

PREDICCIÓN ESTACIONAL DEL CLIMA DE ECUADOR

Memoria presentada para optar al grado de Doctor
(Programa de doctorado en Física y Ciencias del Espacio)

Por:
CÉSAR QUISHPE VÁSQUEZ

Directoras:
Dra. María Jesús Estaban Parra
Dra. Sonia Raquel Gámiz Fortís



**Departamento de Física Aplicada
Facultad de Ciencias
Universidad de Granada**

Editor: Universidad de Granada. Tesis Doctorales
Autor: César Quishpe Vásquez
ISBN: 978-84-1306-813-8
URI: <http://hdl.handle.net/10481/67834>



**UNIVERSIDAD
DE GRANADA**

El doctorando *the doctoral candidate*: César Quishpe Vásquez y las directoras de la tesis *and the thesis supervisor/s*: María Jesús Esteban Parra y Sonia Gámiz Fortís.

Garantizamos, al firmar esta tesis doctoral, que el trabajo ha sido realizado por el doctorando bajo la dirección de los directores de la tesis y hasta donde nuestro conocimiento alcanza, en la realización del trabajo, se han respetado los derechos de otros autores a ser citados, cuando se han utilizado sus resultados o publicaciones. *Guarantee, by signing this doctoral thesis, that the work has been done by the doctoral candidate under the direction of the thesis supervisor/s and, as far as our knowledge reaches, in the performance of the work, the rights of other authors to be cited (when their results or publications have been used) have been respected*

Granada, Diciembre de 2020

María Jesús Esteban Parra

Catedrática Profesora

Sonia Gámiz Fortís

Titular Universidad de Granada

César Quishpe Vásquez

Doctorando

Agradecimientos

Por el gran amor recibido, la dedicación y paciencia que dieron mis padres en todo el proceso de mi formación, esta tesis es simplemente el reflejo de su trabajo. Gracias a mis hermanos por ser incondicionales en cada momento, ellos y mis amigos son los promotores de mis sueños, gracias a ellos por confiar y creer en mí.

Mi profundo agradecimiento a María Jesús, Sonia y Yolanda, por confiar en mí, abrirme las puertas y permitirme realizar todo el proceso investigativo dentro de su equipo de trabajo. Sus valiosos conocimientos hicieron que pueda crecer día a día, gracias a cada una de ustedes por su paciencia, dedicación, apoyo incondicional y amistad.

Índice

Resumen	V
Lista de Figuras	XI
Lista de Tablas	XXI
Lista de acrónimos	XXII
<u>1.</u> Introducción e información general	1
1.1 La interacción entre océano y atmósfera	2
1.1.1 influencia del ENSO en el clima de Ecuador.....	11
1.1.2 Pertinencia de realizar este estudio.....	14
1.2 Objetivos.....	16
Como objetivos particulares se plantean:	16
1.3 Estructura de la Tesis	16
<u>2.</u> Área de estudio y datos	19
2.1 Área de estudio	19
2.1.1 Condiciones climáticas en Ecuador.....	21
2.2 Base de datos observacionales	28
2.2.1 Control de calidad de los datos observacionales.....	29
2.2.1.1 Relleno de datos faltantes.....	30
2.2.1.2 Homogeneidad de las series	32
2.3 Datos en rejilla	36

Temperatura de la superficie del mar (SST).....	37
Campos atmosféricos de potencial de velocidad y velocidad vertical	37
2.4 Índices de teleconexión asociados al ENSO.....	38
3. Metodología	45
3.1 Métodos para el análisis de tendencias.....	45
3.1.1 Correlación serial (auto-correlación).....	47
3.1.2 Test de Mann-Kendall	49
3.1.3 Método de Sen.....	51
3.2 Métodos multivariantes	52
3.2.1 Análisis de componentes principales.....	53
3.1.1.1 Reglas de selección de los EOFs	61
3.2.1 Análisis de descomposición en valores singulares.....	62
3.1.2.1 Algoritmo de predicción utilizando el SVD.....	68
3.2.3 Análisis de promedios o <i>composites</i>	70
3.3 Análisis y significación de correlaciones	74
3.3.1 Método de correlaciones móviles centradas	75
3.4 Evaluación de métodos para reconstrucción y predicción	76
4. Variabilidad y predictibilidad estacional de la precipitación	81
4.1. Variabilidad de la precipitación mensual y estacional	82
4.1.1. Variabilidad intra-anual de la precipitación.....	82
4.1.2. Variabilidad interanual	84
4.1.3. Variabilidad espacio-temporal	87

4.2. Influencia de la SST del Pacífico tropical sobre la precipitación	89
4.2.1. SVD coetáneo.....	89
4.2.1.1. Eventos extremos El Niño y patrones atmosféricos asociados	96
4.2.1.2. Reconstrucción de la precipitación estacional.....	100
4.2.2. SVD con retrasos estacionales	107
4.2.2.1. Eventos extremos El Niño y patrones atmosféricos asociados con retrasos	115
4.2.2.2. Reconstrucción de la P utilizando SVD_Lag	119
4.3. Predicción de la P usando SVD_Lag	121
4.4 Discusión y conclusiones.....	131
5. Variabilidad y predictibilidad estacional de la temperatura.....	141
5.1 Variabilidad de la temperatura estacional	141
5.1.1 Variabilidad intra-anual de la temperatura del aire	142
5.1.2. Análisis de tendencias.....	143
5.1.3 Análisis de Componentes Principales.....	144
5.2 Influencia de la SST del Pacífico tropical sobre la temperatura	148
5.2.1 SVD coetáneo.....	148
5.2.1.1 Reconstrucción de la temperatura estacional.....	153
5.2.2 SVD con retrasos estacionales	157
5.2.2.1 Reconstrucción de la T estacional utilizando SVD_Lag	164
5.3 Predicción de la temperatura estacional usando SVD_Lag	170
5.4 Discusión y conclusiones.....	177

<u>6.</u> Variabilidad y predictibilidad estacional del caudal	183
6.1 Variabilidad del caudal.....	184
6.1.1 Variabilidad intra-anual del caudal	184
6.1.2 Análisis de tendencias	185
6.1.3 Análisis de Componentes Principales.....	188
6.2. Influencia de la SST del Pacífico tropical sobre el caudal	191
6.2.1 SVD casi-coetáneo en la estación húmeda	191
6.2.2 SVD coetáneo en la estación seca	197
6.2.3. Reconstrucción del caudal estacional	199
6.2.4 SVD con retrasos estacionales	207
6.2.4.1 Reconstrucción del caudal estacional utilizando SVD_Lag	213
6.3 Predicción del Q estacional	217
6.4 Discusión y conclusiones.....	224
<u>7.</u> Resumen y Conclusiones	235
Precipitación	236
Temperatura del Aire	243
Caudal	246
<u>8.</u> Bibliografía.	251
Apéndice.	285
A.1 Lista de estaciones de Precipitación y Temperatura	285
A.2 Lista de estaciones del Caudal	288

Resumen

Es bien conocido que la temperatura de la superficie del océano (SST), particularmente de la región tropical del Pacífico, es una de las variables más convenientes para ser utilizada como predictor climático. Los océanos son considerados como una fuente principal de almacenamiento de calor del planeta debido a la alta capacidad calorífica del agua. Cuando se libera esta energía, altera los regímenes globales de circulación atmosférica involucrando diversos mecanismos de teleconexión. Estos cambios en la circulación general de la atmósfera pueden afectar a la precipitación, la temperatura, el caudal y a otras variables hidrológicas a escala estacional, para diferentes regiones del planeta. Para el caso de Ecuador, país que se encuentra ubicado en el paralelo cero, este se ve afectado directamente por diferentes sistemas sinópticos que ocurren durante el año, los cuales regulan su clima, así como su variabilidad climática. Así por ejemplo, la variabilidad de la precipitación sobre Ecuador, particularmente en la región Costera, es el resultado de los sistemas sinópticos que dominan el sector y especialmente de las anomalías positivas de temperatura que ocurren en la superficie del Océano Pacífico tropical en diferentes meses del año. Estas precipitaciones han ido incrementándose desde inicios del siglo XXI, perjudicando la economía, a la población, carreteras y en definitiva el desarrollo del país. En este sentido, no cabe duda que estudiar la influencia de la SST del Pacífico tropical sobre las variables hidrometeorológicas de Ecuador es el punto de partida para la generación de predicciones climáticas de mayor calidad que sirvan

como base para la adopción de decisiones en el ámbito de gestión de la agricultura, pesca, gestión del agua, turismo, transporte, energía y riesgos climáticos, sectores todos ellos que necesitan con urgencia información de base científica para planificar sus actividades. Así, el objetivo general de esta Tesis es el análisis de la variabilidad climática de Ecuador y su predictibilidad a partir de las temperaturas de la superficie del mar en la región del Pacífico tropical.

El primer paso para el desarrollo de la Tesis, parte de un riguroso control de calidad de las series temporales de las variables hidrometeorológicas precipitación (P), temperatura (T) y caudal (Q) que han sido cedidas por el Instituto Nacional de Meteorología de Ecuador (INAMHI). Este proceso toma en cuenta, el mayor número de estaciones disponibles, la mayor longitud de las series de datos, la menor cantidad de datos faltantes, la distribución espacial de las estaciones sobre el país y por último, la homogeneidad de las series de datos seleccionadas aplicando varias metodologías con el fin de obtener la mejor representación de estas variables en el periodo más reciente. De este proceso, se han seleccionado un total de 34 estaciones meteorológicas que albergan las series temporales de precipitación y temperatura, mientras que para las series de caudal se consideraron 45 estaciones hidrológicas, para un periodo de tiempo de 37 años, correspondiente a 1979-2015.

El siguiente paso consiste en la exploración de la variabilidad espacial y temporal de la precipitación, temperatura y caudal en Ecuador, durante el periodo de 1979 – 2015, a través del análisis de componentes principales (PCA) y un análisis de tendencias. En segundo lugar se explora la capacidad predictiva de la SST del Pacífico tropical sobre dichas variables a escala estacional, aplicando el método de descomposición en valores singulares (SVD), tanto de forma coetánea o cuasi-coetánea como teniendo en cuenta retrasos estacionales entre la SST del Pacífico tropical y las variables precipitación, temperatura y caudal. Este proceso ha permitido

desarrollar esquemas de reconstrucción y de predicción para cada una de las variables de manera estacional para varios retrasos establecidos (de 1 hasta 4 estaciones). Además, el algoritmo de predicción utiliza el SVD a través de un proceso de validación cruzada *leave one out*, donde los dos principales modos de variabilidad del campo de la SST son usados como variables predictoras.

Esta metodología ha sido aplicada de forma similar a las variables P, T y Q en Ecuador, obteniendo como principal resultado que la variabilidad del clima de Ecuador, está influenciada en gran medida por el comportamiento de la SST del Pacífico tropical, en base a sus dos principales modos principales de variabilidad, el primero asociado con el fenómeno de El Niño canónico, mientras que el segundo modo de variabilidad está en la mayor parte de las ocasiones asociado con el fenómeno de El Niño Modoki, dependiendo de la variable y la estación del año consideradas. Se demuestra así, que ambos modos de la SST del Pacífico tropical se encuentran acoplados con las variables hidrometeorológicas de Ecuador. Sin embargo, la magnitud de este acoplamiento difiere dependiendo de la variable, la estación del año y la región del país.

En este sentido, se encuentra que El Niño canónico es el principal forzamiento de las precipitaciones de una gran parte de localidades ubicadas en la región Costa y de un más débil, pero sin embargo importante vínculo con la P de las regiones ubicadas en la región de los Andes y Amazonía, que se presenta en todas las estaciones del año. Por otro lado, el segundo modo de variabilidad de la SST del Pacífico tropical, asociado al fenómeno de El Niño Modoki, muestra correlaciones significativas en localidades distribuidas en la región de los Andes, demostrando así, que ambos modos están fuertemente acoplados con la precipitación estacional de Ecuador. El esquema de predicción revela que la variabilidad de la P estacional en muchas localidades del país (ubicadas en la región Costa y Andes), se puede predecir con una buena habilidad,

usando la variabilidad de la SST (asociada a los dos tipos de eventos El Niño) con un retraso de hasta dos estaciones.

Para la T estacional de Ecuador, los resultados indican que el primer modo de variabilidad de la SST del Pacífico tropical, asociado a El Niño canónico, muestra un predominio de fuertes correlaciones significativas en la mayoría de localidades de Ecuador en todos los trimestres de año. Sin embargo, añadir el segundo modo de variabilidad de la SST asociado a El Niño Modoki mejora la calidad de la predicción de la T estacional en algunas regiones del país. De hecho, las series de T predichas, representan de forma considerable la variabilidad temporal de la temperatura, para muchas localidades. Así, el hecho de combinar el uso de los dos modos (El Niño canónico + El Niño Modoki) de la SST del Pacífico tropical permite realizar la predicción de la T estacional de Ecuador sobre un mayor número de localidades y a más largo plazo en el tiempo.

Por último, la variabilidad espacio temporal de los caudales de los ríos de Ecuador y su predictibilidad a partir de la SST del Pacífico Tropical, para las temporadas de febrero a abril (FMA), meses que presentan el Q máximo en la estación húmeda en Ecuador, y de junio a agosto (JJA), correspondiente a la estación seca, ha sido analizada. La variabilidad del Q en las estaciones FMA y JJA viene explicada principalmente por un primer modo asociado con el patrón espacial de El Niño canónico y un segundo modo asociado a El Niño Modoki, similarmente a los resultados encontrados para la variable precipitación. A partir del estudio de la predicción del Q, los resultados indican que el primer modo de variabilidad de la SST del Pacífico tropical tiene la capacidad de predecir el Q de FMA y JJA en localidades ubicadas en su mayoría en la región de la Costa, con hasta 9 meses de adelanto. Por otro lado el segundo modo de la SST del Pacífico tropical muestra una marcada influencia que, aunque en menor

medida, se mantiene hasta con cuatro estaciones de retraso para el Q de FMA y JJA de una gran parte de localidades ubicadas en la región de los Andes.

Además, esta Tesis Doctoral expone un breve análisis sobre los mecanismos involucrados en la predicción estacional de la precipitación, la temperatura del aire y caudal de los ríos en Ecuador. Un aspecto muy relevante de este trabajo ha sido la exploración de la influencia de El Niño Modoki sobre las variables hidrometeorológicas en Ecuador, incorporando este fenómeno como predictor, lo que ha permitido desarrollar esquemas de predicción que mejoran las predicciones obtenidas hasta el momento que usan los índices de teleconexión asociados al fenómeno ENSO, tanto en la habilidad de reconstruir las series temporales de precipitación, temperatura y caudal, como en la mayor antelación temporal con la que se pueden predecir estas variables.

Así, por todo lo anteriormente expuesto, la investigación llevada a cabo en esta Tesis Doctoral contribuye a la comprensión de la variabilidad climática de Ecuador y su predictibilidad. Los resultados encontrados, así como los métodos propuestos, pueden ser utilizados con fines predictivos, dando lugar al desarrollo de políticas de gestión y planificación de los recursos hídricos en Ecuador.

Lista de figuras

- Figura 1.1. Diagramas del comportamiento del sistema acoplado océano-atmósfera en el Pacífico tropical que ilustran el fenómeno ENSO, bajo la superficie (termoclina), en la superficie (SST, SLP y vientos cercanos a la superficie) y en la atmósfera (célula de Walker), bajo a) condiciones normales, b) eventos El Niño y c) eventos La Niña. Fuente: NOAA Pacific Marine Environmental Laboratory.
- Figura 2.1. Mapa físico de Ecuador, mostrando sus 3 principales regiones naturales: Costa, Andes y Amazonía.
- Figura 2.2. a) Mapa de isotermas, generado a partir de promedios anuales de temperatura para el periodo 1979-2015, b) Mapa de isoyetas generado a partir de los promedios anuales de precipitación para el periodo 1979-2015, c) Mapa de la distribución de las cuencas hidrográficas según sus vertientes en Ecuador. Fuente: INAMHI (2008).
- Figura 2.3. Mapas con la distribución de estaciones meteorológicas e hidrológicas activas. Fuente: INAMHI.
- Figura 2.4. Mapas con las ubicaciones de las estaciones meteorológicas e hidrológicas seleccionadas al superar el control de calidad de los datos, que aportan los datos de a) T y P mensual, y b) Q mensual.
- Figura 2.5. Mapa de la ubicación aproximada de las áreas de la SST utilizadas para el cálculo de los índices de teleconexión referentes al ENSO.

- Figura 2.6. Diferencias entre los patrones de anomalías de la SST del Pacífico tropical, que representan condiciones del evento a) El Niño canónico en el trimestre DEF (diciembre, enero y febrero) del año 1997-1998, y b) El Niño Modoki en el trimestre DEF del año 1992-1993.
- Figura 4.1. Ciclo anual de la P (mm) en diferentes localizaciones distribuidas por las principales regiones naturales de Ecuador, para el periodo de 1979 – 2015.
- Figura 4.2. Distribución espacial de las tendencias de la P mensual (% por año) durante el periodo 1979–2015. Se muestran las tendencias significativas al nivel de confianza del 95% (color negro) y tendencias no significativas (sin relleno).
- Figura 4.3. Como la Figura 4.2, pero para la P estacional.
- Figura 4.4. Mapa de correlaciones (factores de carga) de los 2 primeros modos de variabilidad (en columnas) de la P estacional obtenidos mediante el PCA. Solo se representan las correlaciones significativas al nivel de confianza del 95%.
- Figura 4.5. Series PCs (columnas) correspondientes a los dos primeros modos de variabilidad de la P estacional en Ecuador durante el periodo 1979-2015.
- Figura 4.6. Principales modos de variabilidad (mapas homogéneos) de la SST obtenidos del SVD coetáneo entre los campos estacionales de la SST del Pacífico tropical y la P en Ecuador, durante el periodo 1979-2015.
- Figura 4.7. Correlaciones móviles (ventana de 15 años) entre las series de los coeficientes de expansión estandarizados de (a) el primer modo de la SST y (b) el segundo modo de la SST, y los diferentes índices de teleconexión asociados con el fenómeno de El Niño. Las líneas discontinuas representan el umbral del nivel de confianza del 95%.
- Figura 4.8. Coeficientes de expansión asociados al primer y segundo modos acoplados de la SST estacional del Pacífico tropical y la P en Ecuador.
- Figura 4.9. Mapas de correlaciones heterogéneas de la P estacional de Ecuador asociados a los modos 1 y 2 de la SST estacional del Pacífico tropical. Sólo se representan las correlaciones que son estadísticamente significativas al nivel de confianza del 95%.

- Figura 4.10 Mapas de anomalías estacionales obtenidas del análisis de composites para los campos de (a) velocidad vertical ($\times 10^{-3} Pa s^{-1}$) promediada sobre la banda latitudinal 5°N–5°S, (b) potencial de velocidad en 200 h Pa ($\times 10^6 m^2 s^{-1}$) sobre la banda latitudinal 30°S–30°N, y (c) SST en el Pacífico tropical. El triángulo centrado en 79°W en el panel (a) indica la ubicación de Ecuador.
- Figura 4.11. Coeficientes de correlación entre las series originales y reconstruidas de P estacional, obtenidos a través del análisis de regresión usando el primer modo (modo_1), segundo modo (modo_2) y los dos modos (modo 1+2) de la SST del Pacífico tropical. Sólo se representan las correlaciones significativas al nivel de confianza del 90%.
- Figura 4.12. Raíz del error cuadrático medio (%) de las series reconstruidas con respecto a las series observadas de P, usando el modo_1 , modo_2 y los dos modos (modo 1+2) de la SST del Pacífico tropical obtenidos a partir del SVD coetáneo de la SST estacional del Pacífico tropical y la P de Ecuador.
- Figura 4.13. Series temporales de la P (mm) en la estación DEF en cuatro localidades diferentes (triángulos rojos en el mapa de Ecuador). Se presenta la serie de P observada (línea negra) y la serie reconstruida usando el modo_1 de la SST (línea verde), el modo_2 (línea azul) y los modos 1+2 (línea roja). Los valores dentro de los cuadrados indican las correlaciones entre las series observadas y las
- Figura 4.14. Como la Figura 4.13, pero para MAM.
- Figura 4.15. Como la Figura 4.13, pero para JJA.
- Figura 4.16. Como la Figura 4.13, pero para SON.
- Figura 4.17. Patrones espaciales de los modos (a) primero y (b) segundo de la SST estacional obtenidos a través del SVD_Lag entre las anomalías de la SST y la P en Ecuador, con retrasos de 1 a 4 estaciones (columnas de derecha a izquierda).
- Figura 4.18. Correlación entre los índices de teleconexión y los coeficientes de expansión de los dos modos (modo_1 y modo_2) de variabilidad de la SST estacional del Pacífico tropical, obtenidos del SVD_Lag, en el

periodo 1979–2015. Solo las correlaciones significativas al nivel de confianza del 90% son mostradas.

- Figura 4.19. Mapas de correlaciones heterogéneos obtenidos del análisis SVD_Lag entre los campos estacionales de la SST del Pacífico tropical y la P de Ecuador, para los retrasos de 1 a 4 estaciones (en columnas, de derecha a izquierda) a) a partir del modo_1 de la SST, y b) a partir del modo_2 de la SST. Sólo se representan las correlaciones que son estadísticamente significativas al nivel de confianza del 90%
- Figura 4.20. Coeficientes de expansión de los campos de SST (línea negra) y P (línea roja) asociados con a) el primer y b) el segundo modo acoplado obtenido del SVD_Lag, para los retrasos de 1 a 4 estaciones (columnas de derecha a izquierda). Para cada retraso se muestra el valor de la fuerza de acoplamiento (SC) entre los campos.
- Figura 4.21. Patrones de anomalías estacionales de los campos atmosféricos obtenidos del análisis de composites asociados al primer modo (EN) del SVD_Lag (a) potencial de velocidad en 200 hPa ($\sim 10^{-6}$ m²s⁻¹) sobre la banda latitudinal 30°S–30°N y (b) velocidad vertical ($\sim 10^{-3}$ Pa s) promediada sobre 5°N–5°S. El triángulo en el panel inferior está centrado en 79°W, indicando la ubicación de Ecuador.
- Figura 4.22. Como la Figura 4.21, pero para el segundo modo de la SST (ENM) del SVD_Lag.
- Figura 4.23. Mapas de correlaciones y b) raíz del error cuadrático medio (%), de las series reconstruidas con respecto a las series observadas de P, empleando los coeficientes de expansión asociados a los modos 1+2 de la SST del Pacífico tropical, obtenidos del SVD_Lag. Sólo se representan las correlaciones significativas al 90% de confianza para los retrasos de 1 a 4 estaciones (en columnas de derecha a izquierda).
- Figura 4.24. Primer (a) y segundo (b) modo de la SST del Pacífico tropical obtenidos mediante el análisis SVD_Lag entre las anomalías de P de DEF y las anomalías de la SST a un año de retraso (Lag4/DEF), para el periodo 1979-2015. En cada ejecución del análisis fue eliminado el año indicado en la parte superior de cada mapa.

- Figura 4.25. Fuerza de acoplamiento para el primer (a) y segundo (b) modos obtenidos en el SVD_Lag empleando el leave one out, para cada estación y cada uno de los retrasos establecidos.
- Figura 4.26. Mapas de correlaciones entre las series originales de la P y las predichas empleando los coeficientes de expansión del modo_1 (panel superior) y modo_2 (panel inferior) de la SST del Pacífico tropical obtenidos del SVD_Lag. Sólo se representan las correlaciones significativas al 90% para los retrasos de 1 a 4 estaciones (en columnas de derecha a izquierda).
- Figura 4.27. Raíz del error cuadrático medio (%) de las series predichas con respecto a las series observadas de P a partir del primer y segundo modo de la SST.
- Figura 4.28. Mapas de correlaciones entre las series originales de P y las predichas empleando los coeficientes de expansión asociados al modo 1+2 de la SST del Pacífico tropical, obtenidos del SVD_Lag. Sólo se representan las correlaciones significativas al 90% para los retrasos de 1 a 4 estaciones (en columnas de derecha a izquierda).
- Figura 4.29. Series originales (línea negra) y predichas (línea roja) de la P durante las estaciones de DEF, MAM, JJA y SON, usando el modo 1+2 de variabilidad de la SST del Pacífico tropical de la estación previa (Lag1). En negro se indica la estación correspondiente, así como su ubicación en el mapa de Ecuador, y en rojo se muestra el valor de la correlación entre la serie original y la predicha.
- Figura 5.1. Ciclo anual de la T (°C) en diferentes localizaciones distribuidas por las principales regiones naturales de Ecuador, para el periodo de 1979 -2015.
- Figura 5.2. Distribución espacial de las tendencias de la T estacional (°C por año) durante el periodo 1979–2015. Se muestran las tendencias significativas al nivel de confianza del 95% (color negro) y tendencias no significativas (sin relleno).
- Figura 5.3. Mapa de correlaciones (factores de carga) de los dos primeros modos de variabilidad (en columnas) de la T estacional obtenidos mediante el PCA. Solo se representan las correlaciones significativas al nivel de confianza del 95%.
- Figura 5.4. Series PCs (columnas) correspondientes a los dos primeros modos de variabilidad de la T estacional en Ecuador durante el periodo 1979-2015.

- Figura 5.5. Principales modos de variabilidad (mapas homogéneos) de la SST obtenidos del SVD coetáneo entre los campos estacionales de la SST del Pacífico tropical y la T en Ecuador, durante el periodo 1979-2015.
- Figura 5.6. Coeficientes de expansión asociados al primer y segundo modo acoplado entre la SST del Pacífico tropical y la T en Ecuador.
- Figura 5.7. Mapas de correlaciones heterogéneos asociados al primer y segundo modo acoplado entre la SST del Pacífico tropical y la T de Ecuador.
- Figura 5.8. Coeficientes de correlación entre las series originales y reconstruidas de la T estacional, obtenidos a través del análisis de regresión usando el modo_1, modo_2 y la unión de los dos modos (modo 1+2) de la SST del Pacífico tropical. Sólo se representan las correlaciones significativas al nivel de confianza del 90%.
- Figura 5.9. Raíz del error cuadrático medio (°C) entre las series originales y reconstruidas de T, utilizando el modo_1 del SVD de la SST del Pacífico tropical, el modo_2, y los dos modos (modo 1+2).
- Figura 5.10. Primer (a) y segundo (b) modo de la SST obtenido a través del SVD_Lag entre las anomalías de la SST y la T en Ecuador, con retrasos de 1 a 4 estaciones (columnas de derecha a izquierda).
- Figura 5.11. Correlación entre los índices de teleconexión y los coeficientes de expansión de los dos modos (modo_1, modo_2) de variabilidad de la SST estacional del Pacífico tropical, obtenidos del SVD_Lag, en el periodo 1979–2015. Solo las correlaciones significativas al nivel de confianza del 90% son mostradas.
- Figura 5.12. Mapas de correlaciones heterogéneos obtenidos del análisis SVD_Lag entre los campos estacionales de la SST del Pacífico tropical y la T de Ecuador, para los retrasos de 1 a 4 estaciones (en columnas, de derecha a izquierda) a) a partir del modo_1 de la SST, y b) a partir del modo_2 de la SST. Sólo se representan las correlaciones que son estadísticamente significativas al nivel de confi
- Figura 5.13. Coeficientes de expansión de los campos de SST (línea negra) y T (línea roja) asociados con el primer y segundo modo acoplado obtenido del SVD_Lag, para los retrasos de 1 a 4 estaciones (columnas de derecha a izquierda).

- Figura 5.14. Mapas de correlaciones entre las series originales y las reconstruidas de la T empleando el coeficiente de expansión asociado al primer (a) y segundo (b) modo de la SST del Pacífico tropical, obtenido del SVD_Lag. Sólo se representan las correlaciones significativas al 90% para los retrasos de 1 a 4 estaciones (en columnas de derecha a izquierda).
- Figura 5.15. Raíz del error cuadrático medio (°C) de las series reconstruidas con el modo_1 (a) y con el modo_2 (b) de la SST del Pacífico tropical, respecto a las series originales de T, para cada retraso establecido.
- Figura 5.16. Mapas de correlaciones (a) y la raíz del error cuadrático medio (b) entre las series originales y las reconstruidas de la T empleando los coeficientes de expansión de los dos primeros modos de variabilidad de la SST del Pacífico tropical, obtenidos del SVD_Lag. Sólo se representan las localizaciones con correlaciones significativas al 90% de confianza para los retrasos de 1 a 4 estaciones (en columnas de derecha a izquierda).
- Figura 5.17. Mapa de correlaciones entre las series originales y las predichas de la T empleando el coeficiente de expansión del modo_1 (a) y del modo_2 (b) de la SST del Pacífico tropical obtenido del SVD_Lag. Sólo se representan las correlaciones significativas al 90% para los retrasos de 1 a 4 estaciones (en columnas de derecha a izquierda).
- Figura 5.18. Raíz del error cuadrático medio (°C) de las series de T predichas a partir del modo_1 (a) y del modo_2 (b) de la SST del Pacífico tropical, respecto a las series originales de la T para cada retraso establecido. Solo se representan los valores de correlación significativos al 90%.
- Figura 5.19. Mapas de correlaciones (a) y raíz del error cuadrático medio (b) entre las series originales y las reconstruidas de T empleando los coeficientes de expansión combinados de los modos 1 y 2 de la SST del Pacífico tropical, obtenidos del SVD_Lag. Sólo se representan las correlaciones significativas al 90% para los retrasos de 1 a 4 estaciones (en columnas de derecha a izquierda).
- Figura 5.20. Series originales (línea negra) y series predichas (línea roja) de la T durante las estaciones de DEF, MAM, JJA y SON, usando los modos combinados 1 y 2 de variabilidad de la SST del Pacífico tropical a dos estaciones de retraso (Lag2). En negro se indica la localidad correspondiente y en rojo se muestran los valores de correlación entre ambas series, respectivamente. El mapa muestra la ubicación de cada localidad.

- Figura 5.21. Como en la Figura 5.20 para la T de MAM a cuatro estaciones de retraso (Lag4).
- Figura 6.1. Ciclos anuales del Q (m³/s) en varias localidades distribuidas por Ecuador, durante el periodo 1979 – 2015.
- Figura 6.2 D Distribución espacial de las tendencias mensuales del Q (en % respecto a su media mensual), durante el periodo 1979 – 2015. La significación de las tendencias al nivel de confianza del 95% está indicada por los triángulos sólidos.
- Figura 6.3 R Resultados del PCA. a) Mapa de correlaciones (factores de carga) de los 2 primeros modos de variabilidad (en columnas de izquierda a derecha) del Q de FMA (primera fila) y del Q de JJA (segunda fila), durante el periodo 1979-2015. Solo se representan las correlaciones significativas al nivel de confianza del 95%. b) Series PCs (columnas de izquierda a derecha) correspondientes a los 2 primeros modos de variabilidad del Q de FMA y JJA.
- Figura 6.4. Modos principales de la SST (panel superior), mapas de correlación heterogéneos (centro) y series de coeficientes de expansión estandarizados (abajo) de la SST (rojo) y del Q (azul), determinados a partir del SVD entre campos cuasi-coetáneos de la SST del Pacífico tropical en DEF y el Q de FMA en Ecuador, durante el período 1979-2015. Los mapas heterogéneos solo incluyen valores significativos al nivel de confianza del 95%.
- Figura 6.5. Correlaciones móviles (ventanas de 15 años) entre la serie de coeficientes de expansión estandarizados de a) el primer modo de la SST de DEF, y b) el segundo modo de la SST de DEF y los diferentes índices de teleconexión en DEF asociados al fenómeno ENSO. Las líneas discontinuas representan el umbral del nivel de confianza del 95%.
- Figura 6.6. Mapas de anomalías en DEF obtenidos del análisis de composites para eventos extremos de El Niño canónico y El Niño Modoki, para los campos de (a) la SST del Pacífico Tropical, (b) el potencial de velocidad a 200 hPa ($\times 10^6$ m²/s) y (c) la velocidad vertical ($\times 10^{-3}$ Pa /s) promediada sobre la banda latitudinal 5° N – 5° S.
- Figura 6.7. Como la Figura 6.4 pero para la SST del Pacífico tropical en JJA y el Q de JJA.

- Figura 6.8. Correlaciones móviles (ventanas de 15 años) entre las serie de los coeficientes de expansión estandarizados de a) el primer modo, y b) el segundo modo de la SST de JJA y los diferentes índices de teleconexión asociados al fenómeno del ENSO en JJA. Las líneas discontinuas representan el umbral del nivel de confianza del 95%.
- Figura 6.9 (a) Coeficientes de correlación significativos (nivel de confianza del 95%) entre las series originales y reconstruidas del Q obtenidas a través de un análisis de regresión multivariante utilizando los coeficientes de expansión asociados con los dos primeros modos de variabilidad de la SST del Pacífico tropical. (b) Error cuadrático medio (%) de las series de Q reconstruidas con respecto
- Figura 6.10. Series de Q de FMA (m³/s) en seis localizaciones diferentes (puntos rojos en el mapa de Ecuador). Se representan las series de Q observadas (línea negra) y las reconstruidas usando el modo_1 de la SST de DEF (línea verde), el modo_2 (línea azul) y ambos modos (línea roja). Los valores dentro de los cuadrados indican las correlaciones entre las series observadas y reconstruidas
- Figura 6.11. Como la Figura 6.10 pero para el Q de JJA.
- Figura 6.12. Mapas de anomalías (%) del Q observado (izquierda) y reconstruido (derecha) para JJA en 1997 (fila superior) y para FMA en 1998 (fila inferior).
- Figura 6.13. Primer (panel superior) y segundo (panel inferior) modo de variabilidad acoplado de la SST estacional y el Q de FMA, obtenidos a través del SVD_Lag con retrasos de 1 a 4 estaciones (columnas de derecha a izquierda). Para cada modo se muestran los patrones espaciales de los modos de variabilidad de la SST estacional (primera fila), los mapas de correlación heterogéneos para el Q de FMA
- Figura 6.14. Como la Figura 6.13 pero para el Q de JJA.
- Figura 6.15. Correlaciones significativas al nivel de confianza del 90% entre los índices de teleconexión y los coeficientes de expansión de los dos modos principales de variabilidad de la SST del Pacífico tropical, en el periodo 1979–2015, para el trimestre a) FMA y b) JJA.

- Figura 6.16. a) Mapas de correlación entre las series originales y las reconstruidas del Q de FMA empleando el coeficiente de expansión asociado al primer modo (primera fila), al segundo modo (segunda fila), y el modo 1+2 (tercera fila) de la SST estacional del Pacífico tropical a Lag desde 1 hasta 4 estaciones, obtenidos del SVD_Lag. b) Raíz del error cuadrático medio (%) de las series reconstruida
- Figura 6.17. Como la Figura 6.16 pero para el Q de JJA.
- Figura 6.18. a) Mapas de correlación entre las series originales y las series predichas del Q de FMA empleando el coeficiente de expansión asociado al primer modo (primera fila), el segundo modo (segunda fila), y el modo 1+2 (tercera fila) de la SST estacional del Pacífico tropical a Lag desde 1 hasta 4 estaciones, obtenidos del SVD_Lag. b) Raíz del error cuadrático medio (%) de las series predichas
- Figura 6.19. Como la Figura 6.18 pero para el Q de JJA.
- Figura 6.20. Series originales (línea negra) y predichas (línea roja) del Q de FMA usando el modo 1+2 de variabilidad de la SST del Pacífico tropical en DEF (Lag1/FMA). En negro se indica la localidad correspondiente y en rojo se muestran los valores de correlación entre ambas series. El mapa muestra la ubicación de cada localidad.
- Figura 6.21. Como la Figura 6.19 pero para el Q de JJA con la predicción a una estación de retraso (Lag1/JJA).

Lista de tablas

- Tabla 2.1. Pisos climáticos en Ecuador.
- Tabla 2.2. Descripción resumida de los índices de teleconexión utilizados en este estudio.
- Tabla 3.1. Eventos de El Niño canónico (EN), La Niña canónica (LN), El Niño Modoki (ENM) y La Niña Modoki (LNM) durante el periodo 1979-2015 en sus diferentes estaciones. Los años en común se muestran en rojo.
- Tabla 4.1. Valores de correlación entre los índices de teleconexión y los coeficientes de expansión de los dos modos de variabilidad de la SST del Pacífico tropical, en el periodo 1979–2015. Los valores en negrita indican que la correlación es significativa al nivel de confianza del 95%.
- Tabla 6.1. Porcentaje de estaciones que muestran tendencias negativas, positivas y significativas (a un nivel de confianza del 95%) en el Q mensual.
- Tabla 6.2. Valores de correlación entre los índices del ENSO en DEF y las dos primeras series temporales de los coeficientes de expansión de la SST en DEF del Pacífico tropical, durante el periodo 1979-2015. Los valores de correlación significativos al nivel de confianza del 95% se muestran en negrita.
- Tabla 6.3. Lista de años correspondientes a eventos El Niño canónico y El Niño Modoki utilizados en el análisis de composites. La selección de años se ha realizado para la estación de DEF, en base a los años en los que los índices El Niño 3 o El Niño Modoki presentan un valor igual o mayor a 0.5 desviaciones estándar. Para el análisis de composites, sólo los años sin coincidencia de los dos tipos de eventos han sido considerados (años en negrita).

Tabla 6.4. Valores de correlación entre los índices del ENSO en JJA y las series temporales de los coeficientes de expansión de los dos primeros modos de la SST del Pacífico tropical en JJA, para el periodo 1979-2015. Los valores de correlación significativos al nivel de confianza del 95% se muestran en negrita.

Lista de Acrónimos

CIIFEN	Centro de investigación del fenómeno del niño
DEF	Enero, febrero, marzo
EN	El Niño
ENC	El Niño canónico
ENM	El Niño Modoki
ENSO	El Niño – Oscilación del Sur
ESRL	Earth System Research Laboratories
FMA	Febrero, marzo, abril
hPa	hectopascales
INAMHI	Instituto de Meteorología e Hidrología de Ecuador
INOCAR	El Instituto Oceanográfico de la Armada del Ecuador
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
JJA	Junio, Julio, Agosto
LN	La Niña
LNC	La Niña canónico
LNМ	La Niña Modoki
MAM	Marzo, abril, mayo

MEI	Multivariante ENSO Index
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
OMM	Organización meteorológica mundial
P	Precipitación en Ecuador
PCA	Análisis de componentes principales
Q	Caudal de los ríos
RE	Error esperado
SCF	Fracción de covarianza cuadrada
SNHT	Standard normal homogeneity test
SOI	Southern Oscillation Index
SON	Septiembre, octubre, noviembre
SST	Temperatura superficial del mar
SVD	Descomposición en valores singulares
T	Temperatura del aire en Ecuador
TNI	Trans-Niño Index
VPOT	Potencial de velocidad
vv	Velocidad vertical
ZCIT	Zona de convergencia inter tropical

Capítulo 1

Introducción e información general

Este capítulo presenta una revisión de los antecedentes que han dado lugar a la realización de la presente Tesis. El principal objetivo de este trabajo es analizar la variabilidad climática y predictibilidad de las variables hidrometeorológicas: precipitación, temperatura del aire y caudal en Ecuador. Esta variabilidad está especialmente influenciada por la temperatura superficial del mar (en adelante SST, del inglés Sea Surface Temperature) de la región del Pacífico tropical, pudiendo ser una fuente para la predicción del clima en el país. Así, en este Capítulo, se realiza una revisión bibliográfica del campo de estudio donde se inscribe la temática general de esta Tesis, así como de los trabajos referidos de forma concreta al estudio de la variabilidad climática en Ecuador. Además, se expone la importancia y necesidad de plantear este estudio. Por último, se presentan los objetivos perseguidos en este trabajo, y se realiza una síntesis de la temática que se desarrollará en cada capítulo.

1.1 La interacción entre océano y atmósfera

El clima de la tierra es consecuencia del vínculo que existe entre los cinco subsistemas que componen el sistema climático (atmósfera, hidrosfera, litosfera, biosfera y criosfera), los cuales interactúan unos con otros de forma compleja, estableciendo transferencias de materia, energía y momento. Cuando hablamos de variabilidad temporal y predicciones mensuales o estacionales se vuelve imprescindible analizar las interacciones entre la hidrosfera (formada en su mayor parte por los océanos) y la atmósfera. El comportamiento de la atmósfera está fuertemente vinculado al de los océanos, y viceversa. Entre ambos existe una fuerte interacción en la que hay distintos procesos involucrados, lo que, de cara a su estudio y modelización, equivale a decir que están acoplados. Por una parte los océanos ayudan a regular la temperatura en la parte inferior de la atmósfera, mientras que por otra, la atmósfera es en gran parte responsable de la circulación del agua del océano a través de las corrientes marinas.

Los primeros estudios realizados del acoplamiento océano-atmósfera por parte de Bjerknes (1964, 1972) y Wyrski (1975) son en la actualidad una de las piedras angulares en la comprensión de la dinámica climática. Este acoplamiento océano-atmósfera se puede entender a partir de cómo una anomalía del mar a gran escala, donde la SST induce el calentamiento o enfriamiento diabático de la atmósfera, altera la circulación atmosférica y, por tanto, la intensidad del viento y los flujos de calor en la superficie del océano. A su vez, las variaciones de la intensidad del viento modifican la estructura y la circulación térmica del océano, influyendo en una serie de retroalimentaciones positivas que refuerzan

la anomalía inicial de la SST. Esta interacción océano-atmósfera, no es lineal, lo que complica su estudio y comprensión.

Un factor fundamental a considerar en este proceso, es la energía que llega a la tierra procedente del sol. Más del 99.9 % de la energía que recibe este sistema (tierra, atmósfera, océano) recibe proviene del Sol. Esta radiación solar al pasar por la atmósfera sufre un proceso de debilitamiento por la dispersión (debida a los aerosoles), la reflexión (por las nubes) y la absorción (por las moléculas de gases y por partículas en suspensión), por lo tanto, la radiación solar reflejada o absorbida por la superficie terrestre (océano o continente) es menor a la del tope de la atmósfera. Dependiendo de la longitud de onda de la energía transmitida, del tamaño y naturaleza de la sustancia que modifica la radiación, esta absorbe energía solar y la vuelven a irradiar en forma de calor en todas direcciones por unidad de tiempo, en una cantidad aproximadamente constante. La atmósfera es bastante transparente a esta radiación entrante, a diferencia de los océanos donde la energía que llega es en gran parte absorbida por la capa superficial. Al ser la tierra esférica y rotar alrededor del sol con un cierto ángulo de inclinación, la cantidad de calor que recibe la atmósfera y, por ende, el océano, varía con la latitud y la estación del año encontrándose que el balance energético entre la radiación solar entrante y la radiación saliente de onda larga, las regiones polares presentan un déficit y las ecuatoriales un superávit, generando así una diferencia de temperatura entre los polos y el ecuador que proporciona la energía necesaria para inducir las circulaciones oceánicas y atmosféricas. De esta manera, el grado de acoplamiento entre el océano y la atmósfera varía entre las diferentes regiones del planeta. Por ejemplo, en los trópicos el acoplamiento es muy fuerte porque la intensidad

del viento es, en gran parte, controlada por SST ecuatorial. En las latitudes medias, la circulación atmosférica depende de la SST local en un grado mucho más débil, lo que implica un acoplamiento dinámico más débil.

En este sentido, el concepto de acoplamiento océano-atmósfera es crucial para explicar las propiedades del fenómeno conocido como El Niño-Oscilación del Sur (en adelante ENSO, del inglés El Niño-Southern Oscillation), que hace referencia a dos fenómenos que ocurren en el Pacífico tropical: El Niño (en el océano) y la Oscilación del Sur (en la atmósfera). El primero consiste en un calentamiento anómalo de la SST del Pacífico tropical, lo que viene acompañado por intensas precipitaciones en las regiones costeras colindantes. El segundo, describe un fenómeno atmosférico relacionado con una variación a gran escala del sistema de presión atmosférica del trópico, que produce cambios en los vientos alisios en el Pacífico y, en consecuencia, altera el patrón global de precipitaciones. Así, el fenómeno del ENSO es una de las manifestaciones más importantes de la interacción entre el océano y la atmósfera, el cual modifica los patrones de precipitación y temperatura (Ropelewski y Halpert 1987, 1996; Jones y Trewin, 2000; IPCC, 2007), además de tener gran influencia en el caudal de muchas regiones del planeta (Coulibaly y Burn, 2005; Gámiz-Fortis et al., 2008a y b; Hidalgo-Muñoz et al., 2011; Hernández-Martínez et al., 2014).

Como se ha mencionado anteriormente, los signos principales para identificar al ENSO vienen dados por sus componentes oceánica y atmosférica, la Figura 1.1 ilustra una versión simplificada de cómo es el flujo de aire, la presión a nivel del mar (SLP, del inglés sea level pressure) y la SST bajo diferentes condiciones: Normal (o neutral), El Niño (EN)

y La Niña (LN). En condiciones normales (Figura 1.1a), los vientos alisios a lo largo del ecuador soplan con fuerza de este a oeste. Esto empuja el agua superficial del Pacífico ecuatorial oriental hacia el oeste, donde se “acumula”. En el Pacífico oriental, el agua más fría aflora desde las profundidades del océano hasta la superficie para reemplazar el agua que desplazan los vientos. Parte del aire que se eleva en el Pacífico occidental, retorna seco por la troposfera superior hacia el este, produciendo una subsidencia de aire seco sobre América del Sur. A esta circulación se la denomina Célula de Walker. En condiciones de EN, mostradas en la Figura 1.1b, los vientos alisios del este se debilitan, lo que permite que el agua superficial más cálida del Océano Pacífico tropical occidental fluya hacia el este. A medida que esta piscina cálida se mueve hacia el este, la celda del Pacífico de la Circulación Walker se altera, en conjunción con anomalías positivas de la SST en esta región del Pacífico (fase cálida). Por otro lado, las condiciones de LN (Figura 1.1c), podrían ser vistas como un realce de las condiciones normales, donde los vientos alisios se intensifican, lo que evita que el agua más cálida del oeste se mueva hacia el este, acumulando agua superficial cálida en el oeste, asociada a anomalías negativas de la SST en el Pacífico tropical oriental conocidas como "fase fría", las cuales se prolongan por varios meses consecutivos (Philander, 1990; Trenberth, 1996).

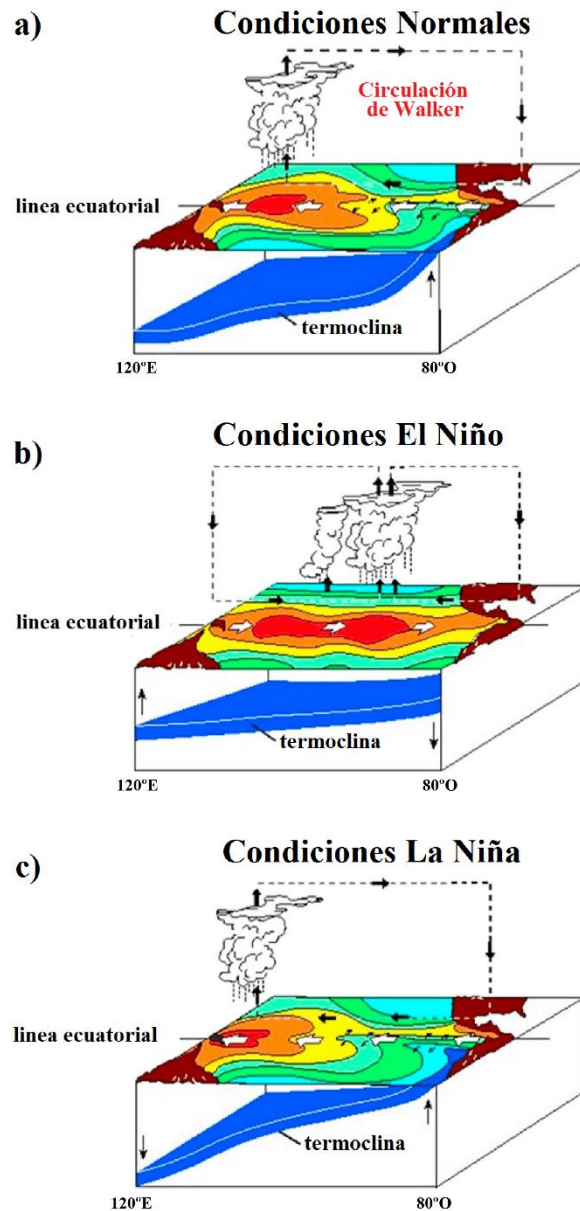


Figura 1.1. Diagramas del comportamiento del sistema acoplado océano-atmósfera en el Pacífico tropical que ilustran el fenómeno ENSO, bajo la superficie (termoclina), en la superficie (SST, SLP y vientos cercanos a la superficie) y en la atmósfera (célula de Walker), bajo a) condiciones normales, b) eventos El Niño y c) eventos La Niña. Fuente: NOAA Pacific Marine Environmental Laboratory.

