este cambio a largo plazo indica un aumento de la magnitud de la onda zonal 1 de alta latitud.

## 2.2.2. Relación con otras variables de la atmósfera

### Geopotencial

En la sección anterior se aplicó el análisis de los cEOF a las anomalías zonales derivadas de la eliminación de los valores medios zonales con el fin de aislar las principales características de las principales ondas zonales que caracterizan la circulación en el SH. En esta sección calculamos campos de regresión utilizando los campos completos

de las variables para describir la influencia de los cEOFs en las anomalías temporales.

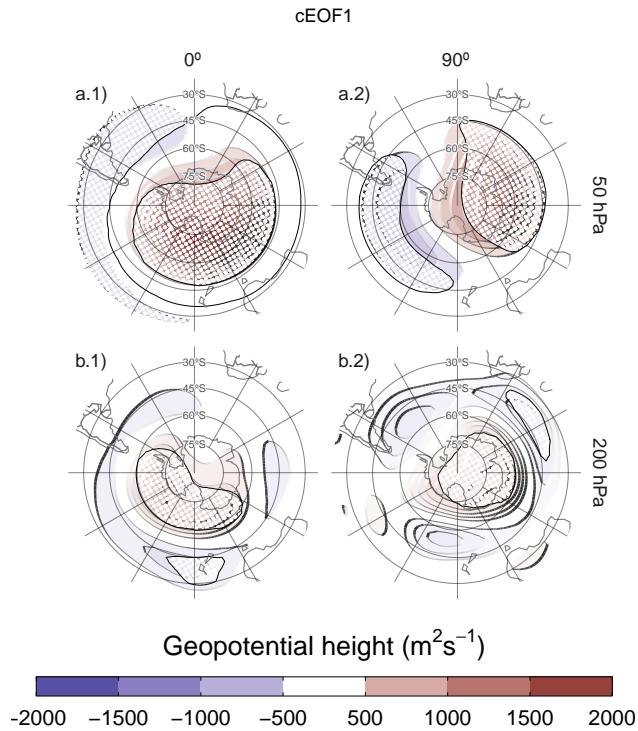


Figura 2.4: Regression of SON geopotential height anomalies ( $m^2 s^{-1}$ ) with the (column 1)  $0^\circ$  and (column 2)  $90^\circ$  phases of the first cEOF for the 1979 – 2019 period at (row a) 50 hPa and (row b) 200 hPa. These coefficients come from multiple linear regression involving the  $0^\circ$  and  $90^\circ$  phases. Areas marked with dots have p-values smaller than 0.01 adjusted for False Detection Rate.

La figura 2.4 muestra mapas de regresión de anomalías de altura geopotencial SON sobre cEOF1. A 50 hPa (Figura 2.4 fila a), el cEOF1 de  $0^\circ$  está asociado a un centro positivo situado sobre el Mar de Ross. El cEOF1 de  $90^\circ$  está asociado a un patrón de onda 1 distintivo con un máximo sobre la costa de la Antártida Oriental. A 200 hPa (Figura ??fig:eof1-regr-gh) fila b) el cEOF1 de  $0^\circ$  muestra un único centro de anomalías positivas que abarca la Antártida Occidental rodeado de anomalías opuestas en latitudes más bajas, con su centro desplazado ligeramente hacia el este en comparación con las anomalías de niveles superiores. El cEOF1 de  $90^\circ$  muestra un patrón mucho más simétrico zonalmente que se asemeja a la fase SAM negativa (por ejemplo, **fogt2020?**). Por lo tanto, la magnitud y la fase del cEOF1 están asociadas a la magnitud y la fase de una onda zonal principalmente en la estratosfera.

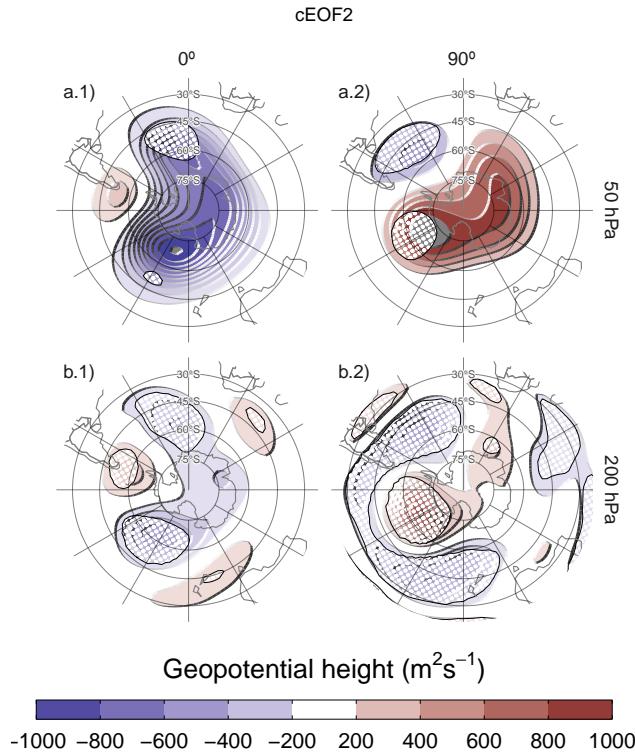


Figura 2.5: Same as Figure 2.4 but for cEOF2.

La figura 2.5 muestra los mapas de regresión de las anomalías de altura geopotencial sobre el cEOF2. En la troposfera (Fig. 2.5 fila a) los mapas de regresión muestran trenes de ondas similares a los identificados para los patrones cEOF2 (Fig 2.2). Las anomalías de regresión asociadas con el cEOF2 de  $0^\circ$  están desfasadas  $1/4$  de longitud de onda con respecto a las asociadas con el cEOF2 de  $90^\circ$ . Todos los campos tienen una onda zonal dominante 3 limitada al hemisferio occidental, sobre los océanos Pacífico y Atlántico. El cEOF2 representa entonces un tren de ondas barotrópico equivalente muy similar al de los Patrones PSA (Mo and Paegle, 2001). Comparando la localización de la anomalía positiva cerca de  $90^\circ\text{W}$  en la columna 2 de la Figura ??fig: eof2-regr-gh con las Figuras 1.a y b de Mo and Paegle (2001), el mapa de regresión  $0^\circ$  cEOF2 podría identificarse con PSA2, mientras que el  $90^\circ$  cEOF2 se asemeja a PSA1.

Estos patrones de ondas también están presentes en la estratosfera (Fig. ??fig: eof2-regr-gh) fila a) apoyando su naturaleza barotrópica equivalente. Pero también está presente un monopolio sobre el polo con signo negativo asociado a los  $0^\circ$  cEOF2 y signo positivo asociado a los  $90^\circ$  cEOF2. Este monopolio podría indicar fortalecimiento del vórtice polar asociado a valores positivos del  $0^\circ$  cEOF2 y debilitamiento asociado a valores negativos del  $0^\circ$  cEOF2. Sin embargo, dado que estas anomalías no son estadísticamente significativas, esta característica no debe sobreinterpretarse.

## Temperatura y Ozono

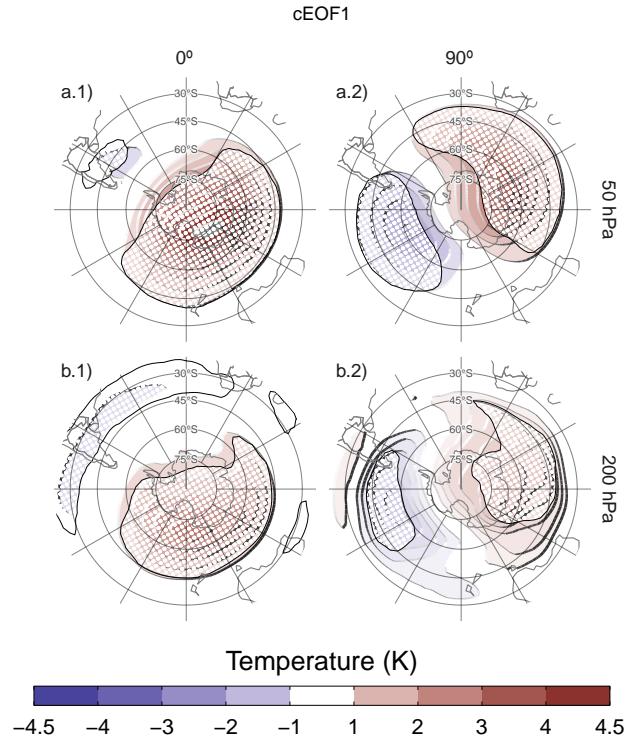


Figura 2.6: Same as Figure 2.4 but for air temperature (K).

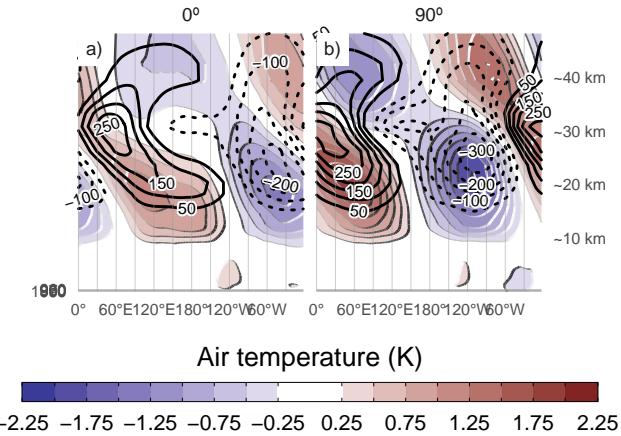


Figura 2.7: Regression of SON zonal anomalies averaged between 75°S and 45°S of mean air temperature (shaded, Kelvin) and ozone mixing ratio (contours, negative contours with dashed lines, labels in parts per billion by mass) with the (a) 0° and (b) 90° phase of the cEOF1 for the 1979 – 2019 period.

También se evaluó la firma de la variabilidad de los cEOFs en la temperatura del aire. La figura 2.6 muestra los mapas de regresión de las anomalías de la temperatura

del aire a 50 hPa y 200 hPa en el cEOF1. La distribución de los coeficientes de regresión de la temperatura a 50 hPa y a 200 hPa refleja los mapas de regresión de la altura geopotencial a 50 hPa (Fig. 2.4). En ambos niveles, el 0° cEOF1 se asocia a un centro positivo sobre el Polo Sur con su centro desplazado ligeramente hacia 150°E (Fig. 2.6 columna 1). Por otro lado, los mapas de regresión sobre los 90° cEOF1 muestran un patrón de onda 1 más claro con su máximo alrededor de los 60°E.

La figura 2.7 muestra la distribución vertical de los coeficientes de regresión sobre cEOF1 a partir de anomalías zonales de la temperatura del aire y de la proporción de mezcla de ozono promediadas entre 75°S and 45°S. Las anomalías zonales de temperatura asociadas al cEOF1 muestran un claro patrón de onda 1 tanto para la fase de 0° como para la de 90° en toda la atmósfera por encima de 250 hPa con una inversión de signo por encima de 10 hPa. Como resultado del balance hidrostático, este es el nivel en el que la anomalía geopotencial tiene máxima amplitud (no mostrado).

Las máximas anomalías regresivas de ozono coinciden con las mínimas anomalías de temperatura por encima de 10 hPa y con las máximas anomalías de temperatura por debajo de 10 hPa (Fig. 2.7). Por tanto, la onda zonal 1 de ozono está correlacionada negativamente con la onda zonal 1 de temperatura en la estratosfera superior, y positivamente en la estratosfera superior. Este cambio de fase se observa en las anomalías de ozono forzadas por ondas planetarias que alcanzan la estratosfera. En la estratosfera superior, dominada fotoquímicamente, las temperaturas frías inhiben la destrucción de ozono, explicando el comportamiento opuesto para ambas variables, tal y como se dilucidó con modelos químicos dinámicos (**hartmann1979?**; **wirth1993?**; **smith1995?**). Por otro lado, en la estratosfera baja dominada por la advección, las anomalías de ozono están desfasadas 1/4 de longitud de onda con el transporte horizontal y vertical, que a su vez están desfasados 1/4 de longitud de onda con las anomalías de temperatura, resultando anomalías del mismo signo para la respuesta de ambas variables (**hartmann1979?**; **wirth1993?**; **smith1995?**).

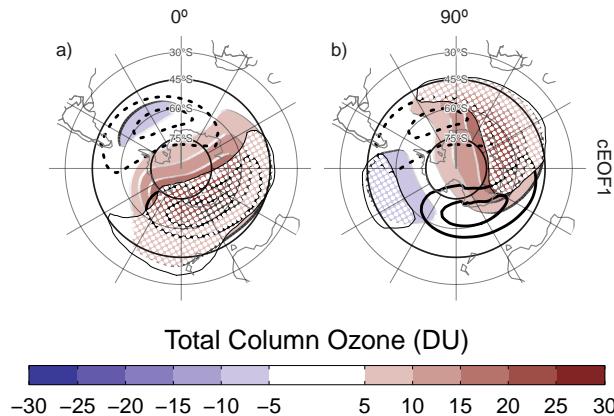


Figura 2.8: Regression of SON mean Total Column Ozone anomalies (shaded, Dobson Units) with the (a)  $0^\circ$  and (b)  $90^\circ$  phases of the cEOF1 for the 1979 – 2019 period. On contours, the mean zonal anomaly of Total Column Ozone (negative contours in dashed lines, Dobson Units). Areas marked with dots have p-values smaller than 0.01 adjusted for False Detection Rate.

Los mapas de regresión de las anomalías del COT sobre el cEOF1 (Fig. ??fig:o3-regr)) muestran patrones de onda zonal 1 asociados a ambos componentes del cEOF1. La posición climatológica del mínimo primaveral de ozono (agujero de ozono) se encuentra fuera del Polo Sur y hacia el mar de Weddell (por ejemplo, grytsai2011?). Así, el campo de regresión  $0^\circ$  cEOF1 (Figura 2.8a) coincide con la posición climatológica del agujero de ozono, mientras que está desfasado  $90^\circ$  para el  $90^\circ$  cEOF1. La correlación temporal entre las amplitudes de la onda planetaria 1 del COT y la amplitud del cEOF1 es 0.79 (CI: 0.65 – 0.88), mientras que la correlación entre sus fases es -0.84 (CI: -0.91 – -0.73). En consecuencia, cEOF1 está fuertemente relacionado con la variabilidad del ozono SH.

### 2.2.3. Fuentes de variabilidad tropicales

También se evaluaron las conexiones entre los cEOF y las fuentes tropicales de variabilidad. La figura ?? muestra los mapas de regresión de las anomalías de la temperatura de la superficie del mar (TSM) y de la función de corriente a 200 hPa sobre los cEOF2 normalizados. Además de los mapas de regresión para las fases de  $0^\circ$  y  $90^\circ$ , incluimos las regresiones correspondientes para dos direcciones intermedias (correspondientes a  $45^\circ$  y  $135^\circ$ ).

La cEOF2 de  $90^\circ$  (segunda fila) está asociada a fuertes anomalías positivas de la TSM en el Pacífico central y oriental y a anomalías negativas en una zona que atraviesa el norte de Australia, Nueva Zelanda y la Zona de Convergencia del Pacífico

Sur (SPCZ) (Figura ??(fig:sst-psi-2).b1). El campo de regresión de las anomalías de la TSM guarda un gran parecido con el ENOS canónicamente positivo (**bamston1997?**). De hecho, existe una correlación significativa y muy alta (0.76 (CI: 0.6 – 0.86)) entre el ONI y la serie temporal 90° cEOF2. Además del patrón similar al ENOS del Pacífico, también hay anomalías positivas en el océano Índico occidental y valores negativos en el océano Índico oriental, lo que se asemeja a un DIO positivo (**saji1999?**). De forma coherente, la correlación entre el 90° cEOF2 y el DMI es 0.58 (CI: 0.34 – 0.75).

El 90° cEOF2 está asociado a fuertes anomalías de la función de onda que emanan de los trópicos (Figura ???.b2), tanto del sector del Pacífico Central como del Océano Índico. La respuesta atmosférica asociada a 90° cEOF2 es entonces consistente con el efecto combinado del ENOS y el DIO sobre los extratropicos: con anomalías de la TSM que inducen convección tropical anómala que a su vez excita ondas de Rossby que se propagan meridionalmente hacia latitudes más altas (**mo2000?**; **cai2011?**; **nuncio2015?**).

Sin embargo, el cEOF2 no está asociado a los mismos patrones de anomalía de la TSM tropical en todas sus fases Las figuras ???.d1 y d2 muestran que la cEOF2 de 0° no está asociada a ninguna anomalía significativa de la TSM ni de la función de la corriente en los trópicos. Como resultado, la correlación entre el 0° cEOF2 y ENSO no es significativa (0 (CI: -0.3 – 0.3)). Mientras tanto, las filas a y c de la Fig.?? muestran que las fases intermedias siguen asociadas con anomalías regresivas significativas de la TSM sobre el Océano Pacífico, pero en lugares ligeramente diferentes. La fase de 135° está asociada a anomalías de la TSM en el Pacífico central (Fig.??a.1), mientras que la fase de 45° está asociada a anomalías de la TSM que corresponden aproximadamente a los “sabores” de ENSO del Pacífico central y del Pacífico oriental, respectivamente (Fig.??c.1) (**kao2009?**). Ambas fases también están asociadas a trenes de ondas que se generan en la región que rodea Australia y se propagan hacia los extratropicales, aunque menos intensos que los asociados a la fase de 90°.

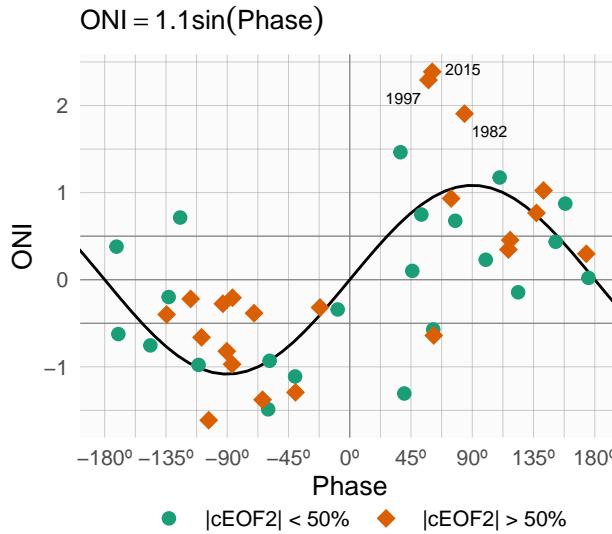


Figura 2.10: SON ONI values plotted against cEOF2 phase for the 1979 – 2019 period. Years with magnitude of cEOF2 greater (smaller) than the 50th percentile are shown as orange diamonds (green circles). Black line is the fit  $\text{ONI} \sim \sin(\text{phase})$  computed by weighted OLS using the magnitude of the cEOF2 as weights.

Para explorar más a fondo la relación entre el forzamiento tropical y las fases del cEOF2, la Figura 2.10 muestra el ONI trazado contra la fase del cEOF2 para cada trimestre SON entre 1979 y 2019, destacando los años en los que la magnitud del cEOF2 está por encima de la mediana. En los años con ONI positivo (negativo), la fase cEOF2 se sitúa mayoritariamente en torno a  $90^\circ$  ( $-90^\circ$ ). En las estaciones ENOS neutras, la fase cEOF2 es mucho más variable. La línea negra de la figura 2.10 es un ajuste sinusoidal de la relación entre el ONI y la fase cEOF2. El  $r^2$  correspondiente al ajuste es 0.59, estadísticamente significativo con valor  $p < 0.001$ , lo que indica una relación casi sinusoidal entre estas dos variables.

La correlación entre la magnitud absoluta del ONI y la amplitud del cEOF2 es 0.44 (CI: 0.17 – 0.65). Sin embargo, esta relación está determinada principalmente por los tres años con los eventos ENSO más intensos del periodo (2015, 1997, and 1982), que coinciden con los tres años con la magnitud CEOF2 más intensa (no se muestra). Si se eliminan esos años, la correlación deja de ser significativa (0.09 (CI: -0.22 – 0.39)). Además, incluso cuando se utilizan todos los años, la correlación de Spearman -que es robusta frente a los valores atípicos- tampoco es significativa (0.24, valor  $p = 0.12$ ). Por lo tanto, aunque la localización de las anomalías tropicales de la TSM parece tener un efecto en la definición de la fase del cEOF2, la relación entre la magnitud del cEOF2 y el ONI sigue siendo incierta y podría ser sólo evidente en

eventos ENSO muy fuertes, que son escasos en el registro observacional histórico.

Concluimos que el tren de ondas representado por cEOF2 puede ser tanto parte de la variabilidad interna de la atmósfera extratropical como forzado por las TSM tropicales. En el primer caso, el tren de ondas tiene poca preferencia de fase. Sin embargo, cuando cEOF2 es excitado por la variabilidad de la TSM tropical, tiende a permanecer bloqueado en la fase de  $90^\circ$ . Esto explica la relativa sobreabundancia de años con cEOF2 cerca de la fase positiva y negativa de  $90^\circ$  en la figura @ref(fig:histograma de fase).

A diferencia del caso cEOF2, no hay anomalías significativas de TSM regresiva asociadas ni con la fase  $0^\circ$  ni con la fase  $90^\circ$  cEOF1 (Sup. Figura ??). Consistentemente, las anomalías de la función de corriente no muestran ninguna influencia tropical. En su lugar, los cEOF1 de  $0^\circ$  y  $90^\circ$  están asociados a flujos de actividad ondulatoria que se propagan zonalmente en los extratropicales alrededor de  $60^\circ\text{S}$ , excepto por un flujo hacia el ecuador desde la costa de la Antártida alrededor de  $150^\circ\text{E}$  en la fase de  $0^\circ$ . Esto sugiere que la variabilidad de cEOF1 está impulsada principalmente por la variabilidad interna de los extratropicales.