El ENSO es considerado como un evento cíclico, pero no estrictamente periódico, ya que estas fases no se presentan con una frecuencia determinada. La señal interanual del

ENSO aparece en periodos que fluctúan entre 4 y 7 años, donde se presentan unas condiciones muy particulares, que tienen una duración promedio de 12 a 15 meses como resultado de interacciones acopladas entre el Océano Pacífico tropical y la atmósfera sobre él (Pabón, 2000). Es importante destacar que la intensidad de este evento no siempre estará directamente relacionada con los impactos que pueda generar, principalmente porque no existen eventos ENSO idénticos y los cambios estacionales en los patrones de la temperatura y de la precipitación asociados a ellos pueden variar. Así, cuando se esté ante uno de estos eventos (EN, o LN) de mayor intensidad, no está garantizado que las regiones típicamente afectadas lo estén de forma proporcional.

En un principio la mayoría de los estudios vinculados con el ENSO han estado dirigidos a caracterizar los impactos de eventos conocidos como El Niño Canónico (ENC, patrón convencional del ENSO), en función de su evolución temporal, (Philander, 1989; Rasmusson, 1983; Rasmusson y Carpenter, 1982). Además, de manera general a los eventos de ENSO se los ha clasificado según la región máxima de las anomalías de la SST, como en el Pacífico oriental y Pacífico central. Según esta clasificación, los eventos extremos registrados en los años de 1982-1983 y 1997-1998 fueron del tipo del Pacífico oriental y son también los de mayor magnitud e intensidad que se han conocido, sus efectos se sintieron de forma marcada en América Latina y el Caribe. Cuando los eventos de EN y LN son moderados tienden a clasificarse como eventos del Pacífico central (Takahashi et al., 2011; Feng et al., 2020). Por otro lado, El Niño registrado en el año 2015-2016 presentó temperaturas promedio en la SST que excedieron los 2C° en los primeros meses de año, sobre los valores normales medidos en el Centro-Este del Océano Pacífico tropical

(Martínez et al., 2017), convirtiendo a este evento según la Organización Meteorológica Mundial (OMM) como uno de los tres más fuertes registrados desde 1950, junto con los de 1982-1983 y 1997-1998. Esto resalta que los eventos de El Niño no siempre presentan características similares y que exhiben una amplia gama de comportamientos desde los de gran intensidad hasta eventos más débiles y moderados (Santoso et al., 2017).

Debido a las evidencias anteriores, la interpretación y conocimiento sobre los patrones espaciales de la SST del Pacífico tropical han ido evolucionado, pudiendo demostrar que la variabilidad de la SST en el Pacífico tropical no está asociada a un único tipo de episodio asociado con anomalías cálidas máximas en el Pacífico oriental ecuatorial (Ashok et al., 2007; Kao y Yu, 2009; Kug et al., 2009; Yeh et al., 2009). Al parecer, el patrón convencional de El Niño clásico o canónico (ENC) puede experimentar un determinado cambio en la frecuencia, amplitud y localización de las anomalías de distintas variables, por lo que se ha planteado la posibilidad de establecer un nuevo tipo de evento ENSO, cada vez más frecuente desde finales del último siglo. Este, muestra un patrón de calentamiento de la SST del Pacífico tropical diferenciado respecto a ENC, con anomalías máximas cálidas establecidas en el Pacífico ecuatorial central (Fu et al., 1986; Larkin y Harrison, 2005; Ashok et al., 2007; Yu y Kao, 2007) y anomalías frías bordeando las anteriores. Un ejemplo de este patrón espacial de la SST se pudo observar en el año 2004, donde el calentamiento de la SST se extendió más hacia el oeste (alcanzando valores máximos en torno a la línea internacional de cambio de fecha), mientras que las temperaturas en el Pacífico este y oeste eran más bajas de lo normal. Esto sugirió redefinir o renombrar dicho fenómeno utilizando el término El Niño Modoki (ENM), que en japonés

significa “similar pero diferente” (Ashok et al., 2007; Weng et al., 2007, 2009). Precisamente esta diferencia en el patrón de anomalías de la SST, que no siempre ocurre uniformemente, es el rasgo fundamental que diferencia ambos tipos de eventos ENSO (ENC y ENM). Si bien, ENM rara vez se observó antes de la década de 1980, el número de eventos registrados en el Pacífico central aumentado en las últimas tres décadas (Lee y McPhaden, 2010; Takahashi et al., 2011).

Diversos estudios demuestran que hay impactos significativos en las cantidades de precipitación mensual y estacional en varias regiones de América del Sur debido a la influencia de ENC en sus diferentes fases (ENC y LNC) (Ropelewski y Halpert, 1987, 1989; Aceituno, 1988; Rao et al., 1990; Grimm et al., 1998, 2000, 2003, 2004; Magaña y Ambrizzi, 2005; Silva et al., 2006; Xie et al., 2014; Rodrigues et al., 2011; Tedeschi et al., 2013, 2016; Amaya et al., 2014; Rodrigues y McPhaden 2014; Córdoba-Machado et al., 2015a, 2015b; Tedeschi y Collins, 2017; Martín-Gómez et al., 2020). De igual manera otros estudios muestran la relación compleja que existe entre la variabilidad de las precipitaciones y de las temperaturas en América tropical y la SST del Pacífico tropical, destacando el potencial impacto de ENM en el clima de estas regiones (Tedeschi y Collins, 2017; Córdoba-Machado et al., 2015a, 2015b; Tedeschi et al., 2013; Li et al., 2010). En el trabajo de Weng et al. (2009) se identificó un aumento de las precipitaciones en el sureste y una disminución en las zonas tropicales del noroeste de Sudamérica durante el ENM en enero-febrero-marzo. Estos estudios indican que el uso del tradicional ENC y la inclusión de ENM en modelos predictivos son de elevada relevancia, ya que hay indicios de que en condiciones de cambio climático, este patrón tenderá a intensificarse (Behera y Yamagata,

2018). De hecho, el registro observacional ya muestra un aumento sustancial de las fases extremas cálidas de ENM desde los años 70 (Taschetto et al., 2009), encontrándose que su inclusión mejora las predicciones estacionales de la precipitación en Colombia (Córdoba-Machado et al., 2015b).

Resumiendo lo planteado, el campo de investigaciones para tratar de comprender las múltiples caras del ENSO en cuanto a su intensidad y frecuencia, así como sus repercusiones en otras regiones es bastante amplio (Pozo-Vázquez et al., 2001; Giese y Ray, 2011; Johnson, 2013; Capotondi et al., 2015), lo que indica que los eventos ENSO pueden manifestarse en diferentes modos, aún más allá de los dos patrones principales (Canónico y Modoki). Asimismo, durante el desarrollo de un mismo evento, la ubicación de las anomalías de la SST puede variar y mostrar diferentes patrones durante el pico del evento y durante los meses anteriores y posteriores. De igual manera, los diversos modos de ENSO pueden generar diferentes impactos a lo largo del planeta en cuanto a la temperatura y precipitación, por ejemplo en la intensidad del monzón en el Índico (Maity y Kumar et al., 2006) o en las costas de Ecuador y Perú, donde un El Niño Modoki no provocaría las intensas lluvias e inundaciones que suele ocasionar un evento El Niño Canónico (Hu y Feng., 2012). Lo anterior se vincula además con las evidencias respecto a la correlación entre la intensidad de los eventos ENSO y la localización de las mayores anomalías de temperatura (Wittenberg et al., 2014), de manera que Los Niños más débiles podrían asociarse al tipo Modoki (Bjerknes, 1969). Además, dado que el conocimiento sobre el ENSO ha avanzado mucho en las dos últimas décadas, y a pesar de que aún se desconocen muchos aspectos de su dinámica e incidencia en los patrones atmosféricos, su

modelización se ha realizado hasta la fecha con un notable éxito, mostrando un considerable grado de predictibilidad que se puede extender hasta varias estaciones de adelanto (Latif et al., 1998; Taschetto et al., 2020). Estos aspectos sugieren el uso de estos dos patrones, ENC y ENM, para aplicarlos en la predicción del clima en aquellas regiones del mundo donde se ha encontrado una influencia significativa del ENSO (Chang et al., 2008).

1.1.1 influencia del ENSO en el clima de Ecuador.

La localización del Ecuador en la costa ecuatorial del Pacífico oriental, lo sitúa directamente en el centro del área donde el fenómeno El Niño se manifiesta con mayor intensidad (Chavez et al., 1999; Fiedler et al., 2002; Glynn et al., 2001). Diversas investigaciones (Lehodey et al., 1997; Rodbell et al., 1999; 2002, Vuille et al., 2000a y b, Hansen et al., 2003; Ropelewski y Bell, 2008; Harrison y Chiodi, 2014, 2015) concluyen que el ENSO es el principal responsable de la variabilidad climática en el Ecuador. Además, otros estudios han abordado la estrecha relación entre esta variabilidad y las distintas formas del ENSO (Caviedes y Waylen, 1987; Waylen y Caviedes, 1996; Zambrano, 1998; Waylen et al., 1998; Martínez et al., 2017), aunque sin profundizar en las causas que modulan dicha variabilidad ni su potencial predictivo. En este sentido, en los últimos años encontramos que se han iniciado esfuerzos en el país para determinar la influencia de ENSO en el comportamiento de las variables hidrometeorológicas, como la precipitación, temperatura y el caudal de los ríos en Ecuador (Vuille et al., 2000a y b; Espinosa-Villar et al., 2009; Pineda y Willems, 2013, 2016; Morán-Tejada et al., 2016;

Tobar y Wyseure, 2018; Campozano, 2016, 2020) siendo la precipitación la variable más estudiada. En este sentido, hasta la fecha se ha llegado a una serie de consensos que afirman que la SST del Pacífico tropical influye sobre la variabilidad climática a lo largo del año principalmente en la región de la Costa y en menor medida sobre la región de los Andes (Morán-Tejada et al., 2016; Tobar y Wyseure, 2017, Campozano et al., 2020). Además, el ENSO en sus diferentes fases (EN y LN) muestra sus efectos sobre la precipitación en las planicies del litoral (Rossel et al., 1999; Bendix et al., 2011) siendo el evento de EN el que produce mayores precipitaciones especialmente entre enero y abril, mientras que los eventos de LN inducen a la sequía (Rossel et al., 1999; Vicente-Serrano et al., 2017). Además, los efectos del ENSO también se pueden evidenciar en la región de los Andes (Vuille et al., 2000; Vicente-Serrano et al., 2017) y en la región de la Amazonía, presentando menos precipitación en la fase de EN y mayores precipitaciones en la fase de LN (Bendix et al., 2011; Campozano et al., 2014).

Cabe señalar también, que la región de la Costa ecuatoriana está significativamente influenciada por las corrientes oceánicas, principalmente la Corriente de Humboldt, que es un componente clave del fenómeno ENSO (Rasmusson y Carpenter, 1982). Otros estudios muestran también que el ENSO tiene una fuerte influencia en la precipitación de la región de la Costa durante el evento de EN (Rossel y Cadier, 2009; Tobar y Wyseure, 2018). Esto produce una expansión hacia el este de aguas cálidas desde el Pacífico central, debilitando así la corriente de Humboldt y bloqueando la corriente ascendente ecuatorial y costera (McPhaden et al., 2006; Wang y Fiedler, 2006; Rossel y Cadier, 2009).

En áreas más al interior, la barrera de los Andes modifica esta influencia del ENSO (Vuille et al., 2000), produciendo precipitaciones intensas a poca altitud en la vertiente pacífica de los Andes, mientras que las zonas situadas por encima de los 2.000 metros reciben menos lluvia y experimentan temperaturas más altas que en condiciones normales (Vuille et al., 2000; Francou, 2004; Garreaud, 2009) asociados a eventos de EN y durante los años de LN (cuando la temperatura de la superficie del mar del Pacífico ecuatorial es más baja de lo habitual), suele observarse la situación opuesta (Garreaud, 2009). Rossel y Cadier (2009) encontraron que el relieve de los Andes corresponde al límite de la influencia de anomalías positivas de la precipitación cuando hay eventos EN. Sin embargo, no hay una explicación clara de hasta qué punto en los Andes se perciben los efectos del ENSO (Vuille et al., 2000; Morán-Tejada et al., 2016). Además, la mayoría de los estudios que analizaron la precipitación de áreas particulares de Ecuador (Rossel y Cadier, 2009; Pineda y Willems, 2013, 2016; De Guenni et al., 2017), se centraron en el estudio de correlaciones con índices específicos de EN. Los índices de teleconexión más utilizados son El Niño1+2, El Niño3.4, El Niño3 o El Niño4 (Tobar y Wyseure, 2018; Morán-Tejada et al., 2016; Vicente-Serrano et al., 2017), así como el Índice de Oscilación del Sur (SOI) o el índice multivariado ENSO (MEI) (Espinoza-Villar et al., 2009). Por el contrario, cabe señalar que la influencia de ENM sobre las variables hidrometeorológicas del país no ha sido estudiada por el momento, por lo que este estudio adquiere mayor interés, más aún si consideramos que existen varias investigaciones acerca de la fuerte influencia sobre la precipitación en otras regiones de Suramérica (Ashok et al., 2007; Tedeschi et al., 2013; Córdoba-Machado et al., 2015a, 2015b).

1.1.2 Pertinencia de realizar este estudio

Estudiar la variabilidad climática, denotada por las variaciones en el estado medio del clima (IPCC, 2007) en todos sus espectros: espacial (global, regional, local) y temporal (interdecadal, interanual, estacional), tiene beneficios en los impactos socioeconómicos en países como Ecuador, que basan su desarrollo en el manejo de sus recursos naturales, así como para la prevención y atención de desastres naturales producidos por las fases extremas de la variabilidad climática. Por lo tanto, el progreso en la comprensión del sistema climático requiere que describir y comprender los procesos físicos responsables de su variabilidad para poder desarrollar modelos de predicción estacional y de esta manera poder incrementar la capacidad de mitigar los potenciales impactos futuros (Olfield y Alverson, 2003). Esta razón nos conduce a continuar con el estudio de las variables climáticas primarias como la temperatura del aire, la precipitación, y el caudal de los ríos en Ecuador, que juegan un importante papel en el desarrollo y gestión de los recursos hídricos de Ecuador (Bendix, 1997; Rossel et al., 1999; Bendix, 2000; Bendix et al., 2003; Haylock et al., 2006; Espinoza-Villar et al., 2009; Campozano et al., 2014; Morán-Tejeda et al., 2016).

La variabilidad estacional y anual de la precipitación, la temperatura y del caudal de los ríos juega un importante papel en el desarrollo y gestión de los recursos hídricos de la mayor parte de las regiones del mundo. En el cuarto informe del IPCC (IPCC-AR4, 2007) se indica que el continente sudamericano está presentando actualmente un aumento del estrés hídrico, a la vez que los ríos de la mayor parte de Sudamérica parecen haber

aumentado su variabilidad interanual. El sistema hidrológico actúa como un integrador espacial y temporal de la precipitación (lluvia y nieve), temperatura y evapotranspiración sobre una región específica, por lo que la variabilidad estacional y anual del caudal de los ríos en muchas cuencas fluviales está controlada por cambios a gran escala de los patrones de circulación atmosférica (Kaplan et al., 1998). Adicionalmente, el caudal proviene de la precipitación filtrada naturalmente, por lo que resulta menos propenso a la contaminación por el ruido espacio-temporal. Así, el caudal puede relacionarse con importantes patrones de teleconexiones climáticas (Córdoba-Machado et al., 2016) mejor que los campos de precipitación o temperatura, ya que las variaciones en la precipitación se encuentran amplificadas en el caudal de los ríos y, en general, es más fácil detectar un cambio en el caudal que hacerlo en las variables climáticas básicas (Trigo et al., 2004).

La SST del Pacífico tropical exhibe una considerable capacidad para predecir con varias estaciones de antelación (Simpson et al., 1993; Kirtman y Schopf, 1998; Latif et al., 1998; 2001; Gutiérrez y Dracup, 2001; Whitaker et al., 2001; Goddard y Mason, 2002; Kirtman et al., 2002; Chen y Cane, 2008; Jin et al., 2008), motivo por el cual usaremos la SST del Pacífico tropical como variable predictora que permita predecir las variables hidrometeorológicas a escala estacional en Ecuador, de forma similar a los estudios realizados por Solow et al. (1998) y Córdoba-Machado et al. (2015a; 2015b; 2016).

La información obtenida a partir del análisis llevado a cabo en este trabajo, permitirá contribuir a la mejora de los esquemas de predicción de la variabilidad hidroclimática en el país, y podrá ayudar en la toma de decisiones de los organismos responsables de la gestión de los recursos naturales en Ecuador.

1.2 Objetivos

El objetivo fundamental de esta Tesis es doble:

- Estudiar la variabilidad estacional e interanual de las variables climáticas precipitación, temperatura y caudal de los principales ríos, en Ecuador.
- Explorar la viabilidad de la predicción estacional de estas variables y desarrollar, en su caso, los correspondientes modelos de predicción.

Como objetivos particulares se plantean:

- Investigar el papel de la SST estacional del Océano Pacífico tropical y de las diversas formas de patrones ENSO como variables predictoras para la predicción de las variables hidroclimáticas en Ecuador.
- Analizar los mecanismos físicos del acoplamiento atmósfera-océano asociados a los distintos tipos de eventos ENSO, y su influencia en el clima de Ecuador.
- Desarrollar modelos de reconstrucción y predicción estacional para la precipitación, temperatura y caudales en Ecuador, a partir de la SST del Pacífico tropical.

1.3 Estructura de la Tesis

Esta Tesis está dividida en 8 capítulos cuya estructura se especifica a continuación. El capítulo 2, describe la base de datos utilizados para el desarrollo de este estudio, así como los procesos de control de calidad aplicados a los datos para lograr la selección de las estaciones consideradas idóneas. El capítulo 3 muestra los diferentes métodos

estadísticos que han sido necesarios para analizar la variabilidad de las variables hidroclimáticas y realizar los esquemas de predicción. En los dos capítulos siguientes se muestran los resultados encontrados en este estudio de caracterización de la variabilidad espacio-temporal y análisis de la influencia de la SST del Pacífico tropical sobre las variables precipitación (capítulo 4) y temperatura del aire (capítulo 5), que permitirá su uso como variable predictora en la construcción de modelos de predicción para distintos retrasos estacionales a partir de los datos de 34 estaciones meteorológicas distribuidas en Ecuador. En el capítulo 6 se estudia la variabilidad del caudal para los meses de febrero a abril (FMA) y de junio a agosto (JJA) de 45 estaciones hidrológicas, para después establecer esquemas de predicción basados en la SST del Pacífico tropical para distintos retrasos estacionales. Para terminar, el capítulo 7 presenta un resumen de las principales conclusiones para cada una de las variables analizadas y el capítulo 8 recoge las referencias bibliográficas utilizadas en este estudio.

Capítulo 2

Área de estudio y datos

Este capítulo presenta una descripción general del área de estudio y de las características principales que condicionan su climatología. Además, en él se detalla el proceso que involucra la obtención de las bases de datos utilizadas. Para las bases de datos observacionales se describe el proceso de control de calidad de los mismos a partir de un conjunto de estaciones hidrometeorológicas, del total de las cuales se seleccionaron solo aquellas que superaron las pruebas de homogeneidad, el porcentaje de valores faltantes permitido y la longitud temporal mínima requerida.

2.1 Área de estudio

La República del Ecuador se halla situada en la costa noroccidental de América del Sur (Figura 2.1), en la zona tórrida del continente americano. Limita al norte con Colombia, al este y sur con Perú y al oeste con el Océano Pacífico, estando ubicada entre los paralelos $01^{\circ} 30' N$ y $03^{\circ} 23.5' S$, y los meridianos $75^{\circ} 12' W$ y $81^{\circ} 00' W$. Además forman parte del país las Islas Galápagos, archipiélago ubicado al suroeste de Ecuador, aunque en este estudio sólo la parte continental del país ha sido considerada.

La cordillera de los Andes atraviesa Ecuador siguiendo una dirección meridiana, que en realidad dibuja una "S" muy abierta cuyo ancho oscila entre 100 y 140 km de norte a sur. A partir de sus imponentes vertientes exteriores da lugar a las regiones costera, al oeste, y amazónica, al este. Los Andes constituyen también una línea divisoria perfecta de aguas, con su lado occidental fluyendo hacia el Océano Pacífico (que dista entre 200 y 300 km), mientras que los ríos que drenan su flanco oriental lo hacen hacia la Cuenca del Amazonas (recorriendo más de 3.000 km antes de desembocar en el Océano Atlántico).

El clima de Ecuador varía regionalmente debido a los efectos altitudinales y costeros. La parte continental de Ecuador se puede dividir en tres regímenes climáticos, que incluyen la selva amazónica, al este de los Andes, que será denominada como Amazonía, la cordillera y las tierras altas de los Andes (que se extienden de norte a sur a lo largo del centro del país), que será denominada como la región de los Andes y la región Costa del Pacífico (al oeste de la cordillera de los Andes) (Figura 2.1). Una generalización que se puede hacer de los climas ecuatoriales es que no tienen un ciclo estacional similar al de las latitudes más altas. En cambio, el clima tropical de Ecuador se puede caracterizar por una estación húmeda y una estación seca, aunque cada una de ellas varía según su ubicación geográfica.

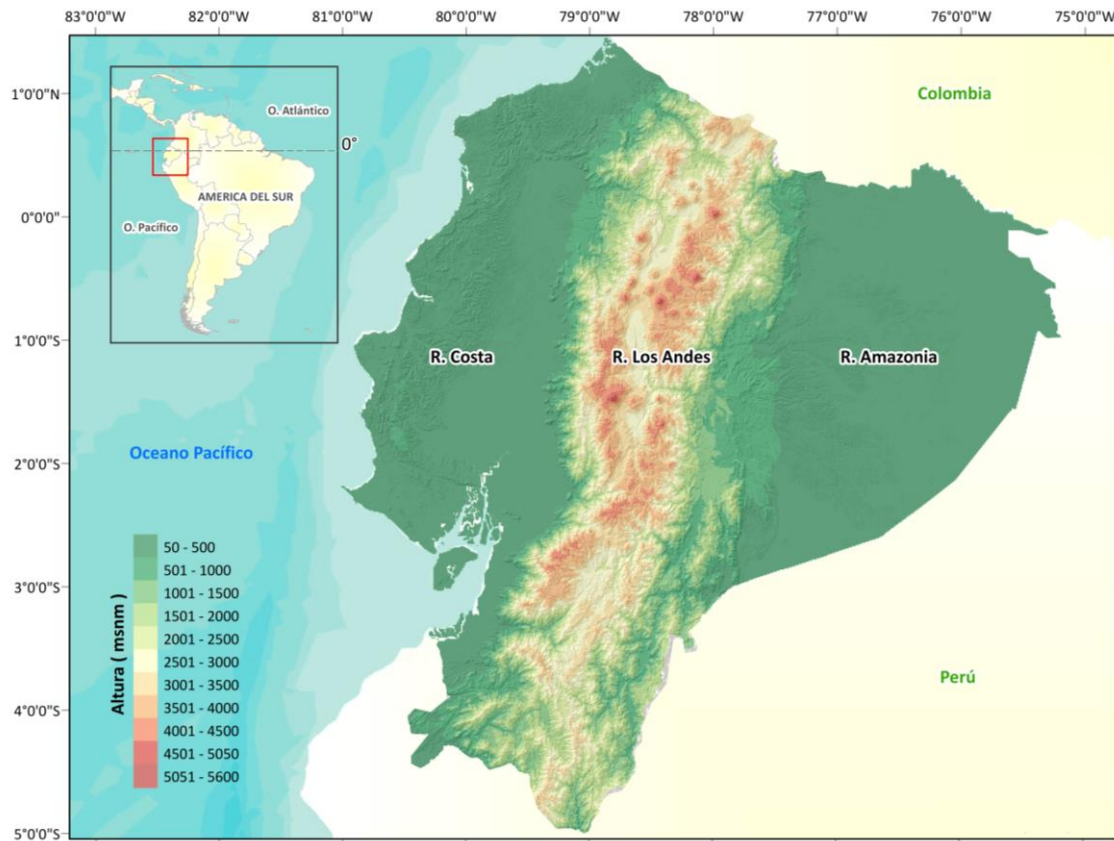


Figura 2.1. Mapa físico de Ecuador, mostrando sus 3 principales regiones naturales: Costa, Andes y Amazonía.

2.1.1 Condiciones climáticas en Ecuador

Ubicado sobre la propia franja central de la zona tropical, los mecanismos globales que modulan el clima de Ecuador están regidos por la circulación atmosférica propia de las regiones de baja latitud. Entre la línea ecuatorial y los trópicos, la circulación meridiana se caracteriza por la existencia de las células de Hadley en cada hemisferio, desde los 0° hasta los 30°. Cada celda está asociada a baja presión atmosférica y alta precipitación entorno a los 0° de latitud y alta presión atmosférica y baja precipitación a 30°. El lugar donde convergen la celda del norte y del sur se conoce como zona de convergencia intertropical (ZCIT) o zona de bajas presiones. El desplazamiento estacional de la ZCIT conlleva un

desplazamiento de esta zona de inestabilidad generadora de precipitaciones, pero sus efectos en las condiciones climáticas del país, no necesariamente son idénticas y pueden afectar de diversas formas a distintas zonas (Huttel, 1997). De manera general la precipitación a gran escala está regulada por el desplazamiento, a lo largo del año, de la ZCIT, generando su máximo de lluvias en los meses de marzo-abril y octubre-noviembre (Bendix y Lauer, 1992; Campozano et al., 2016b). Durante estos periodos, la influencia de la ZCIT en Ecuador potencia la convección, produciendo fuertes precipitaciones. Este régimen de precipitación es característico de la región de los Andes. Sin embargo, en la región de la Costa, el anticiclón del Pacífico sur (Bendix y Lauer, 1992) produce una modificación importante a la influencia bimodal de la ZCIT, creando un régimen unimodal que alcanza su punto máximo entre diciembre y mayo. La inhibición de la precipitación durante octubre-noviembre se debe a la estacionalidad del anticiclón del Pacífico sur, que trae aire seco y estabilidad desde las costas de Chile a las costas de Ecuador. Por el contrario, el clima en la Amazonía se ve afectado principalmente por la actividad de convección relacionada con la ZCIT (Andreoli et al., 2012) y la humedad relativamente más alta, así como los vientos del este que producen precipitación orográfica en los flancos orientales de la cordillera (Killen et al., 2007).

Si se atiende a la ubicación de Ecuador en la superficie del planeta, sobre la línea ecuatorial, su clima debería ser uniformemente cálido. Sin embargo, experimenta una gran variedad climática, como señala Pourrut (1983) en su trabajo “Los climas del Ecuador”. Otro factor principal que influye en la climatología de Ecuador es el relieve, que debido a su disposición y su altitud, influye notablemente actuando como barrera al desplazamiento

de masas de aire a nivel regional. Además, cabe destacar la cercanía del país al Océano Pacífico y sus corrientes marinas entre las que cabe mencionar la corriente fría de Humboldt, que se origina en el océano Glaciar Antártico y recorre las costas de Sudamérica, y la corriente cálida de El Niño proveniente del norte (Golfo de Panamá) y que baña anualmente las costas ecuatorianas influyendo en el transporte de masas de aire con diferentes características de humedad y temperatura.

Los vientos predominantes en Ecuador son los alisios del nordeste en el Hemisferio Norte y los del sudeste en el Hemisferio Sur, alterando esta prevalencia por el comportamiento de las masas de aire y los desplazamientos del cinturón ecuatorial. Así, Ecuador se puede ver afectado por masas de aire procedentes de tres zonas (INAMHI, 2009):

- Masas tropicales marítimas y continentales: Las marítimas se originan en las extensiones oceánicas y se distinguen por su alta temperatura y gran contenido de humedad. Las continentales se caracterizan por bajas temperaturas y un contenido menor de humedad, su lugar de origen son las planicies del Litoral y de la Amazonía, distinguiéndose estas últimas por un mayor contenido de humedad.
- Masas templadas: Estas masas se caracterizan por bajas temperaturas y un contenido muy irregular de humedad. Se sitúan en los valles interandinos.
- Masas de aire frías: Estas masas se asientan en las mesetas andinas y en las cimas altas de las montañas (más de 3000 m de altura). En esta región, las temperaturas

son menores o iguales a 0°C y la humedad depende de la influencia de las masas de aire que recibe.

La Figura 2.2 muestra las características generales de la temperatura del aire, la precipitación y la distribución de las cuencas hidrográficas de los ríos de Ecuador. La Figura 2.2a muestra los rangos promedios de la temperatura del aire media anual registrados para el periodo 1979-2015. Se observa que las zonas más cálidas, que pueden registrar hasta 28°C en promedio, corresponden a las regiones de la Costa y la Amazonía. La región Costa, al estar situada en la parte más occidental de Ecuador limitando con el Océano Pacífico al oeste, abarca una amplia llanura costera que se eleva a los pies de las montañas de los Andes al este, recibiendo el influjo de masas de aire húmedo ecuatorial, y de masas subtropicales, cálidas, procedentes del Pacífico. Esta región posee un clima tropical o ecuatorial, cuya temperatura media anual varía entre 22°C y 26°C (Figura 2.2a), además en esta región circula viento del suroeste, frío y seco, precedente del mar al que suele designarse como "viento de Chanduy", que ayuda a mitigar el calor en los meses más cálidos. La región de los Andes es la zona más fría, con temperaturas que pueden descender hasta 0°C. La temperatura de esta región está muy ligada a la altitud, mostrando que entre los 1500 y 3000 m los valores promedio pueden variar entre 8 y 20°C. La región Amazónica, más próxima a la cordillera acusa características tropicales, con temperaturas que oscilan alrededor de los 20°C, pero la zona propiamente selvática se distingue por un clima de tipo ecuatorial, con humedad muy elevada y temperaturas que revelan insignificantes oscilaciones estacionales. Además esta región experimenta la influencia

alterna de las masas de aire cálido y húmedo procedentes del Atlántico (alisios de noreste y de sureste) y es, por lo tanto, una región con intensas precipitaciones.

La Figura 2.2b muestra los rangos de precipitación media anual en el periodo 1979-2015, en donde se observa que las zonas con más precipitación están en las estribaciones de los Andes, y las zonas más secas en los valles interandinos y al oeste y sur de la región Costa. Como ya se ha mencionado, en la región Costa el ciclo anual de la precipitación muestra una distribución unimodal (Pourrut, 1983), con el período lluvioso comenzando en el mes de diciembre o enero y terminando en mayo, con un máximo de precipitación en los meses de febrero a marzo. La época seca se inicia en el mes de mayo y finaliza en el mes de septiembre (Pourrut, 1983; Vuille et al., 2000; Hidalgo, 2017). Las partes altas de las Cuencas de los ríos Esmeraldas y buena parte también de la Cuenca del río Guayas, dos de las cuencas más extensas de Ecuador, ubicadas ambas en la vertiente del Pacífico norte-centro (Figura 2.2c), pertenecen al sector de las lluvias constantes, con precipitaciones del orden de 3.000 mm al año. La Península de Santa Elena, en el extremo occidental del país (Figura 2.2c), es muy árida, con un máximo de 500 mm de precipitación anual, y junto con diversas regiones del sur occidental se muestra amenazada por la sequía. De forma general la región de la Costa se caracteriza por las constantes precipitaciones que, obedeciendo al efecto de las corrientes marinas de Humboldt y la corriente del Niño, sumado a la ocurrencia del fenómeno El Niño, se distribuyen desigualmente y disminuyen en general de norte a sur a lo largo de la vertiente del Pacífico.

En la región de los Andes, el ciclo anual de precipitaciones presenta una distribución bimodal, con el período lluvioso iniciándose en el mes de octubre y finalizando

en el mes de mayo. El pico de valor máximo se registra en los meses de marzo a abril, y el segundo pico máximo en los meses de octubre o noviembre. El período seco o verano se extiende desde el mes de junio a septiembre. Las precipitaciones fluctúan entre máximos de unos 5.000 mm al año y mínimos que apenas rebasan los 1.500 mm (Pourrut, 1983; 1995; Vuille, 2003; Hidalgo, 2017). Para la región Amazónica las precipitaciones son constantes a lo largo de todo el año, con medias totales anuales que pueden alcanzar hasta los 5.000 mm (ver Figura 2.2b). Los flancos orientales de los Andes forman una zona densamente nublada, debido a que allí se condensan grandes masas de vapor proveniente del Atlántico y de la selva amazónica.

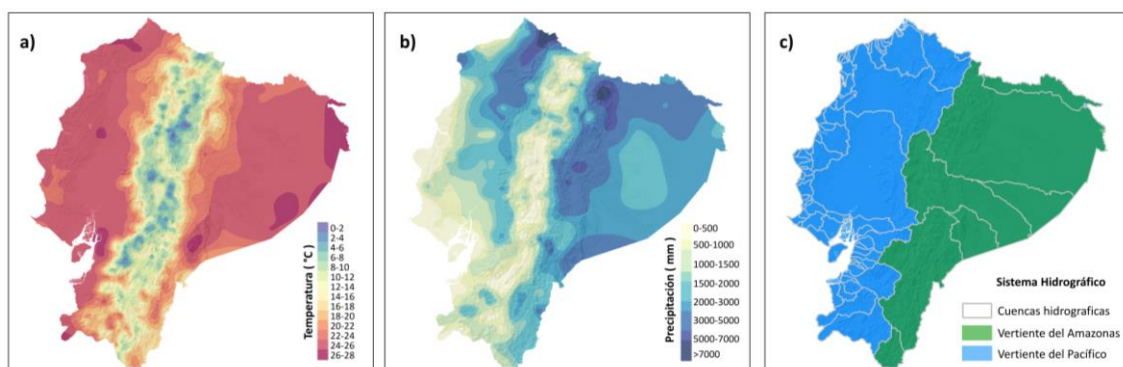


Figura 2.2. a) Mapa de isotermas, generado a partir de promedios anuales de temperatura para el periodo 1979-2015, b) Mapa de isoyetas generado a partir de los promedios anuales de precipitación para el periodo 1979-2015, c) Mapa de la distribución de las cuencas hidrográficas según sus vertientes en Ecuador. Fuente: INAMHI (2008).

Por último, la Figura 2.2c identifica los dos principales sistemas hidrográficos así como la división de cuencas que los conforman. Como puede verse, Ecuador es un país que dispone de una densa red hidrográfica, salvo en las zonas occidentales y meridionales áridas de la Costa. Los ríos ecuatorianos vierten a dos cuencas diferentes: por el este hacia el Amazonas y por el oeste hacia el Pacífico. En general los ríos son caudalosos y rápidos,

y en amplias zonas navegables. Casi todos los ríos se originan en los altos relieves andinos, e inician su curso atravesando profundas gargantas. Los ríos y arroyos que drenan la Costa se originan en las laderas occidentales de los Andes y desembocan en el Océano Pacífico. Los ríos y arroyos que se originan en las laderas orientales de los Andes son afluentes del Río Amazonas, el cual no está dentro del territorio de Ecuador. En cuanto a los recursos hídricos, existen dos factores que pueden considerarse como los más directamente responsables del trazado y de la densidad de la red hidrográfica, así como de las variaciones y la diversidad de los regímenes hidrológicos, que son el relieve y la pluviosidad. Sin embargo es importante mencionar que tanto ríos, orografía y lluvias no son agentes independientes sino, por el contrario, estrechamente correlacionados por interacciones complejas en donde se mezclan causas y efectos.

Determinado por su relieve, Ecuador presenta variados tipos de clima a lo largo de su territorio, donde se pueden distinguir varios pisos o escalones climáticos, desde la zona tropical (cálido), hasta la glacial (ver Tabla 2.1).

Como muestra la Tabla 2.1, el primer piso climático comprende todas las tierras bajas ubicadas tanto en la región Costa como en la Amazonía, donde la temperatura varía entre los 20°C y 25°C, hasta el glacial, que forma el último piso climático ubicado en la región andina ecuatoriana, situándose entre los 5.650 m y los 6.310 m (cumbre del Chimborazo). Se caracteriza por registrar temperaturas inferiores a los 0°C, poseer nieve perpetua y estar sometida a continuos fenómenos tormentosos.

Tabla 2.1. Pisos climáticos en Ecuador.

Cálido	Templado	Frío	Páramo	Glacial
Entre 0 y 1000 msnm	Entre 1000 y 2000 msnm	Entre 2000 y 3000 msnm	Entre 3000 y 4000 msnm	Sobre los 5000 msnm
Temperatura promedio 25°C	Temperatura promedio 16°C	Temperatura promedio 12°C	Ecosistema Páramo Andino	Sin flora, sin fauna
Precipitaciones abundantes y ecosistemas variados. La flora y la fauna representan gran biodiversidad y son abundantes	La variación de calor es más notable que en el piso cálido, pudiendo diferenciarse claramente el invierno	Ambiente cómodo, razón por la cual multitud de ciudades y asentamientos urbanos se ubican en este piso climático	Al igual que el piso templado, la presencia de precipitaciones tiene cierta dependencia de las corrientes de aire	Estas zonas están cubiertas de nieve y hielo de forma permanente

2.2 Base de datos observacionales

En este apartado se describen las bases de datos observacionales utilizadas y su procesamiento, correspondientes a los registros de las variables precipitación (P), temperatura del aire en superficie (T) y caudal de los ríos (Q) en Ecuador, obtenidos de estaciones meteorológicas e hidrométricas pertenecientes al Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología del Ecuador (INAMHI). Este organismo es el encargado de la generación y difusión de la información hidrometeorológica nacional.

La base de datos original de partida consta de aproximadamente 200 estaciones hidrológicas y 400 estaciones meteorológicas activas. Estos registros vienen dados a escala mensual y tal como se muestra en la Figura 2.3, la distribución de las estaciones cubre buena parte del área de estudio, con una importante densidad de estaciones localizada en las regiones naturales de la Costa y de los Andes, que es donde se encuentra asentado el

80% de la población de Ecuador, mientras que para la Amazonía no se tiene una distribución homogénea de estaciones.

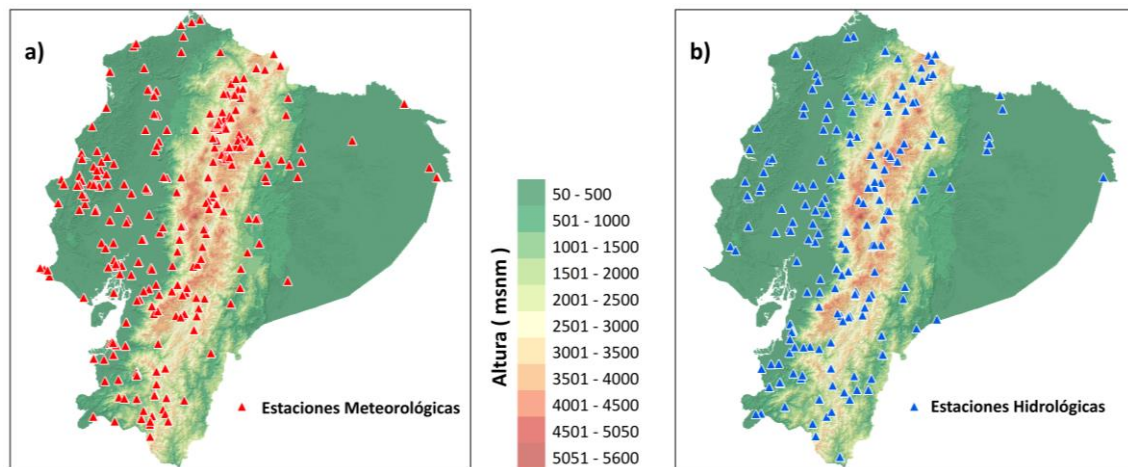


Figura 2.3. Mapas con la distribución de estaciones meteorológicas e hidrológicas activas. Fuente: INAMHI.

2.2.1 Control de calidad de los datos observacionales

El uso de variables climáticas para la generación de información climática útil y relevante requiere que los datos hayan sido sometidos a un proceso de control de calidad. Este proceso debe identificar valores sospechosos que podrían ser incorrectos y, en consecuencia, afectar indebidamente a los productos o estadísticas derivados a partir de los datos originales. Por esta razón, las series temporales de las variables de P, T y Q fueron sometidas a un riguroso control de calidad, con el fin de seleccionar aquellas estaciones idóneas para realizar los análisis del presente estudio. Este control, además de asegurar la homogeneidad de las series, ha permitido establecer el periodo de tiempo más adecuado para el análisis de cada una de las variables tratadas, teniendo en cuenta el mejor balance posible entre el máximo número de datos continuos en el periodo actual, el menor número

de datos faltantes en las series de tiempo y el mayor número de estaciones disponibles asociadas con una mayor cobertura espacial.

Para cumplir con la necesidad expuesta, el control de calidad de la base de datos constó de 4 pasos. En el primer paso se retuvieron las series de tiempo con al menos 30 años de registro continuo, establecida como la longitud mínima temporal requerida para realizar estudios hidroclimáticos. Los registros homogéneos instrumentales largos son un requisito básico para el análisis de las variables a lo largo del tiempo y poder comparar los resultados obtenidos a partir de las estaciones de medición y por tanto de las áreas geográficas a las que pertenecen. En el segundo paso se seleccionaron las series de tiempo que presentaron un máximo del 10% de datos faltantes. En el tercer paso se aplicó la metodología de imputación múltiple para el relleno de datos faltantes, y por último, en el cuarto paso, se evaluó la homogeneidad de las series para cada variable. Como es bien sabido, las variaciones en series temporales de variables meteorológicas procedentes de estaciones de medida podrían ser causadas no solo por los cambios en el clima, sino también por los cambios en la ubicación de las estaciones o en las prácticas de observación en los instrumentos de medida, lo que podría provocar alteraciones o saltos en la secuencia de la serie temporal. Por lo tanto, antes de utilizar las series temporales de las variables a ser estudiadas, una evaluación de homogeneidad del conjunto de datos es necesaria (Peterson et al., 1998).

2.2.1.1 Relleno de datos faltantes

Los estudios de variabilidad climática requieren la utilización de series cronológicas de las variables meteorológicas. Generalmente estas series temporales

presentan datos faltantes provocando una limitación de su uso. En este sentido, el tercer paso en el control de calidad involucra el relleno de datos faltantes a partir de un periodo mínimo de 37 años, que abarca desde 1979 al 2015, para las series temporales de cada variable (P, T y Q). Las estaciones seleccionadas que cubren este periodo son usadas para completar los datos faltantes en su serie temporal, utilizando el programa Amelia II desarrollado por Honaker y King (2011), que imputa de forma múltiple datos faltantes a partir del algoritmo EMB (del inglés, *expectation maximization with bootstrapping*), este combina el algoritmo EM (del inglés, *expectation-maximization*) con el bootstrap no paramétrico (método propuesto por Efron y Tibshirani, 1993).

El esquema de imputación de forma múltiple con el algoritmo EMB sería el siguiente; partiendo de nuestra base de datos, usamos el método de bootstrap para generar muestras aleatorias de tamaño n del conjunto de datos original (incluidos los valores faltantes) para estimar la función de distribución, estas nuevas muestras obtenidas son llamadas muestras bootstrap. Con estas nuevas muestras ejecutamos el algoritmo EM que viene dado por dos pasos: el paso de expectación o "esperanza" y el paso de maximización. El primer paso utiliza los elementos del vector de medias y la matriz de covarianzas para construir un conjunto de ecuaciones de regresión que predicen los datos incompletos de las variables observadas. El propósito de este paso es rellenar los valores faltantes de forma que parezca una imputación por regresión estocástica. El segundo paso aplica fórmulas de datos completos estándar a los datos rellenados para generar estimaciones actualizadas del vector de medias y la matriz de covarianzas. El algoritmo lleva las estimaciones del parámetro actualizadas hacia el primer paso de nuevo, donde se construye un nuevo

conjunto de ecuaciones de regresión para predecir los valores faltantes. Es importante reiterar que el algoritmo no imputa ni reemplaza los valores faltantes. Más bien, utiliza todos los datos disponibles para estimar el vector de medias y la matriz de covarianzas.

2.2.1.2 Homogeneidad de las series

Una vez definido el período de estudio y realizado el relleno de datos faltantes, se pasó a evaluar la homogeneidad de las series de P, T y Q. La homogeneización de series climáticas es un procedimiento que se lleva a cabo sobre las series de datos de variables hidrometeorológicas con el fin de reducir estas a un conjunto de valores que represente exclusivamente información climática. Estas series rara vez están libres de irregularidades y esto puede generar conclusiones equivocadas (Trewin, 2013). Se necesitan series temporales homogéneas para garantizar que los datos finales sean fiables con el fin de extraer conclusiones precisas a partir de su análisis. Detectar cambios en la varianza y en la media son pasos fundamentales para determinar si la serie presenta homogeneidad o no; sin embargo, que los parámetros estadísticos varíen, puede ser debido a causas naturales o antropogénicas.

Para analizar la homogeneidad de la series de P y T durante el periodo 1979-2015, se aplicó el test t penalizado (Wang y Hendon, 2007) para evaluar la estabilidad de la media, y el test F maximal penalizado (Wang, 2008), que evalúa la estabilidad de la varianza. De esta manera se pueden detectar los cambios en la media y en la varianza de la serie analizada. Estas metodologías son recomendadas por el *Expert Team on Climate Change Detection, Monitoring and Indices* (ETCCDMI) que forman parte de la *World Meteorological Organisation / Climate Variability and Predictability* (WMO/CLIVAR).

El test F es una prueba paramétrica que relaciona las varianzas de dos conjuntos de datos que resultan de dividir la serie hidrometeorológica en dos partes iguales. Se conoce como distribución F o Fisher a la distribución de la relación entre varianzas de muestras que vienen de una distribución normal. Sin embargo, Dahmen y Hall (1990) afirmaron que aunque las muestras no provengan de una distribución normal, el test F dará una buena estimación de la estabilidad de la varianza. En segundo lugar, se ha evaluado la estabilidad de la media a partir del test t penalizado, lo que nos permite determinar si las series de P y T son estables en la media a partir de la comparación de subconjuntos de la información. En la mayoría de las ocasiones se recomienda dividir la serie original en dos partes, de tal forma que se puedan aplicar tests estadísticos de comparación de medias para determinar si vienen de la misma población (Maidment, 1993). El test t es una prueba paramétrica que involucra el cálculo y la comparación de las medias de dos subconjuntos de la serie cronológica (los mismos subconjuntos que se usaron para determinar la estabilidad de la varianza con el test F).

Siguiendo las recomendaciones de Kundzewicz y Robson (2004), acerca de los cambios que pueden ser encontrados en series meteorológicas, se ha tomado en cuenta la inspección gráfica del comportamiento de las series, así como la aplicación en lo posible de varios test de homogeneidad para la detección de inhomogeneidades. Por esta razón, las series que resultaron homogéneas mediante los test F y t, fueron nuevamente sometidas a tres test de homogeneidad absoluta: el test de Rango de Buishand (1982), para variables que siguen cualquier tipo de distribución, el clásico test de proporción de la Ratio de Von Neumann (1941) y el *Standard Normal Homogeneity Test* (SNHT).

Para el estudio de la homogeneidad de las series de Q se ha tenido en cuenta la alta probabilidad de que no sigan una distribución normal, por lo que se eligió la prueba de Pettitt, ampliamente utilizada en series hidrológicas (Kundzewicz y Robson, 2000; Wijngaard et al., 2003; Machiwal y Jha, 2006, 2008; Costa y Soares, 2009; Hofstra et al., 2009; GaoPeng et al., 2010; Sahin y Cigizoglu, 2010; Gocic y Trajkovic, 2013; Hidalgo-Muñoz et al., 2015), para analizar la posible existencia de cambios abruptos en las series temporales. La razón principal para usar esta prueba es su naturaleza no paramétrica, por lo que no supone que los datos se ajusten a una distribución de probabilidad determinada. La prueba de Pettitt se ha utilizado en múltiples estudios para determinar la existencia de puntos de cambio en series hidrológicas (Aka et al., 1996; Salarijazi et al., 2012; entre otros) razón por la que se considera robusta en términos de cambios en la forma de la distribución de datos. Mediante su aplicación, la prueba no paramétrica de Pettitt encuentra un punto de cambio en la media desconocida. Considerando una secuencia de variables aleatorias x_1, x_2, \dots, x_t , que tienen un punto de cambio en el tiempo τ si X_t para $t = 1, \dots, \tau$ presenta una función de distribución $F_1(X)$, y X_t para $t = \tau + 1, \dots, T$ presenta una función de distribución $F_2(X)$ tal que, $F_1(X) \neq F_2(X)$. No existen suposiciones acerca de las distribuciones, excepto que son continuas. Se pone a prueba la hipótesis nula H_0 de que no hay cambio frente a la hipótesis alternativa de la existencia de un cambio en el tiempo τ a través del estadístico K_t .

Si r_1, \dots, r_t presenta el orden secuencial de las variables X_1, \dots, X_t la estadística se define como:

$$K_t = 2 \sum_{i=1}^t r_i - t(T+1) \quad (2.1)$$

donde $t = 1, \dots, T$, siendo

$$K = \max |K_t| \quad (2.2)$$

Y la probabilidad asociada con el estadístico K puede ser aproximada por:

$$P_{0A} = 2e^{\left(\frac{-6k^2}{T^3 - T^2}\right)}, \text{ para } T \rightarrow \infty \quad (2.3)$$

Si P_{0A} es menor que 0.05 (nivel de confianza del 95%), entonces se rechaza la hipótesis nula de "ningún cambio" y se acepta la hipótesis alternativa de un cambio abrupto en la serie en el punto t , donde se maximiza K_t . Así pues, cuando se detecta un comportamiento no homogéneo de las series temporales estacionales, los resultados de la prueba de Pettitt indican el año del punto de ruptura (en el momento t , donde K toma su máximo valor).

La prueba de Pettitt se aplicó a las serie de Q estacional "extendida". El término "extendida" significa que para todos los registros disponibles se consideró un período mayor al que abarca desde el 01/1979 al 12/2015. La razón es que los efectos de la regulación de los ríos podrían aparecer antes de 1979, y las series temporales de Q para el período 1979-2015 podrían no reflejar el comportamiento natural del caudal del río. Por esta razón se evaluó el test de Pettitt añadiendo 10 años más de registros, obteniendo un periodo más largo desde 1969 al 2015, siempre teniendo en cuenta que las series de datos en dicho periodo hubieran aprobado el control inicial de calidad.

Finalmente, tras la aplicación de las diferentes pruebas de homogeneidad descritas se seleccionaron un total de 34 series temporales para las variables P y T (de las 400 iniciales) y 45 para el Q (de las 200 iniciales), cubriendo todas ellas el periodo de 1979 al 2015. La Figura 2.4 muestra la distribución espacial de las estaciones meteorológicas e hidrológicas consideradas finalmente en el estudio, tras el proceso de control de calidad de los datos. Nótese que estas se concentran en la región de la Costa y los Andes, mientras que en la región Amazónica queda ampliamente despoblada de estaciones, con solo una única estación situada en la parte más oriental. En consecuencia, en adelante el estudio estará fundamentalmente restringido a la caracterización de la variabilidad climática en las regiones Costa y Andes de Ecuador.

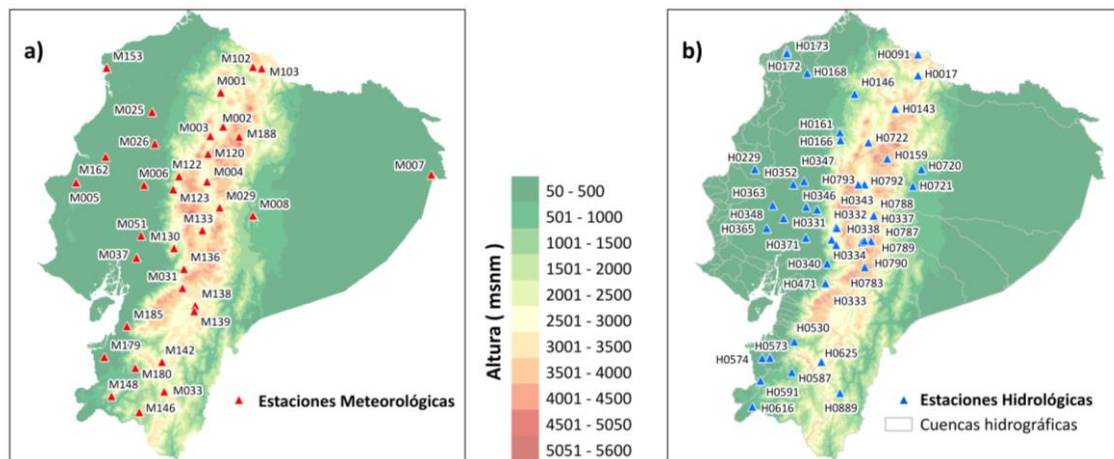


Figura 2.4. Mapas con las ubicaciones de las estaciones meteorológicas e hidrológicas seleccionadas al superar el control de calidad de los datos, que aportan los datos de a) T y P mensual, y b) Q mensual.

2.3 Datos en rejilla

Para el desarrollo del presente trabajo se han utilizado distintas bases de datos oceánicos y atmosféricos en rejilla proporcionados por diversos centros de investigación

sobre el clima. Todas estas bases de datos fueron obtenidas en escala mensual. Su procedencia, resolución y periodo temporal, se describe a continuación.

Temperatura de la superficie del mar (SST)

Se ha usado la base de datos HadISST (Hadley Ice and Sea Surface Temperature, Rayner et al., 2003), proporcionada por el *Hadley Centre for Climate Prediction and Research, The Meteorological Office, United Kingdom*. Esta base de datos contiene datos de la SST para todo el planeta a una resolución espacial de 1° de latitud x 1° de longitud, y cubre el periodo 1870-2018. El dominio empleado para llevar a cabo los análisis ha sido el correspondiente a la región del Pacífico tropical entre las coordenadas [30.5°N - 30.5°S, 120.5°E - 78.5°W].

Campos atmosféricos de potencial de velocidad y velocidad vertical

Los datos de potencial de velocidad (vpot) a 200 hPa y velocidad vertical (vv) se han obtenido de la base de datos del Reanalysis1, perteneciente al *National Center for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR, Kalnay et al., 1996)*. Esta base de datos posee una resolución espacial de 2.5° x 2.5° para todo el planeta durante el periodo 1948-presente (aunque en el presente trabajo se considera solo el periodo 1979-2015). Ambos campos atmosféricos (vpot y vv) están definidos para 17 niveles de presión: 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 y 10 hPa.

2.4 Índices de teleconexión asociados al ENSO

Las teleconexiones climáticas son alteraciones del clima simultáneas en regiones distantes producidas por cambios en la circulación atmosférica a nivel planetario o hemisférico (Kiladis y Diaz, 1989). Son por tanto una de las causas internas más relevantes de la variación del sistema climático (IPCC, 2007; Bates et al., 2008) y resultan de gran interés para entender el cambio climático natural. Una forma de analizar y estudiar las teleconexiones climáticas es mediante el uso de los índices de teleconexión, que son indicadores capaces de monitorizar el fenómeno climático asociados a la teleconexión.

Con el fin de analizar la influencia del fenómeno ENSO en la variabilidad del clima de Ecuador, se han utilizado diferentes índices de teleconexión, los cuales se basan, en su mayoría, en anomalías de la SST promediadas en una región determinada del Pacífico tropical. Por lo general, las anomalías se calculan en relación con un período base de 30 años. Para este estudio se han utilizado 8 índices climáticos diferentes del ENSO, descritos en la Tabla 2.2. La Figura 2.5 muestra las regiones del Pacífico consideradas para su cálculo. Además, a modo de ejemplo, la Figura 2.6 muestra las anomalías de la SST en el Pacífico tropical en dos inviernos específicos, señalando la zonas características que representan las condiciones de un evento El Niño (Figura 2.6a) y de El Niño Modoki (Figura 2.6b).

Las series mensuales de los índices de El Niño1+2, Niño3, Niño4, Niño3.4, TNI, MEI, SOI y ENM han sido obtenidas de la base de datos mensual de la SST procedente de la página oficial del *Earth System Research Laboratory* (ESRL). Todas las series utilizadas

de los índices de teleconexión han sido obtenidas en base mensual, para el periodo 1977-2015.

Tabla 2.2. Descripción resumida de los índices de teleconexión utilizados en este estudio. Fuente: (<https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/>)

Niño1+2	Anomalías de la SST promediadas en la región (0-10°S, 90°W-80°W) La región Niño1+2 es la región más pequeña y oriental de la SST del Pacífico tropical, y se corresponde con la región costera de América del Sur, donde el fenómeno de El Niño fue reconocido por primera vez por las poblaciones locales. Este índice tiende a tener mayor varianza que otros índices de El Niño basados en la SST.
Niño3	Anomalías de la SST promediadas en la región (5°N-5°S, 150°W-90°W) Región principal para monitorear y predecir El Niño hasta la década de los 90.
Niño4	Anomalías de la SST promediadas en la región (5°N-5°S, 160°E-150°W) El índice Niño4 captura las anomalías de SST en el Pacífico ecuatorial central. Esta región tiende a tener menos varianza que las otras regiones de El Niño.
Niño3.4	Anomalías de la SST promediadas en la región (5°N-5°S, 170°W-120°W) Se superpone a porciones de las regiones Niño3 y Niño4. Se puede considerar que las anomalías de El Niño3.4 representan el promedio de la SST ecuatorial en todo el Pacífico, desde aproximadamente la línea de cambio de fecha hasta la costa sudamericana (Enfield, 1999). El índice de El Niño3.4 generalmente utiliza una media móvil de 5 meses, y los eventos de El Niño o La Niña se definen cuando la SST de la región 3.4 supera los +/- 0.4°C durante un período de seis meses o más.
MEI	Anomalías de la SST promediadas en las regiones de El Niño1+2 y Niño4 Índice del ENSO Multivariado (MEI), considera seis variables incluyendo la presión a nivel del mar, las componentes zonal y meridionales del viento superficial, la SST, la temperatura del aire superficial, y la fracción de cielo cubierto por las nubes en la zona tropical del Pacífico, medidas en la región Niño3 (Wolter y Timlin, 1998). Se calcula como la primera componente principal no rotada de los seis campos combinados, tras realizar un promedio móvil con una ventana bimensual.
TNI	Anomalías de la SST promediadas en las regiones de El Niño1+2 y Niño4 (Del inglés, Trans-Niño Index) este índice está relacionado con el gradiente de temperatura de este a oeste en el Pacífico tropical oriental (Trenberth y Stepaniak, 2001). El TNI se define como la diferencia en las anomalías de la SST normalizadas entre las regiones Niño1+2 y Niño4. El TNI mide así el gradiente en las anomalías de la SST entre el Pacífico ecuatorial central y oriental. Cuando el gradiente de la SST es particularmente grande (por ejemplo, debido a anomalías positivas en la región del

Niño4 y anomalías negativas en la región del Niño1+2), algunos investigadores clasifican el evento como "El Niño del Pacífico central" o "El Niño Modoki", aunque la distinción de este tipo de evento como un fenómeno separado es una cuestión en debate.	
SOI	Índice estandarizado basado en la diferencia de presiones entre Tahití y Darwin.
<p>El cambio en la circulación de los vientos alisios debidos a perturbaciones de la dinámica atmosférica relacionados con las alteraciones en los sistemas de presión a nivel del mar se conoce como Oscilación del Sur (Troup, 1965). El Índice de la Oscilación del Sur (SOI), es un índice estandarizado basado en las diferencias de presión a nivel del mar observadas entre Tahití y Darwin, Australia. El SOI es una medida de las fluctuaciones a gran escala en la presión del aire que ocurren entre el Pacífico tropical occidental y oriental (es decir, el estado de la Oscilación del Sur) durante los episodios de El Niño y La Niña. En el cálculo del SOI se tiene presente que las anomalías mensuales de presión atmosférica son calculadas a partir de un período de 30 años.</p>	
ENM	Anomalías de la SST en tres regiones: región central (C:165°E-140°W, 10°S-10°N) región este (E: 110°W-70°W, 15°S-5°N) y región oeste (W: 125°E-145°E, 10°S-20°N) (Ver Figura 2.6b)
<p>Se define como: $ENM = [SST]_C - 0.5 [SST]_E - 0.5 [SST]_W$, donde los corchetes de cada subíndice (C, E, W) representan el promedio de las anomalías de la SST en un área determinada (ver Figura 2.6b). ENM fue introducido por Ashok, et al. (2007) para determinar los períodos en los cuales ocurre este nuevo modo de acoplamiento entre océano y atmósfera dada su importancia en la variabilidad climática del planeta.</p>	

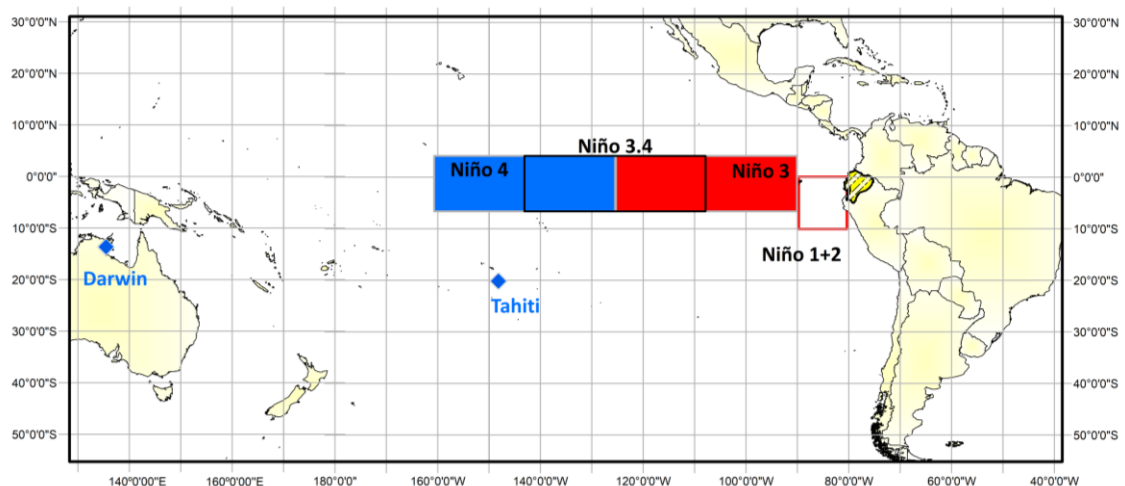


Figura 2.5. Mapa de la ubicación aproximada de las áreas de la SST utilizadas para el cálculo de los índices de teleconexión referentes al ENSO.

El rasgo fundamental que diferencia los eventos de El Niño canónico (EN) y El Niño Modoki (ENM) es el patrón de anomalías de la SST del Pacífico ecuatorial. A modo de ejemplo, la Figura 2.6a muestra la estructura espacial característica en un evento EN ocurrido en el invierno de 1997-1998, la cual exhibe anomalías positivas de la SST en torno a la costa oeste de Sudamérica, donde alcanzan su máximo valor, se propagan hacia el oeste y están acompañadas de anomalías más débiles y opuestas en el Pacífico oriental. Tres meses después del máximo de las anomalías, este calentamiento disminuye. Sin embargo, ENM (Figura 2.6b), muestra anomalías de la SST que aparecen cerca de la línea de cambio de fecha, donde se desarrollan y maduran dando lugar a una anomalía con forma de V (con el vértice hacia el oeste) que se extiende hacia los subtrópicos en ambos hemisferios (aunque más claramente en el hemisferio norte). En los extremos de la cuenca, las anomalías de la SST son negativas, teniendo una mayor extensión en el Pacífico oeste. Tres meses después de que el fenómeno alcance su máxima intensidad (que siempre es menor que para la situación de EN), pierde fuerza y desaparece en el centro del Pacífico.

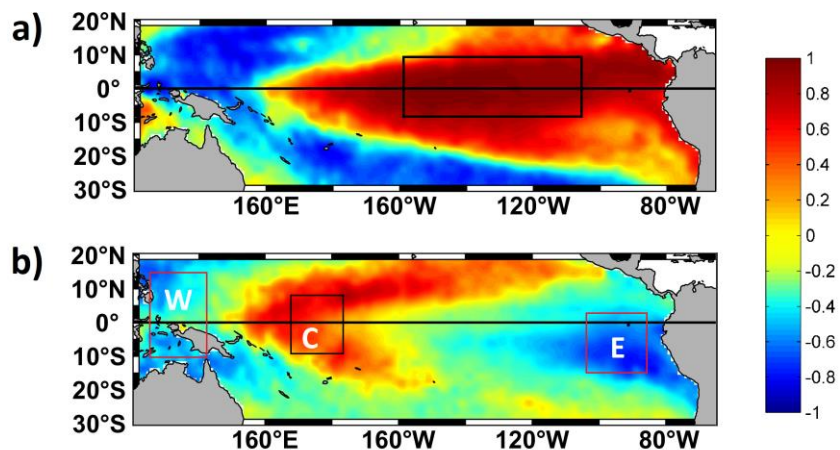


Figura 2.6. Diferencias entre los patrones de anomalías de la SST del Pacífico tropical, que representan condiciones del evento a) El Niño canónico en el trimestre DEF (diciembre, enero y febrero) del año 1997-1998, y b) El Niño Modoki en el trimestre DEF del año 1992-1993.

En el desarrollo de los siguientes capítulos, los datos de las variables observacionales de P, T y Q han sido analizadas dependiendo del caso, a escala mensual y estacional (mediante los promedios mensuales según la época del año). Si bien es conocido, que el territorio ecuatoriano, debido a sus peculiares características geográficas y su ubicación en latitudes tropicales no obedece a una estacionalidad definida, el agrupamiento en trimestres o estaciones facilita determinar la influencia de la SST sobre las variables a estudiar (Kousky y Higgins, 2007), que a menudo se identifica más fácilmente en promedios estacionales y no en promedios de tiempo más cortos. Así, por ejemplo, considerar el trimestre de diciembre-enero-febrero (DEF) permite evaluar la habilidad de predicción del ENSO de mejor manera, ya que esta es la temporada en que los eventos del ENSO generalmente alcanzan su magnitud máxima en el Pacífico tropical (Larkin y Harrison, 2002), así como también exhiben fuertes teleconexiones a escala global (Ropelewski y Halpert, 1987; Trenberth et al., 1998). En los trópicos, los episodios de EN están asociados con un aumento de las precipitaciones en el Pacífico este y central, observándose condiciones más húmedas de lo normal durante DEF a lo largo de la costa de Ecuador, noroeste de Perú, sur de Brasil, centro de Argentina y África oriental ecuatorial. Mientras que, durante junio-julio-agosto (JJA) se observan condiciones más secas de lo normal en el norte de Sudamérica y América Central y sobre el centro de Chile. De igual manera, los episodios de EN también contribuyen a las variaciones de temperatura a gran escala en todo el planeta, y la mayoría de las regiones afectadas experimentan condiciones anormalmente cálidas durante diciembre-febrero (Molina, 1998, 1999; Harrison y Larkin, 1998; Larkin y Harrison 2002, 2005; Chiodi y Harrison, 2008, 2010).

Así, el ENSO es un fenómeno que proporciona mayor predictibilidad si se estudia a escala estacional, por lo que analizar las series estacionales es importante cuando se consideran sus efectos, y por esta razón la SST estacional ha sido calculada en base a las estaciones tradicionales, diciembre-enero-febrero (DEF), marzo-abril-mayo (MAM), junio-julio-agosto (JJA) y septiembre-octubre-noviembre (SON).

La escala estacional de las variables P y T, también se ha obtenido atendiendo a la agrupación DEF, MAM, JJA y SON, mientras que para la variable Q se han analizado dos temporadas del año definidas por mostrar los picos máximos de Q de la serie mensual, una primera agrupando los meses de febrero-marzo-abril (FMA), y una segunda conformada por los meses de junio-julio-agosto (JJA).

Capítulo 3

Metodología

Este capítulo ofrece una descripción detallada de las distintas metodologías utilizadas en este estudio, así como de su aplicación para la predicción del comportamiento de las variables precipitación, temperatura del aire y caudal de los ríos de Ecuador. Se establecen, las herramientas estadísticas utilizadas para el análisis de grandes cantidades de datos climáticos y para la obtención de conclusiones acerca de los procesos físicos predominantes. Las técnicas descritas a continuación, han sido ampliamente utilizadas en los campos de la Geofísica, Meteorología, Climatología e Hidrología entre otros.

3.1 Métodos para el análisis de tendencias

El resultado de un análisis es estadísticamente significativo cuando no es probable que éste se deba al azar. Por su parte, el nivel de significación es un concepto estadístico asociado a la verificación de una hipótesis, que se define como la probabilidad de rechazar la hipótesis nula (H_0) cuando ésta es verdadera. La decisión se toma utilizando el “valor p”, correspondiente a la probabilidad que indica que la hipótesis planteada es estadísticamente significativa: si el valor p es inferior al nivel de significación, entonces la

hipótesis nula es rechazada. La hipótesis nula (H_0) representa, por ejemplo, la afirmación de que “no existe diferencia entre las dos variables estudiadas”. En este análisis, el valor p ha sido arbitrariamente seleccionado y consensuado en $p = 0,05$, que es equivalente a considerar una fiabilidad del 95% en la toma de decisiones.

Para detectar tendencias en las series de datos y analizar su significación estadística, los tests no paramétricos son recomendados frente otras pruebas más clásicas (Pearson, t -test, etc.), ya que están basados en los rangos de los registros y no en el valor de los mismos. Por ello, son independientes de los valores y de la distribución de las variables analizadas y no requieren asumir la normalidad de las muestras. Los tests no paramétricos más utilizados son el test de rangos de Spearman (Sneyers, 1990) y el test de Mann-Kendall (Mann, 1945; Kendall, 1975), cuya validez y robustez ha sido suficiente contrastada con resultados similares (Hirsch et al., 1982; Berryman et al., 1988; Sneyers, 1992; Yue et al., 2002). En el presente trabajo se aplica el test Mann-Kendall, tras comprobar su similitud con los resultados obtenidos del test de Spearman, por su mayor grado de utilización en el análisis de variables climáticas e hidrológicas.

Para el análisis de tendencias a largo plazo, se implementó el siguiente proceso estadístico sobre las series mensuales de precipitación, temperatura del aire y caudal, y sobre sus correspondientes series temporales. Se empieza por analizar el efecto de la autocorrelación y de esta manera pasar a la pruebas de Mann-Kendall. Adicionalmente se implementó el estimador de pendiente de Sen para el cálculo de la magnitud de la tendencia. A continuación se presenta una breve descripción de dichas pruebas estadísticas utilizadas en el análisis de tendencias.

3.1.1 Correlación serial (auto-correlación)

Antes de calcular la pendiente/tendencia en una serie de datos es recomendable explorar el efecto de auto-correlación o correlación serial en la misma, debido a que esto puede influenciar o sesgar el valor y la significación de la tendencia verdadera en los datos. De acuerdo con Von-Storch y Navarra (1995), la auto-correlación en las series aumenta la probabilidad de detección de tendencias significativas. Algunos de los efectos que supone la correlación serial pueden ser:

- Falsos rechazos de la hipótesis nula (H_0)
- Se afecta la distribución de la hipótesis nula del test de tendencia.
- Incrementos de la varianza de las estimaciones de tendencias.
- La tendencia puede ser estimada con menor precisión (subestimada o sobreestimada).
- Una mayor auto-correlación, conlleva una mayor incertidumbre.
- Se pueden detectar tendencias incluso cuando no hay ninguna.

Para eliminar la correlación serial de las series de tiempo, Von-Storch y Navarra (1995) sugieren aplicar un pre-blanqueo (pre-whitening) de las series antes de aplicar el test de Man-Kendall. En este trabajo, siguiendo esta sugerencia, antes de aplicar las pruebas no paramétricas de Mann-Kendall y Sen, se ha realizado un pre-blanqueo de las series.

De esta forma, posibles tendencias, estadísticamente significativas en la muestra de datos (x_1, x_2, \dots, x_n) han sido examinadas mediante el siguiente proceso:

1. Se ha calculado el coeficiente de correlación serial a retraso 1 (Lag1), designado como r_1 . El coeficiente de correlación a Lag1 de la muestra de datos x_i puede ser calculado de la siguiente forma (Kendall y Stuart, 1968; Salas et al., 1980).

$$r_1 = \frac{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i) \times (x_{i+1} - E(x_i))}{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_{i+1} - E(x_i))^2} \text{ con } E(x_i) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad (3.1)$$

donde $E(x_i)$ es el promedio de la muestra de datos y n es el tamaño de la muestra.

2. Si el valor de r_1 calculado no es significativo en un nivel de confianza del 95%, entonces el test de Mann-Kendall y el test de Sen han sido aplicados a los valores originales de las series de datos.
3. Si el valor calculado de r_1 es significativo, la aplicación de las pruebas de Mann- Kendall y Sen se realiza sobre las series de tiempo pre-blanqueadas, obtenidas como $(x_2 - r_1 x_1, x_3 - r_1 x_2, \dots, x_n - r_1 x_{n-1})$ a partir de la siguiente ecuación:

$$X_t = x_{t+1} - r_1 x_t \quad (3.2)$$

donde t es el la longitud temporal de la serie ($t = 1, 2, \dots, n$) y X_t es el valor de la serie pre-blanqueada para el tiempo t . El valor crítico de r_1 para un nivel de significación determinado depende si la prueba estadística es de una o dos colas. Para un test de hipótesis de una cola, la hipótesis alternativa es usualmente que el verdadero valor de r_1 es mayor que cero. Mientras que para el test de dos colas, la hipótesis alternativa es que el valor de r_1 es diferente de cero, con ninguna especificación de si el valor es positivo o negativo. De acuerdo con Anderson (1942) y Salas et al. (1980), los límites de la probabilidad en el correlograma de una serie independiente para r_1 puede ser definido por:

$$r_1 = \begin{cases} \frac{-1 + 1.645 \sqrt{n-2}}{n-1}, & \text{una cola} \\ \frac{-1 \pm 1.966 \sqrt{n-2}}{n-1}, & \text{dos colas} \end{cases} \quad (3.3)$$

donde n es el tamaño de la muestra. Si existe alguna razón para esperar autocorrelaciones positivas, el test de una cola es mejor, de lo contrario es más adecuado usar el test de dos colas. En nuestro caso utilizamos la prueba estadística t de Student de dos colas.

El proceso anterior asegura que los resultados de las series de datos que presenten tendencia original no estarán afectados por la auto-correlación.

3.1.2 Test de Mann-Kendall

La prueba Mann-Kendall se utiliza para determinar las series que presentan una tendencia (mensual y/o estacional) en las variables (precipitación, temperatura y caudal) formada por los valores promedio (mensuales y/o estacionales) en el periodo estudiado. El test estadístico de Mann-Kendall ha sido ampliamente usado para cuantificar la significación de tendencias en series de tiempo hidroclimáticas (Yue et al., 2002; Modarres y Silva, 2007; Partal y Kahya, 2006; Tabari y Marofi, 2011; Lorenzo-Lacruz et al., 2012; Gocic y Trajkovic, 2013), y en particular, ha sido ampliamente aplicado en estudios de series climatológicas en Ecuador (Morán-Tejeda et al., 2016; García-Garizábal et al., 2017; Ilbay-Yupa et al., 2019).

La aplicación del test de Mann-Kendall para una serie de n datos independientes e idénticamente distribuidos supone que la hipótesis nula no debe ser rechazada. La hipótesis nula (H_0) y alternativa (H_a) para cada una de las estaciones de análisis son:

H_0 : no se presenta una tendencia en la serie

H_a : hay una tendencia en la serie

Si el mínimo nivel de significación para el cual se rechaza la hipótesis de investigación (valor p) asociado a la prueba Mann-Kendall es menor o igual que 5%, la hipótesis nula será rechazada estadísticamente. Cuanto menor sea el valor p , mayor evidencia habrá para rechazar la hipótesis nula.

El estadístico de la prueba Mann-Kendall viene dada por:

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{signo}(x_j - x_k) \quad (3.4)$$

donde x representa una serie de tiempo univariante, j y k denotan los índices de tiempo asociados con valores individuales, n es el número de datos y el signo se determina de la siguiente manera:

$$\text{signo}(x_j - x_k) = \begin{cases} +1, & \text{si } (x_j - x_k) > 0 \\ 0, & \text{si } (x_j - x_k) = 0 \\ -1, & \text{si } (x_j - x_k) < 0 \end{cases} \quad (3.5)$$

Como se documenta en Mann (1945) y Kendall (1975), el estadístico S bajo la hipótesis nula tiene una distribución aproximadamente normal para $n \geq 8$ y la varianza $Var(S)$ viene definida por:

$$Var(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^m t_k(t_k-1)(2t_k+5)}{18} \quad (3.6)$$

donde m es el número de grupos vinculados (conjunto de datos de iguales valor) y t_k es el número de vínculos de extensión de k . Bajo la hipótesis nula, el estadístico estandarizado (Z) se define en la ecuación 3.7 y sus p valores correspondientes tienen una distribución aproximadamente normal:

$$Z_s = \begin{cases} \frac{S - 1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}, & \text{si } S > 0 \\ 0 & \cdot \\ \frac{S - 1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}, & \text{si } S < 0 \end{cases} \quad (3.7)$$

Los valores positivos de Z_s indican tendencias crecientes (incremento), mientras que valores negativos muestran tendencias decrecientes (disminución). La evaluación de la tendencia se realiza a un nivel de significación α . Cuando $|Z_s| > Z_{1 - \alpha / 2}$, la hipótesis nula H_0 es rechazada, implicando que existe una tendencia significativa en la serie de tiempo, $Z_{1 - \alpha / 2}$ es obtenida de la tabla de distribución normal estándar. En este estudio se emplea el nivel de significación $\alpha = 0.05$. A un nivel de significación del 95%, la hipótesis nula de no tendencia (no hay tendencia) es rechazada si $|Z_s| > 1.96$.

3.1.3 Método de Sen

Uno de los métodos paramétricos más útiles para detectar tendencia es el modelo de regresión lineal. El estimador Sen ha sido frecuentemente empleado en series hidroclimáticas (Gocic y Trajkovic, 2013; Tabari y Marofi, 2011; Tabari et al., 2011; Elnesr et al., 2010; Yue y Hashino, 2003; Ji y Xion, 2005; Partal y Kahya, 2006). No obstante, muchas de las variables muestran distribuciones diferentes. Por tanto, el estimador de la pendiente de Sen es utilizado en estos casos, debido a que corresponde a un método no paramétrico robusto que cuantifica la tendencia, cuando existe, como cambio en una serie por unidad de tiempo. Además, posee ciertas ventajas como el hecho de permitir valores faltantes. El método de Sen se puede utilizar en los casos en que la tendencia puede ser asumida como lineal, en la forma:

$$f(t) = B + Q^*t \quad (3.8)$$

donde Q^* es la pendiente, B es una constante y t es el tiempo. Para obtener la estimación de la pendiente de la tendencia (Q_i) en la muestra de N pares de datos, se calcula:

$$Q_i = \frac{X_j - X_k}{j - k}; \text{ para } i = 1, \dots, N \quad (3.9)$$

donde X_j y X_k son los datos en los tiempos j y k ($j > k$), respectivamente. Si hay n valores en la serie de tiempo, habrá tantos valores estimados para la pendiente como $N = n(n - 1) / 2$, donde n es el número total de observaciones.

Los N valores de Q_i se clasifican de menor a mayor y la mediana de la pendiente o estimador Sen es calculado por:

$$Q_{med} = \begin{cases} Q_{\lfloor \frac{N+1}{2} \rfloor}, & \text{si } N \text{ es impar} \\ \frac{Q_{\lfloor \frac{N}{2} \rfloor} + T_{\lfloor \frac{(N+2)}{2} \rfloor}}{2}, & \text{si } N \text{ es Par} \end{cases} \quad (3.10)$$

El signo de Q_{med} refleja la tendencia de los datos, mientras que su valor indica la pendiente de la tendencia. Un valor positivo de Q_i indica una tendencia creciente y un valor Q_i negativo revela tendencia decreciente en la serie de tiempo.

3.2 Métodos multivariantes

Los métodos estadísticos multivariados son una herramienta muy útil para la evaluación de múltiples relaciones de manera simultánea en bases de datos con grandes dimensiones como lo son las variables atmosféricas, climáticas, hídricas y oceánicas, de cara a obtener conclusiones acerca de los procesos físicos predominantes. Es por ello que

son de gran utilidad para el modelado de variables, ya que permiten un acercamiento a los fenómenos de estudio, tanto en cuanto al análisis de la variabilidad climática, como para la obtención de modelos de predicción.

En este contexto, debido a que las señales climáticas tienen componentes en diferentes escalas de tiempo y espacio, es difícil identificar las causas de la variabilidad climática cuando solo se analizan una o varias estaciones meteorológicas. El análisis multivariante de una o varias variables que presentan una distribución geográfica adecuada puede ayudar a identificar las posibles causas de variabilidad, separando en ciertos casos las diferentes escalas de tiempo, y también permitiendo cuantificar la influencia de esas causas en diferentes puntos geográficos. Métodos multivariados, como el análisis de componentes principales (PCA) y la descomposición en valores singulares (SVD) (Preisendorfer, 1988; Bretherton et al., 1992; Cherry, 1996; Björsson y Venegas, 1997; Von-Storch y Navarra, 1995; Wilks, 2006; Von-Storch y Zwiers, 1999; Navarra y Simoncini, 2010), han demostrado ser una herramienta valiosa en el estudio de la variabilidad del clima, y su uso ha aumentado considerablemente en los últimos años. Por ejemplo, para analizar la variabilidad de un solo campo de datos el PCA es generalmente más utilizado, mientras que para examinar la variabilidad acoplada de dos o más campos de datos geofísicos distintos, se aplica el método SVD (Björsson y Venegas, 1997).

3.2.1 Análisis de componentes principales

El análisis de componentes principales (PCA) es un método ampliamente utilizado para encontrar un número relativamente pequeño de nuevas variables que contengan la mayor cantidad de información posible del conjunto de datos original. Además se usa para

explorar la estructura de la variabilidad de un conjunto de datos de forma objetiva y analizar relaciones entre variables diferentes. En este proceso, el PCA encuentra un conjunto de funciones ortogonales empíricas (EOF) para representar una serie de datos. Dichas EOF son los autovectores de la matriz de covarianza (o correlaciones) y, cuando se trabaja con una distribución espacial de series temporales, son estructuras espaciales (ortogonales en el espacio). Mientras que las componentes principales (PCs) son los que muestran cómo ha variado cada estructura espacial en el tiempo, por lo tanto, ortogonales en el tiempo.

Los fundamentos del método PCA / EOF han sido ampliamente discutidos en varias investigaciones relacionadas con las ciencias de la tierra (por ejemplo, Preisendorfer y Mobley 1988; Jolliffe 2002), así como por diferentes autores en estudios de variabilidad climática (Lorenzo-Lacruz et al., 2010; Gámiz-Fortis et al., 2010, Morán-Tejeda et al., 2016, Gámiz-Fortis et al., 2011; Forootan y Kusche 2012, 2018; Córdoba-Machado et al., 2015b). Así, el PCA es una herramienta útil para reducir la dimensionalidad de las series, transformando el conjunto de p variables originales en otro conjunto de q variables no correlacionadas ($q \leq p$). Las p variables son medidas en n realizaciones, obteniéndose una tabla de datos o matriz de datos de orden $n \times p$ ($p < n$). De este modo identificamos los modos de variabilidad de la variable bajo estudio.

La idea general del método PCA / EOF es reducir la dimensionalidad y representar la matriz de datos original \mathbf{X} por el producto de dos matrices \mathbf{T} y \mathbf{P} .

$$\mathbf{X} = \mathbf{T}\mathbf{P}^T + \boldsymbol{\varepsilon} \quad (3.11)$$

Donde \mathbf{T} consiste en modos PCA, \mathbf{P} define los patrones de carga EOF y refleja las contribuciones de variables originales a los diversos modos de PCA, $\boldsymbol{\varepsilon}$ presenta la parte no

modelada de la señal. En esta investigación, la matriz \mathbf{X} se obtiene a partir de los datos de las series temporales de las diferentes variables ya mencionadas, normalizadas por sus desviaciones estándar. Sean p variables, por ejemplo p estaciones, de las cuales tenemos n medidas de una determinada variable, en nuestro caso n realizaciones en diferentes tiempos $u'(t, x), t = 1, \dots, n; x = 1, \dots, p$. Se pueden calcular las anomalías de dicha variable definidas como $u(t, x) = u'(t, x) - \bar{u}(x), x = 1, \dots, p$ donde $\bar{u}(x)$ es el valor medio de los n valores $u'(t, x)$. Trabajando con notación vectorial, podemos considerar que tenemos n vectores de un espacio vectorial (euclídeo) de dimensión $p, u(t, \cdot) \equiv u(t) \equiv [u(t, 1), \dots, u(t, p)]^T$. Los vectores se representarán por letras minúsculas negritas, los escalares por letras minúsculas normales y las matrices por mayúsculas en negrita, T indica trasposición. El conjunto de los datos viene entonces representado por la matriz de anomalías $U = [u(1), \dots, u(n)]^T$, de orden $n \times p$. Puede verse que cada una de las p columnas de esta matriz representa las anomalías de cada variable en cada estación a analizar, esto es:

$$u'(x, t), t = 1, \dots, n, x = 1, \dots, p \quad (3.12)$$

$$u(x, t) = u'(x, t) - \bar{u}(x), \bar{u}(x) = \frac{\sum_{i=1}^n u'(x, t)}{n} \quad (3.13)$$

$$z(x, t) = \frac{u(x, t) - \bar{u}(x)}{\sigma(x)}, \sigma(x) = \frac{\sum_{i=1}^n (u(x, t) - \bar{u}(x))^2}{n} \quad (3.14)$$

Esta última expresión es aplicable cuando los datos se han tipificado.

$$\mathbf{u} = \mathbf{u}(t, \cdot) \equiv u(t) = [u(t, 1), \dots, u(t, p)]^T = [u(t), \dots, u_p(t)]^T \quad (3.15)$$

$$u \begin{pmatrix} \mathbf{u}(1) \\ \vdots \\ \mathbf{u}(n) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} u_1(1) & \cdots & u_p(1) \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ u_{1(n)} & \cdots & u_p(n) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} u_{11} & \cdots & u_{p1} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ u_{1n} & \cdots & u_{pn} \end{pmatrix} \quad (3.16)$$

La matriz de covarianzas (o correlaciones) es una matriz cuadrada dada por:

$$S = \frac{1}{N} U^T U \quad (3.17)$$

Si los datos se expresan en forma de anomalías, entonces la matriz S es la matriz de covarianzas, con s_{ii} la varianza de la variable i -ésima mientras, que s_{ij} es la covarianza entre las variables i -ésima y j -ésima. Si las variables están estandarizadas, entonces tendremos correlaciones en vez de covarianzas.

Se trata de encontrar un nuevo sistema de coordenadas, es decir, una nueva base, con el criterio de que sobre estas nuevas direcciones las proyecciones de los vectores de observación sean máximas. Esto es, en la nueva base $\{e_1, \dots, e_p\}$, con $e_j = (e_j, \dots, e_j(p))^T$, la suma de las proyecciones de los vectores $u(t)$ sobre la dirección de ejes máxima secuencialmente, siendo, además los vectores e_j ortonormales. Así, matemáticamente para encontrar dichos vectores hace falta maximizar la expresión:

$$\frac{1}{N} \sum_{T=1}^N \left[\mathbf{u}^T(t) \mathbf{e}_j \right]^2 = \frac{1}{N} \sum_{T=1}^N [\mathbf{e}_j^T \mathbf{u}(t)] [\mathbf{u}^T(t) \mathbf{e}_j] \quad (3.18)$$

Con

$$\mathbf{e}_j^T \mathbf{e}_j = 1 \quad (3.19)$$

Se puede demostrar que:

$$\frac{1}{N} \sum_{T=1}^N \left[\mathbf{u}^T(t) \mathbf{e}_j \right]^2 = \frac{1}{N} \sum_{T=1}^N [\mathbf{e}_j^T \mathbf{u}(t)] [\mathbf{u}^T(t) \mathbf{e}_j] =$$

$$\frac{1}{N} \sum_{T=1}^N \mathbf{e}_j^T \mathbf{u}(t) \mathbf{u}^T(t) \mathbf{e}_j = \mathbf{e}_j^T \left(\frac{1}{N} \sum_{T=1}^N \mathbf{u}(t) \mathbf{u}^T(t) \right) \mathbf{e}_j = \mathbf{e}_j^T \mathbf{S} \mathbf{e}_j$$
(3.20)

La maximización del producto $\mathbf{e}_j^T \mathbf{S} \mathbf{e}_j$ sujeta a las condiciones antes descritas no es más que un problema de autovalores:

$$\mathbf{S} \mathbf{e}_j = l_j \mathbf{e}_j \rightarrow (\mathbf{S} - l_j \mathbf{I}) \mathbf{e}_j = 0, j = 1, \dots, p$$
(3.21)

Donde \mathbf{I} es la matriz identidad de orden $p \times p$.

El problema se reduce entonces a diagonalizar la matriz \mathbf{S} , es decir, a encontrar una matriz \mathbf{E} (que va contener como columnas a los vectores propios de \mathbf{S}) tal que:

$$\mathbf{E}^{-1} \mathbf{S} \mathbf{E} = \mathbf{L} \text{ ó } \mathbf{S} = \mathbf{E} \mathbf{L} \mathbf{E}^T$$
(3.22)

$$\mathbf{S} = \sum_{j=1}^p l_j \mathbf{e}_j \mathbf{e}_j^T$$
(3.23)

$$s(x, x') = s_{xx'} = \sum_{j=1}^p l_j e_j(x) e_j(x')$$
(3.24)

donde \mathbf{L} es una matriz diagonal y sus elementos no negativos serán los valores propios. En nuestra aplicación concreta, la matriz a diagonalizar \mathbf{S} es real y simétrica, pues es la matriz de covarianzas o correlaciones entre los datos, lo que simplifica el problema de autovalores. Si \mathbf{S} es una matriz real y simétrica, entonces se puede diagonalizar (es decir, existe solución al problema de autovalores) y además si $\mathbf{S} = \mathbf{S}^T$ todos los autovalores son reales.

Al diagonalizar la matriz de covarianzas (correlaciones) \mathbf{S} obtendremos un conjunto de nuevas direcciones \mathbf{e}_j que estarán asociadas a los valores propios l_j , los cuales se

ordenan de mayor a menor. Las nuevas direcciones e_j son los vectores propios o Funciones Ortogonales Empíricas (EOFs).

Se cumple, además, que la traza de la matriz S es igual a la suma de los autovalores:

$$\sum_{j=1}^p l_j = \sum_{j=1}^p s_{jj} \quad (3.25)$$

Asociado al vector e_m tenemos el autovalor l_m . En tal sentido cabe hablar de que el vector propio o EOF e_m explica un porcentaje de varianza $\frac{l_j}{\sum_{j=1}^p l_j}$, ya que la traza de L es la varianza total de los datos analizados. Como los valores propios se ordenan de mayor a menor, el porcentaje de varianza asociado a cada EOF decrece según su orden.

La representación de los variables iniciales en la nueva base $\{e_1, \dots, e_p\}$, se obtiene a partir de:

$$\mathbf{U} = \mathbf{U}(\mathbf{E}\mathbf{E}^T) = (\mathbf{U}\mathbf{E})\mathbf{E}^T \quad (3.26)$$

$$\mathbf{A} = \mathbf{U}\mathbf{E}(n \times p)$$

$$\mathbf{A} = (\mathbf{a}_1, \dots, \mathbf{a}_p), \mathbf{a}_j = (a_j(1), \dots, a_j(n)), j = 1, \dots, p \quad (3.27)$$

$$\mathbf{U} = \mathbf{A}\mathbf{E}^T = \sum_{j=1}^p \mathbf{a}_j \mathbf{e}_j^T (n \times p) \quad (3.28)$$

La matriz A es la matriz de componentes principales (PCs), y a_j representa la j -ésima componente principal, que puede considerarse como una serie temporal con las mismas dimensiones que los datos iniciales u_j , y se obtienen proyectando la matriz de covarianzas (o correlaciones) sobre el j -ésimo vector propio o EOF e_j .

Esta última expresión constituye la fórmula básica del PCA.

$$a_j = \mathbf{U}e_j \quad j = 1, \dots, p$$

$$a_j(t) = \mathbf{u}^T(t)e_j = \sum_{x=1}^p u(t, x)e_j(x), j = 1, \dots, p; t = 1, \dots, n \quad (3.29)$$

Una propiedad importante de las componentes principales es que son variables no correlacionadas. De la definición de A ,

$$\mathbf{A}^T \mathbf{A} = (\mathbf{U}\mathbf{E})^T (\mathbf{U}\mathbf{E}) = \mathbf{E}^T (\mathbf{U}^T \mathbf{U}) \mathbf{E} = \mathbf{E}^T (n\mathbf{S}) \mathbf{E} = \mathbf{E}^T (\mathbf{E}n\mathbf{L}) = n\mathbf{L} \quad (3.30)$$

con notación vectorial, y escalar

$$\mathbf{a}_j^T \mathbf{a}_k = nl_j \delta_{jk}$$

$$\sum_{t=1}^n a_j(t) a_k(t) = anl_j \delta_k \quad (3.31)$$

Obsérvese de la expresión anterior que la varianza de a_j es igual a l_j (siempre que se use la normalización $\|e_m\| = 1$:

$$\mathbf{Var}(\mathbf{a}_j) = \frac{1}{N} \mathbf{a}_j^T \mathbf{a}_j = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^n (a_j(t))^2 = l_j \quad (3.32)$$

Las series de componentes principales agrupan de manera óptima el comportamiento de un grupo de las series originales, de forma que pueden ser elegidas como representativas de éstas. Es decir, obtenemos una serie temporal que agrupa el comportamiento en el tiempo de un conjunto de series originales y tal que su varianza es igual al autovalor asociado al vector propio correspondiente.

Analizar las correlaciones de los datos, puede ser interesante ya sea considerando en forma de anomalías o de variables tipificadas con las PCs. Usando la ecuación básica de las PC (3.19), tenemos que

$$\sum_{t=1}^n u(t, x) a_j(t) = l_j e_j(x) \quad x = 1, \dots, p \quad (3.33)$$

por tanto, el coeficiente de correlación entre $u(x)$ y l_j es:

$$r_{ua}^2(j, x) = \frac{[\sum_{t=1}^n u(t, x) a_j(t)]^2}{[\sum_{t=1}^n u^2(t, x)] [\sum_{j=1}^p a_j^2(t)]} = \frac{l_j e_j^2(x)}{\sum_{j=1}^p e_j^2(x)} \quad (3.34)$$

para $j = 1, \dots, p, x = 1, \dots, p$.