#### 2.2.4. Impactos en superficie

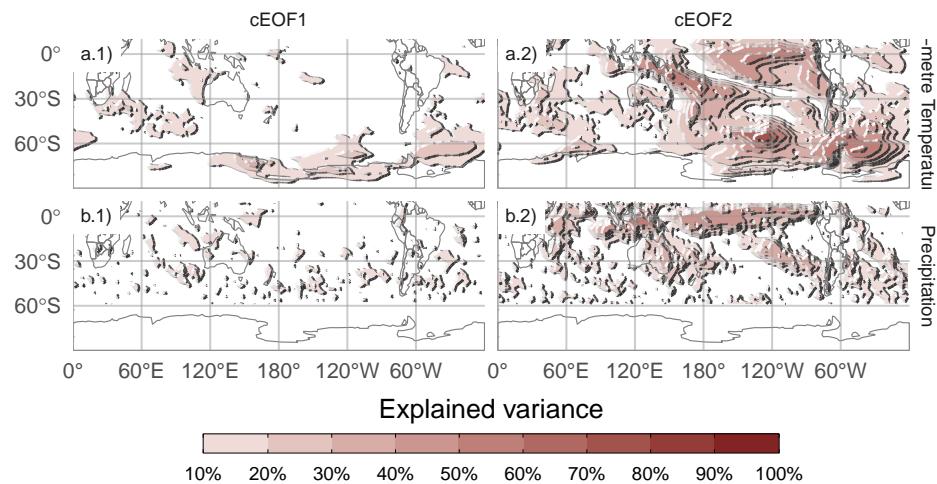


Figura 2.11: Explained variance ( $r^2$  as percentage) of 2-metre temperature (row a) and precipitation (row b) anomalies by the regression upon cEOF1 (column 1) and cEOF2 (column 2).

También se exploró la influencia de la variabilidad de los cEOFs en las anomalías tanto de la temperatura del aire a 2 metros como de la precipitación en el SH. La figura 2.11 muestra la varianza explicada de las anomalías de temperatura y precipitación a

2 metros por el modelo lineal múltiple tanto de 0° y 90° cEOF1 (columna 1), como de 0° y 90° cEOF2 (columna 2). La varianza explicada por cEOF1 para las anomalías de precipitación y las anomalías de temperatura en la mayoría de las regiones es extremadamente baja, excepto para el extremo norte de la Península Antártica, el norte del Mar de Weddell y la costa del Mar de Ross (Fig.2.11a.1).

Esta falta de relación fuerte entre el cEOF1 y la TSM, la temperatura y la precipitación podría ser sorprendente teniendo en cuenta la correlación entre el cEOF1 y la SAM (Fig. 4.1 columna 1) y la correlación entre la SAM y la TSM del Pacífico Central, la temperatura al este y oeste de la Península Antártica, y con la precipitación en el oeste de Australia (**fogt2020?**). Esto se debe principalmente a dos razones. En primer lugar, la correlación entre cEOF1 y la SAM en la troposfera es modesta, con menos del 50 % de varianza compartida (Fig. ??fig:sam-eof-vertical) columna 1), por lo que no se espera que estos índices sean equivalentes. En segundo lugar, Campitelli et al. (2022) demostró que la fuerte relación entre la SAM y las TSM del Pacífico y las anomalías de temperatura alrededor de la Península Antártica se debe principalmente a la parte asimétrica de la SAM. Mientras tanto, el cEOF1 está significativamente correlacionado sólo con la parte simétrica de la SAM (Fig. ??fig:sam-eof-vertical) columna 1), que por sí misma no está significativamente correlacionada con las temperaturas superficiales en esa zona.

Por otro lado, la varianza explicada cEOF2 es superior al 50 % en algunas regiones para ambas variables (Fig.2.11 columna 2). Para la temperatura de 2 metros, hay valores altos en el Pacífico tropical y en la SPCZ, así como en la región que sigue un arco entre Nueva Zelanda y el Atlántico Sur, con valores más altos en el Océano Austral. Sobre los continentes, hay valores moderados de alrededor del 30 % de varianza explicada en el sur de Australia, el sur de Sudamérica y la Península Antártica. En cuanto a las precipitaciones, los valores son elevados en los trópicos. En latitudes más altas, se observan valores moderados sobre el este de Australia y algunas regiones del sur de Sudamérica.

Dado que el cEOF1 tiene una señal relativamente débil en las variables de superficie exploradas aquí, sólo nos centraremos en la influencia del cEOF2. En la **figura@ref**(fig:pp-temp-2) se muestran mapas de regresión de las anomalías de temperatura a 2 metros (columna 1) y precipitación (columna 2) sobre diferentes fases del cEOF2 normalizado.

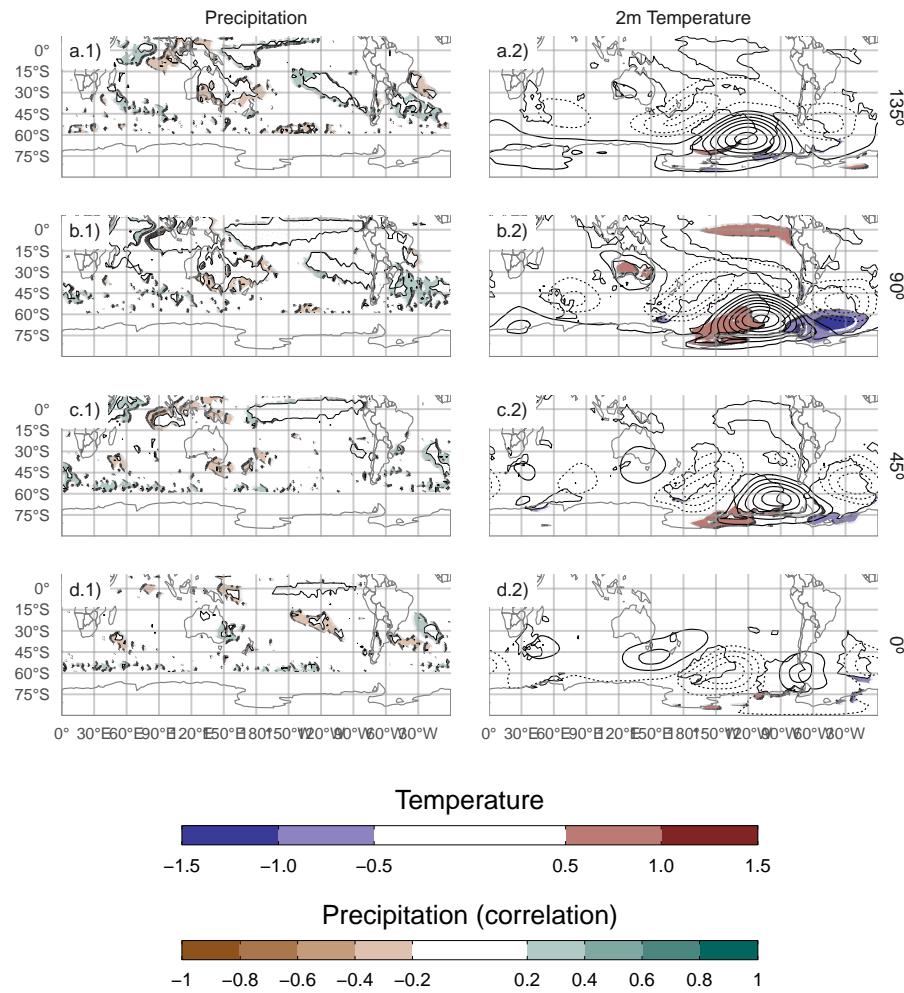


Figura 2.12: Regresión de la temperatura media de 2 metros SON (K, sombreado) y la altura geopotencial de 850 hPa (m, contornos) (columna 1), y la precipitación (correlación, columna 2) sobre diferentes fases de cEOF2. Para el periodo 1979 – 2019. Las áreas marcadas con puntos tienen valores p inferiores a 0,01 ajustados para la tasa de detección de falsos.

Las anomalías de temperatura asociadas a los  $90^\circ$  cEOF (Fig. 2.12.b1) muestran valores positivos en el Pacífico tropical, coherentes con las anomalías de TSM asociadas a la misma fase (Fig. ???.b1). En latitudes más altas existe un patrón ondulatorio de valores positivos y negativos que coincide con los nodos de los patrones de regresión de la altura geopotencial de 850 hPa. Esto es coherente con las anomalías de temperatura producidas por la advección meridional de temperatura por los vientos meridionales

derivados del equilibrio geostrófico. Sobre los continentes, el 90° cEOF2 (Fig.??fig:pp-temp-2)b.1) se asocia con anomalías de temperatura de regresión positiva en el sur de Australia y anomalías de regresión negativa en el sur de Sudamérica y la Península Antártica, que son resultado del tren de ondas descrito anteriormente.

Las anomalías de temperatura asociadas al 0° cEOF2 (Fig.??fig:pp-temp-2)d.1) son menos extensas y se limitan a latitudes medias y altas.

Sobre los continentes, las regresiones de las anomalías de temperatura no son significativas, excepto las anomalías positivas cerca de la Península Antártica.

Las anomalías de precipitación tropical asociadas con el 90° cEOF2 son fuertes, con anomalías positivas en el Pacífico central y el Índico occidental, y anomalías negativas en el Pacífico oriental (Fig.2.12b.2). Este campo es consistente con el mapa de regresión de la TSM (Fig.2.12b.1) ya que las anomalías positivas de la TSM potencian la convección tropical y las anomalías negativas de la TSM la inhiben.

En los extratropicales, el 90° cEOF2 positivo está relacionado con condiciones más secas sobre el este de Australia y el océano circundante, que es una señal similar a la asociada con ENSO (**cai2011?**). Sin embargo, el 90° cEOF2 no es la fase más correlacionada con las precipitaciones en esa zona. La componente de la fase 135° (una intermedia entre las positivas de 90° y 180° cEOF2) está asociada con correlaciones temporales más fuertes y extensas con la precipitación sobre Australia y Nueva Zelanda. La influencia del cEOF2 en la precipitación australiana podría estar más relacionada con los impactos directos de las anomalías de la TSM en los océanos circundantes que en el patrón de interconexión representado por el cEOF2.

Sobre Sudamérica, el 90° cEOF2 tiene correlaciones positivas con la precipitación en el sudeste de Sudamérica (SESA) y el centro de Chile, y correlaciones negativas en el este de Brasil. Este campo de correlación coincide con la firma de precipitación primaveral de ENSO (e.g. **cai2020a?**) y también es similar a las anomalías de precipitación asociadas con el A-SAM (Campitelli et al., 2022). Este resultado no es sorprendente teniendo en cuenta la estrecha relación del 90° cEOF2 tanto con el ONI como con el índice A-SAM, demostrada anteriormente. Además, consolida la identificación del cEOF2 con el patrón PSA. Semejante a la relación entre ONI y la fase de cEOF2 (Fig.??), existe una dependencia de fase de cEOF2 de las anomalías de precipitación en SESA (no mostrado).

Los coeficientes de correlación entre las anomalías de precipitación y el 0° cEOF2 (Fig. 2.12d.2) son más débiles que para 90° cEOF2. Hay una correlación positiva residual en el Pacífico oriental ecuatorial y pequeñas correlaciones positivas, no

estadísticamente significativas, sobre el este de Australia y negativas sobre Nueva Zelanda.