Este estadístico da una medida de la correlación entre las series temporales originales $u(t, x)$ en el punto x y la j -ésima componente principal a_j . Se puede representar $r_{ua}^2(j, X)$ como función del índice local x para cada índice propio j . En aquellos lugares donde este estadístico tiene un valor alto, hay una alta correlación temporal entre las variables a_j y $u(t, x)$. Este estadístico representa también la varianza porcentual de $u(t, x)$ en cada localidad x con el j -ésimo EOF e_j . A estas correlaciones se les suele llamar factores de carga, ya que coinciden con los coeficientes obtenidos en el Análisis Factorial (Preissendorfer, 1988).

Retomando lo dicho anteriormente, si se pretenden encontrar estructuras coherentes de variación entre los datos, es recomendable usar la matriz de correlaciones (Von-Storch y Navarra, 1995). Esto debe tenerse en cuenta especialmente cuando aparece una alta variabilidad en los datos (cuando las varianzas de las series son diferentes entre sí). Nótese que el procedimiento del PCA basado en la matriz de covarianzas obtiene patrones que agrupan la máxima varianza posible de las series originales, pero no necesariamente una conexión física entre ellas o una maximización de la correlación. Si tenemos un conjunto de variables originales con una mayor varianza que el resto, el patrón principal va a agrupar

este conjunto de estaciones independientemente de que experimenten variaciones coherentes o no. Sólo si las variables están normalizadas (matriz de correlaciones) o bien si presentan variabilidades (varianzas) muy parecidas, el análisis PCA va a presentar patrones coherentes de variabilidad, y no simplemente una agrupación de estaciones. La contrapartida en el caso de usar la matriz de correlaciones es la pérdida de las unidades y de la magnitud real de los patrones.

Además cuando se usa la matriz de correlaciones, \mathbf{R} , la varianza total del conjunto de datos está normalizada y es igual al número de variables o estaciones, p , y los factores de carga tienen una expresión más sencilla, ya que:

$$r_{ua}^2(j, X) = \frac{[\sum_{t=1}^n u(t, x) a_j(t)]^2}{[\sum_{t=1}^n u^2(t, x)] [\sum_{j=1}^p a_j^2(t)]} = \frac{l_j e_j^2(x)}{\sum_{j=1}^p e_j^2(x)} = l_j e_j^2(x) \quad (3.35)$$

y por tanto, los factores de carga son $\sqrt{l_j e_j^2(x)}$, con una interpretación directa como patrones espaciales de variabilidad.

3.1.1.1 Reglas de selección de los EOFs

No todos los patrones o vectores propios (EOFs) resultan ser significativos. En general, a partir de un valor propio determinado, los vectores propios representarán patrones estocásticos, conteniendo información de escaso valor (ruido). Para establecer el valor propio a partir del cual no hay información o ésta no es útil, se plantea el problema de las reglas de selección.

Uno de los criterios más universalmente aceptado para la selección de patrones significativos es la regla de North (North et al., 1982), basada en la estimación de los errores de los vectores propios, cuya expresión es:

$$\Delta l_j = \sqrt{\frac{2}{n}} l_j \quad (3.36)$$

Siendo Δl_j el error asociado al valor propio λ_j , de tal forma que los valores propios significativos son los primeros para los cuales no se cumple que

$$|l_j - l_{j+1}| < \Delta l_j \quad (3.37)$$

3.2.1 Análisis de descomposición en valores singulares

La descomposición en valores singulares (SVD) es una técnica multivariante que se utiliza para identificar modos de variabilidad acoplados (Bretherton et al., 1992). En este estudio se aplicará la técnica SVD para obtener los modos acoplados entre las anomalías de la SST en el Océano Pacífico tropical y los campos estacionales de las variables precipitación, temperatura de aire y caudales de los ríos de Ecuador.

Cabe señalar que, debido a sus limitaciones, la técnica SVD, en determinadas circunstancias, puede producir patrones emparejados sin significado físico (Newman y Sardeshmukh, 1995; Cherry, 1997; Hu, 1997). Cherry (1997) sugiere, para resolver esta limitación, la aplicación de un PCA a cada campo anterior al uso de SVD, con el fin de probar si las PCs de ambos conjuntos de datos están fuertemente correlacionadas y si los patrones espaciales son geofísicamente relevantes. Newman y Sardeshmukh (1995) sugieren también, desde otra perspectiva, que los modos acoplados obtenidos a partir de la técnica SVD son físicamente significativos solo si explican porciones significativas de la varianza de sus respectivos campos.

El análisis SVD es una técnica ampliamente conocida. Los detalles de dicha técnica pueden ser consultados en Björnsson y Venegas (1997). A continuación se presenta una breve explicación de su procedimiento.

Antes de ejecutar el SVD, se construye la matriz temporal de covarianza cruzada (C) entre los dos campos de datos o variables que se quieren analizar, cuya distribución en el espacio puede ser diferente para cada campo, pero que deben tener el mismo intervalo temporal. En este estudio los campos a considerar son las anomalías de la SST estacional, que representa la variable predictora, y las anomalías de las variables precipitación, temperatura del aire y caudal estacionales, como variables predictandos. Supongamos que se tiene las matrices S , con dimensión $N \times K$ y la matriz P con dimensión $N \times Q$, que representan, respectivamente, las anomalías de la SST estacional y las anomalías de precipitación estacional, donde K y Q indica el número de localidades en el que se mide cada variable, mientras que N indica la longitud del periodo de tiempo. Asumiendo que las variables S y P están centradas en el tiempo, la matriz temporal de covarianza cruzada (C) puede ser construida mediante.

$$C = S^T \times P = \begin{pmatrix} S_1 P_1 & \cdots & S_1 P_Q \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ S_K P_1 & \cdots & S_K P_Q \end{pmatrix} \quad (3.38)$$

De esta forma la matriz (C) tiene una dimensión $K \times Q$, siendo cada elemento $S_i P_j$, la covarianza cruzada entre las series de tiempo S_i y P_j en los puntos i y j , respectivamente. Esta matriz S , por lo general, no es simétrica y el SVD utiliza la máxima covarianza posible para elegir la mejor combinación lineal entre los campos (Cherry, 1996; Storch y Zwiers, 1999).

Investigadores como Wallace et al. (1992) prefieren escalar la variabilidad de S y P , dividiendo cada serie por su desviación estándar. Calculada la matriz de covarianza (C) se realiza la descomposición en valores singulares sobre dicha matriz para encontrar las matrices U , V y la matriz diagonal L tal que:

$$C_{KQ} = U \times L \times V^T \quad (3.39)$$

La matriz U , de dimensión $K \times K$ contiene en las columnas los vectores singulares de S , la matriz V de dimensión $Q \times Q$ contiene en las columnas los vectores singulares de P y los valores en la diagonal de la matriz L son los valores singulares de la matriz de covarianza (C) de los dos campos. Las columnas de U se conocen como patrones de la izquierda y las columnas de V patrones de la derecha. Cada par de vectores singulares es un patrón o modo de co-variabilidad entre los campos S y P .

Los coeficientes de expansión, que representan la variabilidad temporal de cada modo, se obtienen mediante la proyección de los campos de datos originales sobre sus respectivos vectores singulares empleando las ecuaciones siguientes:

$$CS = S \times U \quad (3.40)$$

$$CP = P \times V \quad (3.41)$$

Las k -ésimas columnas de las matrices CS y CP contienen los coeficientes de expansión correspondientes a cada k -ésimo modo para los campos S y P respectivamente. De forma que para obtener solamente los coeficientes de expansión asociados a los M patrones principales de acoplamiento en los dos campos se aplica:

$$CS^m = \sum_{i=1}^K S_i U_i^m, m = 1, 2, 3, \dots, M, \quad (3.42)$$

$$CP^m = \sum_{i=1}^Q P_i V_i^m, m = 1, 2, 3, \dots, M \quad (3.43)$$

Visto que tanto \mathbf{U} y \mathbf{V} , como \mathbf{CS} y \mathbf{CP} son ortogonales (Björnsson y Venegas, 1997) la reconstrucción de los campos \mathbf{S} y \mathbf{P} puede ser obtenida (usando todos o un número M de modos seleccionados) de la siguiente manera:

$$S = CS \times U^T = \sum_{j=1}^M CS_j U_j \quad (3.44)$$

$$P = CP \times V = \sum_{i=1}^M CP_i V_i \quad (3.45)$$

De esta manera, se puede encontrar una fuerte relación (SC , fuerza de acoplamiento grande) entre los patrones asociados al campo S y los patrones asociados al campo P que soporte el modelo de regresión:

$$CP_r = b_1 CS_1 + \dots + b_M CS_M \quad (3.46)$$

donde b_1, b_2, \dots, b_M son los coeficientes de regresión calculados, a través del método de mínimos cuadrados. Se podría reconstruir el campo P (P_r) en función de la variabilidad temporal (CS) asociada a los (M) modos obtenidos en el campo S , con la ecuación que se muestra a continuación (Wei et al., 2012).

$$(P_r) = \sum_{i=1}^M CP_{ri} V_i \quad (3.47)$$

Así, la covarianza temporal entre los dos campos puede ser expresada en términos de los coeficientes de expansión en la siguiente ecuación:

$$L = CS^T \times CP \quad (3.48)$$

En tal sentido, la importancia relativa de cada modo del SVD está indicada por el porcentaje de covarianza cuadrada (CF) del modo determinado. Si $l_j = L(j, j)$ es el j -ésimo valor singular, la fracción de covarianza cuadrada (SCF) explicada por este modo estaría dada por:

$$SCF_j = \frac{l_j^2}{\sum l_j^2} \quad (3.49)$$

La fuerza de acoplamiento (SC) entre los patrones de variabilidad del SVD se obtiene de la ecuación:

$$SC_k = R(CS_k, CP_k) \quad (3.50)$$

donde R es el coeficiente de correlación de Pearson aplicado a los correspondientes coeficientes de expansión de cada campo. De esta forma, los modos de variabilidad del SVD, se representan normalmente por mapas de correlaciones homogéneas y heterogéneas. El mapa k -ésimo de correlación homogéneo se define como el vector de los coeficientes de correlación entre el coeficiente de expansión del modo k -ésimo de variabilidad de un campo (por ejemplo CS_k) y las series de datos en cada punto de ubicación del mismo campo (por ejemplo S). Este es un indicador útil de la distribución espacial de la fracción de covarianza entre el campo y su k -ésimo modo. De manera que el mapa heterogéneo indica cómo de bien pueden ser explicadas las series de datos del segundo campo (reconstruidas o predichas) a partir de los coeficientes de expansión del primer campo.

Una vez analizados los principales modos de variabilidad acoplados entre las anomalías de la SST en el Océano Pacífico tropical y los campos estacionales de las variables (precipitación, temperatura de aire y caudales de los ríos de Ecuador), se aplica de manera complementaria un proceso de reconstrucción de las variables hidroclimáticas a través de los principales modos de variabilidad obtenidos de análisis de SVD, con los que se calcula mediante la ecuación 3.47 hasta obtener las series reconstruidas. Esto quiere decir que, tras ejecutar el SVD de manera coetánea, se construye un modelo de regresión lineal (usando mínimos cuadrados) entre los primeros M coeficientes de expansión de S (SST) y a manera de ejemplo, la precipitación (P), con el objetivo de reconstruir los primeros M coeficientes de expansión de P (CP_r), como una función de los primeros M coeficientes de S (CS). Estos coeficientes reconstruidos (CP_r), se usan en el proceso de obtención de las series reconstruidas del campo original de C (P_r), empleando la ecuación (3.29).

Llegado a este punto, el análisis SVD será aplicado nuevamente estableciendo ahora retrasos estacionales entre los campos (SVD_Lag). El objetivo de dicha aplicación es la predicción de las variables hidrometeorológicas de Ecuador durante el periodo 1979-2015, con varias estaciones de antelación. Así se han considerado 4 retrasos estacionales (Lag1, Lag2, Lag3 y Lag4) entre la SST estacional del Pacífico tropical y las variables hidrometeorológicas a estudiar.

Este tipo de análisis se considera favorable cuando el campo predictor (en nuestro caso la SST del Pacífico tropical) y el campo a predecir (en nuestro caso la precipitación, temperatura del aire y caudal) están conectados mediante patrones de teleconexión

conocidos (Barnston, 1994; Liu, 2003; Wallace et al., 1992; Bretherton et al., 1992; Björnsson y Venegas, 1997).

Así, los modos de variabilidad significativos obtenidos por el SVD (y por el SVD_Lag), han sido seleccionados aplicando la regla de North y teniendo en cuenta la relación existente (o similitud) con los patrones de teleconexión reconocidos en estudios previos (que indican la existencia de una conexión física ya establecida o demostrada). Además, con el fin de mejorar la comprensión del significado físico de los patrones SVD (SVD_Lag) identificados, los coeficientes de expansión asociados al campo de la SST del Pacífico tropical se correlacionaron con los índices de teleconexión principales asociados al fenómeno ENSO. Este procedimiento permite constatar una relativa consistencia de los modos obtenidos durante la aplicación del SVD/SVD_Lag.

Finalmente, aplicamos el proceso de reconstrucción empleando el SVD_Lag (utilizando retrasos estacionales) siguiendo cada uno de los pasos indicados para la reconstrucción del SVD coetáneo mostrado anteriormente, entre los campos de anomalías de la SST y la precipitación, temperatura del aire y caudal.

3.1.2.1 Algoritmo de predicción utilizando el SVD

Para llegar a predecir las variables hidrometeorológicas en Ecuador es necesario partir del SVD_Lag, que aplica un esquema de validación cruzada denominado “*leave one out*” (Livezey, 1985). Este proceso se lleva a cabo para cada retraso establecido (Lag = 1, 2, 3 y 4 estaciones) entre los campos (Liu, 2003; Wang y Ting et al., 1999; Widmann y Bretherton, 2003). Nuevamente, asumiendo que los campos originales de entrada son las matrices S (por ejemplo, anomalías estacionales de la SST del Pacífico tropical) y P (por

ejemplo, las anomalías estacionales de la precipitación), con una longitud de tiempo N (37 años, periodo 1979-2015 para el caso de la precipitación en Ecuador), se construyen las matrices de validación S_t y P_t , mediante la extracción de un año t en común. Después, se ejecuta el análisis SVD_Lag sobre las matrices con los datos originales restantes S^* y P^* (matrices de calibración con $N = N - 1$), para obtener el par de modos acoplados U^* , V^* . De forma que los valores de las series temporales de validación cruzada están dadas por:

$$CS_t = S_t \times U^* \quad (3.51)$$

$$CS_{tr} = b_1 CS_{t1} + b_{t2} + \dots + b_{tM} \quad (3.52)$$

donde M es el número de modos significativos seleccionados. Los coeficientes de regresión son determinados entre los coeficientes de expansión de los dos campos para el periodo de calibración usando la aproximación de mínimos cuadrados, mientras que, la predicción del campo P para el periodo de validación (P_{tr}) es calculada usando la ecuación:

$$(P_r) = \sum_{i=1}^M C P_{ri} V_i \quad (3.53)$$

de forma que:

$$(P_{tr}) = \sum_{i=1}^M C P_{tri} V_i \quad (3.54)$$

Por último, se repiten los procesos anteriores para cada una de las matrices (validación y calibración) creadas mediante el *leave one out* en la longitud de tiempo N (número de años), generando así, N modelos predictivos, para cada desfase establecido entre los dos campos de variables. Estos construyen la serie $-P_r-$ predicha, de precipitación

(o temperatura del aire, o caudal) utilizando como variable predictora la SST del Pacífico tropical asociada a los M modos seleccionados. Para eliminar la posibilidad de que los resultados del *leave one out* pudieran estar sesgados por la tendencia lineal, a las variables predictora y predictando se les ha quitado la tendencia lineal y han sido centradas en el tiempo (restando la media a cada serie de tiempo) en cada repetición de la validación cruzada (Von-Storch y Zwiers, 1999). La habilidad del proceso de predicción (reconstrucción) es evaluada aplicando métodos descritos más adelante en la Sección 3.4.

3.2.3 Análisis de promedios o *composites*

El método de “*composites*” consiste en clasificar los datos en categorías y comparar los valores medios o anomalías de otras variables para las distintas categorías. Puede servir para identificar “señales” no muy fuertes que están ocultas debido a la existencia de “ruido”. Es una técnica de muestreo basada en la probabilidad condicional de que un determinado evento, como por ejemplo El Niño, ocurra (Chan y Xu, 2000). Una probabilidad condicional es la probabilidad de que un determinado evento se producirá si otro acontecimiento ha tenido lugar o tendrá lugar (NOAA, 1997).

En un *composite* se toman los extremos y se comparan con los años “neutros”. El *composite* se puede hacer para extremos positivos y negativos y estos resultados no tienen por qué ser opuestos (respuesta no lineal).

La técnica de *composites* se utilizó para analizar la probabilidad condicional de que las variables climáticas estudiadas (precipitación, temperatura y caudal) en un periodo trimestral en Ecuador muestre alteraciones por encima o por debajo de lo normal, dado que

ocurra un fenómeno El Niño, La Niña o no ocurra ninguno de los dos (normal) según los valores de los índices de teleconexión utilizados en este estudio.

Así, las series obtenidas se comparan entre sí, para establecer si son iguales o diferentes. Nótese que el análisis de promedios es una herramienta complementaria al análisis SVD o PCA, y es fundamentalmente útil cuando la relación que pretendemos estudiar sea posiblemente no lineal.

En este estudio, para determinar si la precipitación, la temperatura o el caudal de los ríos en Ecuador es sensible a la ocurrencia de eventos El Niño canónico (EN)/La Niña canónica (LN) y El Niño Modoki (ENM)/La Niña Modoki (LNM), se realizan muestreos en las series de valores de anomalías estacionales de cada variable (por ejemplo, la precipitación), obteniéndose los conjuntos de datos correspondientes a los eventos de El Niño/La Niña y El Niño Modoki/La Niña Modoki considerados intensos, y los conjuntos de eventos considerados normales.

Para esto utilizamos los índices Niño3 y Niño Modoki, con el fin de identificar los años EN/LN y ENM/LNM, respectivamente (ver la Sección de Datos para su construcción). Durante el periodo de estudio (1979-2015), se han seleccionado los años en los que estos índices superan o igualan un valor umbral (0.5 en la fase positiva y -0.5 en la fase negativa) en la serie estacional estandarizada de los índices (Tabla 3.1), identificando así los eventos EN/LN y ENM/LNM que presentan mayor intensidad en cada una de las estaciones del año. Así, para cada estación, se muestran los años con la presencia de eventos intensos El Niño y El Niño Modoki.

Tabla 3.1. Eventos de El Niño canónico (EN), La Niña canónica (LN), El Niño Modoki (ENM) y La Niña Modoki (LNM) durante el periodo 1979-2015 en sus diferentes estaciones. Los años en común se muestran en rojo.

EL NIÑO (EN)				LA NIÑA (LN)			
DJF	MAM	JJA	SON	DJF	MAM	JJA	SON
1982/1983	1983	1982	1982	1984/1985	1985	1984	1984
1986/1987	1987	1983	1987	1988/1989	1986	1985	1985
1991/1992	1992	1987	1997	1998/1999	1988	1988	1988
1994/1995	1993	1991	2002	1999/2000	1989	1999	1995
1997/1998	1998	1997	2006	2005/2006	1999	2000	1999
2002/2003		2009	2009	2007/2008	2000	2007	2007
2009/2010		2015	2015	2011/2012	2007		2010
2014/2015					2008		
EL NIÑO MODOKI (ENM)				LA NIÑA MODOKI (LNM)			
DJF	MAM	JJA	SON	DJF	MAM	JJA	SON
1979/1980	1980	1982	1986	1982/1983	1983	1981	1983
1986/1987	1982	1991	1990	1983/1984	1984	1983	1984
1990/1991	1991	1992	1991	1988/1989	1989	1989	1988
1991/1992	1994	1994	1993	1997/1998	1998	1997	1997
1992/1993	1995	2002	1994	1998/1999	1999	1998	1998
1994/1995	2003	2004	2002	1999/2000	2000	1999	1999
2002/2003	2005		2004	2000/2001	2001	2008	2008
2004/2005	2007		2009	2007/2008	2008		2010
2009/2010				2008/2009	2012		
2014/2015				2011/2012			

En general, los años elegidos concuerdan con los seleccionados como El Niño clásico identificados por Trenberth (1998) y con los eventos el Niño Modoki identificados por Ashok et al. (2007).

El problema fundamental en el análisis de promedios es la estimación de la significación de la señal. Para estimar dicha significación en la diferencia de medias entre dos muestras, se ha aplicado una prueba t de Student de dos colas. Asumiendo que se tienen 2 grados de libertad, se pone a prueba la hipótesis nula H_0 de que la media entre las dos muestras independientes son iguales, frente a la hipótesis alternativa H_1 que representa la diferencia de las medias entre las muestras. Si las varianzas de las dos muestras independientes son iguales, la prueba estadística apropiada viene dada por:

$$t = \frac{|\bar{X} - \bar{Y}|}{\sqrt{\left(\frac{N_x + N_y}{N_x N_y}\right) \left(\frac{(N_x - 1)\sigma_x^2 + (N_y - 1)\sigma_y^2}{N_x + N_y - 2}\right)}} \quad (3.55)$$

donde N_x y N_y son el tamaño de las muestras y σ_x^2 y σ_y^2 son las varianzas de las muestras X e Y respectivamente. La hipótesis nula H_0 es rechazada si el estadístico t es menor que el valor crítico de t para la distribución teórica t de Student, que depende de los grados de libertad $N_x + N_y - 2$ y del nivel de significación α (por ejemplo $\alpha = 0.05$), indicando que las muestras poseen medias diferentes (von Storch y Zwiers, 1999; Wilks, 2006).

3.3 Análisis y significación de correlaciones

En el proceso de aplicar las metodologías anteriores, el estudio de la asociación entre dos (o más) variables, es decir, si los cambios en una variable corresponden a cambios en la otra ha sido imprescindible en nuestro estudio. Éstos procesos pueden ser en la misma

dirección (cuando una aumenta, la otra aumenta: correlación positiva) o en dirección contraria (cuando una aumenta, la otra disminuye: correlación negativa); o pueden no relacionarse (cuando una aumenta, la otra a veces aumenta, a veces disminuye y a veces sigue igual: correlación nula).

La fuerza de la correlación es la cercanía en los cambios de ambas variables. A mayor correlación, más tienden a formar una línea recta en el diagrama de dispersión.

Esta fuerza de la correlación se mide con el coeficiente de correlación producto-momento (de Pearson) para variables numéricas o el coeficiente de correlación de rango (de Spearman) para variables ordinales. El coeficiente de correlación (r) va desde ± 1 (correlación perfecta) a 0 (correlación nula).

Usualmente las series temporales usadas en campos de datos geofísicos presentan algún grado de dependencia entre valores consecutivos, razón por la que, los grados de libertad efectivos son generalmente menores que el número de muestras tomadas. Esto representa la principal diferencia con la estadística clásica, que considera para cada variable aleatoria una magnitud estadísticamente independiente en la series de tiempo. Por esta razón para este estudio, antes de determinar el valor crítico de un coeficiente de correlación, se analizó si la correlación serial podría afectar a su cálculo, derivado del hecho de que el número de pares de datos temporalmente independientes podría ser menor que el tamaño de la muestra (Trenberth, 1984; Kristjánsson et al., 2002). Teniendo en cuenta estas consideraciones, y siguiendo el trabajo Bretherton et al. (1999), se calculó el tamaño efectivo de la muestra (N_{eff}) a partir de la siguiente ecuación:

$$N_{eff} = N \left(\frac{1 - R_1 R_2}{1 + R_1 R_2} \right) \quad (3.56)$$

Donde R_1 y R_2 son las correlaciones seriales (para Lag1) de las series de tiempo X e Y , respectivamente, lo cual asume que las serie de tiempo siguen un proceso autoregresivo de primer orden. La significación de la correlación entre las dos series (X, Y) se obtiene nuevamente utilizando la prueba t de Student de dos colas, de forma que:

$$R_{cri} = \frac{t_{95}}{\sqrt{R_{95}^2 + N_{eff} - 2}} \quad (3.57)$$

Donde R_{cri} es el valor del coeficiente de correlación crítico, t_{95} es el cuantil 95 de la distribución t de Student con $N_{eff} - 2$ grados de libertad, y N_{eff} es el tamaño efectivo de la muestra. Nótese que para series que no están auto correlacionadas (a Lag1), el tamaño efectivo es igual al tamaño de la muestra ($N_{eff} = N$). Un valor de correlación es considerado significativo si el coeficiente de correlación R es mayor que el valor crítico R_{cri} (tomando ambos en valor absoluto).

3.3.1 Método de correlaciones móviles centradas

Es un método mecánico que se realiza mediante un cálculo, utilizado un conjunto de datos para crear una serie de promedios, sustituyendo la serie original por una serie suavizada. Aunque simple, este método puede ser sorprendentemente bueno y representa un buen punto de partida para observar la estabilidad de las correlaciones a lo largo de un tiempo. Por ejemplo, si se tiene un conjunto de 100 datos, el primer valor de la serie de medias móviles podría ser el promedio de los primeros 25 términos, luego el promedio de

los términos 2 al 26, el tercer elemento de los términos 3 al 27 y así, hasta por último el promedio de los últimos 25 números del 76 al 100.

Para este estudio en particular, el cálculo de correlaciones móviles está dado para un periodo de 15 años entre la serie temporal obtenida de coeficientes de expansión estandarizados de los modos de la SST y los diferentes índices de teleconexión asociados al fenómeno de El Niño. Cabe resaltar que, cuanto más larga sea la ventana, más suave será la tendencia.

3.4 Evaluación de métodos para reconstrucción y predicción

La habilidad de los procesos de reconstrucción y predicción se evalúa a partir de la estimación del coeficiente de correlación de Pearson (R), la raíz cuadrada del error cuadrático medio ($RMSE$) y el error esperado (RE), entre las series predichas y el campo de datos originales (Wilks, 2006; Von-Storch y Zwiers, 1999). Un gran número de medidas de verificación de un proceso predictivo pueden encontrarse en Jolliffe y Stephenson (2003). Los aplicados en este estudio (R , $RMSE$ y RE) son los más utilizados (Wilks, 2006; Von-Storch y Zwiers, 1999).

El RMSE está dado por:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_{tr} - P)^2} \quad (3.58)$$

donde P_{tr} y P contienen las series predicha y observada, respectivamente, en una longitud de tiempo N .

El error esperado es obtenido a través de la expresión:

$$RE = 1 - \frac{RMSE}{RMSE_{CI}} \quad (3.59)$$

Propuesto por Lorenz (1956), el parámetro estadístico RE ha sido ampliamente utilizado en procesos de predicción (reconstrucción) climática en varios estudios (Wilks, 2006; Von-Storch y Zwiers, 1999; Jolliffe y Stephenson, 2003). Este parámetro puede tomar valores entre $-\infty$ y $+1$; y cuando $RE > 0$ indica que la predicción (reconstrucción) posee una cierta habilidad (Fritts, 1976). En este estudio en particular, el error esperado RE , proporciona una medida de error respecto al promedio estacional (climatología estacional, $RMSE_{CI}$), de forma que, valores positivos de RE indican una mejor habilidad de pronóstico en comparación con el promedio climatológico estacional (pronóstico de referencia).

Capítulo 4

Variabilidad y predictibilidad estacional de la precipitación

En este capítulo se analiza en primer lugar la variabilidad espacial y temporal de la precipitación (P) estacional en Ecuador, durante el periodo de 1979 – 2015, a través del análisis de componentes principales (PCA) y del análisis de tendencias. En segundo lugar se aplica el método de descomposición en valores singulares (SVD) a los datos de P estacional de Ecuador y de la SST del Pacífico tropical coetánea, con el fin de explorar la capacidad predictiva de esta última.

Finalmente, se han desarrollado esquemas de reconstrucción y predicción de la P estacional de Ecuador para varios retrasos establecidos (desde 1 hasta 4 estaciones) respecto a la SST, mediante la aplicación del SVD con retraso. Los principales modos de variabilidad de la SST han sido usados como variables predictoras para la P, evaluando así, la habilidad que posee la SST del Pacífico tropical para explicar la variabilidad de la P con adelantos desde una estación (Lag1) hasta un año (Lag4). La validación de los modelos de predicción establecidos se ha llevado a cabo mediante la técnica de validación cruzada o *leave one out*.

4.1. Variabilidad de la precipitación mensual y estacional

Con el análisis de la variabilidad de la P en Ecuador a escala estacional, se busca ampliar el conocimiento sobre el comportamiento de esta variable en el país. Para ello, por un lado se ha analizado la variabilidad espacio-temporal de la P mensual y estacional y por otro se ha llevado a cabo un análisis de tendencias. Esta exploración sirve como punto de partida del análisis de la P de Ecuador, y aportará información importante que será complementaria a los resultados de los análisis posteriores desarrollados a lo largo de este capítulo, relacionados con la predicción de la P estacional de Ecuador.

4.1.1. Variabilidad intra-anual de la precipitación

La Figura 4.1 muestra, a manera de ejemplo, los ciclos anuales de P en diferentes localidades ubicadas en las principales regiones naturales del país. Se observa que para las localidades M005 y M009, localizadas en la región Costa, más cercanas al Océano Pacífico, la distribución anual de la P está marcada por un periodo húmedo y otro seco, en correspondencia con el calentamiento estacional del océano que bordea la costa de Ecuador y la migración de la ZCIT. Los meses de lluvia están asociados a los primeros meses del año (conocido popularmente como invierno) desde diciembre a mayo (Hernández y Zambrano, 2007) y los meses restantes corresponden a la estación seca o verano (Rossel, 1998). Las dos localidades distribuidas en la región de los Andes (M0003, más al norte, y M0138, localizada más al sur), situadas por encima de los 1000 msnm (metros sobre el nivel del mar) experimentan tanto la influencia de masas de aire tropical marítimo como tropical continental (Vuille et al., 2000, 2005) mostrando el ciclo anual de la P un

comportamiento bimodal, con dos periodos a lo largo del año asociados a un incremento de la P, el primero con valores máximos de P durante los meses de abril a mayo, y el segundo, de menor intensidad, durante los meses de noviembre y diciembre. La localidad M007, única estación disponible situada en la región de la Amazonía, muestra los máximos valores de P en los meses de abril a julio, aunque se observa que en esta región la P es más homogénea a lo largo del año.

Para los siguientes análisis se ha utilizado la estacionalidad definida en el Capítulo 2, en la cual agrupamos la P acumulada mensualmente en cuatro trimestres de la siguiente manera: de diciembre a febrero (DEF), de marzo a mayo (MAM), de junio a agosto (JJA) y de septiembre a noviembre (SON).

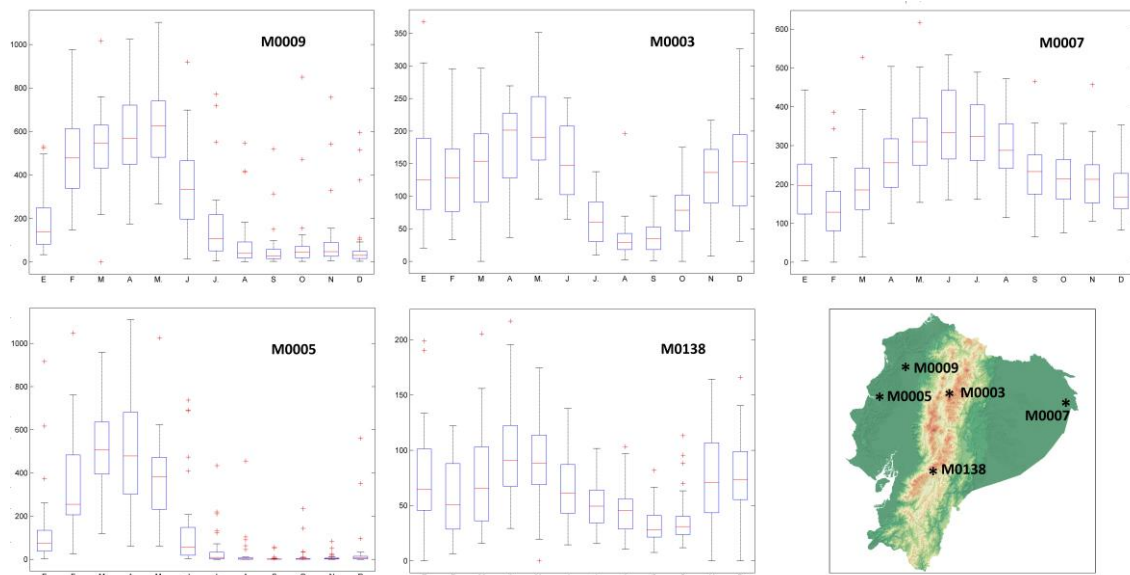


Figura 4.1. Ciclo anual de la P (mm) en diferentes localizaciones distribuidas por las principales regiones naturales de Ecuador, para el periodo de 1979 – 2015.

4.1.2. Variabilidad interanual

Con el objetivo de caracterizar la variabilidad interanual de la P en Ecuador, se ha realizado un análisis de tendencias. Las Figuras 4.2 y 4.3 muestran la distribución espacial de las tendencias de la P, significativas al nivel de confianza del 95%, obtenidas mediante el test de Mann-Kendall, así como los valores de las pendientes (en % por año) estimadas a través del método de Sen (véase Capítulo 3), para cada mes (Figura 4.2) y para cada estación definida (Figura 4.3), durante el periodo 1979-2015.

Los resultados del análisis de tendencias de la P mensual se exponen en la Figura 4.2, mostrando que las tendencias mensuales proporcionaron pendientes positivas significativas al 95% para los meses de noviembre a julio, mientras que para los meses de agosto hasta octubre aparece una mezcla entre valores significativos con tendencias positivas en la región de la Costa y tendencias negativas en su mayoría en la región de los Andes. Sin embargo, destacan los valores de tendencias positivas significativas que prevalecen a lo largo del año, siendo los meses desde julio a diciembre los que muestran los valores más altos, con pendientes que alcanzan desde 2 a 4% en localidades más cercanas a la costa pacífica. Por otro lado, en la región de los Andes los valores más altos de tendencia están entre 1 y 4% para los meses de diciembre a febrero, y de manera contraria, a partir del mes de julio, se da una transición a tendencias negativas que se extiende hasta el mes de octubre.

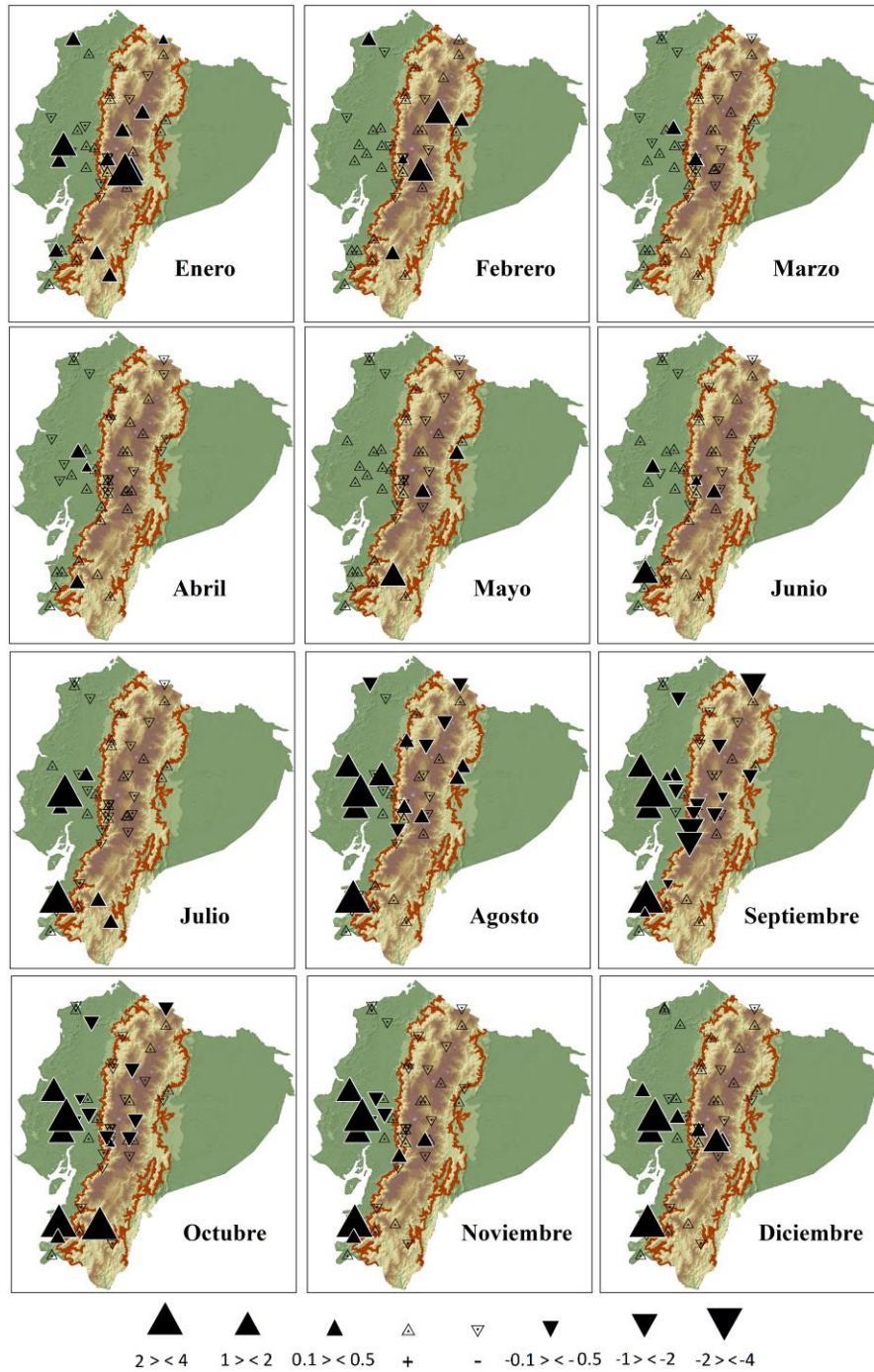


Figura 4.2. Distribución espacial de las tendencias de la P mensual (% por año) durante el periodo 1979–2015. Se muestran las tendencias significativas al nivel de confianza del 95% (color negro) y tendencias no significativas (sin relleno).

Los resultados del análisis estacional de tendencias (Figura 4.3) muestran que, de manera general, la mayoría de las localizaciones presentan valores de tendencias no significativos, aunque se observan varias localidades con tendencias significativas positivas en todas las estaciones del año, ubicadas principalmente en la región centro y sur de los Andes, con pendientes superiores a 1% por año, en el caso de DEF y MAM. En JJA y en SON los valores positivos son menos altos (entre 0.1 y 2% por año) y quedan confinados fundamentalmente a la parte más meridional del país. Solo una localidad ubicada al norte de la región de los Andes muestra tendencia negativa significativa (entre -1 y -2% por año) para MAM.

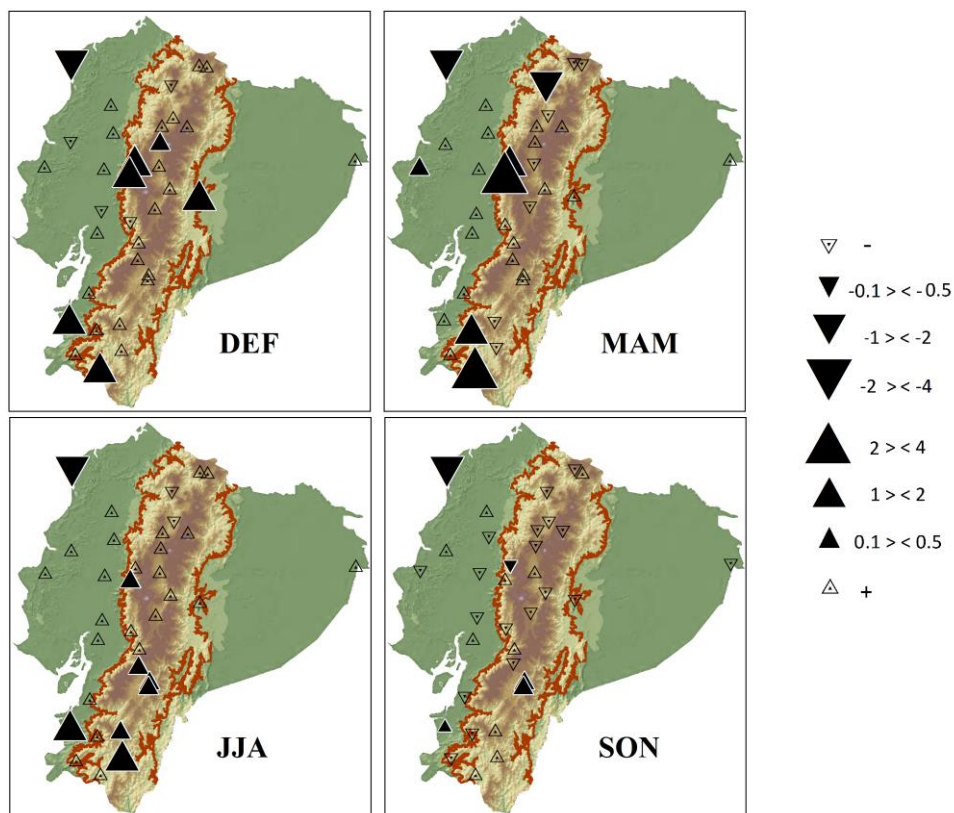


Figura 4.3. Como la Figura 4.2, pero para la P estacional.

4.1.3. Variabilidad espacio-temporal

El análisis de la variabilidad espacio-temporal de la P estacional de Ecuador se ha llevado a cabo mediante la aplicación de un PCA. A partir de este, y siguiendo la regla de North, se han obtenido 2 componentes principales significativas para cada estación del año. Para las dos primeras EOFs, el porcentaje acumulado de varianza explicada es de 56.1% para DEF, 50.1% para MAM, 56.2% para JJA y 61.6% para SON. El primer modo de variabilidad de la P estacional (Figura 4.4, columna izquierda), muestra en general fuertes correlaciones positivas significativas sobre la mayoría de localidades ubicadas en la región de la Costa, excepto en el trimestre de DEF, que muestra fuertes correlaciones con localidades ubicadas en la región de los Andes. Para este primer modo la varianza explicada oscila entre el valor máximo de SON (48.5%) y el mínimo de MAM (31.8%). Por otro lado, el segundo modo de variabilidad es fundamentalmente representativo de la variabilidad de la P estacional de la región andina en el caso de MAM, JJA y SON, y de la zona Costa en DEF. La varianza explicada por este segundo modo oscila entre el valor máximo de DEF (20.8%) y el mínimo de SON (13.1%). Así, mientras que para el caso de MAM y JJA la agrupación de localidades obtenida por el PCA es muy clara, dividiendo el país en región Costa y Andes, dicha separación queda más diluida para las estaciones de DEF y SON, donde ambos modos de variabilidad encontrados comparten algunos valores significativos de correlación entre las dos regiones.

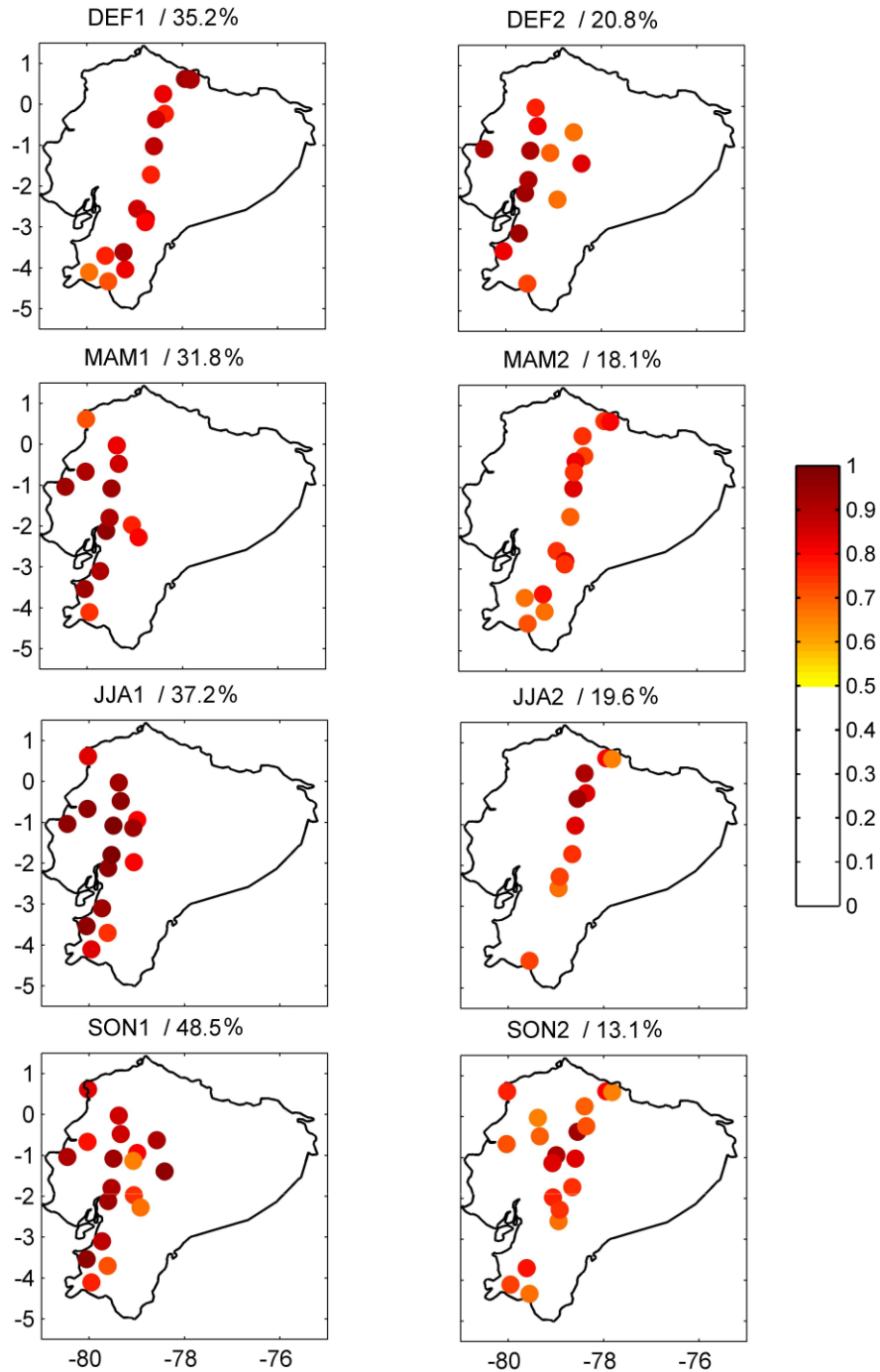


Figura 4.4. Mapa de correlaciones (factores de carga) de los 2 primeros modos de variabilidad (en columnas) de la P estacional obtenidos mediante el PCA. Solo se representan las correlaciones significativas al nivel de confianza del 95%.

La Figura 4.5 muestra la variabilidad temporal de las PCs asociadas a la EOF1 y la EOF2 para cada una de las estaciones del año. Para las PCs asociadas a la EOF1 para MAM, JJA y SON, así como para la PC2 en DEF y SON, representativas de la región Costa, se observa que la variabilidad viene marcada por los eventos extremos del ENSO, destacando los picos de los años 1983 y 1998-1999. Por otro lado las PCs asociadas al modo de variabilidad representativo de la P en los Andes (PC2 de MAM y JJA, y PC1 de DEF) muestra una variabilidad interanual más acusada.

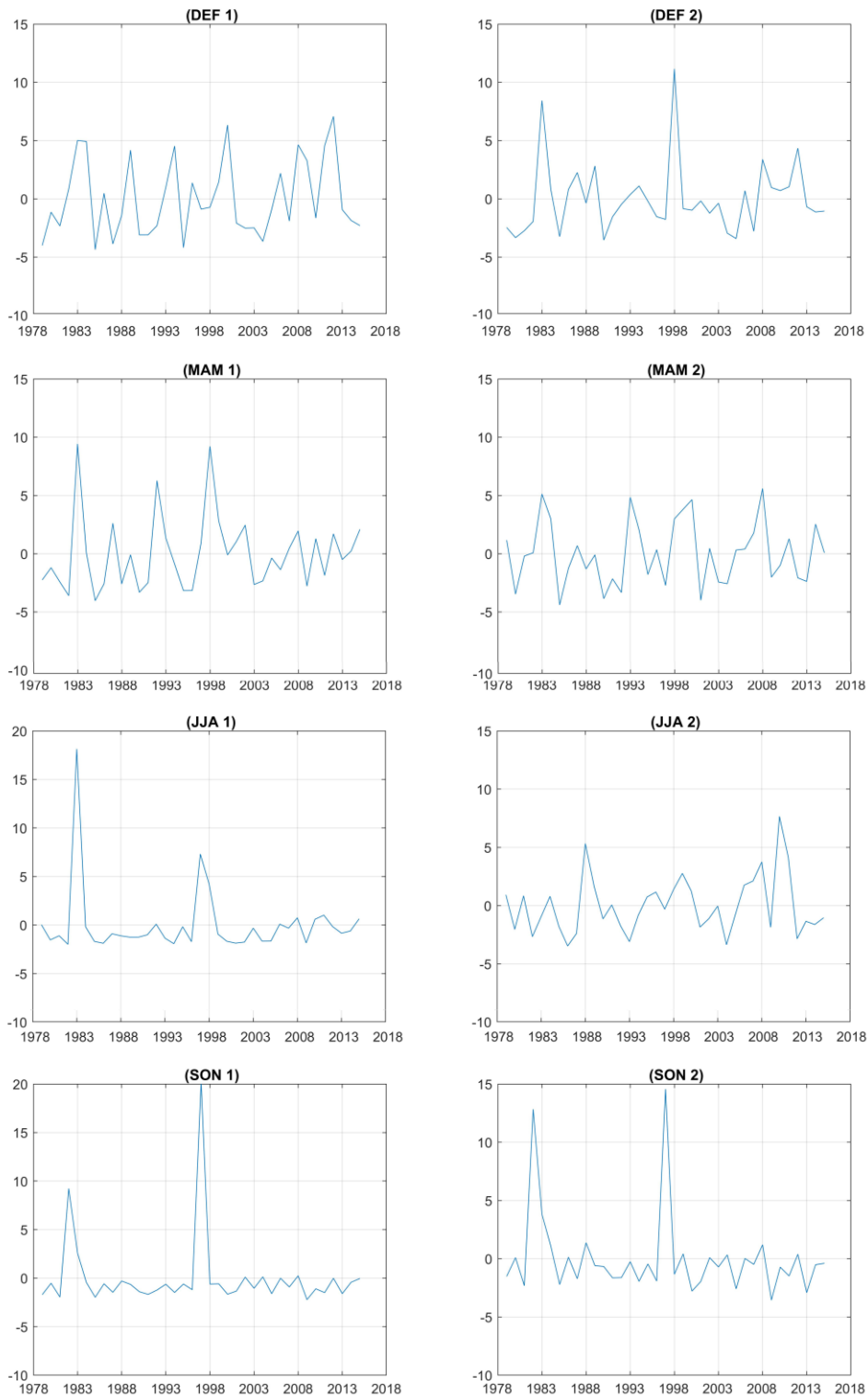


Figura 4.5. Series PCs (columnas) correspondientes a los dos primeros modos de variabilidad de la P estacional en Ecuador durante el periodo 1979-2015.

4.2. Influencia de la SST del Pacífico tropical sobre la precipitación

La influencia de la SST del Pacífico tropical sobre la P estacional en Ecuador durante el periodo seleccionado, 1979-2015, se ha explorado aplicando la técnica estadística SVD (ver Capítulo 3). Además, para identificar los fenómenos El Niño canónico (EN)/La Niña canónica (LN) y El Niño Modoki (ENM)/La Niña Modoki (LNM), se han empleado los índices Niño1+2, Niño3, Niño3.4, Niño4, SOI, MEI, TNI y Niño Modoki.

4.2.1. SVD coetáneo

El SVD aplicado a los datos estacionales coetáneos de la P de Ecuador y la SST del Pacífico tropical muestra dos modos principales de variabilidad acoplados, para las 4 estaciones del año. Las Figuras 4.6, 4.8 y 4.9 muestran los resultados de este SVD.

El primer modo de variabilidad acoplado muestra el patrón tradicional asociado al fenómeno de El Niño en todas las estaciones del año (Figura 4.6, modo_1), caracterizado por anomalías fuertes positivas de la SST sobre el Océano Pacífico oriental que se debilitan en el Pacífico occidental, dibujando en general un patrón en forma de lengua sobre el Pacífico tropical (Ropelewski y Halpert, 1987). Este primer modo es capaz de explicar una covarianza cuadrada entre el campo de la SST y la P que oscila entre el valor mínimo de 41.6% en DEF y el máximo de 56.6% para SON.

El segundo modo acoplado encontrado en la SST (Figura 4.6, modo_2) parece estar asociado con el patrón espacial de El Niño Modoki (ENM) (Ashock et al., 2007), más claramente en DEF que en el resto de las estaciones del año, asociado a un núcleo de valores positivos de anomalías de la SST en el Océano Pacífico central, bordeado por anomalías

negativas en el Pacífico oriental (cerca de las costas de América del Sur) y el Pacífico occidental (cerca de las costas de Australia), conformando así, una estructura en forma de bumerang o herradura sobre el Pacífico tropical. La covarianza cuadrada explicada en este caso es menor que para el primer modo, aunque para DEF y JJA se muestran todavía valores importantes (23% para DEF y 22.5% para JJA).

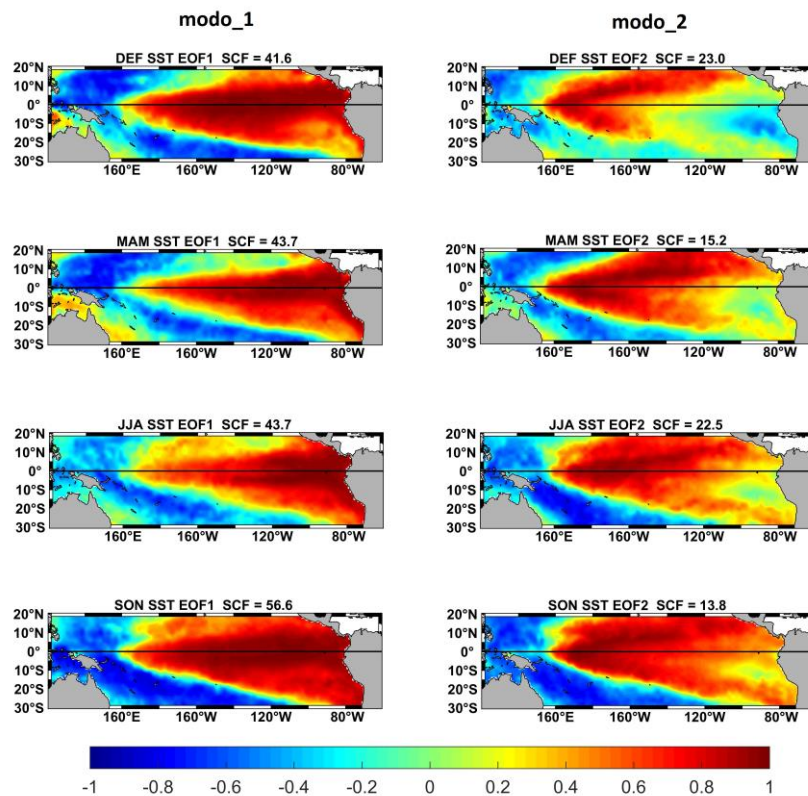


Figura 4.6. Principales modos de variabilidad (mapas homogéneos) de la SST obtenidos del SVD coetáneo entre los campos estacionales de la SST del Pacífico tropical y la P en Ecuador, durante el periodo 1979-2015.

La Tabla 4.1 muestra la correlación, a escala estacional, entre los coeficientes de expansión obtenidos para los dos primeros modos de variabilidad de la SST y los diferentes índices de teleconexión asociados con el fenómeno de El Niño, y la Figura 4.7 muestra la estabilidad en el tiempo de dicha correlación representando las correlaciones móviles

obtenidas con una ventana de 15 años. Las correlaciones más significativas con los coeficientes de expansión para el primer modo de la SST presentan valores estables superiores a 0.8 en todas las estaciones del año con los índices de El Niño canónico más comunes (Niño3, Niño3.4, Niño1+2, MEI y SOI). Los coeficientes de expansión del segundo modo de la SST muestran los mayores valores de correlación, significativos y estables en el tiempo con los índices TNI (-0.97) y ENM (0.95) para DEF.

Tabla 4.1. Valores de correlación entre los índices de teleconexión y los coeficientes de expansión de los dos modos de variabilidad de la SST del Pacífico tropical, en el periodo 1979–2015. Los valores en negrita indican que la correlación es significativa al nivel de confianza del 95%.

Índice	DEF_1	DEF_2	MAM_1	MAM_2	JJA_1	JJA_2	SON_1	SON_2
TNI	-0.26	-0.97	-0.41	-0.73	0.59	-0.43	0.18	-0.68
SOI	-0.91	-0.39	-0.76	-0.61	-0.50	-0.85	-0.85	-0.79
MEI	0.99	0.26	0.87	0.61	0.92	0.72	0.97	0.72
Niño3	0.99	0.09	0.96	0.36	0.93	0.69	0.99	0.56
ENM	0.47	0.95	-0.15	0.90	-0.29	0.72	0.23	0.91
Niño1+2	0.85	-0.26	0.95	0.12	0.95	0.19	0.95	0.29
Niño3.4	0.99	0.36	0.75	0.81	0.70	0.93	0.94	0.76
Niño4	0.82	0.71	0.38	0.98	0.40	0.96	0.77	0.95

En el resto de estaciones, el patrón espacial del segundo modo de variabilidad de la SST no presenta una asociación tan clara con los índices asociados al fenómeno de El Niño Modoki, desvirtuándose los centros de acción positivos y negativos que se presentaban en DEF, mostrando correlaciones significativas con valores superiores a 0.7 con el índice ENM, y superiores con otros índices de teleconexión como El Niño 4.

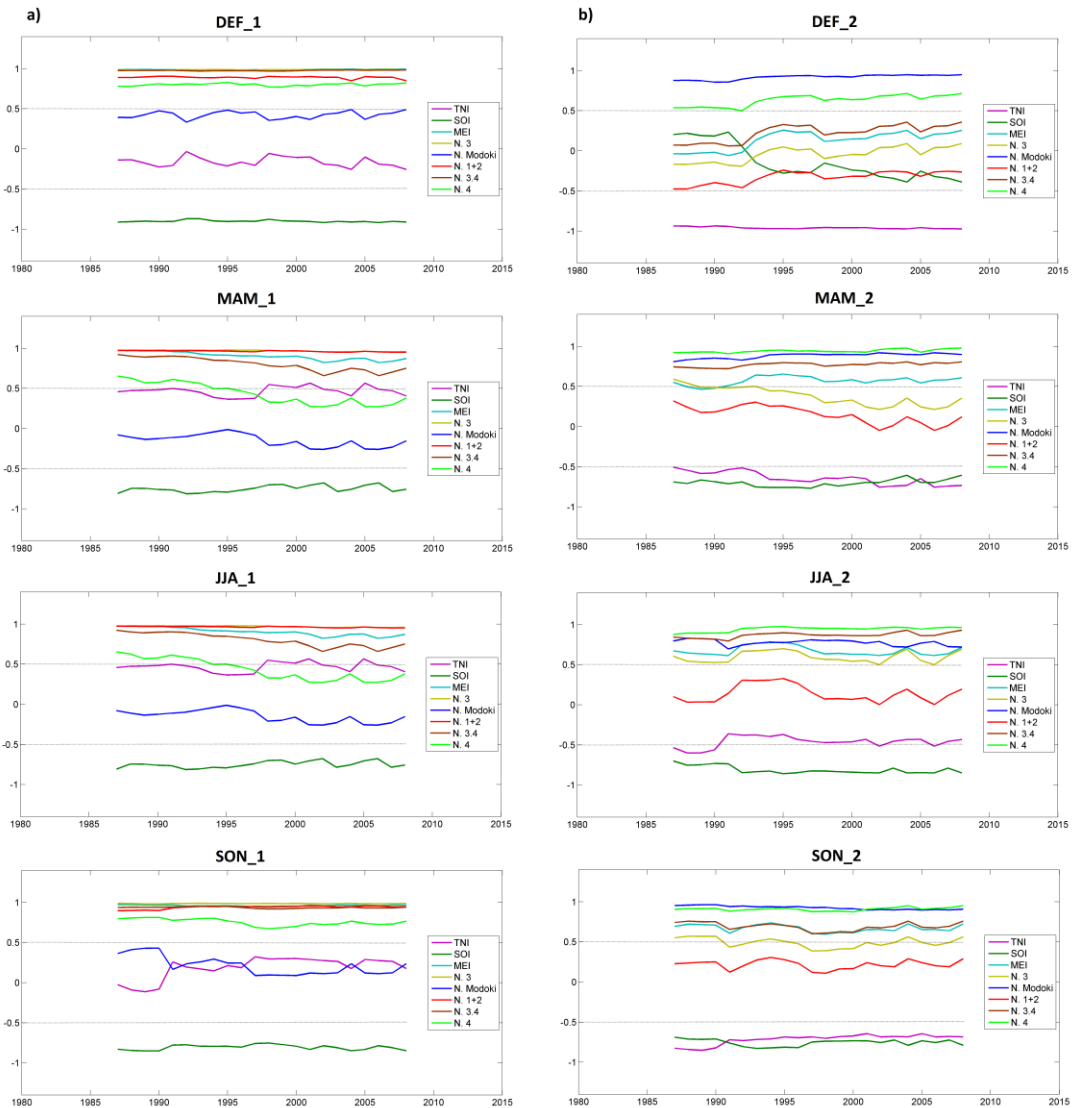


Figura 4.7. Correlaciones móviles (ventana de 15 años) entre las series de los coeficientes de expansión estandarizados de (a) el primer modo de la SST y (b) el segundo modo de la SST, y los diferentes índices de teleconexión asociados con el fenómeno de El Niño. Las líneas discontinuas representan el umbral del nivel de confianza del 95%.

En la Figura 4.8 se muestran los coeficientes de expansión asociados a los dos primeros modos acoplados entre la SST y la P de Ecuador. El coeficiente de correlación (o fuerza de acoplamiento, SC) entre la serie temporal del coeficiente de expansión asociado a la EOF1 de la SST y de la P, supera el valor 0.65 en cada una de la estaciones del año,

siendo máximo en MAM (SC = 0.86). De la misma forma, el valor de correlación entre el coeficiente de expansión asociado a la EOF2 y la P, está por encima de 0.57 en todas las estaciones del año, destacando sus valores en las estaciones de DEF y JJA (0.76 y 0.73, respectivamente).

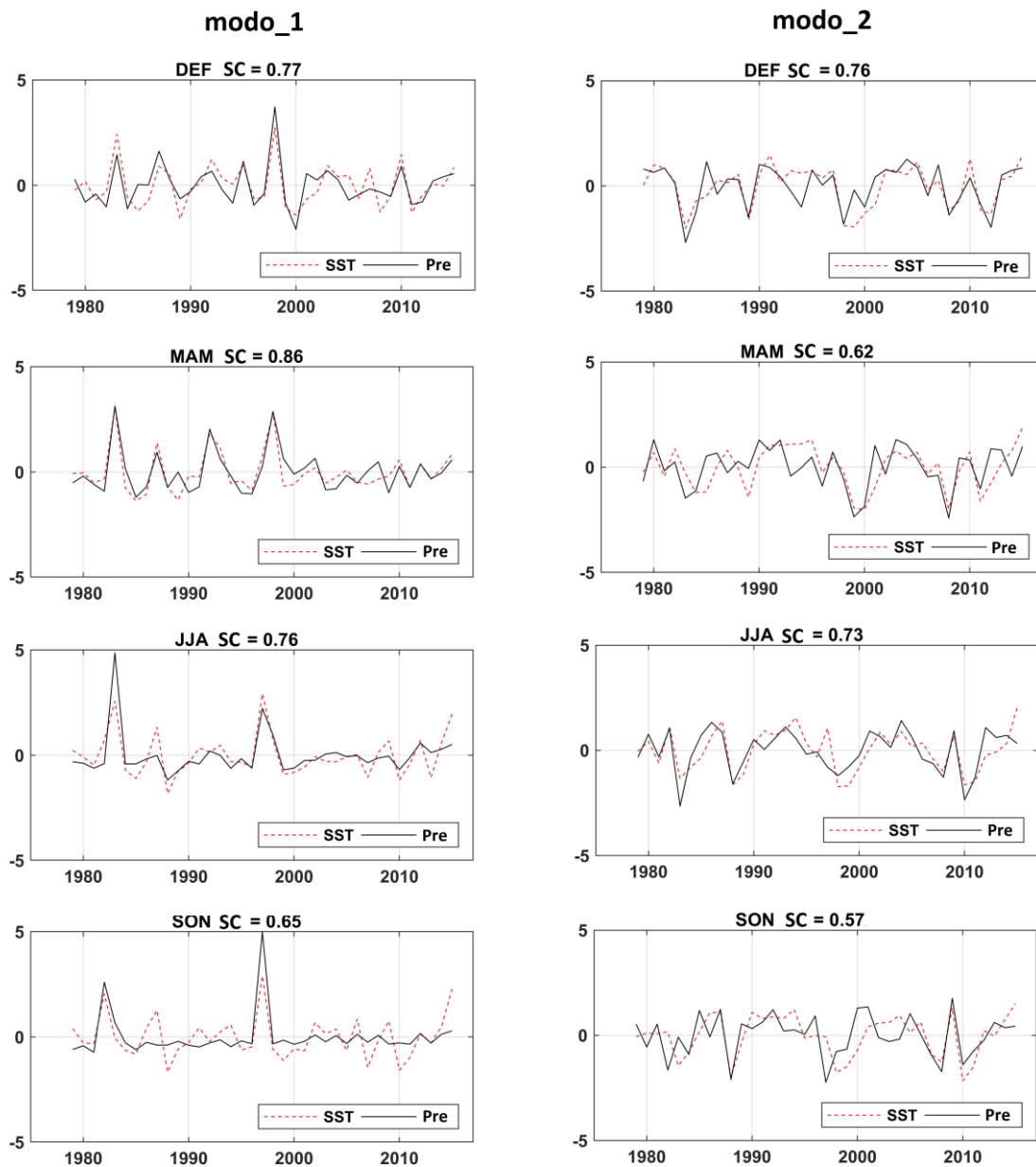


Figura 4.8. Coeficientes de expansión asociados al primer y segundo modos acoplados de la SST estacional del Pacífico tropical y la P en Ecuador.

La Figura 4.9 muestra las EOF1 y EOF2 de la P representados por los mapas de correlaciones heterogéneas, esto es, las correlaciones entre los coeficientes de expansión asociados a los modos de variabilidad de la SST estacional y las anomalías de P estacional en Ecuador. Como se observa, el primer modo (Figura 4.9, modo_1) presenta importantes correlaciones significativas en la mayoría de localidades de Ecuador en todas las estaciones del año. En MAM las correlaciones sobrepasan, en algunos casos, el valor de 0.8, quedando la zona de influencia delimitada a las localidades situadas en la región Costa, indicando un aumento de la P sobre esta área durante la ocurrencia del fenómeno El Niño (EN). Note que MAM es también el periodo que presenta los valores máximos de precipitación en el ciclo anual en la región Costa (ver Figura 4.1). Durante las estaciones de DEF y JJA, la influencia del modo_1 de la SST en la P de Ecuador muestra un comportamiento opuesto entre la región andina y la Costa, indicando una disminución de la P en la zona de los Andes asociada a la influencia de eventos EN.

Para el segundo modo acoplado (Figura 4.9, modo_2) aparecen altas correlaciones negativas significativas en la mayoría de localidades del país en DEF, mientras que para MAM, JJA y SON las localidades con correlaciones significativas negativas están asociadas a la región de los Andes. En el caso de DEF, el mapa de correlaciones heterogéneo indica una disminución de la P en Ecuador asociada a la ocurrencia del fenómeno ENM.

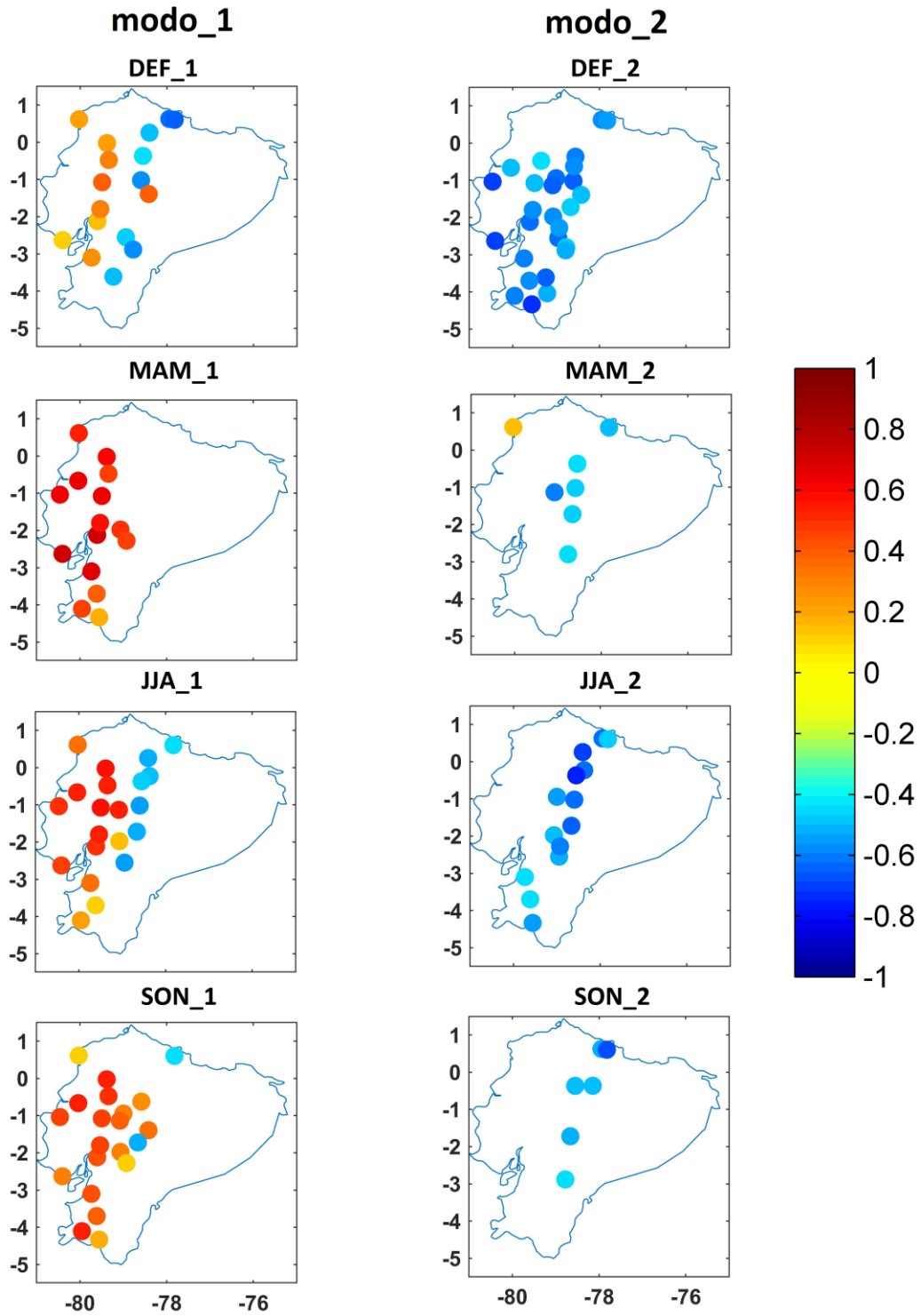


Figura 4.9. Mapas de correlaciones heterogéneas de la P estacional de Ecuador asociados a los modos 1 y 2 de la SST estacional del Pacífico tropical. Sólo se representan las correlaciones que son estadísticamente significativas al nivel de confianza del 95%.

4.2.1.1. Eventos extremos El Niño y patrones atmosféricos asociados

Con el objetivo de analizar el estado de la atmósfera asociado a los patrones de P correspondientes a los eventos El Niño y El Niño Modoki, se ha realizado un análisis de *composites* sobre los campos de la velocidad vertical, del potencial de velocidad y de la SST (Figuras 4.10a, b y c, respectivamente). El campo de potencial de velocidad en 200 hPa asociado con la velocidad vertical contiene información referente a la intensidad general de la circulación atmosférica y refleja los procesos de convergencia y divergencia producidos sobre una extensión determinada (Tanaka et al., 2004; Weng et al., 2007). Los valores negativos de velocidad vertical y potencial de velocidad (Figuras 4.10a y b, respectivamente) corresponden a aire ascendente, convección mejorada, desarrollo de nubes y, por lo tanto, más probabilidad de lluvia, mientras que los valores positivos implican subsidencia, asociada a la inhibición de la formación de nubes y lluvia. En el proceso del análisis de *composites* se han considerado los años seleccionados como EN/LN o ENM/LNM en los que estos eventos no coexisten en un mismo trimestre (años en rojo EN/LN y en azul ENM/LNM de la Tabla 3.1). En la Figura 4.10c, la configuración de la SST en el Pacífico tropical durante los años seleccionados muestra, tal y como se esperaba, que durante los episodios extremos seleccionados de EN, se establece un fuerte patrón de anomalías positivas de la SST que se extiende desde las costas de Sudamérica hacia el Pacífico central, siendo más prominente durante las estaciones de DEF y SON. Este calentamiento anómalo está acompañado por movimientos verticales ascendentes en la troposfera entre 180°E y 90°W, y una intensificación del flujo divergente en niveles superiores centrada alrededor de 120°W en el Pacífico ecuatorial que alcanza hasta las

proximidades de la Costa ecuatoriana, en torno a 80°W , mientras que aparecen flujos descendentes a medida que nos adentramos en el continente sudamericano. Este patrón atmosférico resulta particularmente intenso para los eventos extremos EN en DEF (Figura 4.10, primera columna). Esta situación podría explicar el aumento de precipitaciones que se producen en la región Costa de Ecuador, y la disminución de las mismas en la región andina, principalmente en DEF, asociados a eventos EN. Durante este tipo de eventos (EN), también se presenta un patrón de convergencia en altura sobre el Pacífico tropical occidental (Figura 4.10b), y en consecuencia se localizan movimientos descendentes sobre la región de Indonesia y Australia (Figura 4.10a), ligados al conocido desplazamiento de la circulación de Walker durante los años ENSO (Weng et al., 2007, 2009).

Durante los eventos LN, la SST muestra un patrón de anomalías negativas que se extiende sobre el Pacífico tropical oriental y central, acompañado de movimientos descendentes sobre el Pacífico central, entre los 180°W y 80°W , y movimientos ascendentes sobre Sudamérica (Figura 4.10a), excepto en MAM, donde el patrón de convergencia en altura se extiende atravesando el continente sudamericano (Figura 4.10b). Los episodios LN, en general, muestran magnitudes más débiles en los campos de SST, potencial de velocidad y velocidad vertical, en comparación con las magnitudes obtenidas en los eventos EN.

Por otro lado, se puede observar que durante los eventos extremos seleccionados para ENM, en general, se establecen anomalías positivas de la SST sobre el centro del Pacífico con valores más moderados que para EN, presentando un desplazamiento más hacia el oeste, y débiles focos de anomalías negativas sobre el este y el oeste del Pacífico

tropical. La distribución de la velocidad vertical muestra un movimiento ascendente a través de la troposfera centrado alrededor de los 180°W en la mayoría de las estaciones, intensificado en invierno y desplazado hacia el oeste cuando se compara con los ascensos verticales de aire que se presentan durante la circulación de EN. En el análisis de *composites* del potencial de velocidad a 200 hPa durante la presencia de ENM, se observan anomalías mucho más débiles que en el caso de EN, con divergencia del viento en altura que se desplaza ligeramente hacia el oeste en el Pacífico central respecto a la situación de EN en DEF y JJA, como consecuencia del ascenso del aire sobre las anomalías cálidas de la SST en el Pacífico central.

Para los episodios de LNM, en general se presenta un núcleo anomalías positivas de SST que se desplaza desde las costas de Sudamérica hacia más allá de los 120°W , bordeado por débiles anomalías negativas que se ubican sobre parte del Pacífico central y occidental. Los campos de anomalías negativas (positivas) de potencial de velocidad se establecen sobre el Pacífico oriental (occidental) y Sudamérica, siendo más pronunciados en la estación MAM (Figura 4.10b). Los flujos ascendentes se ubican sobre el Pacífico oriental, localizados aproximadamente en 120°W , mientras que los flujos descendentes se muestran sobre el Pacífico occidental, centrados aproximadamente en 160°E (Figura 4.10a).

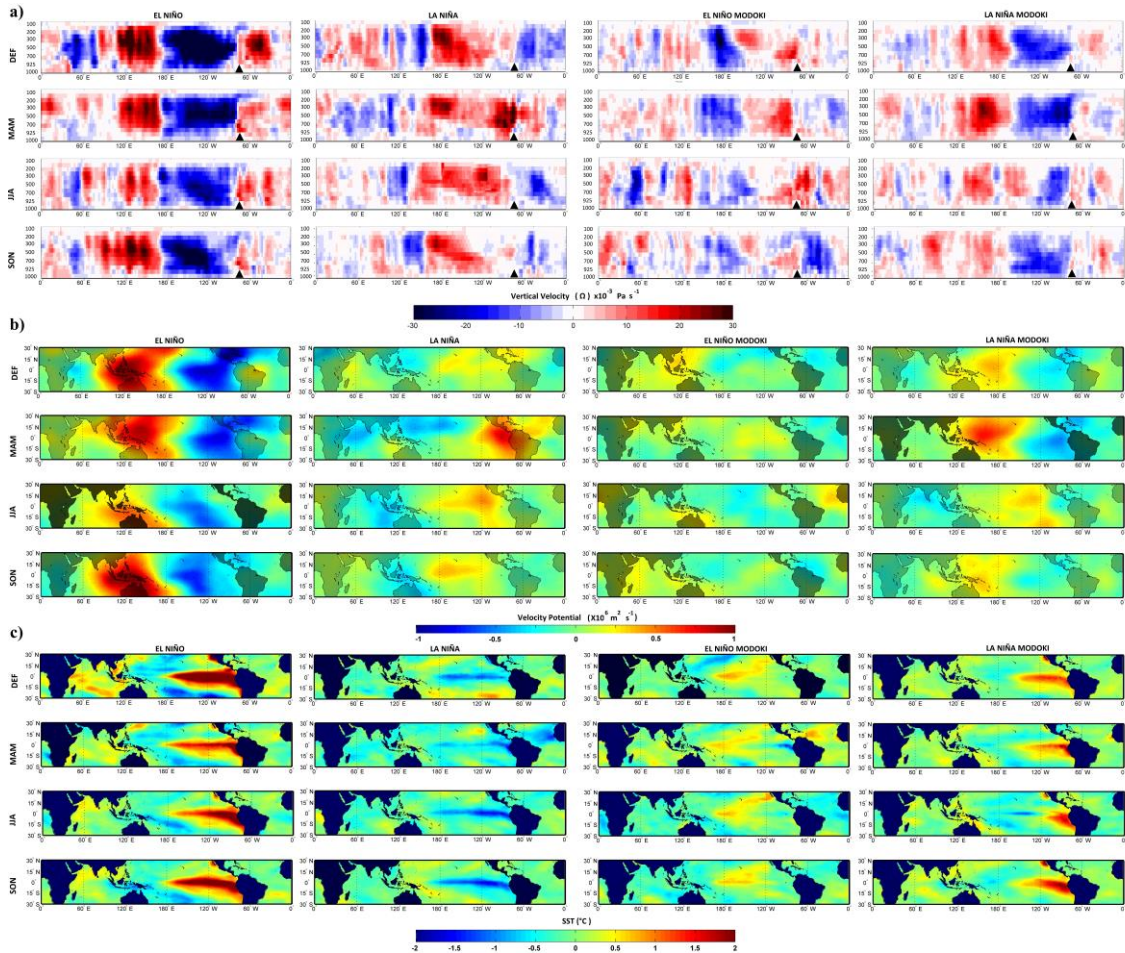


Figura 4.10. Mapas de anomalías estacionales obtenidas del análisis de composites para los campos de (a) velocidad vertical ($\times 10^{-3} \text{ Pa s}^{-1}$) promediada sobre la banda latitudinal 5°N – 5°S , (b) potencial de velocidad en 200 h Pa ($\times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) sobre la banda latitudinal 30°S – 30°N , y (c) SST en el Pacífico tropical. El triángulo centrado en 79°W en el panel (a) indica la ubicación de Ecuador.

De lo expuesto anteriormente, se encuentra que estos resultados concuerdan con los mostrados por Ashok et al. (2007) en relación a los patrones de circulación observados en los eventos de ENM, los cuales generan dos bandas de subsidencia anómalas, una al este y otra en el oeste del Pacífico, demostrando así, la diferente respuesta atmosférica producida por las anomalías de la SST asociadas con ENM en comparación con las correspondientes a EN canónico. De manera que las diferencias encontradas en la P estacional del Ecuador

vienen asociadas a características propias de la circulación de Walker, forzadas por el gradiente zonal de la SST que se genera durante los dos tipos de fenómenos ENSO.

4.2.1.2. Reconstrucción de la precipitación estacional

A partir de los resultados obtenidos del SVD coetáneo aplicado a los datos de las series trimestrales de la SST y la P, se ha llevado a cabo un proceso de reconstrucción de la P para cada una de las estaciones del año. Se evalúa así la capacidad que posee la SST del Pacífico tropical, asociada con EN canónico y ENM para reconstruir la P de Ecuador. Para el proceso de reconstrucción se hace uso de los coeficientes de regresión obtenidos de un análisis de regresión múltiple entre las series temporales de los coeficientes de expansión de los dos primeros modos acoplados de la SST del Pacífico tropical y las anomalías de la P.

La Figura 4.11 muestra los mapas de correlaciones significativas (al nivel de confianza del 90%) entre las series de P originales y reconstruidas utilizando sólo el modo_1 de la SST (primera columna), sólo el modo_2 de la SST (segunda columna) y la combinación de los dos modos de la SST (modo 1+2, tercera columna). Los resultados revelan que tanto la contribución del modo_1 como del modo_2 de la SST aportan información para la reconstrucción de las series temporales de la P. Si observamos los coeficientes de correlación resultantes de la reconstrucción de la P a partir del primer y segundo modo por separado, se observa que para los trimestres de MAM, JJA y SON, el modo_1 de la SST influye mayoritariamente en las localidades de la región Costa más cercana al Pacífico, alcanzándose valores de correlación superiores a 0.6. Adicionalmente, el modo_2 de la SST presenta influencia limitada en algunas localidades de los Andes,

siendo JJA el trimestre en que este segundo modo afecta más. Sin embargo, para DEF llama la atención que el modo_2 de la SST, asociado a ENM, muestra un mayor número de localidades con correlaciones mayores a 0.5 entre las series originales de P y las series reconstruidas, de lo que lo hace el modo_1 de la SST asociado a EN canónico. En cualquier caso, la combinación de ambos modos de la SST (modo 1+2) es la que presenta el mayor número de localidades con correlaciones significativas entre la P observada y la reconstruida, para todas las estaciones del año (Figura 4.11, tercera columna).

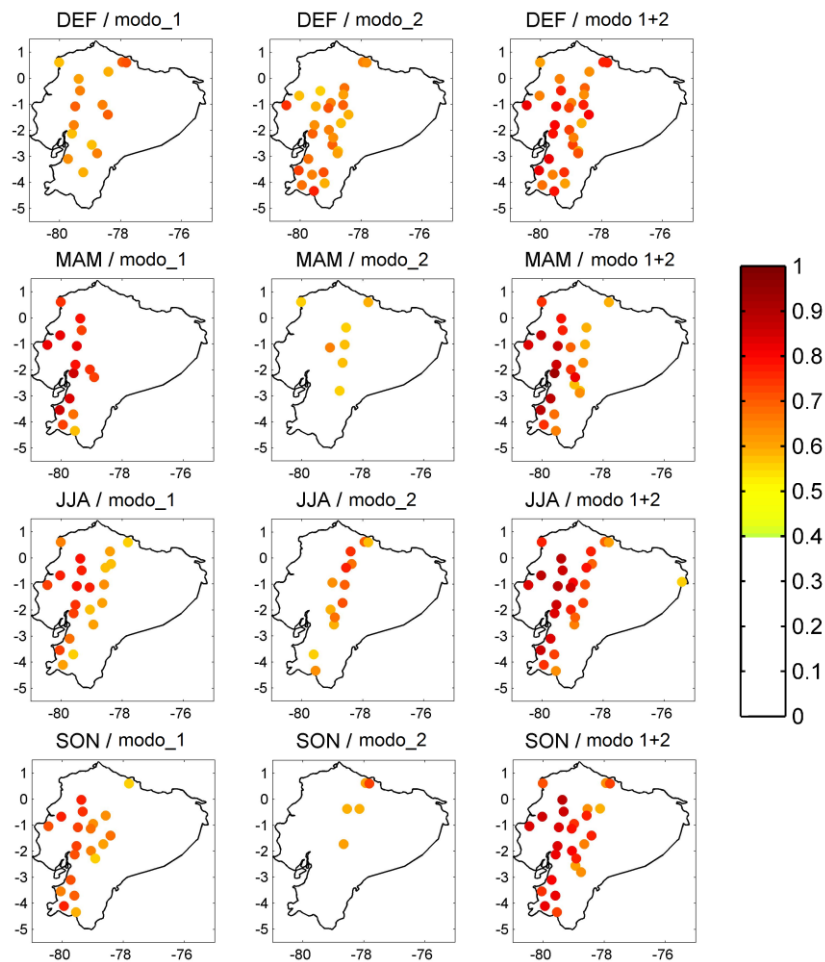


Figura 4.11. Coeficientes de correlación entre las series originales y reconstruidas de P estacional, obtenidos a través del análisis de regresión usando el primer modo (modo_1), segundo modo (modo_2) y los dos modos (modo 1+2) de la SST del Pacífico tropical. Sólo se representan las correlaciones significativas al nivel de confianza del 90%.

La Figura 4.12 muestra los valores de la raíz del error cuadrático medio entre la P estacional observada y la reconstruida, confirmándose la aceptable habilidad encontrada en el proceso de reconstrucción. Los valores de los errores oscilan mayoritariamente entre 1% y 30% dependiendo de la localidad y la estación del año. De nuevo, en la Figura 4.12 puede observarse como la reconstrucción de la P realizada a partir de los dos modos de la SST presenta mejoras en la habilidad de reconstrucción respecto a la consideración de usar sólo un único modo de la SST por separado.

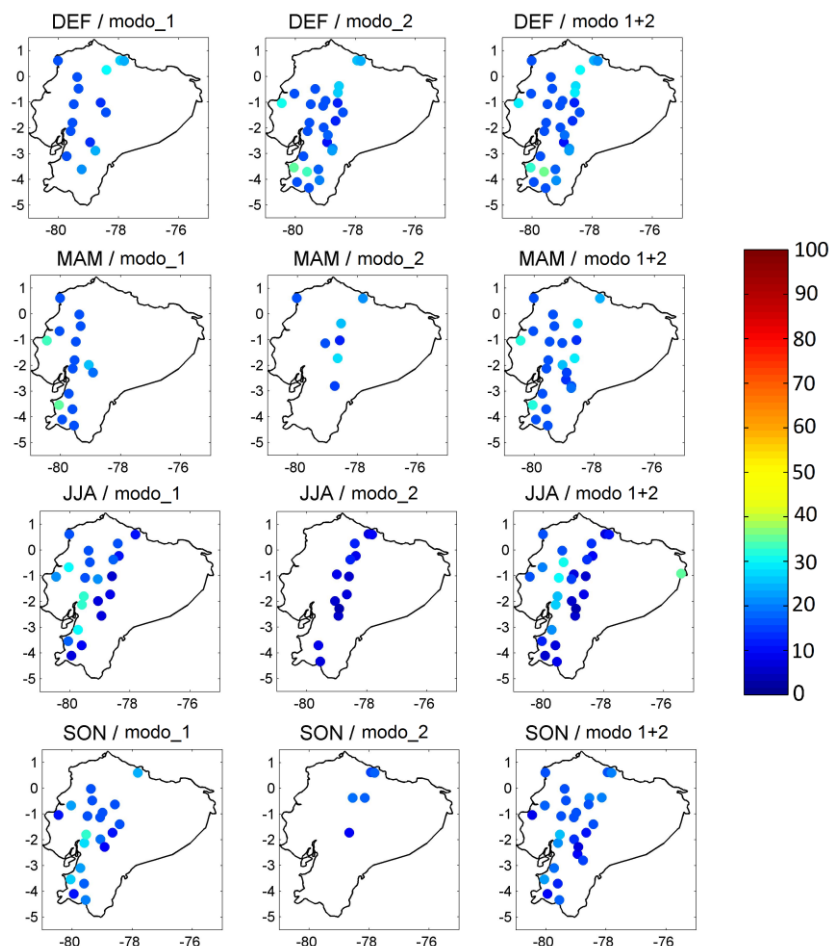


Figura 4.12. Raíz del error cuadrático medio (%) de las series reconstruidas con respecto a las series observadas de P, usando el modo_1, modo_2 y los dos modos (modo 1+2) de la SST del Pacífico tropical obtenidos a partir del SVD coetáneo de la SST estacional del Pacífico tropical y la P de Ecuador.

Con el objetivo de resaltar la la contribución de cada uno de los modos de la SST por separado, así como la importancia de utilizar conjuntamente los dos modos (modo 1+2) para reconstruir la P estacional, a manera de ejemplo, en las Figuras 4.13, 4.14, 4.15 y 4.16 se muestra el resultado del experimento de reconstrucción en diferentes localidades ubicadas tanto en la región de Costa como en la de los Andes, para las diferentes estaciones del año. Se evidencia de manera general que para todas las localidades los valores de correlación son mayores que 0.5 entre las series originales y las reconstruidas cuando se emplean en la reconstrucción los coeficientes de expansión de los dos primeros modos (modo 1+2).

La Figura 4.13 muestra varios ejemplos de las series temporales de P original y reconstruida durante la estación de DEF. Para las localizaciones más cercanas a la Costa pacífica (Figura 4.13a y b) es notable la influencia aportada por el modo_2 (ENM). Mientras que para las series reconstruidas en localidades más cercanas a la región andina (Figura 4.13c y d) la contribución de ENM es menor, pero todavía notable a la hora de reconstruir los picos máximos de precipitación. En cualquier caso, la contribución conjunta de ambos modos (EN + ENM) mejora el resultado de la reconstrucción, ya que colectivamente dan lugar a los valores más altos de correlación entre las series temporales observadas y reconstruidas en DEF.

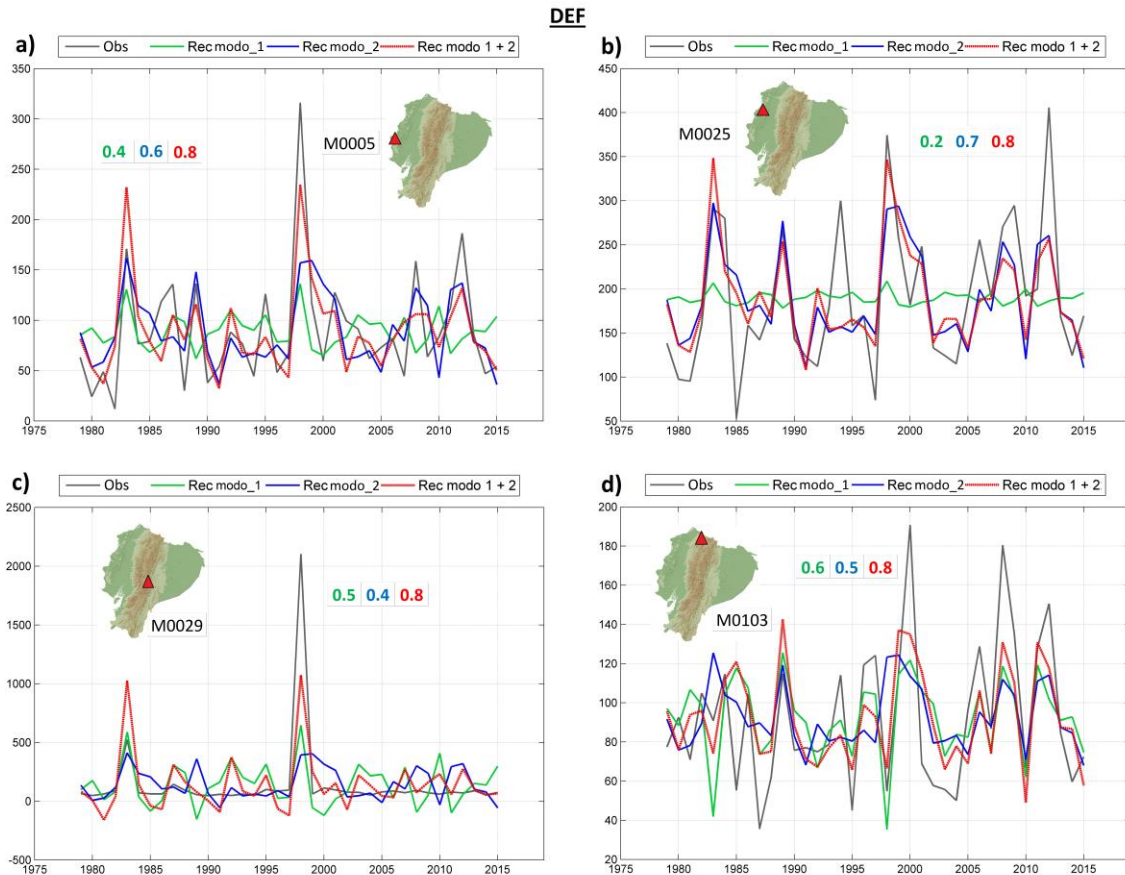


Figura 4.13. Series temporales de la P (mm) en la estación DEF en cuatro localidades diferentes (triángulos rojos en el mapa de Ecuador). Se presenta la serie de P observada (línea negra) y la serie reconstruida usando el modo_1 de la SST (línea verde), el modo_2 (línea azul) y los modos 1+2 (línea roja). Los valores dentro de los cuadrados indican las correlaciones entre las series observadas y las reconstruidas, utilizando los coeficientes de expansión del modo_1 (en verde), modo_2 (en azul) y modos 1+2 (en rojo). Los valores de correlación superiores a 0.32 son significativos al nivel de confianza del 90%.

Para la estación de MAM (Figura 4.14) se observa la mayor influencia del primer modo de la SST (EN), el cual tiende a reconstruir de mejor manera la serie temporal de la P , mientras que el segundo modo de la SST presenta una contribución muy limitada o casi nula en localidades más próximas a la costa pacífica. Por otro lado, la reconstrucción de la serie temporal de la P en la localidad M0136, ubicada en la región de los Andes, muestra

una mejora considerable debido a la contribución del modo_2 de la SST en combinación con el modo_1.