### **2.3. Otras estaciones ??**

Definitivamente extender al resto del año. (índice mensual). Esto faltaría. Hay código para hacerlo, pero falta la interpretación, que es lo importante.

Sería un análisis más modesto.

# Capítulo 3

## Estructura simétrica y asimétrica del SAM

### 3.1. Introducción

El Modo Anular Austral (SAM) es el principal modo de variabilidad de la circulación extratropical del hemisferio sur (**rogers1982?**) en escalas temporales diarias, mensuales y decenales (**baldwin2001a?; fogt2006?**) y ejerce una importante influencia en las anomalías de temperatura y precipitación, así como en la concentración de hielo marino (p. ej. **fogt2020?**). Su fase positiva suele describirse como presiones anómalamente bajas sobre la Antártida rodeadas de un anillo de altas presiones anómalas en latitudes medias y altas.

La mayoría de los autores describen el SAM como un patrón zonalmente simétrico, hecho que se refleja no sólo en su nombre, sino también en los diversos métodos utilizados para caracterizarlo. De los distintos índices presentados en la literatura, muchos de ellos se basan en medias zonales de la presión a nivel del mar o de la altura geopotencial (**ho2012?**). (**gong1999?**) definió el índice SAM como la diferencia de presión media zonal a nivel del mar entre 40 y 65, que es también la definición utilizada por el índice basado en estaciones de (**marshall2003?**). (**baldwin2009?**) propuso definir los modos anular septentrional y meridional como la EOF principal de la altura geopotencial promediada zonalmente en cada nivel.

Aunque estos índices se basan en promedios zonales, sus anomalías espaciales de altura geopotencial asociadas contienen notables desviaciones de la simetría zonal, particularmente en la región del Océano Pacífico. Las asimetrías zonales no han sido ampliamente estudiadas, pero trabajos previos sugieren que modulan fuertemente

los impactos regionales de la SAM (Silvestri and Vera, 2009; **fan2007?**; **fogt2012?**; **rosso2018?**). El hecho de que la SAM no sea totalmente simétrica zonalmente dificulta nuestra capacidad para reconstruir su variabilidad histórica antes de la disponibilidad de observaciones densas en el hemisferio sur (**jones2009?**).

Parte de la variabilidad asociada a las asimetrías zonales de la SAM parece estar forzada por los trópicos. La variabilidad de tipo ENOS afecta a los extratropicos del Hemisferio Sur a través de los trenes de ondas de Rossby (**mo1987?**; **kidson1988?**; **karoly1989?**) que se proyectan fuertemente sobre las anomalías zonales asociadas a la SAM en el sector del Pacífico. Además, se han observado influencias tropicales en la SAM (**fan2007?**; **fogt2011?**; **clem2013?**). (**fan2007?**) calculó los índices de SAM de los hemisferios occidental y oriental por separado y descubrió que estaban mucho más correlacionados entre sí si se eliminaba la señal (lineal) del ENSO.

Varios investigadores han documentado tendencias positivas en la SAM utilizando diferentes índices, sobre todo en verano y otoño austral (por ejemplo, **fogt2020?** y sus referencias). Se cree que estas tendencias están impulsadas principalmente por el agotamiento del ozono estratosférico y el aumento de los gases de efecto invernadero, y se entienden en el contexto de las variables medias zonales (**marshall2004?**; **gillett2005?**; **arblaster2006?**; **gillett2013?**). Sin embargo, aún no está claro cómo o si el componente SAM asimétrico responde a estos forzamientos, o cómo su variabilidad altera las tendencias observadas.

El impacto de la componente zonalmente asimétrica de la SAM a escala regional aún no se ha estudiado en detalle. La fase positiva de la SAM se asocia con temperaturas más frías de lo normal sobre la Antártida y más cálidas de lo normal en latitudes más bajas (**jones2019?**) (y viceversa para la SAM negativa). Pero hay desviaciones significativas de esta respuesta media zonal, especialmente en la Península Antártica y el Atlántico sur (**fogt2012?**). La señal relacionada con SAM en las anomalías de precipitación se comporta de forma similar, aunque con una desviación aún mayor de la simetría zonal (**lim2016?**). La relación SAM-precipitación en el sudeste de Sudamérica puede explicarse por la circulación zonalmente asimétrica similar a la del Pacífico-Sudamérica (PSA) asociada a la SAM (Silvestri and Vera, 2009; **rosso2018?**). (**fan2007?**) también descubrió que las precipitaciones en Asia oriental se veían afectadas por la variabilidad de la parte occidental de la SAM.

El estudio de la variabilidad temporal del componente asimétrico de la SAM no ha recibido mucha atención, excepto por (**fogt2012?**). Este estudio aporta evidencias sobre la relevancia del componente asimétrico de la SAM. Sin embargo, sus conclusiones se basan en composiciones de eventos SAM positivos y negativos que incluyen un

pequeño número de casos desigualmente distribuidos entre años con y sin información satelital. Esto último es especialmente importante debido a las inhomogeneidades en los productos de reanálisis anteriores a la era de los satélites y al posible cambio en la estructura asimétrica de la SAM (Silvestri and Vera, 2009). Además, (**fogt2012?**) estudió la componente asimétrica zonal de la SAM sólo en la presión a nivel del mar. Las asimetrías zonales en el patrón espacial de la SAM son bastante barotrópicas en toda la troposfera, pero cambian drásticamente en la estratosfera (**baldwin2009?**).

En resumen, las investigaciones previas sugieren fuertemente que el componente zonalmente asimétrico de la SAM puede ser potencialmente muy diferente del componente zonalmente simétrico. Podría tener diferentes fuentes de variabilidad, impactos y respuesta a largo plazo al forzamiento radiativo. Un único índice SAM que mezcle la variabilidad zonalmente simétrica y zonalmente asimétrica sólo es capaz de captar el efecto combinado de estos dos modos potencialmente distintos.

Nuestro objetivo es, por tanto, describir los componentes zonalmente asimétricos y simétricos de la variabilidad de la SAM. En primer lugar, proponemos una metodología que proporciona, para cada nivel, dos índices que pretenden captar de forma independiente la variabilidad del componente SAM simétrico y asimétrico, respectivamente. En consecuencia, se evalúan su estructura vertical y su coherencia, así como su variabilidad temporal y sus tendencias. A continuación se estudian los patrones espaciales descritos por la variabilidad exclusiva de cada índice centrándose en 50 hPa como representación de la estratosfera y 700 hPa como representación de la troposfera. Por último, se investigan las relaciones de la SAM a 700 hPa con las anomalías de temperatura y precipitación.

## 3.2. Datos y métodos

### 3.2.1. Definición de los índices

Tradicionalmente, la SAM se define como el modo ortogonal empírico (EOF) principal de las anomalías de la presión al nivel del mar o de la altura geopotencial en niveles bajos (**ho2012?**). Siguiendo a (**baldwin2001?**), ampliamos esa definición verticalmente y utilizamos el término SAM para referirnos al EOF principal de las anomalías mensuales de la altura geopotencial al sur de 20 grados S en cada nivel. Realizamos EOFs calculando la Descomposición de Valor Singular de la matriz de datos consistente en 525 filas y 4176 columnas (144 puntos de longitud y 29 puntos de latitud). Ponderamos los valores por la raíz cuadrada del coseno de la latitud para

tener en cuenta el área no igual de cada punto de cuadrícula (**chung1999?**). En el análisis EOF consideramos todos los meses juntos sin dividir por estaciones.

Para separar los componentes zonalmente simétricos y asimétricos de la SAM, calculamos la media zonal y las anomalías del patrón espacial completo de la SAM, como se muestra en la Figura ?? a 700 hPa. La señal espacial completa ( $\text{EOF}_1(\lambda, \phi)$ ) es la suma de los componentes zonalmente asimétricos ( $\text{EOF}_1^*(\lambda, \phi)$ ) y simétricos ( $[\text{EOF}_1](\lambda, \phi)$ ). A continuación, calculamos el índice SAM, el índice SAM asimétrico (A-SAM) y los índices SAM simétrico (S-SAM) como los coeficientes de la regresión de cada campo de altura geopotencial mensual sobre los respectivos patrones (ponderando por el coseno de la latitud). A continuación, los tres índices se normalizan dividiéndolos por la desviación típica del índice SAM en cada nivel. Como resultado, las magnitudes entre los índices son comparables. Sin embargo, sólo el índice SAM tiene desviación típica unitaria por definición. La varianza explicada de cada patrón se utiliza como indicador del grado de simetría o asimetría zonal de cada campo mensual. Para cuantificar la coherencia entre las series temporales correspondientes a distintos índices o al mismo índice en distintos niveles, calculamos la correlación temporal entre ellas.

El método supone la linealidad de la componente asimétrica de la SAM. Esto significa que las asimetrías zonales asociadas a la fase positiva de SAM (SAM+) son de signo casi opuesto y de la misma magnitud que las asociadas a la fase negativa de SAM (SAM-). Las composiciones de (**fogt2012?**) (su Figura 4) sugieren que esto podría no ser del todo válido, aunque gran parte de esa aparente no linealidad podría deberse a la naturaleza heterogénea de los años seleccionados para construir las composiciones. Para probar esta suposición, calculamos compuestos estacionales de anomalías zonales de altura geopotencial para SAM+ y SAM- (definidos como meses en los que el índice SAM es mayor que 1 desviación estándar y menor que menos 1 desviación estándar, respectivamente) para el periodo de 1979 a 2018 en los niveles de 700 hPa y 50 hPa (Figuras ?? y ??). En todas las estaciones y en ambos niveles, los compuestos SAM+ son similares a los SAM- en estructura pero con signo opuesto. Las correlaciones espaciales entre los compuestos de cada estación son elevadas. El método considerado en este estudio parece entonces una aproximación razonable del fenómeno.

Al realizar el análisis EOF utilizando los datos de todos los meses estamos asumiendo que la estructura zonalmente asimétrica de la SAM es la misma en todas las estaciones. Esto último se evaluó calculando las anomalías zonales de la altura geopotencial mediante la proyección de la primera EOF de cada estación de forma independiente. Se consideraron las siguientes estaciones: diciembre a febrero (DJF), marzo a mayo (MAM), junio a agosto (JJA) y septiembre a noviembre (SON). Los

resultados son muy similares entre sí en la troposfera (Figura ??fig:A5), fila 2) y muestran correlaciones espaciales entre 0,65 (DJF con JJA) y 0,9 (MAM con SON). En la estratosfera (Figura ??, fila 1), los patrones son similares para todas las estaciones excepto DJF, cuando las anomalías zonales de la onda-1 se giran 90n comparación con el resto del año. Las correlaciones espaciales en la estratosfera se sitúan entre -0,24 (DJF con SON) y 0,95 (MAM con JJA). Por tanto, los resultados confirman que la estructura asimétrica zonal de la SAM es muy similar durante la mayor parte del año. El trimestre DJF muestra correlaciones mucho más bajas con las otras estaciones en ambos niveles y las anomalías zonales más débiles (Figura ??fig:A3)), lo que concuerda con (**fogt2020?**). Por tanto, cabría esperar que, aunque el análisis se realice incluyendo todos los meses, represente con mayor precisión el resto de las estaciones.