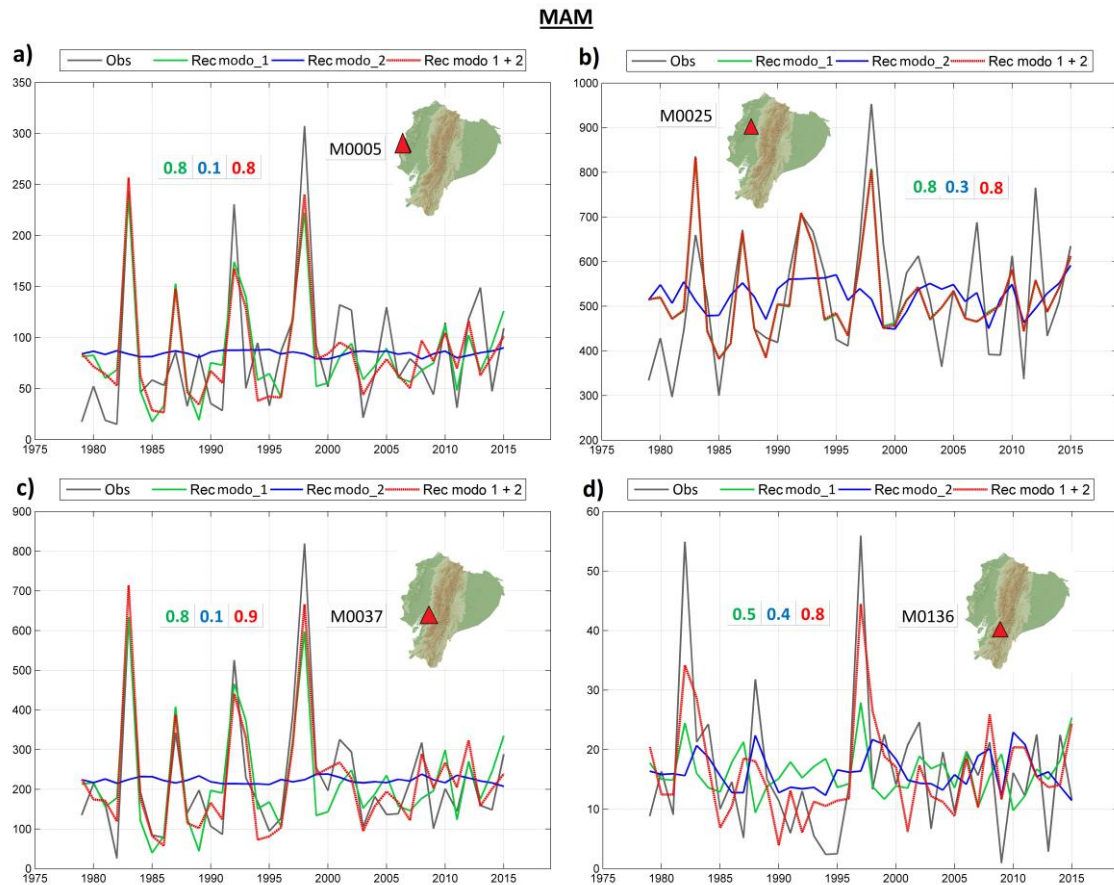


Figura 4.14. Como la Figura 4.13, pero para MAM.

La reconstrucción de las series temporales de la P estacional de JJA en diferentes localidades del Ecuador se muestra en la Figura 4.15. Se evidencia que de manera similar a la P en DEF, las localidades de la región de la Costa presentan correlaciones más fuertes asociadas al modo_1 (Figura 4.15a y b), mientras que para las localidades ubicadas más cercanas a la región de los Andes la mayor contribución viene dada por el modo_2 (Figura 4.15c y d).

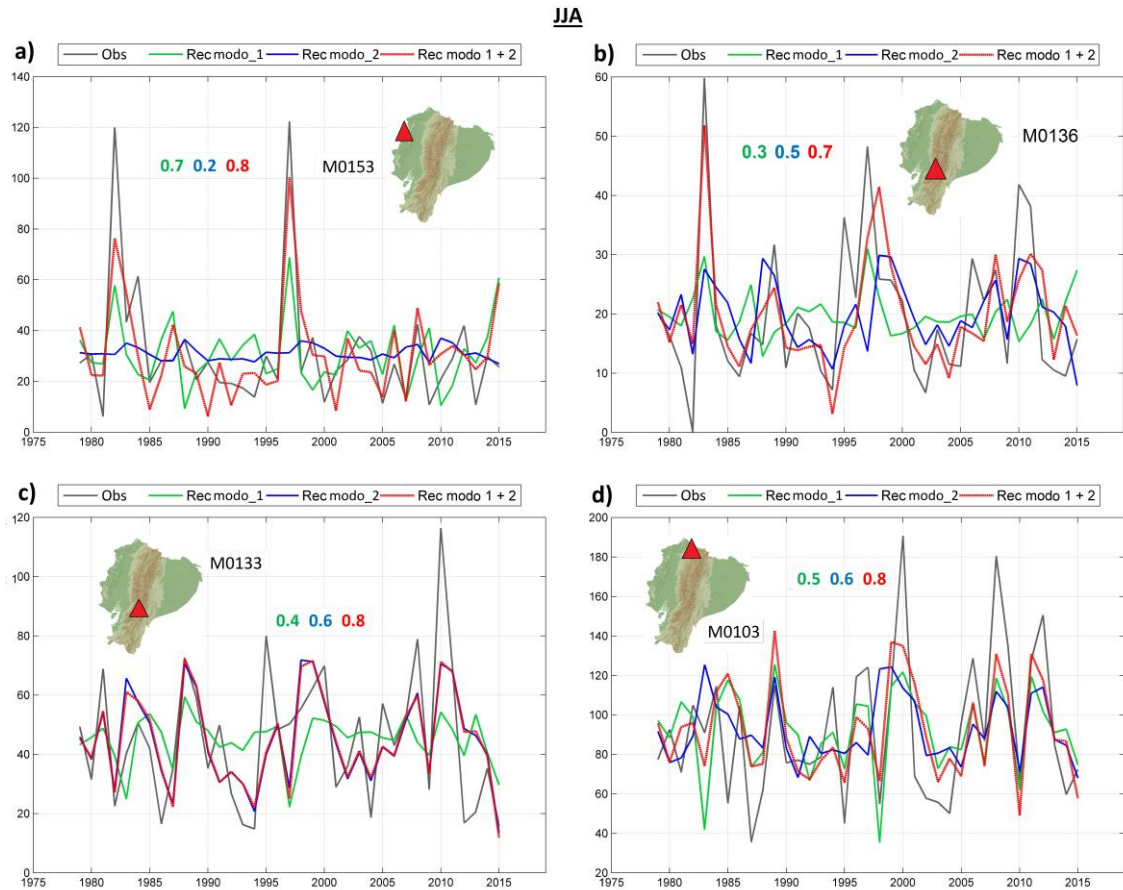


Figura 4.15. Como la Figura 4.13, pero para JJA.

La Figura 4.16 evidencia la importancia del primer modo de variabilidad de la SST (EN) para la reconstrucción de la P en las localidades más cercanas a la línea de Costa. Cabe notar cómo este modo contribuye notablemente a los eventos extremos de P de los años 1983 y 1998, como se observa en los picos que se presentan en la Figura 4.16a y b. Para las localidades situadas en los Andes, de nuevo se observa que tanto el modo_1 como el modo_2 contribuyen, siendo este último el que se asocia a valores más altos de correlación (Figura 4.16c y d).

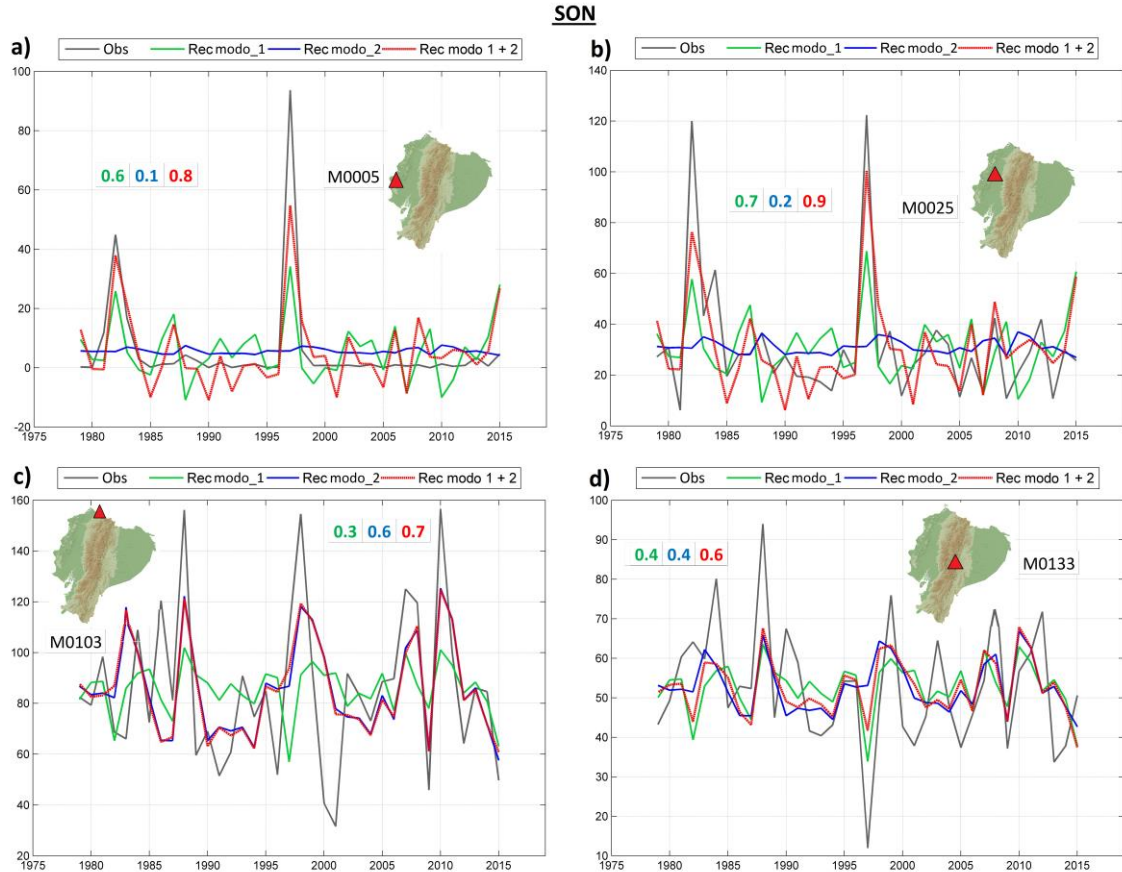


Figura 4.16. Como la Figura 4.13, pero para SON.

4.2.2. SVD con retrasos estacionales

Con el objetivo de evaluar la capacidad que posee la SST estacional del Pacífico tropical para reconstruir, primero, y predecir, después, la P estacional a largo plazo, se ha aplicado el SVD con retrasos estacionales (SVD_Lag), estableciendo retrasos de 1 a 4 estaciones (Lag1, Lag2, Lag3 y Lag4) entre el campo de anomalías de la SST y el campo de la P de Ecuador.

La Figura 4.17 presenta los patrones espaciales de la SST, asociados al modo_1 (Figura 4.17a) y al modo_2 (Figura 4.17b) acoplados, para cada retraso establecido (de 1 a 4 estaciones, en columnas de derecha a izquierda). Esto es, por ejemplo, la primera fila de

la Figura 4.17a muestra (de derecha a izquierda) el patrón espacial del primer modo de variabilidad de la SST de otoño (SON) acoplado con la P del invierno siguiente (DEF), identificado en el mapa como Lag1/DEF; el primer modo de variabilidad de la SST de JJA con la P de DEF siguiente (Lag2/DEF); el primer modo de la SST de MAM con la P de DEF siguiente (Lag3/DEF) y de la SST de DEF del año anterior con la P de DEF del año siguiente (lag4/DEF). Los resultados muestran que la fracción de varianza cuadrada que explica la EOF1 oscila entre 25 y 50%, mientras que la EOF2 disminuye a valores comprendidos entre el 10 y el 20%, dependiendo de la estación y el retraso considerado. Esto indica una influencia considerable de los principales modos de variabilidad de la SST estacional del Pacífico tropical en el comportamiento de la P con varias estaciones de adelanto. Se observa además que, en todos los casos, el patrón espacial de la EOF1 está asociado con el fenómeno EN, mientras que para la EOF2 el patrón espacial se asocia en su mayoría a la estructura característica de ENM.

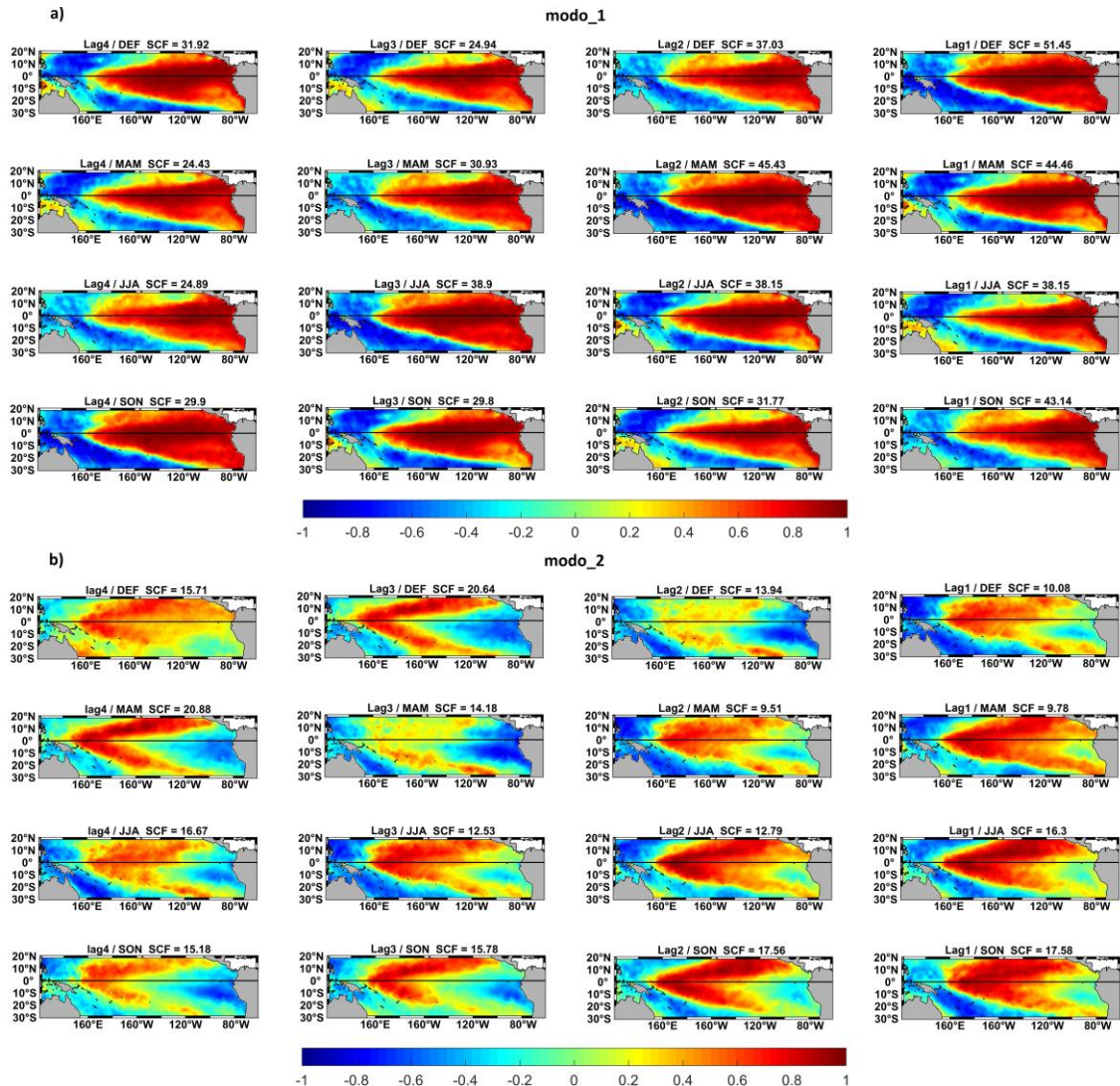


Figura 4.17. Patrones espaciales de los modos (a) primero y (b) segundo de la SST estacional obtenidos a través del SVD_Lag entre las anomalías de la SST y la P en Ecuador, con retrasos de 1 a 4 estaciones (columnas de derecha a izquierda).

La correlación entre los coeficientes de expansión obtenidos para los dos primeros modos de variabilidad de la SST estacional y los diferentes índices de teleconexión asociados con el fenómeno de El Niño, para los distintos retrasos establecidos, se muestra en la Figura 4.18. Las correlaciones significativas con los coeficientes de expansión para el primer modo de la SST (columna izquierda, para cada retraso establecido), vienen dadas

en su mayoría, en todas las estaciones del año con los índices de EN canónico más comunes (El Niño1+2, El Niño3, El Niño3.4, SOI y MEI).

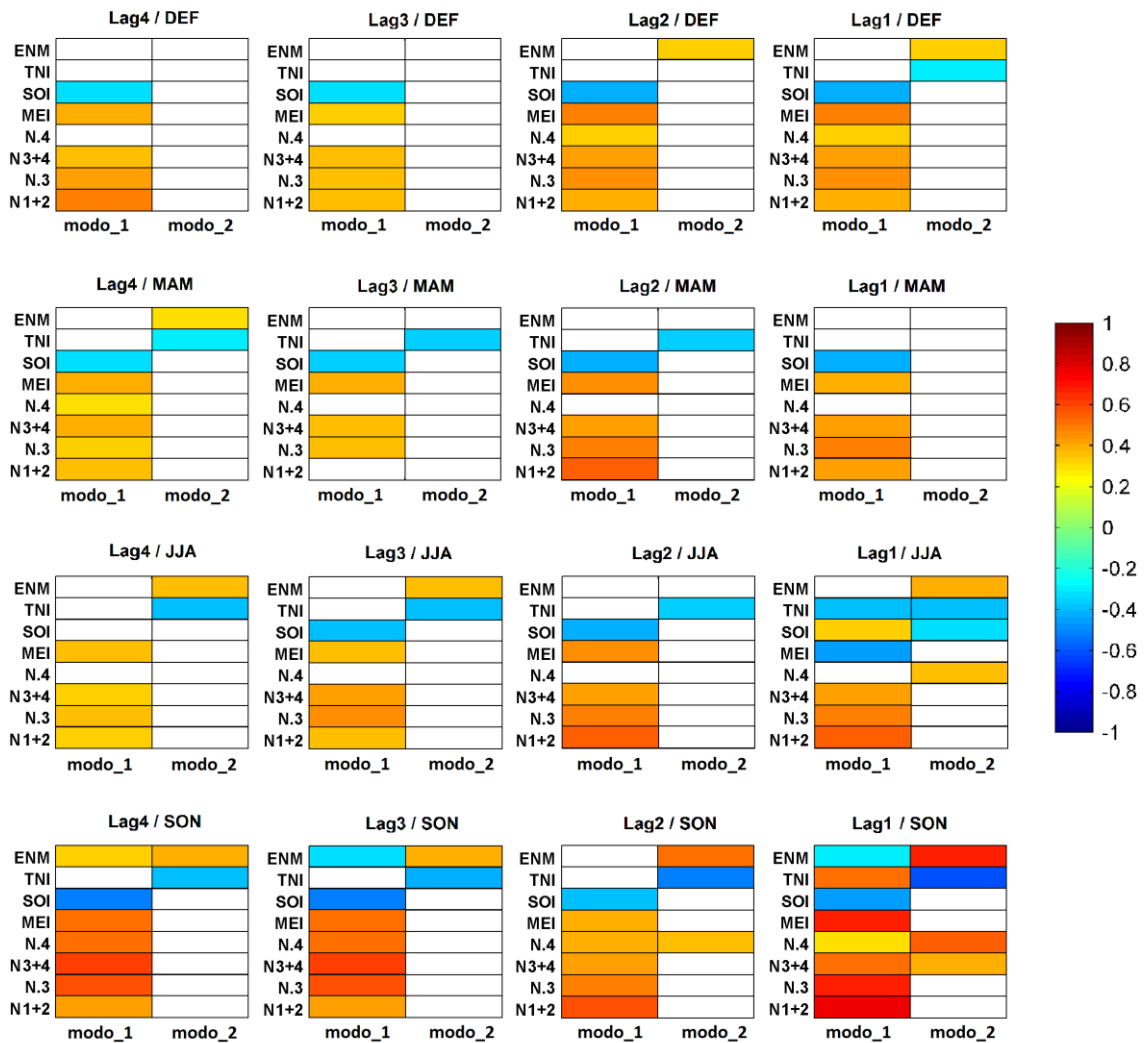


Figura 4.18. Correlación entre los índices de teleconexión y los coeficientes de expansión de los dos modos (modo_1 y modo_2) de variabilidad de la SST estacional del Pacífico tropical, obtenidos del SVD_Lag, en el periodo 1979–2015. Solo las correlaciones significativas al nivel de confianza del 90% son mostradas.

Con respecto al segundo modo de la SST, para cada retraso, la mayoría de correlaciones significativas vienen dadas principalmente con el índice ENM y, en segundo lugar, con el índice TNI, que muestra signo contrario. Además, en la estación de JJA y

SON a una y hasta 2 estaciones de retraso (Lag1/JJA, Lag1/SON y Lag2/SON) se observan correlaciones significativas con otros índices como El Niño4.

Los mapas de correlaciones heterogéneos para el campo de la P calculados a partir de los coeficientes de expansión de los modos de la SST retrasados en el tiempo se muestran en la Figura 4.19. Para el primer modo de variabilidad de la SST (EN canónico), se observan fuertes correlaciones significativas a lo largo de todo Ecuador, principalmente a Lag1, que pierden intensidad a Lag2 (primera y segunda columnas de derecha a izquierda en la Figura 4.19a). Para los retrasos a 3 y 4 estaciones, se presenta una reducción generalizada en el número de localidades que se ven influenciadas, junto con una disminución en los valores de la correlación (Figura 4.19a, tercera y cuarta columnas de derecha a izquierda). Estas correlaciones, mayoritariamente positivas y significativas, revelan la capacidad predictiva de EN canónico sobre la P en Ecuador, que se manifiesta, en algunas localidades puntuales, con hasta cuatro estaciones de adelanto. Así pues, la fase positiva de EN está asociada con un notable aumento de la P estacional en la gran mayoría de localidades de Ecuador a retrasos de una y dos estaciones.

Con respecto a los factores de carga heterogéneos que representa la EOF2 de la P, mostrados en la Figura 4.19b, aparecen correlaciones significativas negativas en un menor número de localidades que para la EOF1, a Lag1 y Lag2. Sin embargo, es muy destacable el hecho de que aparecen localidades que muestran correlaciones positivas a partir del Lag3 (para la P de DEF) y a Lag4 (para la P de DEF y MAM). Nótese también que en su mayoría, las localidades con correlaciones significativas asociadas a la EOF2 están distribuidas mayoritariamente por la región de los Andes. Los valores más altos de correlación se

obtienen en el caso de la predicción de la P de SON a Lag1, donde se observa una influencia más acusada del modo_1 de la SST en la región Costa junto con una contribución del modo_2 de la SST en la región andina, de signo opuesto.

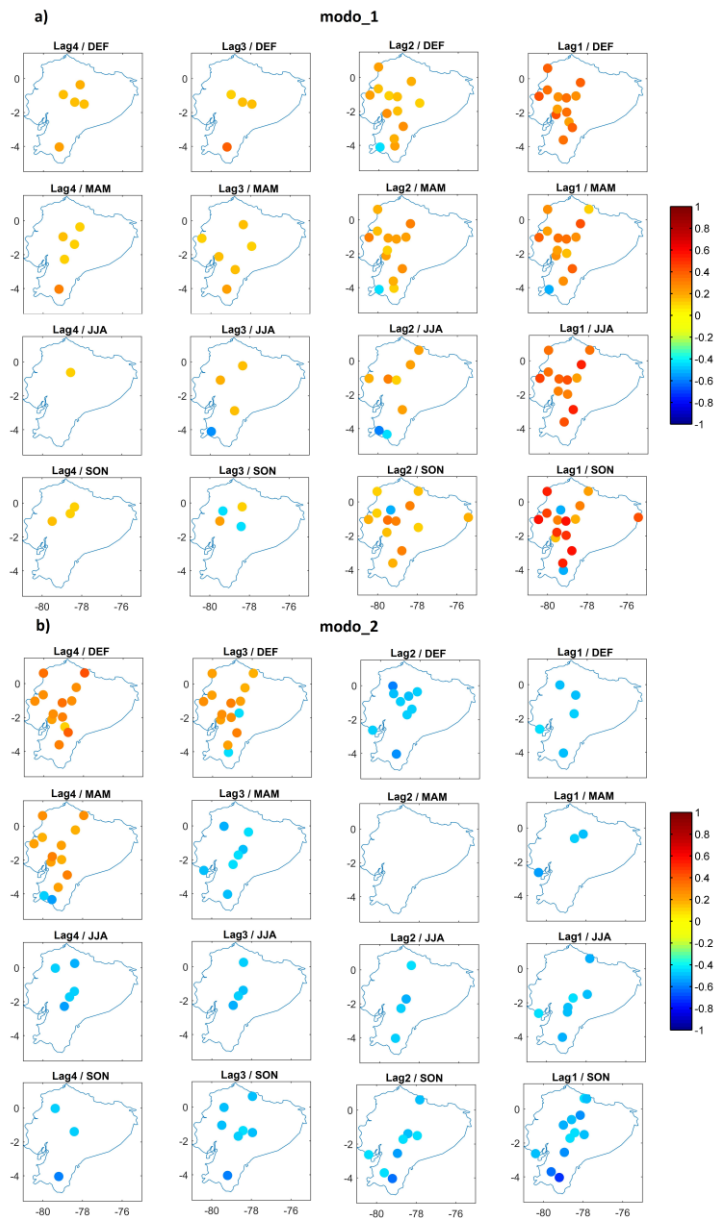


Figura 4.19. Mapas de correlaciones heterogéneas obtenidos del análisis SVD_Lag entre los campos estacionales de la SST del Pacífico tropical y la P de Ecuador, para los retrasos de 1 a 4 estaciones (en columnas, de derecha a izquierda) a) a partir del modo_1 de la SST, y b) a partir del modo_2 de la SST. Sólo se representan las correlaciones que son estadísticamente significativas al nivel de confianza del 90%.

La Figura 4.20 muestra las series temporales de los coeficientes de expansión, asociadas con la EOF1 y la EOF2 de los dos campos, SST y P, durante el periodo de estudio y para todos los retrasos establecidos. Destaca una marcada variabilidad interanual, y una gran fuerza de acoplamiento entre los campos, que se debilita con el aumento de los retrasos temporales. Los valores de correlación entre los coeficientes de expansión de la SST y la P, en su mayoría superan el valor de 0.4. De manera particular, para el modo_1, se observa que la fuerza de acoplamiento de los dos campos oscilan entre 0.76 (Lag1/SON) y 0.42 (Lag4/JJA). Valores de acoplamiento de magnitud similar se observan también para el primer retraso del modo_2 (Figura 4.20b), donde de nuevo, la mayor fuerza de acoplamiento con valor de 0.69 se presenta entre la SST de JJA y la P de SON siguiente (Lag1/SON).

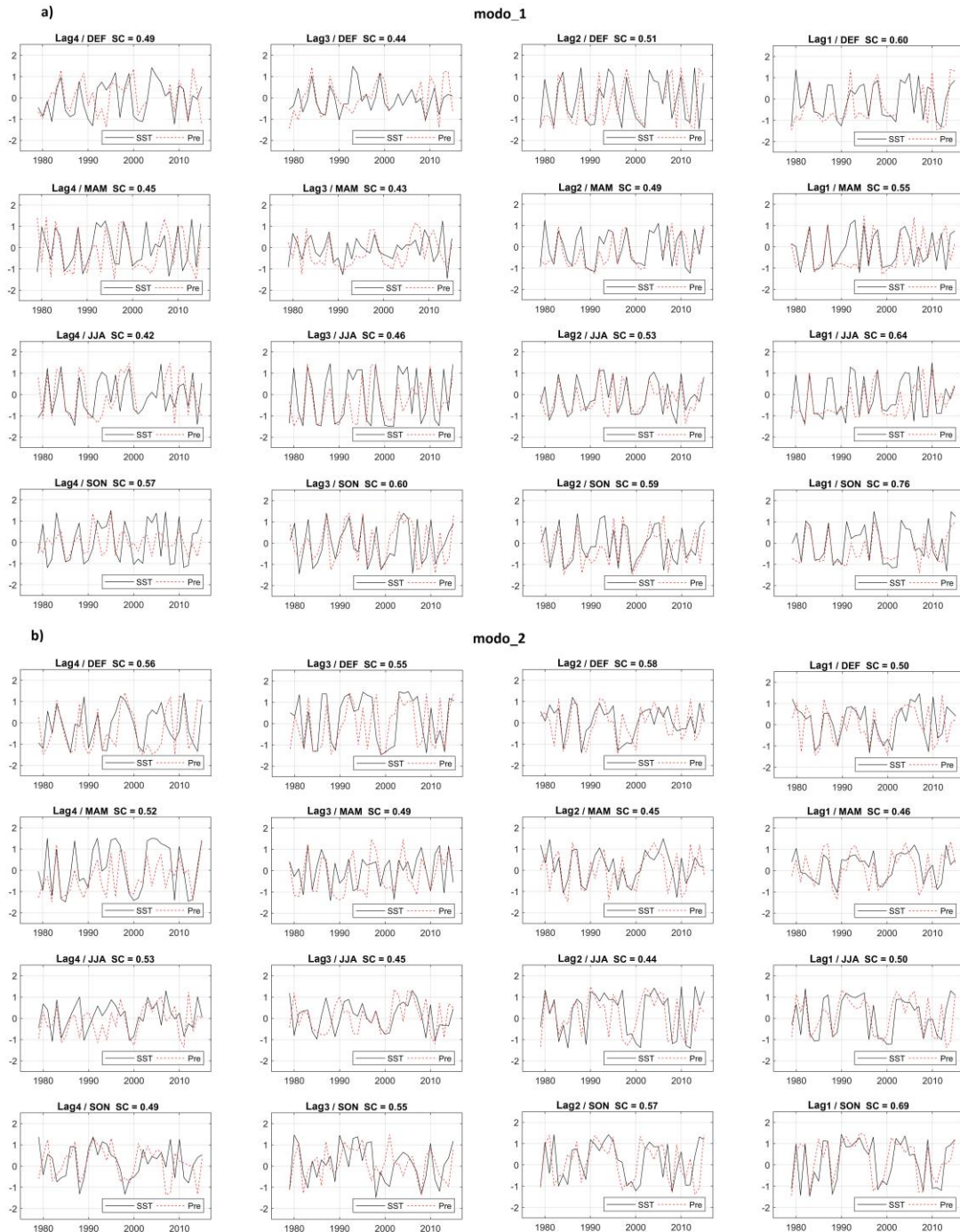


Figura 4.20. Coeficientes de expansión de los campos de SST (línea negra) y P (línea roja) asociados con a) el primer y b) el segundo modo acoplado obtenido del SVD_Lag, para los retrasos de 1 a 4 estaciones (columnas de derecha a izquierda). Para cada retraso se muestra el valor de la fuerza de acoplamiento (SC) entre los campos.

Los resultados encontrados con la aplicación del SVD_Lag, revelan que la capacidad predictiva del modo_1 de la SST del Pacífico tropical, asociado a EN canónico, sobre la P en Ecuador es, de forma general, importante cuando se establece el retraso a 1 o 2 estaciones, siendo, sin embargo mucho más limitada a 3 y 4 estaciones de retraso. En virtud de estos resultados, podemos decir que la influencia de EN canónico sobre la P de Ecuador es bastante inmediata. Sin embargo, la influencia del modo_2 de la SST del Pacífico tropical asociado mayoritariamente al fenómeno de ENM (Figura 4.18, modo_2), presenta una respuesta por parte de la P menos inmediata en determinadas ocasiones, obteniéndose capacidad predictiva de la P de MAM con un año de antelación en numerosas localidades de las regiones Costa y Andes. El modo_2 de la SST de DEF también muestra una influencia importante en la P de DEF del año siguiente (ver Figura 4.19b, Lag4/DEF), pero el patrón espacial de la SST asociado a este no parece estar claramente asociado al fenómeno de ENM (ver Figura 4.17a, lag4/DEF), ni la correlación entre los coeficientes de expansión de este modo y el índice de teleconexión asociados a ENM resulta significativa (ver Figura 4.18, Lag4/DEF).

4.2.2.1. Eventos extremos El Niño y patrones atmosféricos asociados con retrasos

Si atendemos a los dos modos de variabilidad de la SST del Pacífico tropical mostrados en la Figura 17a y b, respectivamente, observamos que estos podrían ser explicados mediante los patrones atmosféricos que están ligados con el establecimiento y evolución de los dos tipos de fenómenos, EN canónico y ENM.

En este sentido las Figuras 4.21 y 4.22 muestran los patrones de las anomalías estacionales de potencial de velocidad en 200 hPa sobre la banda latitudinal 30°S - 30°N, y de velocidad vertical promediada sobre 5°N - 5°S, obtenidos a partir del análisis de *composites* considerado los años seleccionados en la Tabla 3.1, de manera similar al mostrado en la Figura 4.10 (análisis coetáneo), pero en esta ocasión para todos los retrasos establecidos (Lag1 a Lag4) donde el primer modo (EN) y el segundo modo (ENM) de la SST estacional del Pacífico tropical se encuentran adelantados respecto a los campos estacionales (vpot y vv).

De manera general se encuentra que existe una relación consistente entre los campos de circulación atmosférica mostrados en la Figura 4.21 y los patrones de P asociados al modo_1 mostrados en la Figura 4.19a. Por ejemplo, los mapas de correlación heterogéneos a una estación de retaso Lag1/DEF, Lag1/MAM, Lag1/JJA y Lag1/SON (Figura 4.19a, primera columna de la derecha), se corresponden adecuadamente con el comportamiento de los campos atmosféricos mostrados en la Figura 4.21 (misma columna), donde se observa un patrón dipolar de anomalías de potencial de velocidad a 200 hPa a lo largo del Pacífico, que indica divergencia del viento en los niveles altos en la región cercana al continente sudamericano, asociado con movimiento ascendente del aire, especialmente acusado para la P de SON cuando el retraso de la SST es de una estación (Lag1). También se observa cómo, a medida que aumentan los retrasos, este patrón atmosférico se va debilitando.

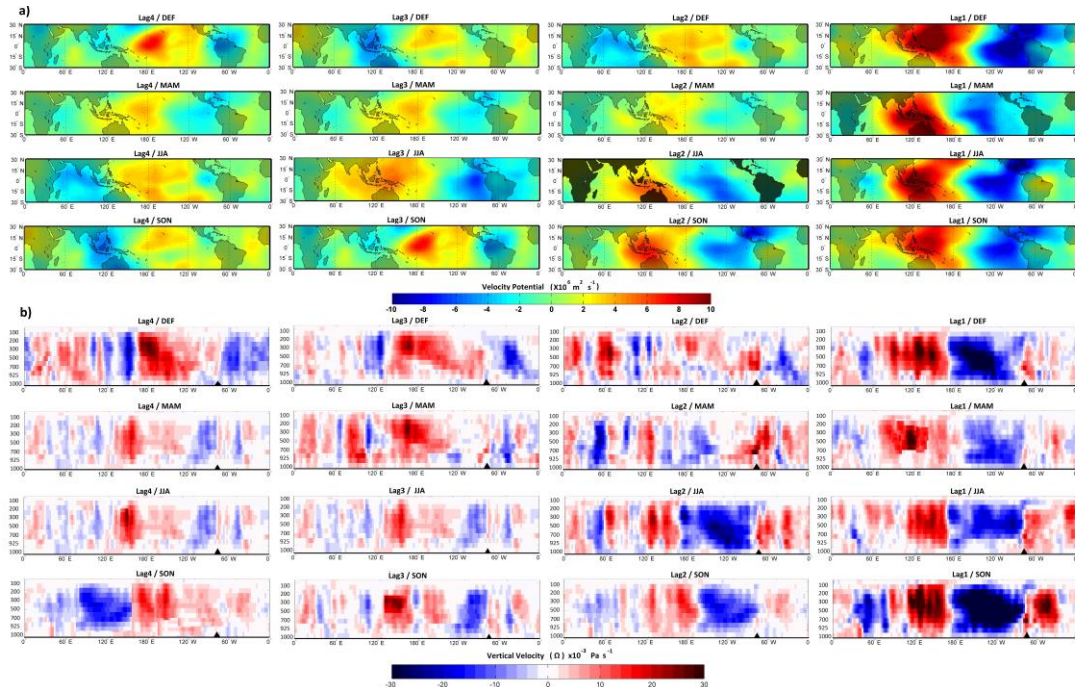


Figura 4.21. Patrones de anomalías estacionales de los campos atmosféricos obtenidos del análisis de composites asociados al primer modo (EN) del SVD_Lag (a) potencial de velocidad en 200 hPa ($\times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) sobre la banda latitudinal 30°S–30°N y (b) velocidad vertical ($\times 10^3 \text{ Pa s}$) promediada sobre 5°N–5°S. El triángulo en el panel inferior está centrado en 79°W, indicando la ubicación de Ecuador.

Los patrones atmosféricos asociados al modo_2 de la SST, ligado fundamentalmente a ENM, presentados en la Figura 4.22, muestran, dependiendo de la estación y el retraso considerado, anomalías de vpot y vv más débiles, aunque también coherentes con la P de Ecuador en determinadas zonas. Note por ejemplo, cómo la correlación negativa de la P de SON con el coeficiente de expansión del segundo modo de la SST, a una y dos estaciones de retraso (Figura 4.19b, Lag1 y Lag2/SON), asociada con una disminución de la P de SON a lo largo de los Andes a retraso de hasta dos estaciones ante eventos ENM, es consistente con el patrón atmosférico mostrado en la Figura 4.22 (Lag1 y Lag2/SON), donde sobre Ecuador se observa un patrón convergente en altura junto con movimiento descendente en la troposfera. Note también cómo el patrón atmosférico

que aparece a Lag1 sobre Ecuador se invierte a Lag4 en MAM (Figura 4.22, Lag4/MAM), lo que explica el cambio de signo en los mapas heterogéneos de P (Figura 4.19, Lag4/MAM).

Las características principales de los patrones de teleconexión producidas por EN y ENM han sido mostradas también por otros autores (Weng et al., 2007, 2009; Ashok et al., 2007; Taschetto y England, 2009; Tedeschi et al., 2013; Kim et al., 2011; Campozano, 2017), coincidiendo en que estos, son responsables en gran medida de la variabilidad del clima en muchas regiones del planeta. No obstante, en el análisis de regresión empleado a estaciones retrasadas, demuestra que los patrones de anomalías de vpot en 200 hPa y de vv correspondientes a los dos tipos de El Niño, suelen ser consistentes en el tiempo y persisten durante varias estaciones y tienden a cambiar de signo o debilitarse dependiendo del retraso y la estación del año empleada.

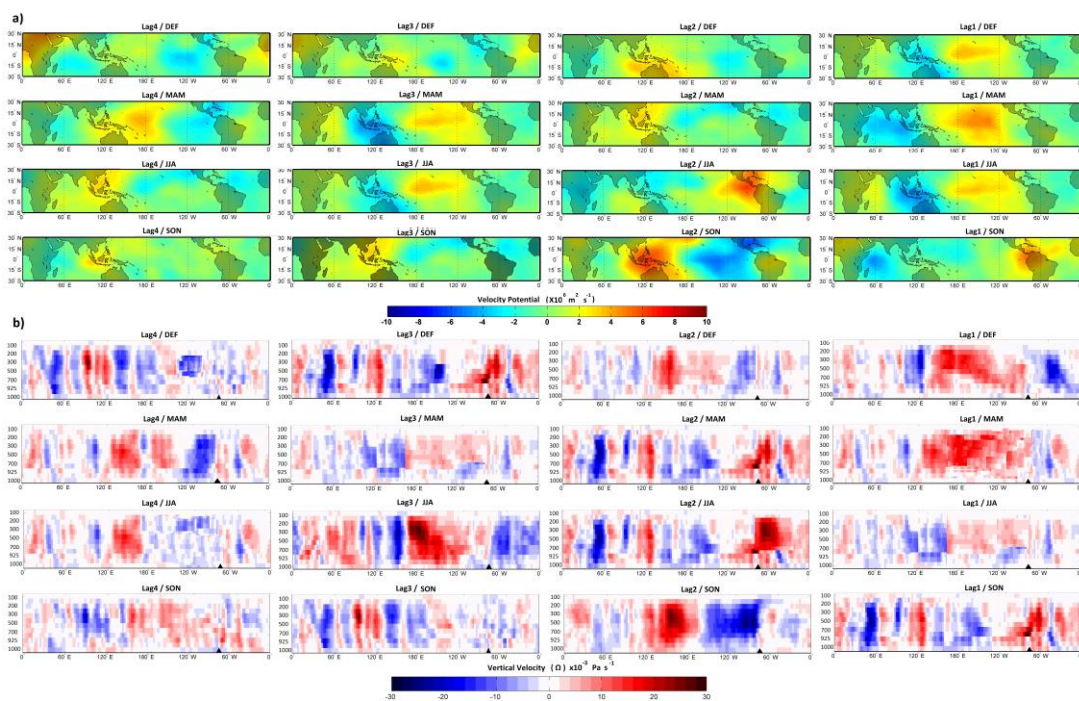


Figura 4.22. Como la Figura 4.21, pero para el segundo modo de la SST (ENM) del SVD_Lag.

4.2.2.2. Reconstrucción de la P utilizando SVD_Lag

Explorada la relación entre la variabilidad de la SST del Pacífico tropical asociada al primer y segundo modo acoplado con la P de Ecuador, empleando los retrasos de 1 hasta 4 estaciones, se han desarrollado los métodos de reconstrucción de la P estacional para los retrasos establecidos. Este proceso se ha llevado a cabo aplicando la metodología descrita en el Capítulo 3, de la misma forma que en la sección anterior se realizó la reconstrucción de la P a partir de los coeficientes de expansión de los modos de la SST en estaciones coetáneas. La Figura 4.23a presenta los valores de las correlaciones, significativas al 90%, entre las series originales y las series reconstruidas de P, combinando los coeficientes de expansión del primer y segundo modo de la SST del Pacífico tropical determinados a través del análisis de SVD_Lag, con retrasos establecidos de una a cuatro estaciones.

En general, se observa que el mayor número de localidades que presentan valores de correlación en torno a 0.6, se encuentra a retraso de una estación. Específicamente, destacan los retrasos de una a tres estaciones de las estaciones DEF, MAM y JJA de la P, mostrando la habilidad de reconstrucción de la P en muchas localidades en Ecuador. Sin embargo, para la P de SON la capacidad de reconstrucción queda limitada a Lag1. El panel inferior (b) de la Figura 4.23 muestra la raíz del error cuadrático medio obtenido de la reconstrucción de las series de P a partir del modo 1+2 de variabilidad de la SST del Pacífico tropical. En general, los valores del error oscilan entre el 10% y el 40% de precipitación al año, aunque hay que tener en cuenta que el régimen de precipitación es menor en la región de los Andes en comparación con las localidades cercanas a la región de la Costa.

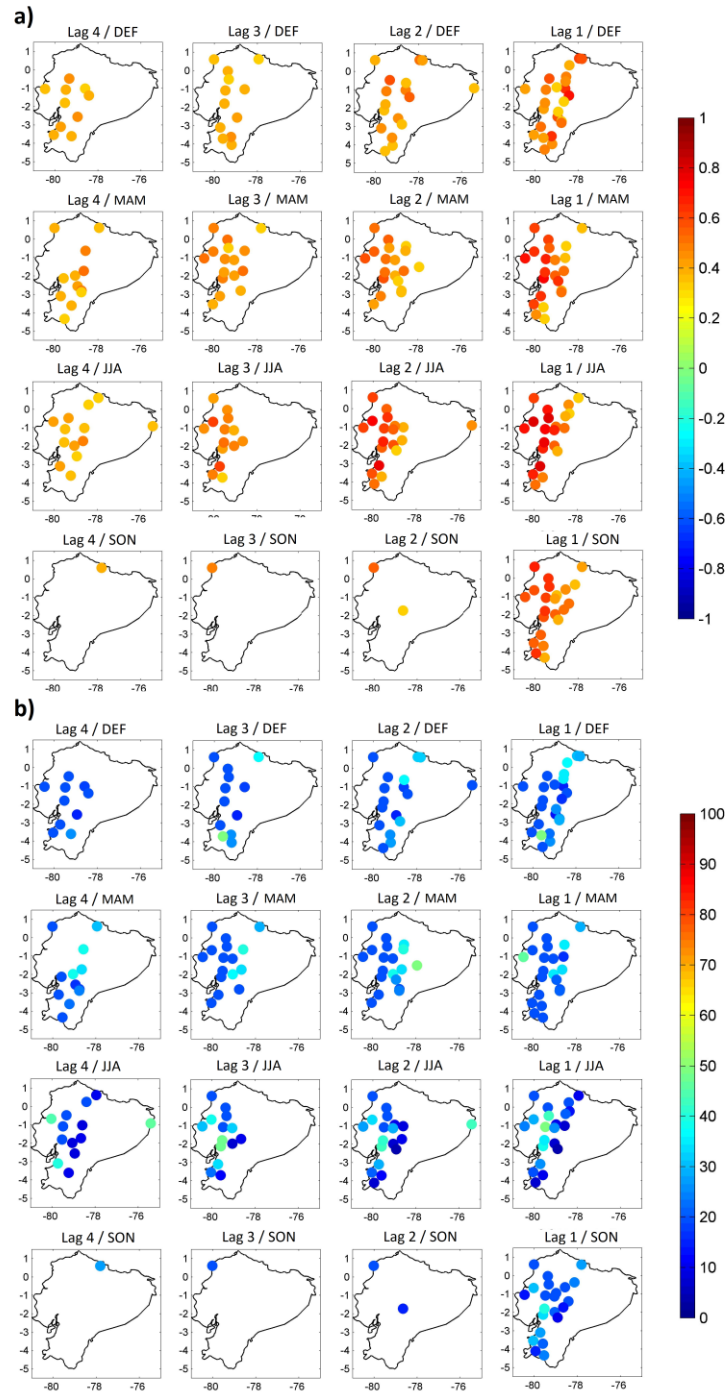


Figura 4.23. a) Mapas de correlaciones y b) raíz del error cuadrático medio (%), de las series reconstruidas con respecto a las series observadas de P , empleando los coeficientes de expansión asociados a los modos 1+2 de la SST del Pacífico tropical, obtenidos del SVD_Lag. Sólo se representan las correlaciones significativas al 90% de confianza para los retrasos de 1 a 4 estaciones (en columnas de derecha a izquierda).

Así, se concluye que la P de Ecuador puede ser reconstruida de una forma aceptable, utilizando la variabilidad SST del Pacífico tropical asociada a El Niño canónico y El Niño Modoki con hasta tres estaciones de adelanto para DEF, MAM y JJA, y con una estación de adelanto para la P de SON.

4.3. Predicción de la P usando SVD_Lag

Una vez se ha demostrado la habilidad que posee la SST del Pacífico tropical asociada con los fenómenos de EN canónico y ENM con varias estaciones de adelanto para reconstruir y explicar la variabilidad de la P en Ecuador, se ha llevado a cabo un experimento de predicción de la P estacional usando el método de validación cruzada (*leave one out*) en el análisis SVD_Lag (Liu, 2003; Wang y Ting, 1999; Widmann y Bretherton, 2003).