El método también asume que el patrón zonalmente asimétrico de la SAM permanece estacionario a lo largo del periodo considerado. Silvestri and Vera (2009) sugieren que este podría no ser el caso entre 1958 y 2004. Los patrones asimétricos zonales de SAM se calcularon para las dos mitades del periodo (1979 a 1998 y 1999 a 2018) respectivamente. Las diferencias entre los dos periodos parecen ser relativamente pequeñas tanto en la troposfera como en la estratosfera (Figura ??fig:A6)).

### 3.2.2. Regresiones

Realizamos regresiones lineales para cuantificar la asociación entre los índices SAM y otras variables. Además, aplicamos un análisis de regresión lineal múltiple para describir la influencia combinada de A-SAM y S-SAM. Para obtener los coeficientes lineales de una variable  $X$  (geopotencial, temperatura, precipitación, etc...) con A-SAM y S-SAM ajustamos la ecuación

$$X(\lambda, \phi, t) = \alpha(\lambda, \phi) \text{A-SAM} + \beta(\lambda, \phi) \text{S-SAM} + X_0(\lambda, \phi) + \epsilon(\lambda, \phi, t)$$

donde  $\lambda$  y  $\phi$  son la longitud y la latitud,  $t$  es el tiempo,  $\alpha$  y  $\beta$  son los coeficientes de regresión lineal,  $X_0$  y  $\epsilon$  son la constante y los términos de error. A partir de esta ecuación,  $\alpha$  representa la asociación (lineal) de  $X$  con la variabilidad de A-SAM que no se explica por la variabilidad de S-SAM; es decir, es proporcional a la correlación parcial de  $X$  y A-SAM, controlando el efecto de S-SAM, y viceversa para  $\beta$ . Al realizar una regresión separada para cada trimestre (DJF, MAM, JJA, SON), promediamos estacionalmente las variables relevantes para cada año y trimestre antes de calcular la regresión.

La significación estadística de los campos de regresión se evaluó ajustando los

valores p mediante el control de la Tasa de Falsos Descubrimientos (**benjamini1995?**; **wilks2016?**) para evitar resultados engañosos derivados del elevado número de regresiones (**walker1914?**; **katz1991?**).

Las tendencias lineales se calcularon mediante mínimos cuadrados ordinarios y el intervalo de confianza del 95 % se calculó asumiendo una distribución t con los grados de libertad residuales apropiados. La amplitud de las ondas zonales se define calculando la transformada de Fourier del campo espacial en cada círculo de latitud.

Calculamos las estimaciones de probabilidad de densidad utilizando un kernel gaussiano de anchura óptima según (**sheather1991?**).

### 3.3. Resultados

### 3.4. Temporal evolution

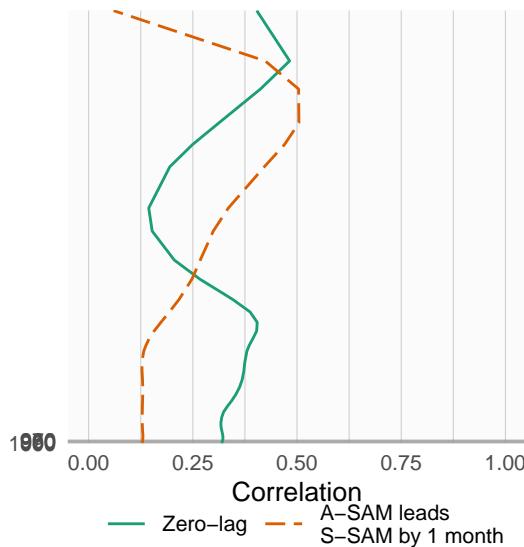
En primer lugar, evaluamos la evolución temporal de A-SAM y S-SAM. La figura ?? muestra las series temporales correspondientes para 700 hPa y 50 hPa y sus correspondientes estimaciones de densidad. Seleccionamos estos dos niveles como representativos de la variabilidad troposférica y estratosférica respectivamente. Como se muestra a continuación, las variabilidades de ambos índices son muy coherentes dentro de cada capa atmosférica, por lo que es razonable tomar un nivel como representativo de cada capa.

La variabilidad mes a mes es evidente para ambos índices, con variaciones ruidosas en las frecuencias bajas. A primera vista, las series pueden distinguirse por sus distribuciones. En comparación con los índices troposféricos, los estratosféricos son mucho más de cola larga; es decir, abundan los valores extremos (tanto negativos como positivos). Las series A-SAM tienen a la vez más variabilidad en las frecuencias más altas que las series S-SAM.

El S-SAM estratosférico varía fuertemente con un periodo entre 15 y 30 meses (el espectro máximo se sitúa en 12 meses), lo que puede apreciarse mediante el análisis espectral (Figura ??). En el periodograma del S-SAM troposférico se aprecia un pico local en un rango de frecuencias similar, aunque no es estadísticamente significativo. Esta banda de periodicidad está alrededor del rango de periodicidad de la Oscilación Cuasi-Bienal (**baldwin2001b?**) y es consistente con (**vasconcellos2020?**), quien encontró que la SAM y la QBO comparten una alta potencia común significativa alrededor de la banda de 2 años. El hecho de que esta periodicidad no sea evidente en el índice A-SAM, también es consistente con sus composiciones de anomalías de

altura geopotencial durante la QBO oriental y occidental, que muestran un monopolio bastante simétrico sobre la Antártida. En la troposfera, el pico de variabilidad más significativo se encuentra en A-SAM en torno a 36 meses.

En una inspección visual, las series temporales A-SAM y S-SAM parecen estar correlacionadas. Además, observando los extremos en la estratosfera, la serie S-SAM parece ir por detrás de la serie A-SAM (véanse, por ejemplo, los eventos positivos de finales de 1987). La figura ?? muestra estas correlaciones a lo largo de todos los niveles considerados, para los retardos cero y -1. Los valores de las correlaciones de retardo cero entre A-SAM y S-SAM son relativamente constantes en toda la troposfera, fluctuando entre 0.32 y 0.4. Las correlaciones con desfase de un mes son igualmente constantes, pero se reducen significativamente a alrededor de 0.13. En la estratosfera, las correlaciones de desfase cero caen a un mínimo de 0.14 en 20 hPa y luego aumentan de nuevo monotónicamente con la altura hasta el nivel más alto del reanálisis (aunque los resultados cerca de la parte superior de los modelos deben interpretarse con cuidado). Al mismo tiempo, las correlaciones de un mes de retraso aumentan con la altura. Por lo tanto, el índice A-SAM estratosférico tiende a preceder al índice S-SAM. (Las correlaciones en los desfases de -5 a 5 se muestran en la Figura ??).



aaa La figura ?? muestra la correlación cruzada (lag cero) entre niveles para los índices SAM, A-SAM y S-SAM. Para el SAM (Figura ??fig:cross-correlation)a), los valores altos por debajo de 100 hPa reflejan la coherencia vertical (lag cero) en toda la troposfera. Por encima de 100 hPa, la correlación entre niveles disminuye más rápidamente, lo que indica una variabilidad menos coherente (desfase cero). Sin embargo, las correlaciones entre los niveles troposféricos y los niveles estratosféricos bajos y medios siguen siendo relativamente altas (por ejemplo, más de 0.4 entre los niveles troposféricos y los

niveles por debajo de 30 hPa). A-SAM y S-SAM (Figura ??b y c, respectivamente) comparten un alto nivel de coherencia similar en la troposfera, pero difieren en su comportamiento estratosférico. La coherencia estratosférica es mayor para el A-SAM que para el S-SAM. La S-SAM estratosférica parece conectarse con más fuerza a la troposfera que la A-SAM estratosférica. Las tendencias lineales para cada uno de los índices (SAM, S-SAM y A-SAM) se evaluaron para el periodo completo 1979 – 2018 en cada nivel para el año completo y separado por trimestres (Figura ??). El índice SAM presenta una tendencia significativa estadísticamente positiva (Figura ??b.1) que se extiende por toda la troposfera hasta aproximadamente 50 hPa y alcanza su valor máximo a 100 hPa. Las tendencias estacionales (resto de la Figura ?? columna a) indican que las tendencias positivas están presentes en otoño y sobre todo en verano, donde el máximo de 100 hPa está mucho más definido. En invierno y primavera, no detectamos ninguna tendencia estadísticamente significativa. Esto es coherente con los resultados de estudios anteriores, que encuentran grandes tendencias positivas en verano, menores en otoño y ninguna tendencia en las demás estaciones (por ejemplo, (fogt2020?) y referencias en él) utilizando índices de la SAM basados en la circulación en superficie o cerca de la superficie.

Al separar la señal SAM en sus partes asimétrica y simétrica, no sólo podemos ver que estas tendencias se deben casi por completo al componente simétrico (columna b frente a columna c en la Figura ??), sino que en algunos casos las tendencias se vuelven más claras. En verano, A-SAM tiene una tendencia negativa estadísticamente no significativa en la troposfera media que oculta la tendencia en el índice SAM; como resultado, las tendencias calculadas utilizando sólo el componente simétrico son más fuertes (comparar la región sombreada en la Figura ??b.2 y c.2). En otoño, el índice S-SAM revela una tendencia positiva estadísticamente significativa en la estratosfera que no es significativa utilizando el índice SAM.

Una tendencia positiva en el índice S-SAM y ninguna tendencia en el índice A-SAM podría sugerir en un primer momento una tendencia hacia una SAM más simétrica. Sin embargo, un S-SAM muy negativo con tendencia a un S-SAM menos negativo se traduciría en una tendencia positiva del S-SAM pero en una SAM más asimétrica.

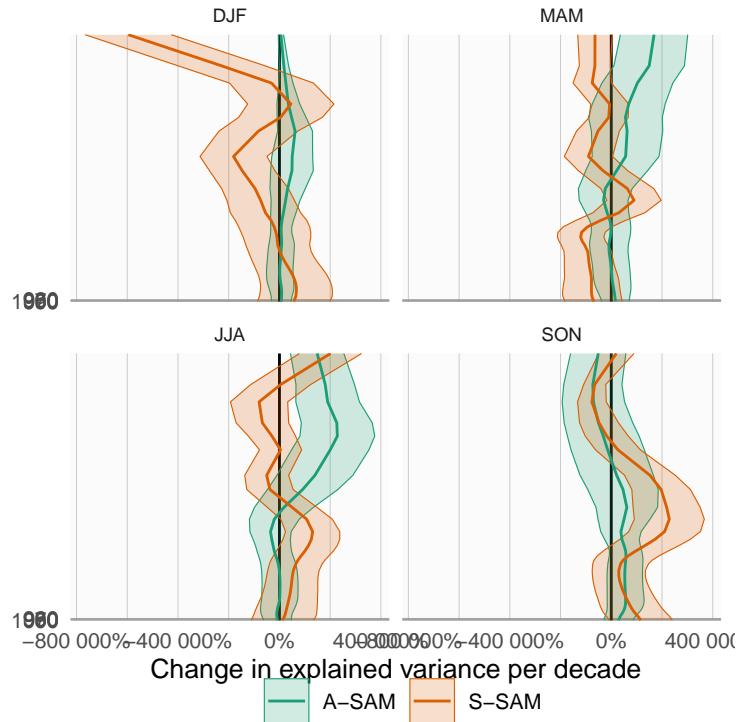


Figura 3.5: Linear trends (in percent per decade) of the variance explained by A-SAM and S-SAM at each level and for each trimester for the period 1979 – 2018. Shading indicates the 95 confidence interval.

aaa Para estudiar la cuestión de si la SAM se está volviendo más o menos asimétrica, mostramos las tendencias de la varianza explicada de cada índice para cada trimestre en la Figura 3.5. En la troposfera, la única tendencia significativa es la de DJF, en la que el A-SAM tiene una tendencia positiva de alrededor del 2 % por década, lo que sugiere que el DJF SAM se ha vuelto más asimétrico en el período de 1979 a 2018. (**fogt2012?**) observó un cambio de una SAM más asimétrica antes de 1980 a una SAM más simétrica después de 1980, pero nuestro periodo de estudio (1979 – 2018) nos impide detectar ese cambio. Sin embargo, debido a la naturaleza atípica del componente asimétrico de la SAM durante la DJF (Sección ??), esto debe tomarse sólo como una evidencia preliminar. La otra tendencia significativa se da en la estratosfera durante SON, donde hay una tendencia positiva en la varianza explicada por la S-SAM de aproximadamente un 4 % por década. Este cambio podría ser el resultado del forzamiento provocado por el agotamiento del ozono.

### 3.5. Spatial patterns

A continuación calculamos la regresión espacial de las anomalías de altura geopotencial sobre los índices A-SAM y S-SAM en los niveles de 700 hPa y 50 hPa (Figura ??). Mientras que los coeficientes de regresión de la columna a de la Figura ?? se calculan utilizando SAM, los coeficientes de regresión de las columnas b y c de la Figura ?? se calculan mediante regresión múltiple utilizando los índices A-SAM y S-SAM al mismo tiempo. Así, deben interpretarse como los patrones asociados a cada índice, eliminando la variabilidad (linealmente) explicada por el otro.

En la estratosfera, el patrón espacial asociado al SAM está claramente dominado por una estructura zonalmente simétrica y monopolar (Figura ??fig:2d-regr)a.1) que no está centrada en el Polo Sur. Por otro lado, el monopolio asociado a S-SAM (Figura ??c.1) es más simétrico, aunque sigue sin estar perfectamente centrado en el Polo Sur. Además, el patrón de regresión de A-SAM se caracteriza por una estructura de onda-1 con centros sobre el Pasaje de Drake en el Hemisferio Occidental y el Mar de Davis en el Hemisferio Oriental.

En la troposfera, el patrón de regresión asociado al SAM muestra la conocida combinación de modo anular zonalmente simétrico con asimetrías zonales en forma de onda-3 (Figura ??fig:2d-regr)a.2, (**fogt2012?**). Los patrones de regresión asociados a los índices A-SAM y S-SAM desentrañan con éxito ambas estructuras. Obsérvese que, a la luz del debate anterior sobre la naturaleza atípica de la DJF, es probable que este efecto medio anual no represente perfectamente la DJF. Mientras que el índice A-SAM da lugar a una onda zonal más limpia (Figura ??b.2), el índice S-SAM se asocia a una estructura anular, con sólo asimetrías zonales vestigiales (Figura ??c.2) en forma de una onda-3 que es la inversa de la onda-3 A-SAM. El patrón de onda-3 observado en la figura ??fig:2d-regr)b.2 está girado media longitud de onda respecto a la posición media del patrón de onda-3 medio descrito por (**raphael2004?**), cuyas posiciones de referencia están marcadas con puntos en la figura. De hecho, no existe correlación entre el índice de (**raphael2004?**) y A-SAM ( $\text{cor} = -0.14$ ,  $p\text{-value} < 0.001$ ). Así, el índice A-SAM troposférico representa un desplazamiento zonal en la posición del patrón climatológico de la onda-3.

La amplitud de los primeros números de onda zonales en cada latitud a 50 hPa y 700 hPa se muestran en la Figura ??, donde el número de onda cero representa la amplitud de la media zonal. Las amplitudes de las ondas zonales del patrón espacial descrito por el índice SAM (Figura ??fig:wave-amplitude) columna a) están dominadas por la media zonal (número de onda 0) en ambos niveles. Sin embargo, las ondas

zonales son importantes, sobre todo al sur de 50 grados S, con un número de onda 1 claramente dominante a 50 hPa (Figura ??a.1) y una mezcla de ondas de amplitud similar a 700 hPa (Figura ??a.2). La figura ?? columna b muestra que el A-SAM está abrumadoramente dominado por la onda 1 en la estratosfera (Figura @ref(fig: onda-amplitud)b.1), mientras que en la troposfera se explica por una combinación de ondas zonales 3 a 1 en nivel decreciente de importancia (Figura ??b.2) con una amplitud despreciable de la media zonal. Por otra parte, el S-SAM se explica casi en su totalidad por la media zonal en ambos niveles (Figura ?? columna c), con poca o ninguna contribución de las ondas zonales con números de onda de 1 a 3.

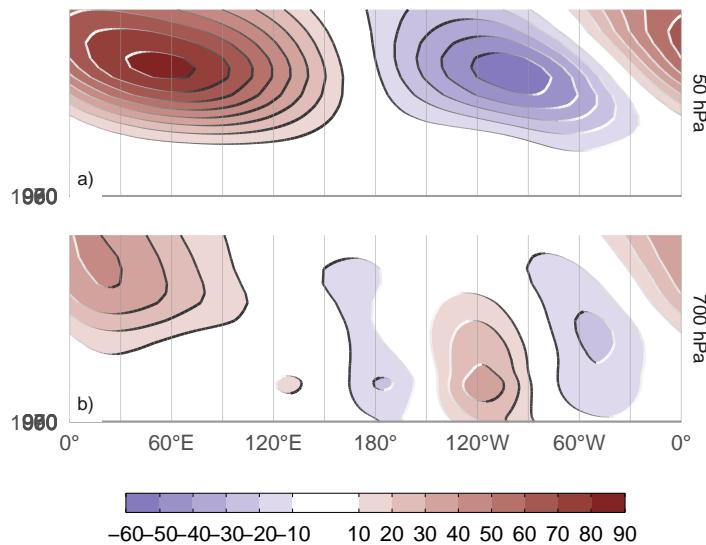


Figura 3.8: Regression between monthly geopotential height anomalies (meters) averaged between 65 and 40 S and the A-SAM index (extracted from a multiple regression which included the S-SAM index). (a) With the A-SAM in 50~hPa and (b) in 700~hPa for the 1979 – 2018 period.

Para analizar la estructura vertical de las anomalías de altura geopotencial asociadas al índice A-SAM, mostramos una sección transversal vertical de regresiones de altura geopotencial media entre 65 y 40 para el índice A-SAM de 50 hPa (Figura 3.8a) y para el índice A-SAM de 700 hPa (Figura 3.8b). Las anomalías de altura geopotencial asociadas a la A-SAM estratosférica (Figura 3.8a) están claramente limitadas a la estratosfera, lo que subraya el desacoplamiento entre la A-SAM estratosférica y la troposférica. La estructura vertical de esta señal se inclina unos 60 grados hacia el oeste entre 100 hPa y 1 hPa, lo que sugiere procesos baroclínicos. La señal en la estratosfera se maximiza cerca de 10 hPa a pesar de utilizar el índice de 50 hPa para la regresión.

El A-SAM troposférico (Figura 3.8b) presenta señales significativas que se extienden

Cuadro 3.1: Correlation between SAM indices and the Oceanic Niño Index. p-values corrected for False Detection Rate in parenthesis. In bold, correlations with p-value smaller than 0.05.

	Correlation	Partial correlation	
	SAM	A-SAM	S-SAM
Year	<b>-0.15</b> (<0.001)	<b>0.24</b> (<0.001)	0.02 (0.596)
DJF	<b>-0.25</b> (0.002)	<b>0.23</b> (0.004)	0.15 (0.069)
MAM	-0.10 (0.264)	<b>0.23</b> (0.003)	-0.05 (0.596)
JJA	-0.03 (0.658)	<b>0.18</b> (0.027)	-0.06 (0.573)
SON	<b>-0.18</b> (0.027)	<b>0.36</b> (<0.001)	-0.03 (0.658)

hacia arriba hasta los niveles superiores considerados. En la troposfera, la estructura de la onda 3 es barotrópica equivalente, con una amplitud máxima en torno a los 250 hPa. Las anomalías son mayores en el hemisferio occidental, donde se extienden hasta la estratosfera. En el hemisferio oriental, la señal de la onda 3 es menor y se limita a la troposfera, mientras que las anomalías negativas dominan en la estratosfera. Así, mientras que el índice A-SAM troposférico está asociado a anomalías geopotenciales estratosféricas, éstas no se proyectan fuertemente sobre el A-SAM estratosférico. Las estructuras mostradas en la Figura 3.8 son robustas a la elección del nivel del índice. Para cualquier índice estratosférico (por encima de 100 hPa), las anomalías resultantes son muy similares a la estructura de onda-1 con máximo cerca de 10 hPa en la Figura 3.8a. Por el contrario, para cualquier índice troposférico (por debajo de 100 hPa), el resultado es muy similar al de la Figura 3.8b. Los patrones cambian principalmente en amplitud (no se muestra). El patrón de la onda 3 de la Figura ??fig:2d-regr)b.2 es muy similar al patrón SAM (**mo1987?**; **kidson1988?**), que es un patrón de teleconexión asociado al ENSO (**karoly1989?**). De hecho, (**fogt2011?**) demostró que existe una relación significativa entre el SAM y el ENSO. La correlación entre la SAM y el ENSO medida por el Índice del Niño Oceánico (ONI, **bamston1997?**) se muestra en la Tabla ??tab:enso-cor-table) para cada índice SAM y para cada trimestre. Existe una

correlación significativa entre SAM y ENSO. Cuando se divide en trimestres, esta correlación sólo es importante en DJF y SON. Esta relación es captada principalmente por el A-SAM, ya que este índice presenta correlaciones parciales significativas con el ENSO, mientras que las correlaciones con el S-SAM son todas menores y no significativas. En MAM, ENSO no está significativamente correlacionado con SAM, pero sí lo está con A-SAM en un nivel comparable a la correlación ENSO-SAM en SON. El mismo análisis se realizó utilizando el Índice ENSO Multivariante (**wolter2011?**) y el Índice de Oscilación del Sur (**ropelewski1987?**), obteniendo resultados similares. Esto último nos permite concluir que estos resultados no dependen del índice ENSO utilizado.