Para ello, los años dentro del periodo de análisis, 1979-2015, han sido extraídos de la muestra, uno por uno, para cada ejecución del SVD_Lag. A modo de ejemplo, los patrones espaciales de los dos primeros modos de variabilidad de la SST obtenidos en el SVD_Lag entre la P de DEF y la SST de DEF adelantada en 4 estaciones (DEF del año anterior, o Lag4), obtenidos al extraer los diferentes años de la muestra, son presentados en la Figura 4.24. En la parte superior de cada mapa se indica también el año extraído antes de ejecutar el análisis, así como la covarianza explicada por cada modo. Como puede observarse, solo se encuentran pequeñas variaciones en la forma espacial entre los patrones obtenidos para la SST por el SVD_Lag para cada retraso, mostrando nuevamente la relativa estabilidad de los modos encontrados.

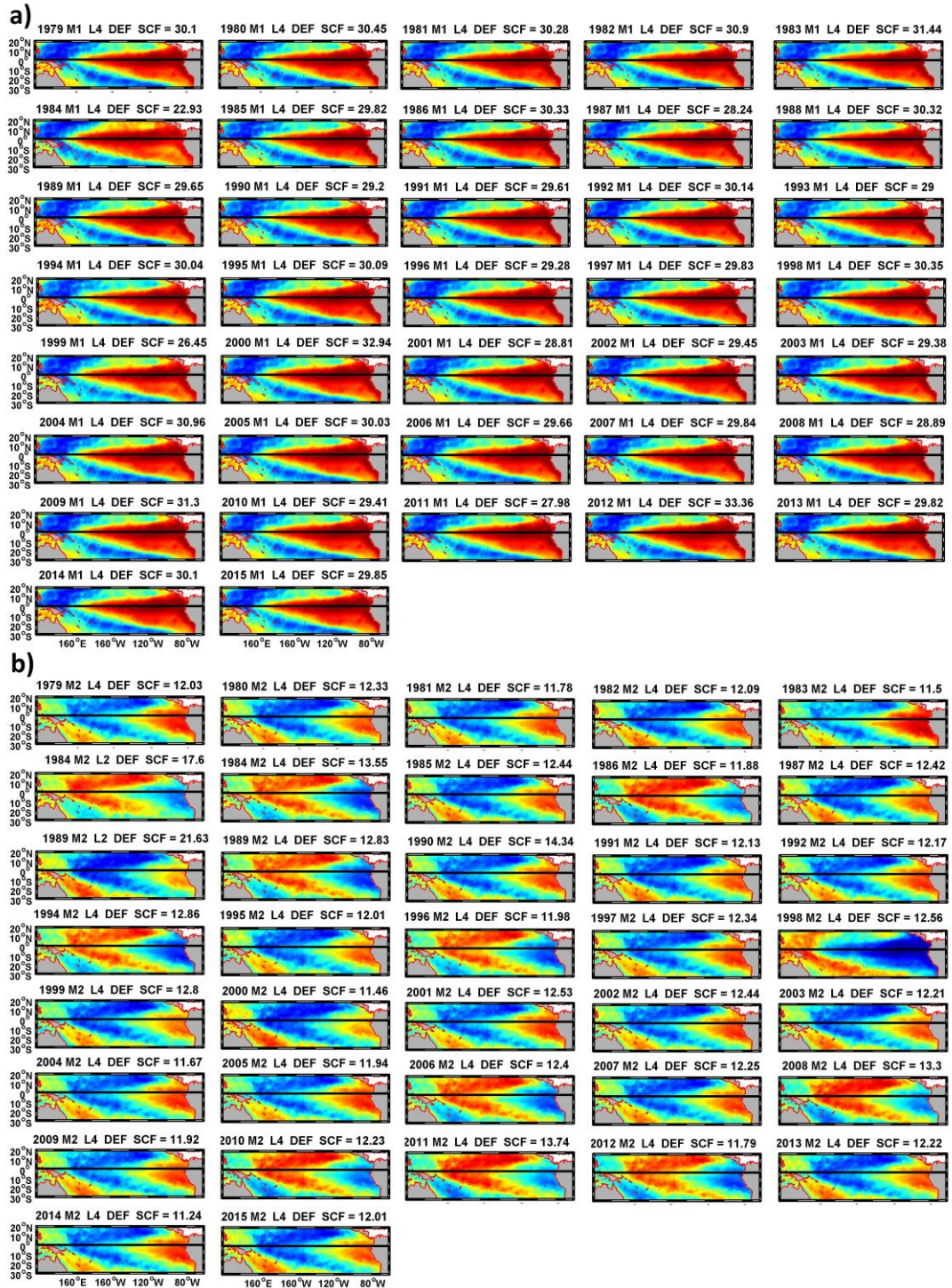


Figura 4.24. Primer (a) y segundo (b) modo de la SST del Pacífico tropical obtenidos mediante el análisis SVD_Lag entre las anomalías de P de DEF y las anomalías de la SST a un año de retraso (Lag4/DEF), para el periodo 1979-2015. En cada ejecución del análisis fue eliminado el año indicado en la parte superior de cada mapa.

El análisis equivalente, para todas las estaciones y retrasos (no mostrado) demuestra que tanto el primer como el segundo modo obtenidos de la SST, persisten y son consistentes sin importar el año que se elimine.

Además, la Figura 4.25 muestra los valores de la fuerza de acoplamiento entre ambos modos de la SST y la P, para cada estación y retraso considerado tras la aplicación del SVD_Lag en conjunción con la técnica *leave one out*. Puede observarse cómo la fuerza de acoplamiento es siempre superior a 0.4, tanto para el primer modo, como para el segundo, alcanzándose los valores más altos de correlación para las estaciones de DEF a Lag1, para ambos modos, y DEF a Lag2 y Lag3 para el modo 1. Note también, que es la estación de DEF la que presenta menos dispersión en dichos valores de correlación, indicando así que la intensidad del acoplamiento es más estable para esta estación del año a pesar de los diferentes retrasos establecidos.

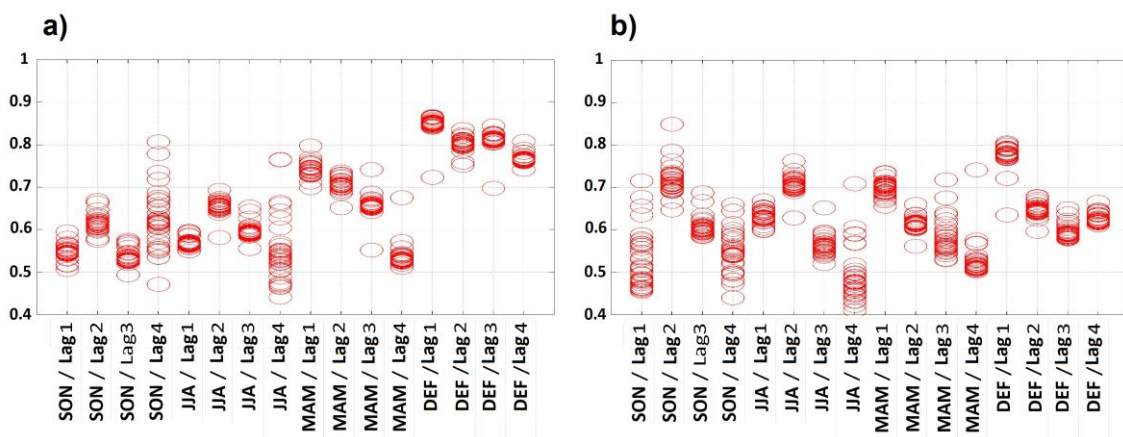


Figura 4.25. Fuerza de acoplamiento para el primer (a) y segundo (b) modos obtenidos en el SVD_Lag empleando el *leave one out*, para cada estación y cada uno de los retrasos establecidos.

La Figura 4.26 muestra los mapas con los valores de correlaciones entre las series originales y las series predichas de la P estacional utilizando como variables predictoras el modo_1 de la SST (panel superior) y el modo_2 (panel inferior), por separado, para los

retrasos estacionales establecidos. Se observa que a Lag1, el modo_1 de la SST es capaz de predecir la P de MAM, JJA, y en menor medida SON, de un gran número de localidades situadas en la región Costa. La contribución del modo_2 de la SST, resulta, sin embargo importante para la P de DEF a retrasos de 1 y 2 estaciones, donde se encuentran valores de correlación elevados entre las series observadas y las predichas a lo largo de los Andes. También en JJA a Lag1 este segundo modo muestra capacidad predictiva por si solo en varias localidades, generalmente costeras.

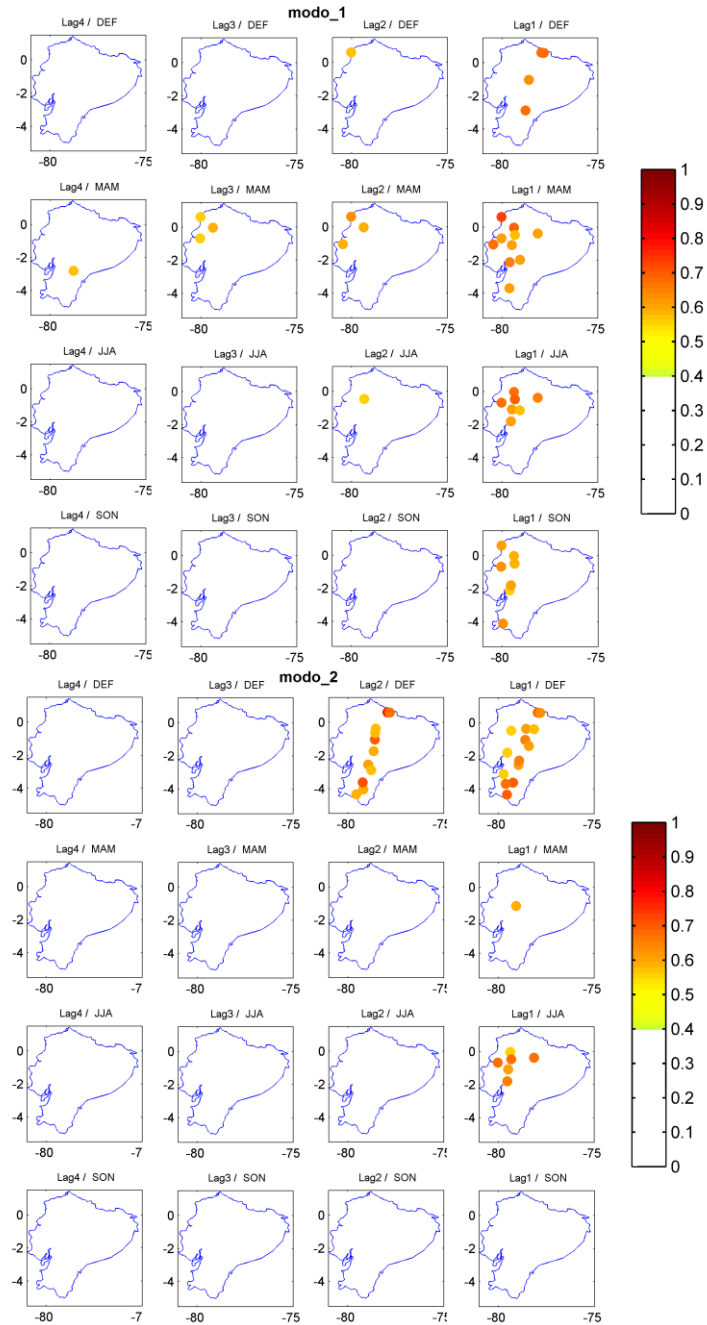


Figura 4.26. Mapas de correlaciones entre las series originales de la P y las predichas empleando los coeficientes de expansión del modo_1 (panel superior) y modo_2 (panel inferior) de la SST del Pacífico tropical obtenidos del SVD_Lag. Sólo se representan las correlaciones significativas al 90% para los retrasos de 1 a 4 estaciones (en columnas de derecha a izquierda).

La Figura 4.27 muestra la raíz de error cuadrático medio entre las series originales y las predichas tanto a partir del modo_1 (panel superior) como del modo_2 (panel inferior)

de la SST del Pacífico tropical. Valores de error por debajo de 35% aparecen en los valores predichos para casi la totalidad de localidades.

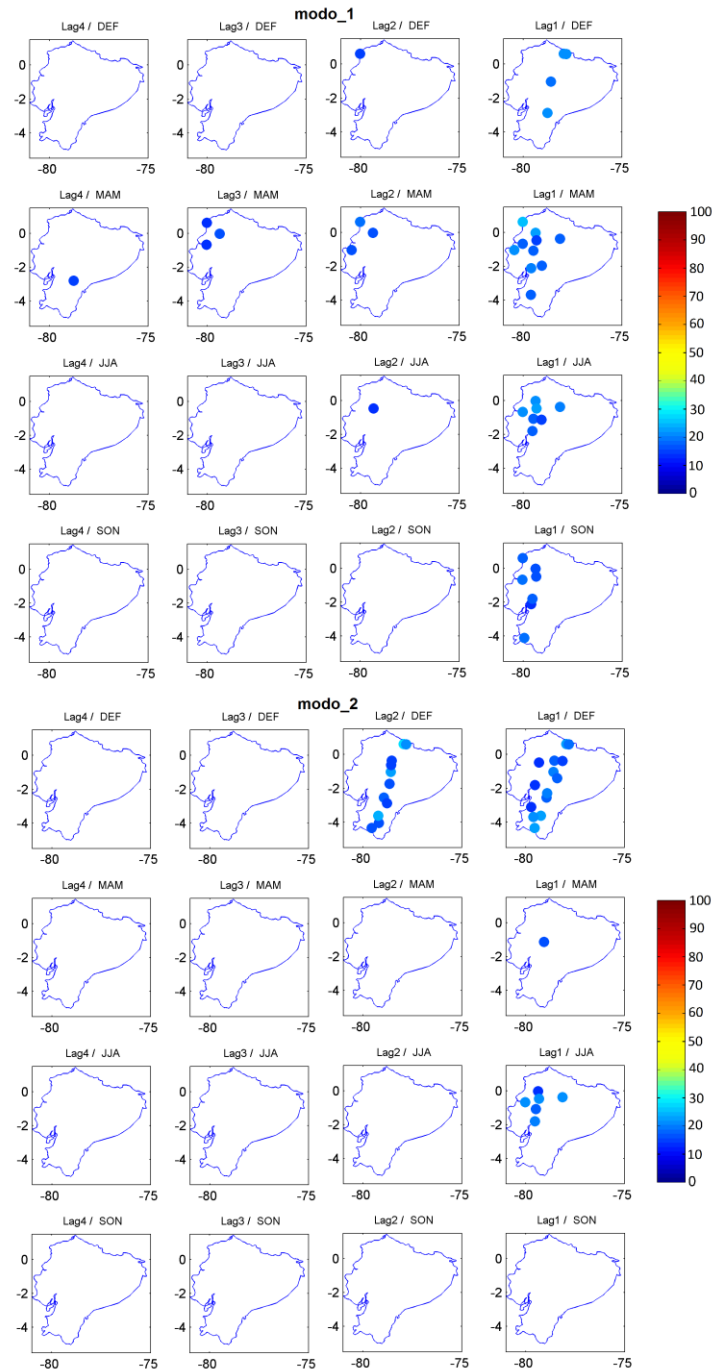


Figura 4.27. Raíz del error cuadrático medio (%) de las series predichas con respecto a las series observadas de P a partir del primer y segundo modo de la SST.

La Figura 4.28 muestra el resultado de la predicción de la P en Ecuador a partir del uso combinado de los dos primeros modos de variabilidad de la SST del Pacífico tropical. El panel superior (Figura 4.28a) muestra la correlación entre las series originales y las predichas utilizando el modo 1+2, mientras que el panel inferior (Figura 4.28b) presenta los errores cuadráticos medios asociados a dicha predicción. En comparación con el uso independiente de los modos de la SST para la predicción de la P, pueden observarse valores de correlación más altos, por encima de 0.5, para los dos primeros retrasos establecidos, para las estaciones de MAM, DEF y JJA. La P de SON solo presenta habilidad de predicción a una estación de retraso, siendo además esta predicción limitada, ya que los valores de correlación entre las series originales y las predichas, aunque significativos al nivel de confianza del 90%, son los más bajos del experimento de predicción.

La P de MAM en la región Costa, es la que mejor se predice a Lag1, abarcando un mayor número de localidades con correlaciones más altas. Parte de esta capacidad predictiva de los modos de la SST se mantiene a Lag2, aunque debilitada, y en varias estaciones se encuentran correlaciones significativas incluso a Lag3 y Lag4. Note que el trimestre de MAM se corresponde con el máximo de precipitación de la considerada como estación húmeda en la región Costa (Figura 4.1).

La P de DEF en la región de los Andes también muestra una importante capacidad de predicción a Lag1, manteniendo correlaciones significativas en algunas localidades de dicha región a Lag2.

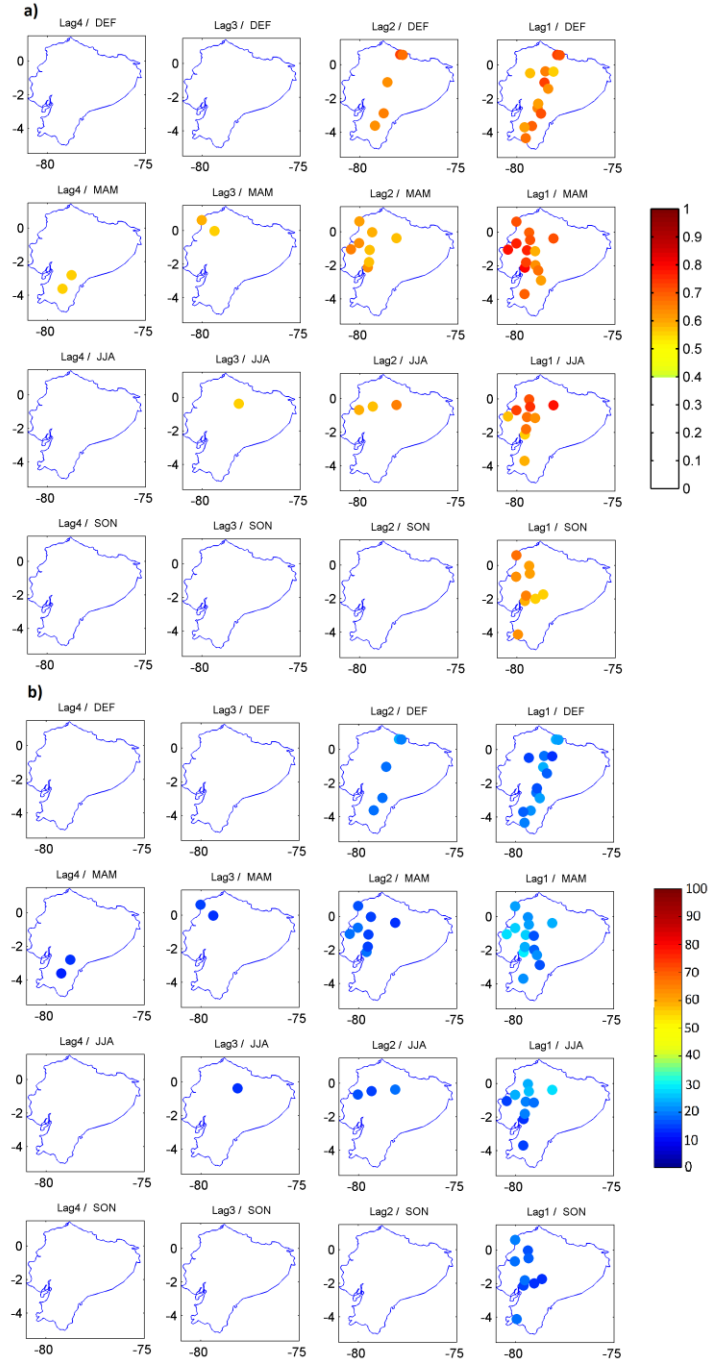


Figura 4.28. Mapas de correlaciones entre las series originales de P y las predichas empleando los coeficientes de expansión asociados al modo 1+2 de la SST del Pacífico tropical, obtenidos del SVD_Lag. Sólo se representan las correlaciones significativas al 90% para los retrasos de 1 a 4 estaciones (en columnas de derecha a izquierda).

La raíz del error cuadrático medio entre las series originales de la P y las predichas obtenidas a partir de la combinación del primer y segundo modo, (Figura 4.26b), muestra una aceptable habilidad encontrada en el proceso de predicción. En general, los valores del error oscilan entre 10% y 30%, dependiendo del retraso utilizado y de las estaciones del año empleadas en el análisis.

La Figura 4.29 muestra, a manera de ejemplo, una selección de las series temporales originales de la P para diferentes localidades distribuidas en el país durante las estaciones del año (DEF MAM, JJA y SON), así como sus predicciones, obtenidas a partir del uso combinado de los dos modos de variabilidad de la SST del Pacífico tropical con una estación de adelanto (Lag1). En general los valores de correlación entre las series originales y las predichas se mantienen por encima de 0.5, para la P de DEF, en las localidades distribuidas a lo largo de los Andes, llegando a alcanzar en algunos casos valores de correlación por encima de 0.70.

La predicción de la P de MAM para gran parte de las localidades situadas en la región Costa, presenta valores de correlación incluso mayores, llegando a alcanzar el valor de 0.85 en algunos casos. La P de JJA y SON en la región Costa, también presenta predicciones aceptables con una estación de adelanto, con valores de correlación que varían entre 0.5 y 0.7.

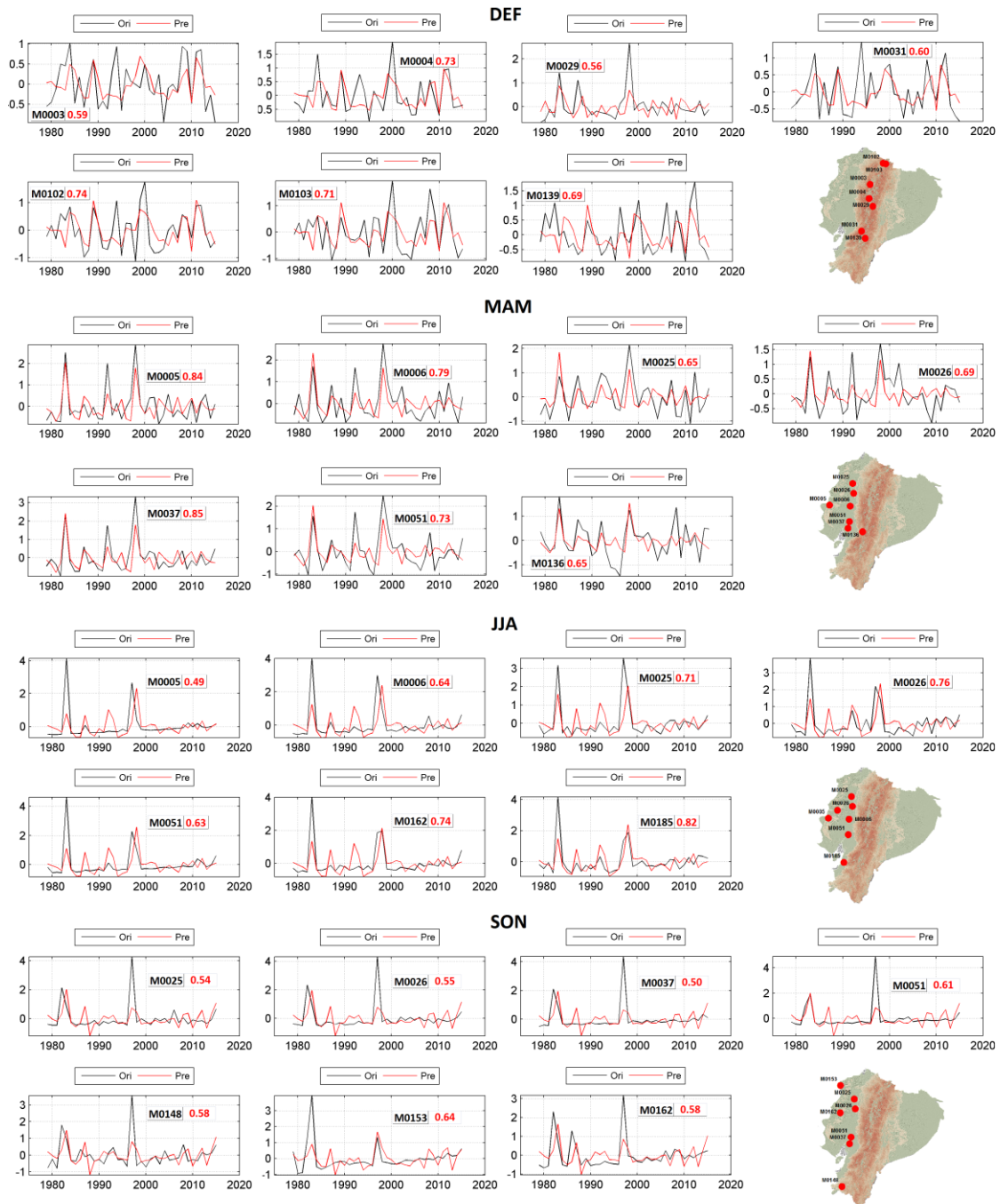


Figura 4.29. Series originales (línea negra) y predichas (línea roja) de la P durante las estaciones de DEF, MAM, JJA y SON, usando el modo 1+2 de variabilidad de la SST del Pacífico tropical de la estación previa (Lag1). En negro se indica la estación correspondiente, así como su ubicación en el mapa de Ecuador, y en rojo se muestra el valor de la correlación entre la serie original y la predicha.

4.4 Discusión y conclusiones

En este apartado se resumen los resultados más destacables encontrados en el estudio de la variabilidad y la predictibilidad de la P en Ecuador. Estos serán contrastados con resultados de estudios anteriores que han analizado la P en Ecuador a través de métodos diferentes al aquí utilizado, con la finalidad de establecer criterios generales en la comprensión de la variabilidad y predictibilidad de esta variable meteorológica.

Se ha hecho uso de los datos mensuales de P procedentes de un total de 34 estaciones meteorológicas que se encuentran distribuidas en su mayoría en las regiones de la Costa y los Andes, disponiendo únicamente de una estación en la región de la Amazonía, y que abarcan el periodo temporal 1979 - 2015. La P acumulada mensual de las 34 series temporales muestra que la distribución de lluvia a lo largo del año es diferente en cada una de las principales regiones naturales de Ecuador, Costa, Andes y Amazonía, en acuerdo con lo mostrado por Pourrut (1995) y Rossel (1998), pioneros en clasificar los patrones estacionales de lluvia y relacionarlos con la distribución espacial y las regiones naturales del país. Debido al comportamiento de la P mensual y al comportamiento de la SST en el Pacífico tropical (ver Capítulo 2), se consideró oportuno conformar cuatro trimestres o periodos estacionales, el primero que abarca desde diciembre del año anterior, enero y febrero (DEF), el segundo de marzo a mayo (MAM), el tercero, de junio a agosto (JJA) y el último con los meses de septiembre, octubre y noviembre (SON). Estacionalidad también utilizada por Vuille et al. (2000) para estudiar la variabilidad de la P en la región de los Andes en Ecuador.

Se ha llevado a cabo un análisis de tendencias de las series mensuales de la P, mostrando que la región de la Costa y los Andes presentan pendientes positivas significativas al 95% para los meses de noviembre a julio, mientras que para los meses de agosto hasta octubre aparece una mezcla entre valores significativos con tendencias positivas en la región de la Costa y tendencias negativas en su mayoría en la región de los Andes. Destaca que las diferencias del signo de la tendencia vienen relacionadas con la localización de las mismas, siendo la región Costa la que muestra tendencias positivas significativas con valores de hasta 4% al año que se mantienen desde julio a diciembre en algunas localidades. De manera contraria, la región de los Andes muestra una tendencia negativa de la P correspondiente a los meses de septiembre a octubre, de forma generalizada en la parte centro y norte de los Andes, estos últimos resultados estarían de acuerdo con lo detectado también por Tobar y Wyseure (2018). Este comportamiento sugiere que un análisis estacional en las regiones naturales de Ecuador podría capturar los cambios de tendencia más importantes.

El análisis de tendencias de la P estacional, usando como estaciones las establecidas anteriormente, muestra que, en general, los valores positivos significativos nuevamente se localizan en la región de los Andes para las estaciones de DEF, MAM y JJA. Estos son, además, los trimestres que presentan el mayor número de localidades con tendencias positivas significativas, con valores de la pendiente que puede oscilar entre 1% y 4% por año, mientras que para la región de la Costa se observan muy pocas localidades con tendencia positiva significativa en la parte centro sur de la región y de manera contraria una localidad ubicada en la parte norte de la región de la Costa que muestra tendencias

negativas significativa del orden de -1 a -2% por año, para todas las estaciones del año. Estos resultados están en gran parte de acuerdo con los presentados por otros investigadores (Morán-Tejeda et al., 2016; Campozano et al., 2017; García-Garizábal et al., 2017; Tobar y Wyseure, 2018; Ilbay-Yupa et al., 2019a y b; Cai et al., 2020), que no encuentran tendencias significativas en la precipitación de la región Costa, pero en contraste, si detectan para la región de los Andes un aumento significativo de la precipitación durante los meses de diciembre a junio. En resumen, gran parte de las localizaciones en todo el país muestran una reducción de las precipitaciones en SON, y un aumento en los trimestres de DEF y MAM, lo que apuntaría de acuerdo con Morán-Tejeda et al. (2016), a un fortalecimiento de la estacionalidad.

Adicionalmente, el análisis PCA revela la existencia de dos modos principales de variabilidad de la P estacional en Ecuador, en concordancia con lo encontrado por Cedeño et al. (2009). Estos dos modos de variabilidad separan de forma relativamente clara las regiones de la Costa y los Andes. Para las estaciones de MAM, JJA y SON, el primer modo de variabilidad de la P, que explica entre el 31.8% y el 48.5% de varianza, es representativo de la región Costa, extendiéndose, dependiendo de la estación, en mayor o menor medida hacia la ladera occidental de la Cordillera de los Andes. Mientras que el segundo modo de variabilidad, que explica un porcentaje de varianza más modesto (entre 13.1% y 19.6%), es representativo de la zona andina. En DEF, los modos se intercambian. El porcentaje de varianza explicada acumulado a partir de estas dos primeras EOFs es de 56.1% para DEF, 50.1% para MAM, 56.2% para JJA y 62.4% para SON, siendo, por tanto esta última estación la que presenta mayor cantidad de varianza explicada por ambos modos.

En lo que respecta a la influencia de la SST del Pacífico tropical en la variabilidad de la P en Ecuador, el análisis SVD realizado durante estaciones coetáneas en el periodo desde 1979 al 2015, ha detectado dos modos principales de variabilidad acoplados entre los campos de anomalías de la SST del Pacífico tropical y las anomalías de la P estacional. El primer modo está asociado al fenómeno de El Niño (EN), resultado que se ubica dentro del consenso general que comparten la mayoría de investigaciones sobre la P en Ecuador (Vuille et al., 2000; Villacís et al., 2003; Pineda y Willems, 2013; Recalde-Coronel et al., 2014; Campozano et al., 2014, 2016, 2020; Vicente-Serrano et al., 2017; Morán-Tejeda et al., 2016; Tobar y Wyseure et al., 2017; Ballari et al., 2018; Seidel et al., 2019) acerca de que EN es el principal mecanismo de forzamiento de precipitaciones en una gran parte de localidades ubicadas en la Costa y de un débil, pero sin embargo importante vínculo con la precipitación de las regiones ubicadas en la región de los Andes y Amazonía, que se presenta en todas las estaciones del año con una intensidad diferente. Por otro lado, el segundo modo de variabilidad de la SST del Pacífico tropical detectado en este estudio viene asociado al fenómeno de El Niño Modoki (ENM), modo que también ha sido detectado por autores que estudian la precipitación en países vecinos como Perú y Colombia (Tedeschi et al., 2013; Córdoba-Machado et al., 2015a y b; Tedeschi y Collins, 2017; Navarro-Monterroza et al., 2019).

Los resultados del análisis SVD acoplado de la SST y la P en estaciones coetáneas indican que el primer modo de variabilidad de la SST del Pacífico tropical presenta una importante influencia sobre la P, con fuertes correlaciones positivas significativas en la mayoría de las localidades de la región de la Costa para todas las estaciones, siendo MAM

la que presenta los valores más altos (por encima de 0.8). Esto indica que durante la ocurrencia de eventos El Niño se registra un aumento significativo de la P en esa zona del país, lo que está en acuerdo con otros trabajos (Rossel y Cadier 2009; Vuille et al., 2000a, b, 2003; Willems y Mora, 2012; Tobar y Wyseure, 2018). Adicionalmente, este primer modo muestra influencia de signo opuesto en DEF y JJA para las localidades situadas en los Andes, lo que indicaría un efecto de disminución de P en esta región ante eventos EN. Cabe destacar que este resultado concuerda con el estudio de tendencias y variabilidad de la precipitación en América del Sur llevado a cabo por Haylock et al. (2006), donde se demuestra la relación de valores negativos de índice SOI lo que involucraría una disminución en la precipitación en los Andes ecuatorianos.

De manera general, el segundo modo de variabilidad de la SST del Pacífico tropical hallado en este estudio, exhibe una respuesta menos fuerte en la variabilidad de P en comparación con el primero modo, aunque no por eso menos importante. Además, debido a la estructura de las anomalías en la SST de Pacífico tropical, este segundo modo viene claramente asociado a ENM (Ashok et al., 2007; Weng et al., 2007; Ashok y Yamagata, 2009; Taschetto y England, 2009; Weng et al., 2009; Yeh et al., 2009). Este modo ejerce una fuerte influencia para el trimestre de DEF, mostrando correlaciones negativas significativas en localidades distribuidas en la región de los Andes así como en la región de la Costa, mientras que para los trimestres de MAM, JJA y SON las localidades con correlaciones negativas significativas están confinadas a la región de los Andes. Esto indicaría, en el caso de DEF, una disminución de la P en prácticamente la totalidad del país, asociada a la ocurrencia de eventos El Niño Modoki, reflejando por tanto una

respuesta contraria de la P a la ocurrencia de EN canónico. Si bien son pocos los trabajos que como este, estudian el impacto de ENM sobre el clima de Ecuador, sí se comparte el criterio general con otros autores, acerca de que el segundo modo de variabilidad de la P tiene una estrecha relación con las condiciones de la SST que se presentan en la región central del Pacífico tropical. Por ejemplo, Campozano et al. (2018) incorporan el índice de teleconexión TNI, el cual está altamente correlacionado con ENM, y es necesario para estimar la P en la región de los Andes en Ecuador durante la temporada de enero-abril. Coincidiendo con lo expuesto en los trabajos de Li et al. (2010) y Mendoza et al. (2018, 2019), acerca de que los altos valores de correlación entre los índices de teleconexión, TNI y ENM comparten una gran similitud. Por otra parte, Sulca et al. (2018) detecta la relación de los índices El Niño 3.4, y Niño 4 con la P en parte de los Andes. Estos resultados demuestran el fuerte impacto que generan los diferentes eventos del ENSO sobre el país. Además, nuestros resultados, con valores de fuerza de acoplamiento entre los modos la SST y la P superiores a 0.6, indican una relativa estabilidad de los dos modos acoplados encontrados a lo largo del año, siendo lo más destacable, la influencia de ENM sobre la P estacional en distintas localidades de Ecuador.

Para abordar el estudio de los mecanismos físicos que subyacen bajo las relaciones encontradas entre la SST del Pacífico tropical y la P de Ecuador se ha llevado a cabo un análisis de *composites*, mostrando patrones océano-atmosféricos similares a los presentados en estudios anteriores por otros autores (Ashok et al., 2007; Weng et al., 2007; Taschetto y England, 2009; Kim, 2011; Tedeschi et al., 2013; Córdoba-Machado et al., 2015a). Esta metodología permite explicar en gran medida las variaciones de la P en

diferentes regiones del planeta y particularmente, en el área de estudio objeto de esta Tesis. Así, se observa que existen persistentes anomalías positivas de P sobre el país durante los episodios de EN. Un ejemplo de esto son los episodios extremos de P registrados en los años 1997-1998 a lo largo de la costa de Ecuador fuertemente relacionados con el índice Niño1+2, el cual se basa en las anomalías de la SST en la región cercana a las costas de Perú y Ecuador, índice robusto que caracteriza la P de forma adecuada a corto plazo (Bendix, 2000). Por otro lado, en presencia de eventos de ENM, las anomalías positivas de la SST se establecen más acusadas sobre el Pacífico central con valores más débiles en comparación con los eventos de EN. Además, se observa un desplazamiento más hacia el oeste, y débiles focos de anomalías negativas sobre el este y el oeste del Pacífico tropical lo cual resultaría en una disminución de la P en la región de los Andes ante la presencia de ENM. Estos resultados demuestran la sensibilidad que presenta la P de Ecuador a las fases extremas de los distintos tipos de eventos ENSO, por lo que es imprescindible el estudio de los dos tipos de fenómenos El Niño.

Determinada la influencia de EN y ENM sobre la P de Ecuador, se han usado estos modos para reconstruir la P estacional de manera coetánea. A pesar de que EN predomina sobre la variabilidad de la P en muchas localidades, por lo general de forma más acusada en la región de la Costa en las temporadas de MAM a SON, durante el proceso de reconstrucción de la P, se revela la importante contribución que se obtiene con la utilización de ENM en general en DEF y en el resto de temporadas para localidades que se encuentran ubicadas en su mayoría en la región de los Andes. Esto motivó el uso conjunto de los dos modos (modo 1+2), creando un modelo más robusto que reconstruye la P de casi la

totalidad de localidades en las cuatro temporadas. De esta manera las series temporales reconstruidas capturan con aceptable habilidad el comportamiento de las originales en todas las temporadas, tanto para localidades de la región de la Costa como de los Andes.

Una vez demostrada la capacidad de reconstruir (/predecir) que posee la variabilidad de la SST del Pacífico tropical asociada a los dos tipos de El Niño (EN y ENM) sobre la P estacional en Ecuador, se aplica la metodología del SVD_Lag con retrasos estacionales (de 1 a 4 estaciones) entre la SST y la P. Los resultados evidencian la capacidad predictiva del modo_1 de la SST del Pacífico tropical, asociado a EN canónico, sobre la P en Ecuador cuando se establecen retrasos a 1 o 2 estaciones, mientras que a 3 y 4 estaciones de retraso su capacidad de predicción es más limitada, particularmente para la estación de SON. Como consecuencia de estos resultados, podemos decir que la influencia de EN canónico sobre la P de Ecuador es bastante inmediata. Sin embargo, la influencia del modo_2 de la SST del Pacífico tropical asociado mayoritariamente al fenómeno de ENM, presenta una respuesta por parte de la P menos inmediata en determinadas ocasiones, obteniéndose capacidad predictiva de la P de MAM y JJA con un año de antelación en numerosas localidades de las regiones Costa y Andes.

Se ha desarrollado un esquema predictivo para la P a partir de modelos de regresión usando como variables predictoras las dos primeras series de coeficientes de expansión de la SST obtenidas del SVD_lag. Estos modelos se han validado mediante un procedimiento de validación cruzada. Estos modelos muestran la capacidad predictiva de los dos principales modos de variabilidad de la SST en el Pacífico tropical para 1 y 2 estaciones de adelanto, particularmente para la precipitación de e sentido los DEF y MAM. Así, la

variabilidad de la SST asociada al fenómeno de EN es el patrón más importante para predecir la variabilidad de la P estacional en Ecuador. Sin embargo, ENM demuestra tener una marcada influencia en la P estacional del país, lo cual lo vuelve necesario para mejorar la predicción estacional. Dicha influencia, se pone en evidencia en el estado atmosférico presentado entre los modos de la SST analizados y los campos de velocidad vertical y potencial de velocidad considerando los distintos retrasos establecidos. Sin embargo, es remarcable la limitación de estos modelos para predecir la P de Ecuador con más de dos estaciones de anticipación a pesar que la señal predictiva se tenga para mayores retrasos. Esta señal predictiva para la P de Ecuador, aquí encontrada es similar a la reportada por Córdoba-Machado et al. (2015b) en su estudio sobre la predicción estacional de la P en Colombia, aunque más limitada en el tiempo, ya que la capacidad predictiva en el caso de Colombia alcanzaba 4 estaciones de adelanto para la P de invierno, mientras que para Ecuador los modelos sólo muestran una débil capacidad predictiva para la estación de MAM con un año de adelanto. Esta diferencia en la época del año en la que se tiene más predictibilidad puede estar asociado con un acoplamiento entre las anomalías de la SST en el Pacífico tropical y la posición de la ITCZ (Liu et al, 2020). Por otra parte, algunos autores además han sugerido otras fuentes adicionales de predictibilidad para la precipitación de Sudamérica como son la SST del Atlántico y la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO; Kayano et al., 2013, 2018) o patrones atmosféricos como la NAO (Poveda et al, 2011).

En este capítulo queda demostrada la importante capacidad predictiva que posee la variabilidad de la SST del Pacífico tropical asociada a los dos tipos de El Niño (EN y ENM) sobre la P estacional en Ecuador. Los resultados evidencian que la P estacional en muchas

localidades del país, se puede reconstruir (/predecir) con una buena habilidad hasta con 6 meses de antelación para la P de DEF y MAM, y con 3 meses para las estaciones de JJA y SON.

Los resultados encontrados en este estudio contribuyen, por tanto, a la mejora de la predicción de la precipitación estacional en Ecuador. A su vez, el mismo esquema de predicción podría ser aplicado a otras variables hidroclimáticas, lo que daría lugar a predicciones climáticas de gran utilidad para los institutos ligados a la planificación, al manejo y a la gerencia de los recursos naturales del país. En futuras investigaciones enfocadas a la predicción de variables hidroclimáticas de Ecuador, se podría plantear la incorporación (adicional) como predictores de los patrones de variabilidad de otras variables como la humedad del suelo o la SST de otras regiones del planeta, que contribuyan a mejorar la habilidad de las predicciones climáticas sobre el país.

Capítulo 5

Variabilidad y predictibilidad estacional de la temperatura

En este capítulo se analiza la variabilidad espacial y temporal de la temperatura del aire (T) en Ecuador, durante el periodo de 1979-20015, con una metodología similar a la usada en el capítulo anterior. Se realiza primero un análisis de tendencias y un PCA a los datos estacionales de T. En segundo lugar, se aplica el método SVD a los datos de T de Ecuador y de la SST estacional del Pacífico tropical, con el fin de analizar los modos de variabilidad acoplados entre ambos campos y de explorar la capacidad predictiva de la SST. Los principales modos de variabilidad de la SST han sido usados como variables predictoras, en el desarrollo de modelos de reconstrucción y predicción de la T para diferentes retrasos estacionales establecidos (de 1 a 4 estaciones) a partir del SVD_Lag. La validación de los modelos de predicción establecidos se ha llevado a cabo mediante la técnica de validación cruzada o *leave on eout*.

5.1 Variabilidad de la temperatura estacional

De forma similar al caso de la P en el capítulo anterior, se ha procedido a caracterizar el comportamiento espacio-temporal de la T a escala estacional mediante un

análisis de tendencias y un PCA. Esta caracterización servirá como información complementaria a los resultados de los análisis posteriores desarrollados a lo largo de este capítulo, relacionados con la predicción de la T estacional de Ecuador.

5.1.1 Variabilidad intra-anual de la temperatura del aire

La Figura 5.1 presenta algunos ejemplos del ciclo anual de la T para diferentes localidades distribuidas por las principales regiones naturales de Ecuador, mostrando un suave ciclo estacional, propio del clima tropical del país. De modo general, a lo largo del año, las estaciones localizadas en la región Costa (estaciones M0153 y M0005) muestran una variabilidad intra-anual algo más marcada, con una estación más cálida ocurriendo durante los meses de diciembre a mayo, y una más fría de junio a noviembre. Un comportamiento parecido muestra la estación situada en la zona de la Amazonía (estación M0007), pero en este caso, la temporada cálida se alarga (de septiembre a mayo, aproximadamente), y la fría se acorta (desde junio a agosto). En el caso de las localidades situadas en los Andes (M0001 y M0031), la variabilidad de la T es menos acusada, mostrando un comportamiento más homogéneo a lo largo del año, con variaciones de poco más de 1°C. Sin embargo, para la región de la Costa las diferencias de T oscilan entre 2 y 3°C, lo que muestra la importante influencia del gradiente orográfico.

Así, teniendo en cuenta el comportamiento del ciclo anual de la T, de forma similar al análisis de la P, en el capítulo anterior, la estacionalidad que se usará en los siguientes análisis para la T viene definida por los trimestres de DEF, MAM, JJA y SON.

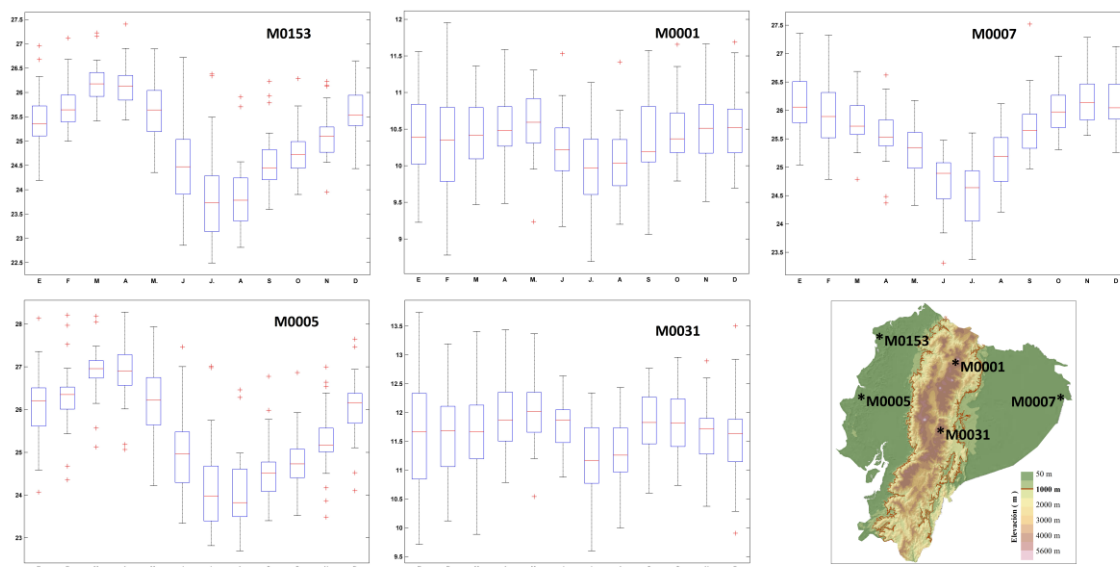


Figura 5.1. Ciclo anual de la T ($^{\circ}\text{C}$) en diferentes localizaciones distribuidas por las principales regiones naturales de Ecuador, para el periodo de 1979 -2015.

5.1.2. Análisis de tendencias

La Figura 5.2 muestra la distribución espacial de las tendencias encontradas en la T estacional, marcando aquellas que resultan significativas al nivel de confianza del 95%, obtenidas mediante el test de Mann-Kendall, junto con los valores de las pendientes (en $^{\circ}\text{C}/\text{año}$) estimadas a través del método de Sen (ver Capítulo 3), durante el periodo 1979-2015. De manera general se observan localidades que presentan tendencias significativas positivas en todos los trimestres del año, siendo más marcadas las que se ubican principalmente a lo largo de los Andes. JJA y SON son las estaciones que presentan el mayor número de localidades con tendencias positivas significativas, especialmente acusadas en la parte sur del país, con valores de pendientes que pueden llegar incluso a oscilar entre 0.04-0.08 $^{\circ}\text{C}/\text{año}$ en alguna localidad en SON. Por su parte, la estación de DEF muestra un menor número de localidades con tendencias positivas significativas,

aunque en la zona sur de los Andes también se muestra alguna localidad con tendencia entre 0.02 y $0.04^{\circ}\text{C}/\text{año}$.