### 3.6. Impactos

Para evaluar las diferencias en los impactos asociados a los índices SAM, A-SAM y S-SAM, realizamos una regresión de la temperatura del aire y la precipitación a 2 metros sobre cada uno de los tres índices SAM a 700 hPa. Como se ha mostrado en secciones anteriores, los tres índices son muy coherentes en la troposfera, por lo que seleccionamos este nivel para representar la circulación troposférica por coherencia con estudios anteriores. Las regresiones se realizaron sin desdiferenciar ni las variables ni los índices, pero calcular las regresiones con valores desdiferenciados no cambia los resultados considerablemente (no se muestra).

La figura ?? muestra los coeficientes de regresión de cada índice a 700 hPa con la temperatura del aire terrestre superficial y del mar para cada trimestre. En verano, los valores positivos del índice SAM (Figura ??a.1) se asocian con anomalías negativas de temperatura cerca de la Antártida que están rodeadas por un anillo de anomalías positivas en las latitudes medias. El anillo no es zonalmente simétrico, ya que hay cuatro máximos locales distintivos en torno a los 30° W, 120° W, 150° E y 90° E respectivamente. En los trópicos, las anomalías son negativas en el Pacífico ecuatorial, lo que concuerda con la correlación negativa entre SAM y ENOS. La figura ??b.1 and c.1 muestra anomalías de temperatura asociadas a valores positivos de A-SAM y S-SAM, respectivamente. Tanto los máximos locales en el anillo como las anomalías en las regiones del Pacífico están presentes sobre todo en el mapa de regresión de A-SAM, mientras que los patrones de temperatura ligados a valores positivos de S-SAM muestran un anillo más consistente zonalmente y menos relacionado con los trópicos. Sobre la Antártida, los valores positivos del índice SAM están asociados a anomalías negativas de temperatura, en particular sobre la costa oriental. Estas

anomalías están asociadas únicamente con el S-SAM. Además, las típicas variaciones longitudinales de las anomalías de temperatura a lo largo de la Península Antártica no son evidentes en las regresiones con el SAM, de acuerdo con trabajos anteriores (por ejemplo **marshall2016?**). Por otro lado, las anomalías de temperatura en el océano Índico, el sur de África y Australia están fuertemente relacionadas con A-SAM y no están presentes en el patrón de regresión con la SAM.

En otoño, invierno y primavera (filas 2, 3, and 4 en la Figura ??fig:regr-air-season)) el anillo positivo sólo está presente a través de sus máximos locales en la regresión con la SAM, lo que refleja la naturaleza más asimétrica de la SAM en comparación con el verano. También se observan anomalías negativas en el sur de Australia y anomalías positivas sobre Nueva Zelanda y el sur de Sudamérica. (**jones2019?**) observó características similares en las mediciones de estaciones, aunque utilizando datos de 1957 a 2016. En primavera, la señal tropical de A-SAM es similar a la del verano, revelando de nuevo la importancia del vínculo ENSO-A-SAM. Además, de otoño a primavera, se aprecian anomalías positivas (negativas) de temperatura en la porción norte (sur) de la Península Antártica en las regresiones con el SAM, que también son evidentes en las regresiones con A-SAM. En concordancia, (**marshall2016?**) encontró la misma señal en asociación con SAM mientras que ese patrón sólo es evidente en otoño para el modo anular baroclínico del sur, que está asociado con variaciones en la amplitud de tormentas extratropicales.

Las mismas regresiones utilizando datos de temperatura del Merged Land Ocean Global Surface Temperature Analysis V4.0.1 (**smith2008?**; **vose2012?**) de la NOAA, que combina el análisis de la temperatura del aire de la superficie terrestre y de la temperatura de la superficie del mar (agua) en una cuadrícula global mensual, se muestran en la Figura ???. Allí donde se dispone de datos, los patrones generales son similares, aunque de menor magnitud, quizás debido a que las temperaturas de la superficie del mar varían menos.

El patrón de anomalías negativas en el polo rodeadas de anomalías positivas que se observa aproximadamente en todas las estaciones -aunque con intensidad variable y detalles a pequeña escala- se traduce en un gradiente de temperatura meridional aumentado maximizado en la línea cero, lo que es coherente con la intensificación y migración hacia el polo de los vientos del oeste comúnmente vinculados a la SAM a través del balance térmico del viento. Por tanto, no es sorprendente verlo más claramente asociado al S-SAM (al menos en verano y primavera). Las temperaturas sobre la Antártida Oriental se ven más afectadas por el S-SAM, mientras que en la Antártida Occidental son más sensibles al A-SAM. Dado que el índice S-SAM

está negativamente correlacionado con la temperatura sobre la Antártida Oriental, es posible que la tendencia positiva en el índice S-SAM pueda ayudar a explicar la falta de tendencia positiva de la temperatura en la Antártida Oriental en comparación con la Antártida Occidental en el contexto del calentamiento global (**nicolas2?**).

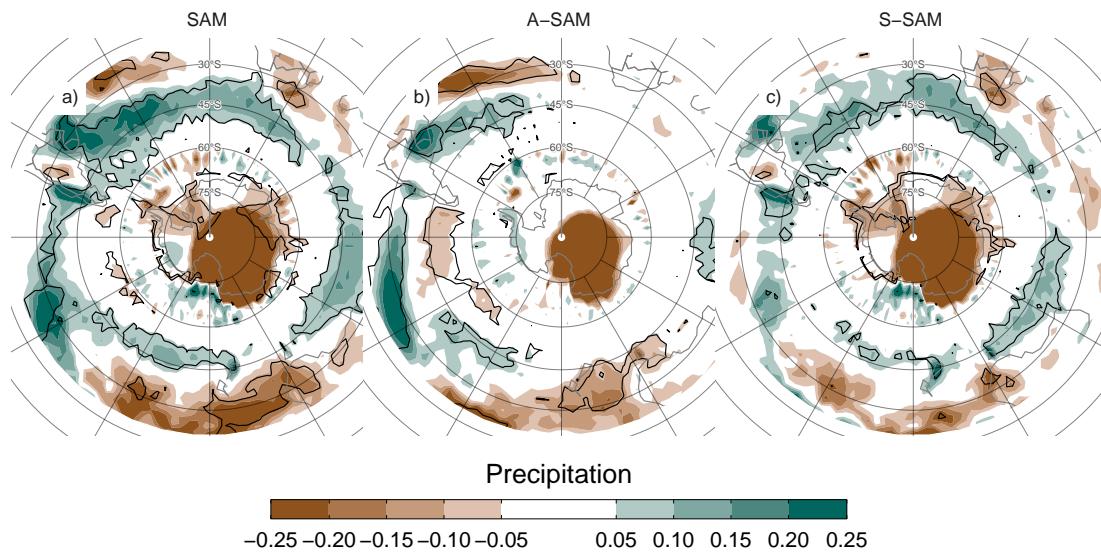


Figura 3.10: Regression of monthly precipitation anomalies (mm per day, shading) with a) SAM, b) A-SAM and c) S-SAM for the 1979 – 2018 period. Black contours indicate areas with p-value smaller than 0.05 controlling for False Detection Rate. Note that the colour scale cuts-off at  $\pm 0.25\text{K}$  to highlight mid- and high-latitude features at the expense of the very high values in the Tropics.

La figura 3.10 muestra la regresión de los índices SAM con la precipitación para el Hemisferio Sur. La señal de precipitación asociada a SAM muestra en general una disminución de la precipitación en torno a los 45 grados S, un ligero aumento de la precipitación en torno a los 30 grados S (Fig. 3.10a) y un aumento de la precipitación sobre la Antártida, un patrón conocido por otros estudios (p. ej. **hendon2014?**). Este patrón se mantiene prácticamente sin cambios entre estaciones, aunque varía en intensidad (no se muestra). Los paneles b y c de la Figura ??fig:global-pp muestran que la señal A-SAM sólo se da en los trópicos y latitudes medias, mientras que la señal S-SAM es fuerte en las latitudes altas. En particular, los valores positivos de S-SAM se asocian con el aumento de las precipitaciones sobre la Antártida y la disminución de las precipitaciones alrededor del Océano Austral.

Para estudiar con más detalle los impactos sobre tierra, las Figuras ?? y ?? muestran la regresión de los índices SAM con la precipitación media estacional y la altura geopotencial de 700 hPa para Nueva Zelanda e islas vecinas, y Sudamérica

respectivamente. No se muestra Sudáfrica porque allí no se detectó ninguna señal significativa. En Australia, la regresión anual muestra que el índice SAM está asociado con anomalías positivas de precipitación en la región sudeste (Figura ??fig:pp-regr-oceania)a.1), de acuerdo con (**gillett2006?**). La separación entre A-SAM y S-SAM sugiere que esta anomalía positiva se explica por la S-SAM sólo en la costa este (Figura ??c.1). Las anomalías de altura geopotencial asociadas a este índice (contornos negros) son indicativas de un flujo hacia el este procedente del mar de Tasmania, lo que podría explicar las anomalías positivas en las precipitaciones encontradas por (**hendon2007?**). A-SAM parece estar relacionado con anomalías positivas de precipitación en la costa oeste del sureste de Australia (Figura ??fig:pp-regr-oceania)b.2), que podrían explicarse de forma similar por la circulación anómala del oeste que transporta aire húmedo al continente desde el océano Índico.

Las regresiones estacionales muestran anomalías estadísticamente significativas sólo en primavera, cuando una SAM positiva se asocia con anomalías positivas de precipitación en el este de Australia (Figura ??fig:pp-regr-oceania)a.5). En este trimestre, S-SAM parece estar asociado con anomalías positivas de precipitación en un área relativamente reducida de la costa oriental (Figura ??c.5) mientras que las anomalías positivas de precipitación relacionadas con A-SAM positivo afectan a todo el este de Australia (Figura ??b.5).

En verano, un índice SAM positivo se asocia con anomalías de precipitación positivas en Australia occidental y oriental, sobre todo en la región nororiental (Figura ??a.2). La parte oriental está dominada por la relación con S-SAM y la occidental, por A-SAM. En otoño, la regresión con SAM muestra anomalías positivas en el norte, similares a las de verano, que se asocian con el A-SAM. En invierno los coeficientes de regresión son mucho más débiles que durante el resto del año. Ninguno de estos coeficientes de regresión es estadísticamente significativo al nivel del 95 %. La señal de la primavera coincide en líneas generales con (**hendon2007?**), pero mientras que ellos también detectaron una fuerte señal en verano, la Figura ??fig:pp-regr-oceania)a.2 no muestra ninguna asociación estadísticamente significativa (aunque los coeficientes tienen el signo coherente).

En Sudamérica (Figura ??), la regresión utilizando todas las estaciones muestra que la SAM positiva está asociada con anomalías de precipitación negativas estadísticamente significativas en el Sudeste de Sudamérica (SESA) y el sur de Chile, y anomalías positivas no significativas en el sur de Brasil, cerca de la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (SACZ) (Figura ??a.1). Las figuras ??b.1 y c.1 muestran que mientras la señal sobre SESA y el sur de Brasil está asociada con A-SAM, la del sur de Chile

está relacionada con S-SAM.

Excepto en invierno, las regresiones estacionales reflejan este mismo patrón. Aunque no sean estadísticamente significativas, todas muestran valores negativos en SESA y el sur de Chile junto con valores positivos en el sur de Brasil en relación con la SAM. La separación de estas características entre los mapas de regresión A-SAM y S-SAM es también bastante consistente.

La circulación anómala a 700 hPa asociada a S-SAM (Figura ??c.1) indica un flujo anómalo del este sobre el sur de Chile. Esto conduce a una menor afluencia de aire húmedo desde el Océano Pacífico, que es la principal fuente de agua precipitable en esa región (por ejemplo, **garreaud2007?**). Por otro lado, la circulación anómala asociada a valores positivos de A-SAM (Figura ??fig:pp-regr-america)b.1) en el Atlántico es anticiclónica en el sur y ciclónica en el norte. Esto promueve un flujo anómalo del sudeste sobre el SESA, que inhibe el flujo del chorro de baja altura de Sudamérica hacia la región (Silvestri and Vera, 2009; **zamboni2010?**). Se encontró que este mismo patrón está asociado con el aumento de las precipitaciones en el sur de Brasil durante los eventos de SACZ (**rosso2018?**). Hay una pequeña área de anomalías positivas significativas de precipitación con el SAM cerca del centro de Argentina que también está presente en el análisis basado en estaciones de (**gillett2006?**) que se explica por el A-SAM.

Acá iría gran parte del paper del SAM. Adentrar un poco más en la relación con el cEOF2

# **Capítulo 4**

## **Relación con otros patrones**

Acá seguiría parte del paper de cEOF.

## 4.1. Datos y métodos

## 4.2. SAM

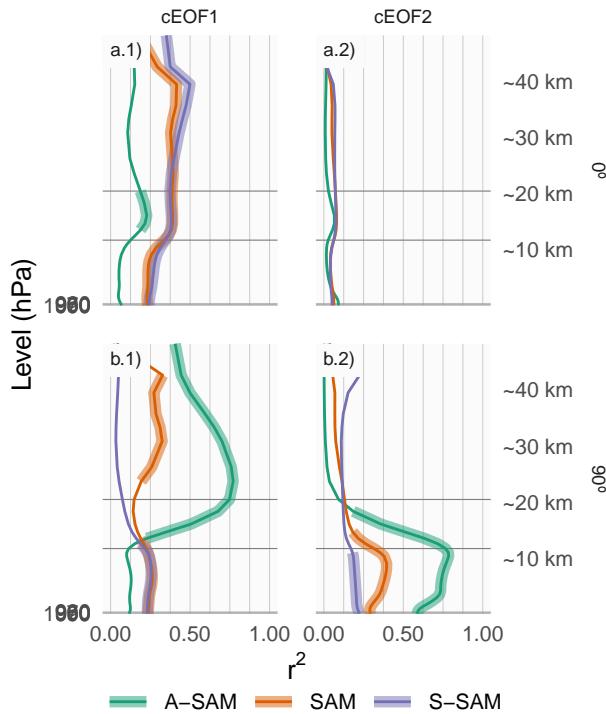


Figura 4.1: Coefficient of determination ( $r^2$ ) between each component of cEOFs and the SAM, Asymmetric SAM (A-SAM) and Symmetric SAM (S-SAM) indices computed at each level for the 1979 – 2019 period. Thick lines represent estimates with  $p$ -value  $< 0.01$  corrected for False Detection Rate (**benjamini1995?**).

Ahora exploramos la relación entre SAM y los cEOFs motivados por el parecido entre los mapas de regresión de los cEOFs y los patrones de SAM mostrados en la Sección 3.2.2. Calculamos el coeficiente de determinación entre las series temporales de los cEOFs y los tres índices SAM (SAM, A-SAM y S-SAM) definidos por Campitelli et al. (2022) en cada nivel vertical (Fig. 4.1). El índice SAM está correlacionado de forma estadísticamente significativa con el  $0^\circ$  cEOF1 en todos los niveles, y con los  $90^\circ$  cEOF1 y  $90^\circ$  cEOF2 en la troposfera. Por otro lado, las correlaciones entre SAM y el  $0^\circ$  cEOF2 no son significativas.

La relación entre la SAM y el cEOF1 en la troposfera se explica en su totalidad por el componente zonalmente simétrico de la SAM, como muestran la alta correlación con la S-SAM por debajo de 100 hPa y las correlaciones bajas y estadísticamente no significativas entre la A-SAM y el  $0^\circ$  o el  $90^\circ$  cEOF1. En la estratosfera, la CEOF1

Cuadro 4.1: Correlation coefficients ( $r$ ) between cEOF2 components and the PSA1 and PSA2 modes computed as Mo and Paegle (2001) for the 1979 – 2019 period. 95 % confidence intervals in parenthesis. p-values lower than 0.01 in bold.

PC	season	Real	Imaginario
PSA1	DJF	0.37 (CI: 0.08 – 0.61)	<b>0.72 (CI: 0.53 – 0.84)</b>
PSA2	DJF	<b>0.58 (CI: 0.33 – 0.75)</b>	0.16 (CI: -0.15 – 0.44)
PSA1	MAM	-0.17 (CI: -0.44 – 0.13)	0.38 (CI: 0.09 – 0.61)
PSA2	MAM	<b>0.79 (CI: 0.65 – 0.88)</b>	<b>0.42 (CI: 0.14 – 0.64)</b>
PSA1	JJA	0.22 (CI: -0.08 – 0.48)	<b>0.49 (CI: 0.23 – 0.69)</b>
PSA2	JJA	<b>0.71 (CI: 0.52 – 0.83)</b>	<b>-0.44 (CI: -0.65 – -0.17)</b>
PSA1	SON	0.13 (CI: -0.17 – 0.41)	<b>0.78 (CI: 0.63 – 0.87)</b>
PSA2	SON	<b>0.78 (CI: 0.63 – 0.87)</b>	0.18 (CI: -0.12 – 0.45)

de  $0^\circ$  está correlacionada tanto con la A-SAM como con la S-SAM, mientras que la CEOF1 de  $90^\circ$  está altamente correlacionada sólo con la A-SAM. Estas correlaciones son consistentes con los mapas de regresión de la altura geopotencial en la Figura 2.4 y su comparación con los obtenidos para SAM, A-SAM y S-SAM por Campitelli et al. (2022).

En el caso de  $90^\circ$  cEOF2, su correlación con la SAM para la troposfera está asociada a la variabilidad asimétrica de la SAM. De hecho, el  $90^\circ$  cEOF2 comparte hasta 50 %, 72 %, 68 %, 78 % varianza con el A-SAM y sólo 18 %, 32 %, 18 %, 22 % como máximo con el S-SAM (Figura 4.1. b2). Esta altísima correlación entre A-SAM y  $90^\circ$  cEOF2 sugiere que los modos obtenidos en este trabajo son capaces de caracterizar la componente zonalmente asimétrica de la SAM descrita previamente por Campitelli et al. (2022).

### 4.3. PSA

Dada la similitud entre las estructuras asociadas al cEOF2 (Fig. 2.5) y los patrones de PSA documentados, estudiamos la relación entre ellos. La tabla 4.1 muestra las correlaciones entre los dos índices PSA y las series temporales para las fases  $0^\circ$  y  $90^\circ$  de CEOF2. Como anticipaba visualmente la figura 2.5, existe una gran correlación positiva entre PSA1 y  $90^\circ$  cEOF2, y entre PSA2 y  $0^\circ$  cEOF2. Por otro lado, no existe una relación significativa entre PSA1 y  $0^\circ$  cEOF2, y entre PSA2 y  $90^\circ$  cEOF2. En consecuencia, cEOF2 representa bien tanto la estructura espacial como la evolución temporal de los modos PSA, por lo que es posible establecer una asociación entre

sus dos fases y los dos modos PSA. Es decir, la elección de fase para cEOF2 que maximiza la relación entre ENSO y  $90^\circ$  cEOF2, también maximiza la asociación entre los componentes de cEOF2 y los modos PSA (no mostrado).

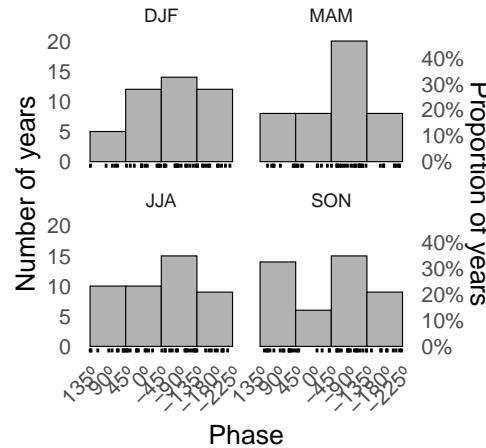


Figura 4.2: Histograma de distribución de fase de cEOF2 para el periodo 1979 – 2019. Los intervalos están centrados en  $90^\circ$ ,  $0^\circ$ ,  $-90^\circ$ ,  $-180^\circ$  con un ancho de intervalo de  $90^\circ$ . Las pequeñas líneas verticales cerca del eje horizontal marcan las observaciones.

La figura ?? muestra un histograma que cuenta el número de estaciones SON en las que la fase cEOF2 estaba cerca de cada una de las cuatro fases particulares (positiva/negativa de las fases  $0^\circ$  y  $90^\circ$ ), con las observaciones para cada estación marcadas como alfombras en el eje horizontal. En 66 % de las estaciones cEOF2 tiene una fase similar a la fase negativa o positiva de  $90^\circ$ , haciendo que la fase de  $90^\circ$  sea la fase más común. Esta es también la fase más correlacionada con ENSO según la definición de la fase de  $0^\circ$  descrita en la Sección @ref(métodos).

Por lo tanto, en virtud de ser la fase más común, la cEOF2 de  $90^\circ$  explica más varianza que la cEOF2 de  $0^\circ$ . Por lo tanto, el análisis EOF convencional tenderá a separarlos de forma relativamente limpia, con el EOF que representa el  $90^\circ$  cEOF2 siempre por delante del que representa el  $0^\circ$  cEOF2. Esta preferencia de fase está de acuerdo con (**irving2016?**), que encontró una distribución bimodal a la variabilidad tipo PSA (compare nuestra Figura ?? con su Figura 6).

## 4.4. ENSO

# **Capítulo 5**

## **Análisis de estos modos en los modelos de CMIP6**

Acá iría el análisis de los cEOF en CMIP6 que ya hice. Está analizado bastante de primavera, faltaría el resto del año.

### **5.1. Datos y métodos**

### **5.2. Primavera**

#### **5.2.1. Comparación con los modos observados**

#### **5.2.2. Tendencias**

### **5.3. Otras estaciones ??**

# Referencias

- Campitelli, E., Díaz, L.B., and Vera, C., 2022. Assessment of zonally symmetric and asymmetric components of the Southern Annular Mode using a novel approach. *Climate Dynamics*, 58, 1, 161–178.
- Mo, K.C., and Paegle, J.N., 2001. The Pacific–South American modes and their downstream effects. *International Journal of Climatology*, 21, 10, 1211–1229.
- Silvestri, G., and Vera, C., 2009. Nonstationary Impacts of the Southern Annular Mode on Southern Hemisphere Climate. *Journal of Climate*, 22, 22, 6142–6148.