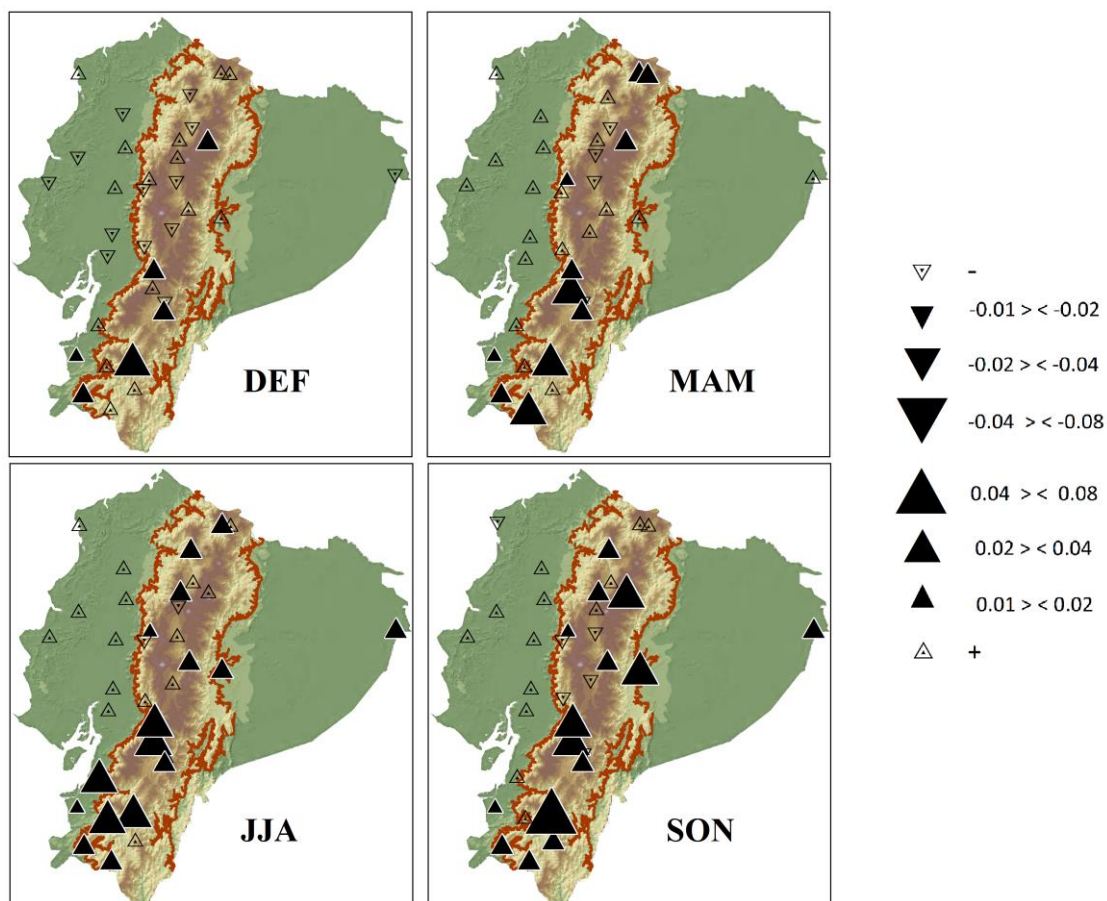


Figura 5.2. Distribución espacial de las tendencias de la T estacional ($^{\circ}\text{C}$ por año) durante el periodo 1979–2015. Se muestran las tendencias significativas al nivel de confianza del 95% (color negro) y tendencias no significativas (sin relleno).

5.1.3 Análisis de Componentes Principales

La aplicación del PCA a la T estacional en Ecuador, conduce a la obtención de dos componentes principales significativas para cada estación del año, siguiendo la regla de North. El porcentaje acumulado de varianza explicada por las dos primeras EOFs es del 65% para DEF, 63% para MAM y JJA, y 57 para SON. Los resultados del PCA (Figura

5.3) muestran que los dos primeros modos de variabilidad de la T estacional separan las regiones de la Costa y de los Andes de manera clara en MAM, JJA y SON, mientras que en DEF, un gran número de localidades que se extienden desde la Costa hasta gran parte de la ladera occidental de los Andes, está representado por el primer modo. Por lo tanto, se podría considerar que la EOF1 configura un modo global de variabilidad de la T estacional en Ecuador en DEF, que además explica el 57% de la varianza total de los datos. En MAM, el porcentaje de varianza explicada por la EOF1 es del 54% y está asociado a la región de los Andes, mientras que las localidades situadas en la zona costera y la ladera más occidental de los Andes quedan representadas por la EOF2, con sólo un 9% de varianza explicada. Para JJA y SON se repite la diferenciación entre regiones establecida en MAM, pero se alterna la varianza explicada por los patrones espaciales, con un valor cercano al 45% asociada a la parte occidental y al 14% para la región Andina.

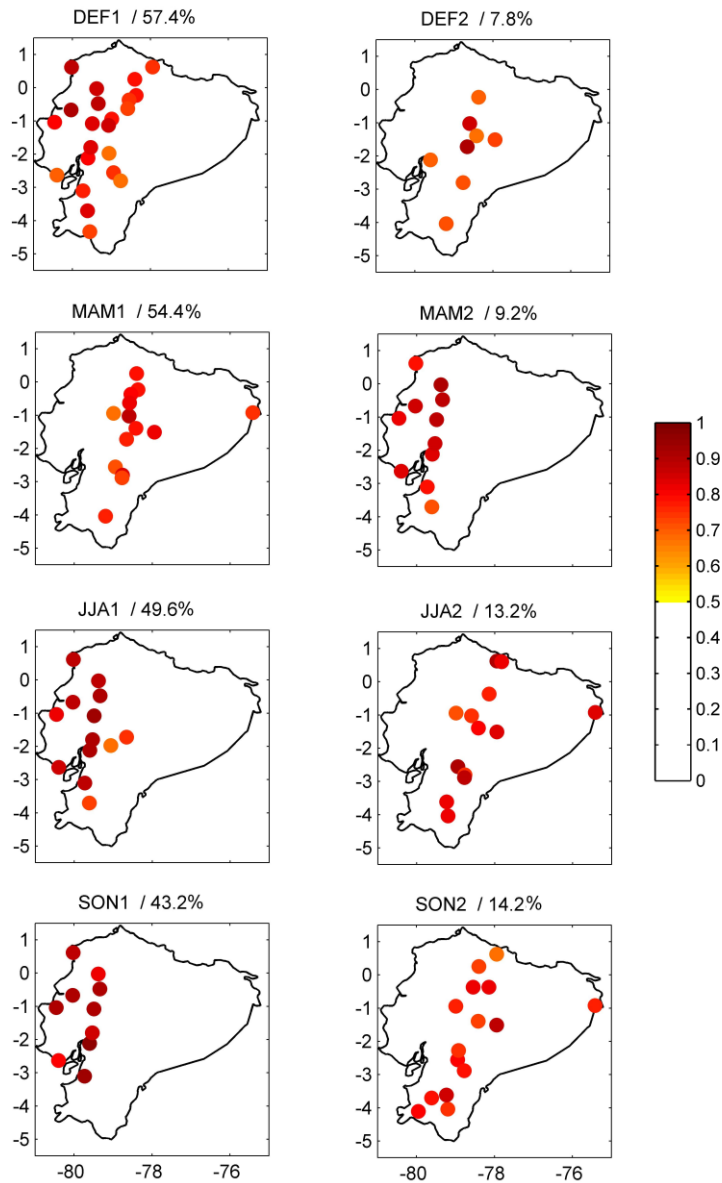


Figura 5.3. Mapa de correlaciones (factores de carga) de los dos primeros modos de variabilidad (en columnas) de la T estacional obtenidos mediante el PCA. Solo se representan las correlaciones significativas al nivel de confianza del 95%.

La Figura 5.4 muestra la variabilidad temporal de la PC1 (columna izquierda) y PC2 (columna derecha) asociadas a las EOF1 y EOF2, para cada una de los trimestres del año. Se aprecia que la variabilidad interanual de la mayoría de las PCs viene marcada por los valores extremos asociados a eventos de EN, destacando los picos de los años 1983 y

1997-1998. Además, acorde con los resultados del estudio de tendencias, la PC2 de la T de JJA y SON, representativas de la variabilidad de la T en la Cordillera de los Andes, muestran claras tendencias positivas.

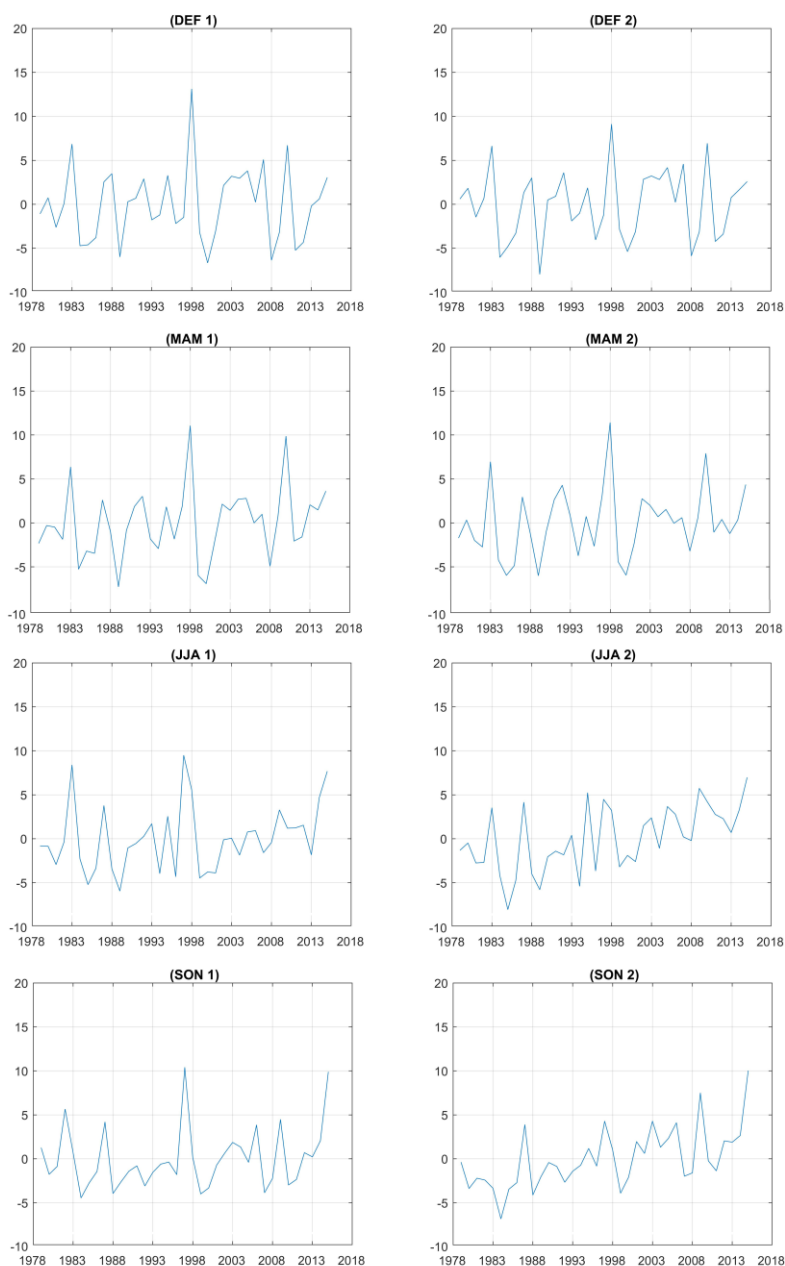


Figura 5.4. Series PCs (columnas) correspondientes a los dos primeros modos de variabilidad de la T estacional en Ecuador durante el periodo 1979-2015.

5.2 Influencia de la SST del Pacífico tropical sobre la temperatura

5.2.1 SVD coetáneo

La influencia de la SST del Pacífico tropical sobre la T de Ecuador, durante el periodo 1979-2015, a escala estacional, ha sido explorada aplicando la técnica estadística del SVD (ver Capítulo 3). Las Figuras 5.5, 5.6 y 5.7 muestran los resultados del SVD a escala estacional coetánea de los dos modos principales de variabilidad acoplados de la SST y la T, para las cuatro estaciones del año.

El primer modo de variabilidad acoplado muestra el patrón tradicional asociado al fenómeno de EN canónico en todas las trimestres del año (Figura 5.5, modo_1), caracterizado por anomalías fuertes positivas de la SST sobre el Océano Pacífico oriental y negativas sobre el Océano Pacífico occidental, dibujando en general un patrón en forma de lengua sobre el océano Pacífico tropical (Ropelewski y Halpert, 1987). Este primer modo es capaz de explicar una covarianza cuadrada entre el campo de la SST y la T que oscila entre el valor mínimo de 56.4% en JJA y el máximo de 68.3% para DEF.

El segundo modo acoplado encontrado en la SST (Figura 5.5, modo_2) está ligado con patrón de El Niño Modoki (ENM) (Ashock et al., 2007) para todas las estaciones del año, asociado a un núcleo de valores positivos de anomalías de la SST en el Océano Pacífico central, bordeado por anomalías negativas en el Pacífico oriental (cerca de las Costas de América del Sur) y el Pacífico occidental (cerca de las Costas de Australia), conformando así, una estructura en forma de bumerang o herradura sobre el Pacífico tropical. La covarianza cuadrada explicada en este caso es mucho menor que para el primer

modo, con un valor en torno al 10% en todas las estaciones, excepto en DEF, donde solo se alcanza el 6.9%.

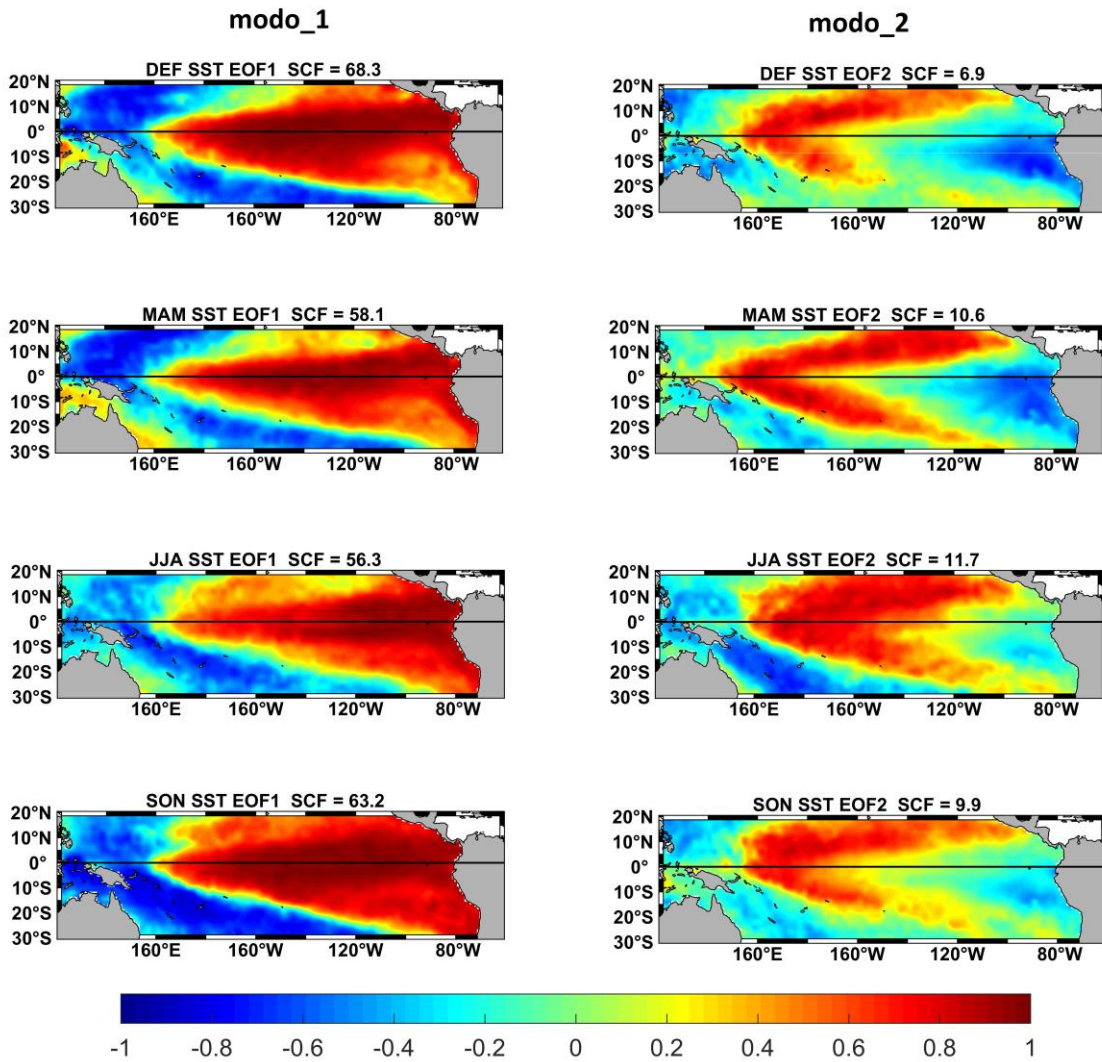


Figura 5.5. Principales modos de variabilidad (mapas homogéneos) de la SST obtenidos del SVD coetáneo entre los campos estacionales de la SST del Pacífico tropical y la T en Ecuador, durante el periodo 1979-2015.

La Figura 5.6 muestra los coeficientes de expansión de la SST y la T asociados al modo_1 y al modo_2, junto con el coeficiente de correlación (o fuerza de acoplamiento, SC) entre los mismos. Para el modo_1, la SC entre los coeficientes de expansión de la SST y la T supera el valor de 0.86 en todos los trimestres del año, alcanzando su máximo valor

en DEF (SC = 0.93). De la misma forma, el valor de correlación entre los coeficientes de expansión asociados al modo_2, está por encima de 0.72 en todas los trimestres del año, alcanzando su valor máximo en JJA (SC = 0.86).

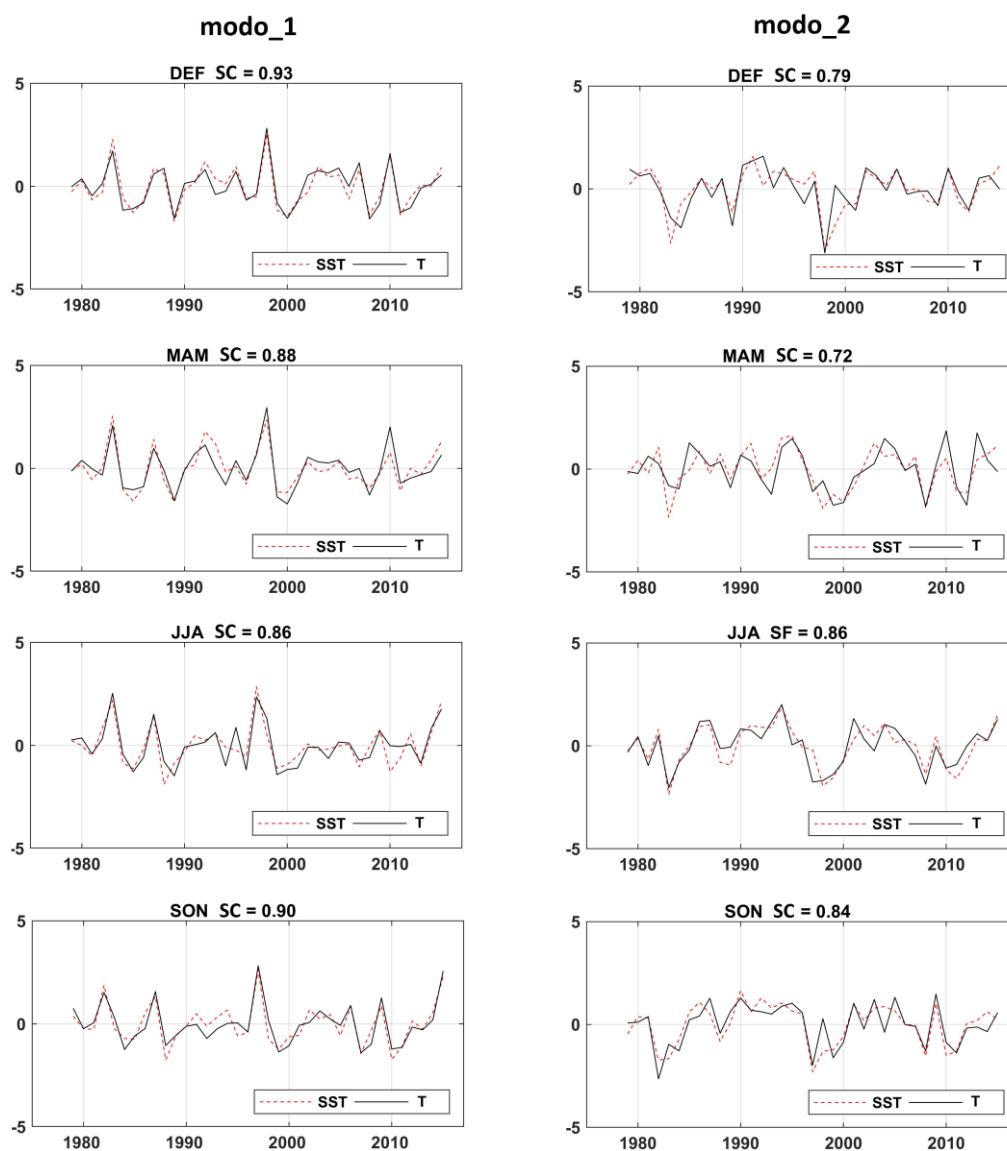


Figura 5.6. Coeficientes de expansión asociados al primer y segundo modo acoplado entre la SST del Pacífico tropical y la T en Ecuador.

La Figura 5.7 muestra los mapas de correlaciones heterogéneas de T asociados a los modos 1 y 2 de la SST. Esta Figura revela que el modo_1 de la SST es predominante

en todos los trimestres del año, mostrando fuertes correlaciones significativas positivas con la T de Ecuador, abarcando la mayoría de localidades en la región de la Costa así como en la región de los Andes, siendo en DEF cuando se registran los valores más altos de correlación. Además, en todas las estaciones se observa un gradiente oeste-este para la correlación, con valores más altos (por encima de 0.8) en la franja más cercana al océano, que van disminuyendo en magnitud a medida que se avanza por la ladera occidental de los Andes.

Por su parte, el modo_2 de la SST, presenta correlaciones positivas significativas más débiles (< 0.6) y para muy pocas localidades, situadas mayoritariamente en la región Andina en todas las estaciones del año excepto en SON, donde también aparecen correlaciones negativas significativas débiles en algunas localizaciones de la Costa. Este modo de variabilidad de la SST presenta, por tanto, una reducida capacidad para explicar la variabilidad de la T del país.

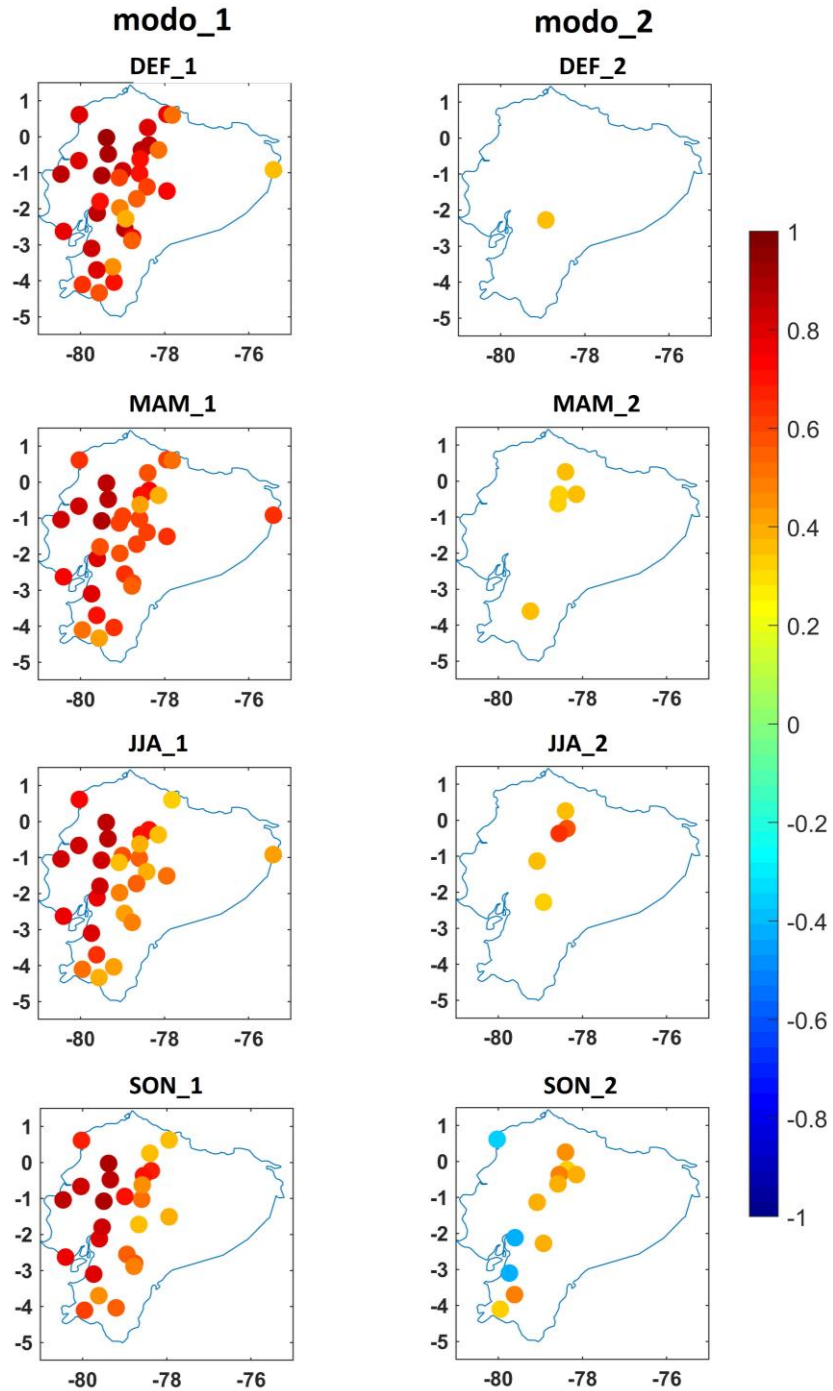


Figura 5.7. Mapas de correlaciones heterogéneas asociados al primer y segundo modo acoplado entre la SST del Pacífico tropical y la T de Ecuador.

5.2.1.1 Reconstrucción de la temperatura estacional

A partir de estos resultados se ha llevado a cabo un proceso de reconstrucción de la T para cada una de las estaciones del año, evaluando la capacidad predictiva que posee la SST asociada a los dos tipos de fenómenos El Niño (EN canónico y ENM). Como en el capítulo anterior el proceso de reconstrucción se realizó mediante regresión entre las series estacionales de los coeficientes de expansión asociados a los modos 1 y 2 de la SST del Pacífico tropical, derivados del análisis SVD y las series de anomalías de la T. En primer lugar, la regresión se realizó usando sólo el primer coeficiente de expansión (modo_1 de la SST, asociado a EN canónico), después sólo el segundo coeficiente de expansión (modo_2 de la SST, asociado a ENM), y finalmente en base a los dos coeficientes de expansión (modo 1+2).

En la Figura 5.8 se muestran las correlaciones entre las series de T estacional observadas y reconstruidas en base a los modos de variabilidad de la SST. Los resultados revelan que, en general, para la mayoría de las localidades, la T estacional puede ser reconstruida en función de la variabilidad de la SST del Pacífico tropical asociada con el fenómeno EN canónico (Figura 5.8, primera columna), alcanzándose correlaciones de elevado valor (> 0.6) fundamentalmente en la Costa. Por su parte, la reconstrucción a partir sólo del modo_2 (Figura 5.8, columna central), asociado a ENM, muestra pocas localidades con valores significativos de correlación, fundamentalmente para la región Andina, siendo además valores más bajos (< 0.6). La combinación de ambos modos (Figura 5.8, columna derecha) es la que presenta un mayor número de localidades con correlaciones más altas,

siendo DEF y MAM las estaciones del año en las que la T está mejor representada, tanto en número de localidades como en valores más altos de la correlación.

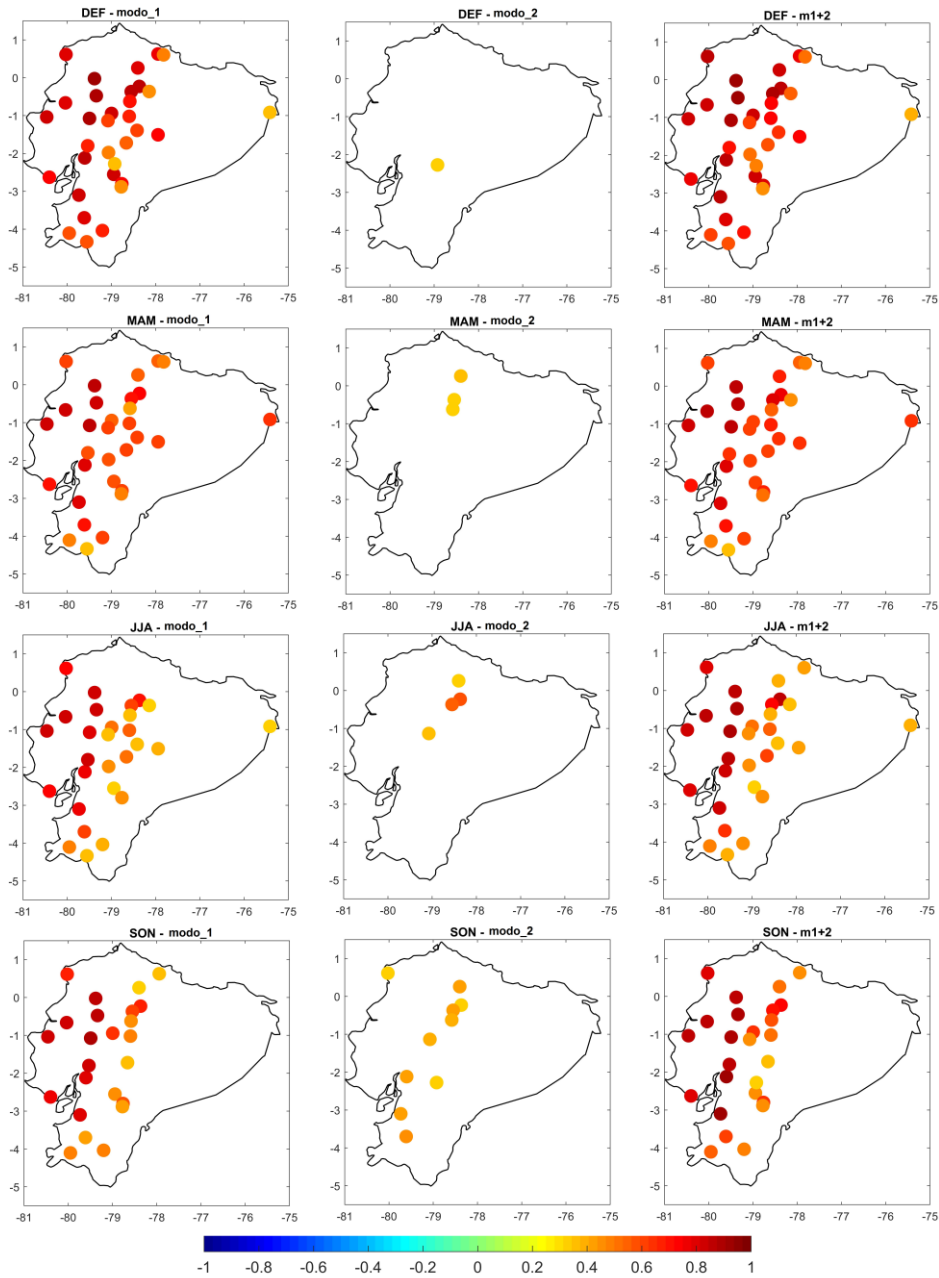


Figura 5.8. Coeficientes de correlación entre las series originales y reconstruidas de la T estacional, obtenidos a través del análisis de regresión usando el modo_1, modo_2 y la unión de los dos modos (modo 1+2) de la SST del Pacífico tropical. Sólo se representan las correlaciones significativas al nivel de confianza del 90%.

Los valores de la raíz del error cuadrático medio entre las series originales de T y las reconstruidas se muestran en la Figura 5.9. Estos oscilan entre 0.1°C y 0.6°C, dependiendo de la localidad y estación del año. Se muestran de nuevo, de derecha a izquierda, los resultados procedentes de la reconstrucción a partir del modo_1, modo_2 y modo 1+2. Puede apreciarse, como la reconstrucción basada en los dos modos de la SST (EN + ENM), disminuye los errores de reconstrucción. Además, la inclusión del modo_2 de la SST, que por sí solo parece tener una capacidad predictiva muy limitada, muestra que en conjunción con el modo_1 es capaz de mejorar la habilidad de reconstrucción de la T, en tanto que disminuyen los errores en la reconstrucción de la T fundamentalmente en la región de los Andes.

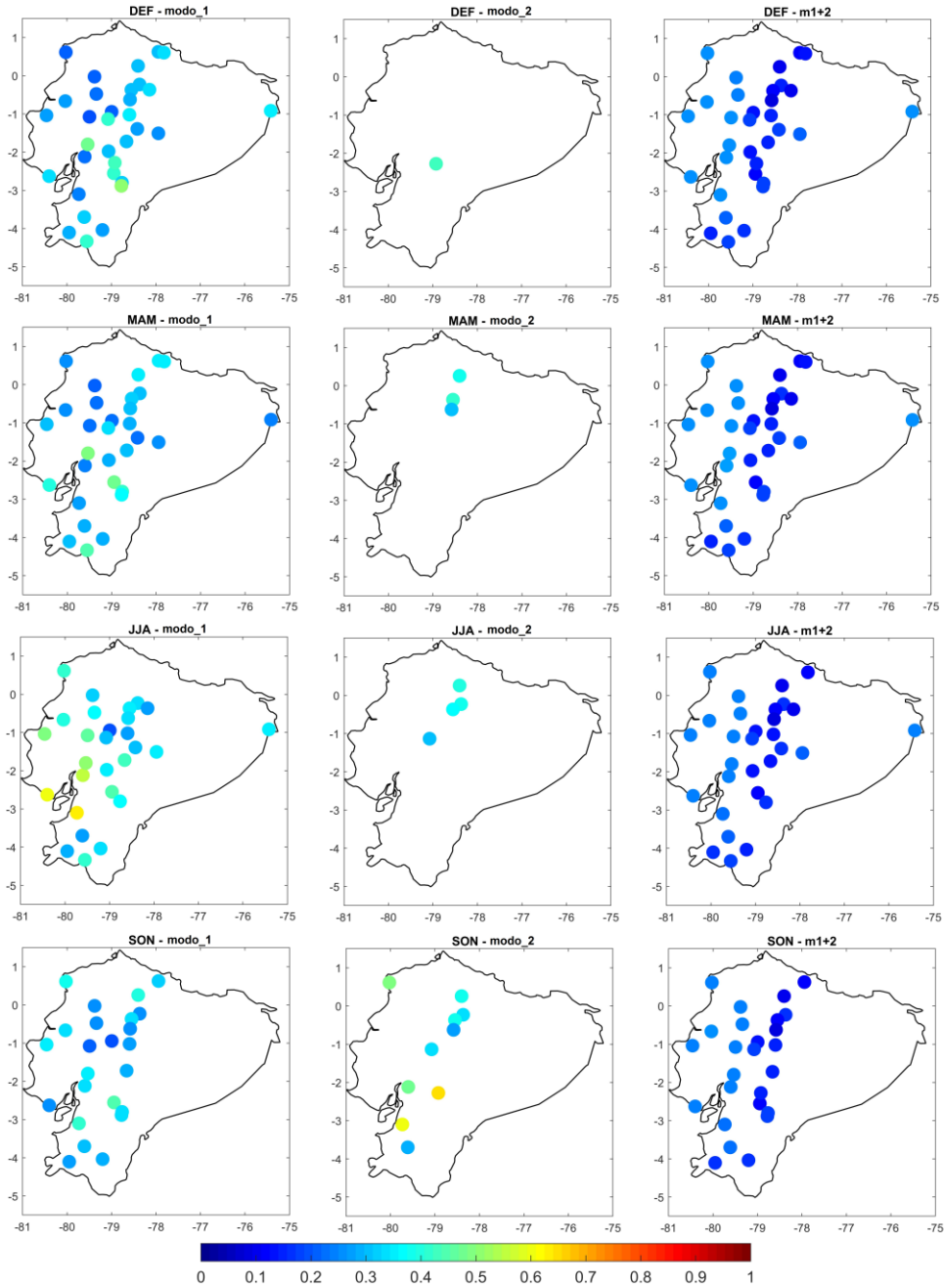


Figura 5.9. Raíz del error cuadrático medio (°C) entre las series originales y reconstruidas de T , utilizando el modo_1 del SVD de la SST del Pacífico tropical, el modo_2, y los dos modos (modo 1+2).

5.2.2 SVD con retrasos estacionales

Con el objetivo de evaluar la capacidad que posee la SST del Pacífico tropical para predecir la T estacional a más largo plazo, se ha aplicado la técnica del SVD a los campos estacionales de la SST del Pacífico tropical y la T de Ecuador desfasados en el tiempo (SVD_Lag), estableciendo retrasos de 1 a 4 estaciones (Lag1, Lag2, Lag3 y Lag4) entre el campo de anomalías de la SST y el campo de T.

La Figura 5.10, presenta el patrón espacial de la SST asociado al modo_1 y al modo_2 acoplados para cada retraso establecido (de 1 a 4 estaciones, en columnas de derecha a izquierda, respectivamente). Esto es, por ejemplo, la primera fila de la Figura 5.10a muestra (de derecha a izquierda) el patrón espacial del primer modo de variabilidad de la SST de la estación SON acoplado con la T de DEF siguiente (Lag1/DEF), de la SST de JJA con la T de DEF siguiente (Lag2/DEF), de la SST de MAM con la T de DEF siguiente (Lag3/DEF) y de la SST de DEF con la T de DEF del año siguiente (Lag4/DEF). Los resultados muestran que la fracción de covarianza cuadrada que explica el modo_1 oscila entre 30 y 60%, lo que indica un aporte considerable en el comportamiento de la T, a diferencia del modo_2 que muestra menores valores de la fracción de covarianza explicada (entre 9% y 18%).

Se observa que para la mayoría de los casos el modo_1 está asociado con el patrón espacial de EN canónico (Figura 5.10a), a excepción de los casos Lag3/DEF y Lag4/MAM, donde la representación espacial se parece más a la de ENM. Por su parte, el modo_2 (Figura 5.10b), está asociado fundamentalmente al patrón espacial de ENM, a excepción, nuevamente de los casos antes comentados cuyos patrones son más acordes a EN canónico.

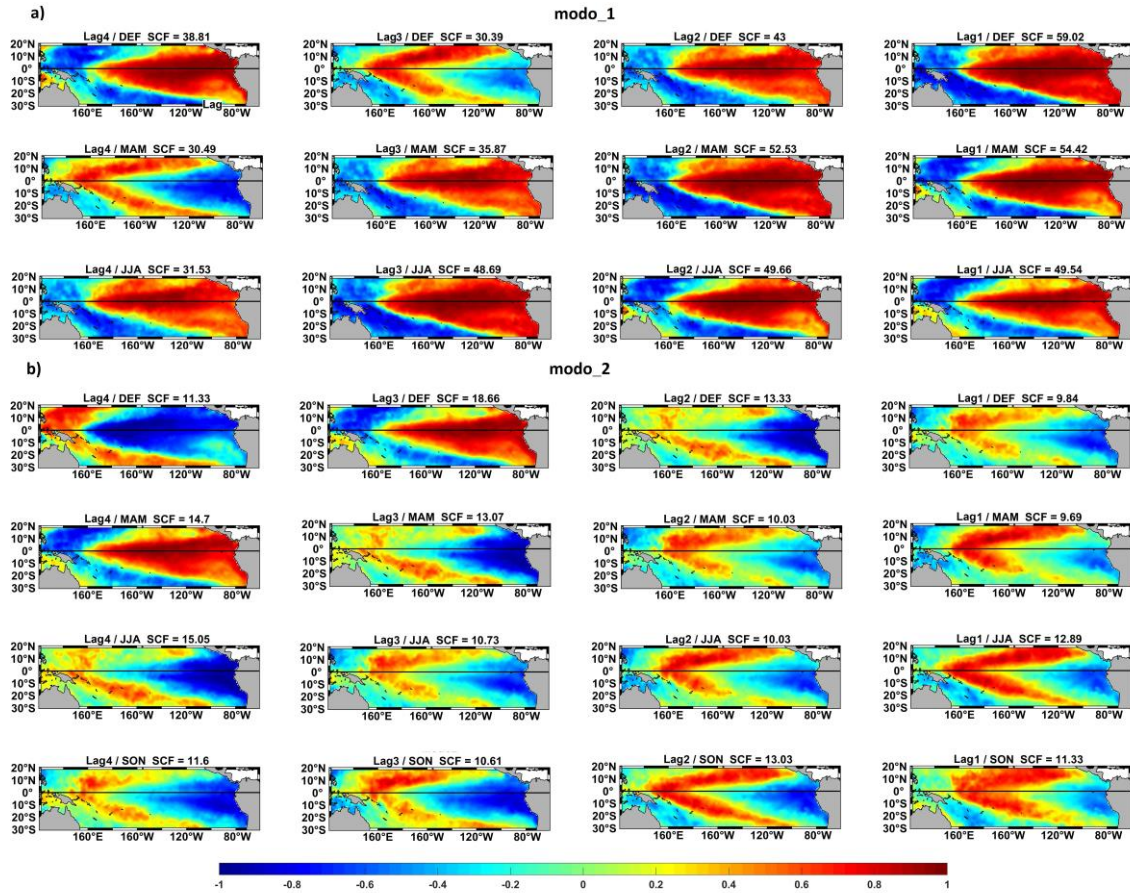


Figura 5.10. Primer (a) y segundo (b) modo de la SST obtenido a través del SVD_Lag entre las anomalías de la SST y la T en Ecuador, con retrasos de 1 a 4 estaciones (columnas de derecha a izquierda).

La Figura 5.11 muestra la correlación entre los coeficientes de expansión obtenidos para los dos primeros modos de variabilidad de la SST y los diferentes índices de teleconexión asociados con el fenómeno de El Niño para cada uno de los retrasos considerados. Se observa que los coeficientes de expansión del primer modo (columna izquierda de cada panel de la Figura 5.12) se correlacionan en la mayoría de estaciones y retrasos con los índices de teleconexión relacionados con el fenómeno del Niño tradicional (Niño 1+2, Niño3 Niño3.4, Niño4, MEI y SOI) como se puede apreciar en la configuración espacial de la SST del Pacífico tropical (ver Figura 10a), a excepción de los casos

Lag3/DEF y Lag4/MAM donde se observan correlaciones altas con los índices de ENM y TNI. Por otro lado los coeficientes de expansión del modo_2 de la SST para cada retraso, muestran en su mayoría correlaciones significativas con valores mayores de 0.55 en valor absoluto principalmente con el índice ENM y el índice TNI.

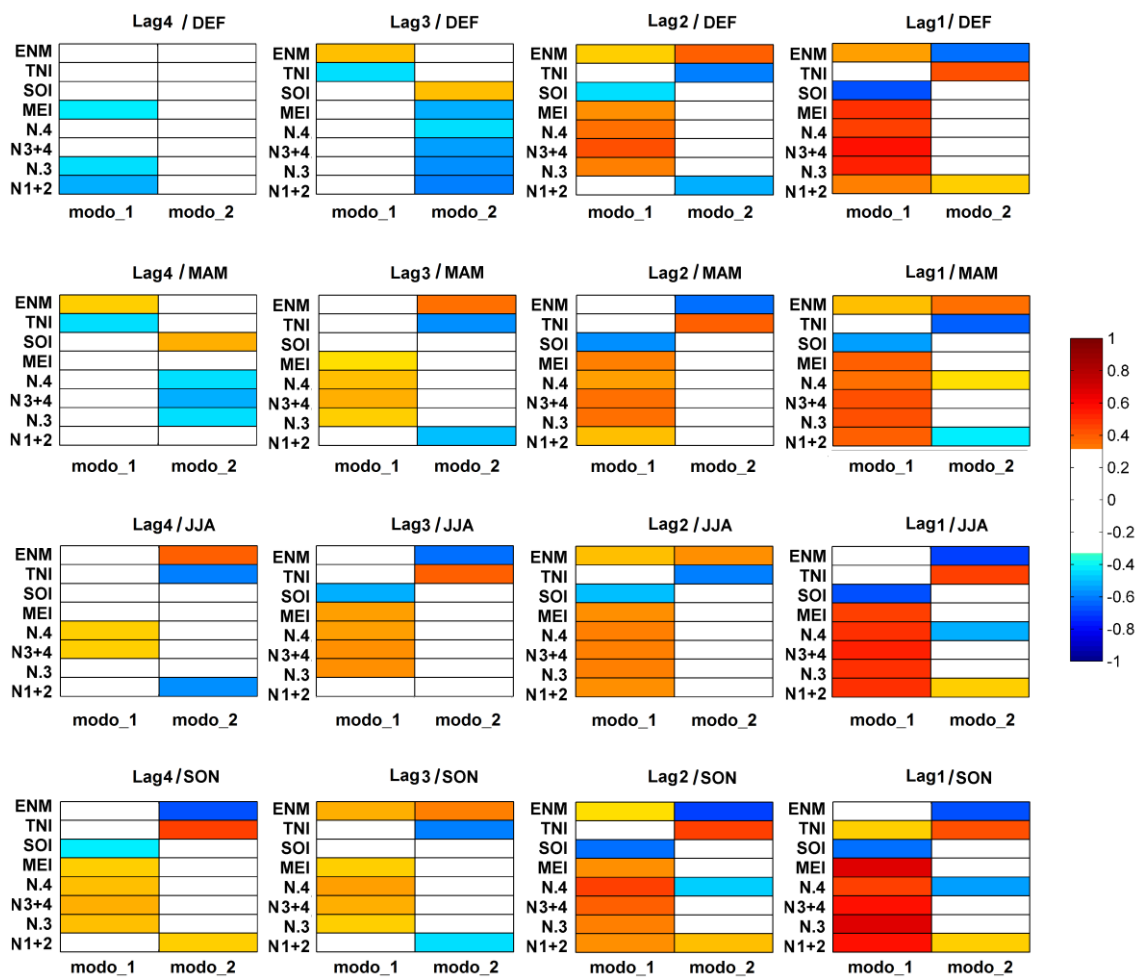


Figura 5.11. Correlación entre los índices de teleconexión y los coeficientes de expansión de los dos modos (modo_1, modo_2) de variabilidad de la SST estacional del Pacífico tropical, obtenidos del SVD_Lag, en el periodo 1979–2015. Solo las correlaciones significativas al nivel de confianza del 90% son mostradas.

La Figura 5.12 muestra los mapas de correlaciones heterogéneos para el campo de la T calculados a partir de los coeficientes de expansión de los modos de la SST adelantados

en el tiempo. En la Figura 5.12a, se observan fuertes correlaciones positivas significativas en la región de los Andes y de la Costa principalmente para los dos primeros retrasos (Lag1 y Lag2, primera y segunda columna de derecha a izquierda). Para los retrasos a 3 y 4 estaciones, se presenta una disminución generalizada en los valores positivos de correlación, acompañada, en algunos casos, de una reducción en el número de localidades que se ven influenciadas (Figura 5.12a, tercera y cuarta columna de derecha a izquierda), a excepción de los casos Lag3/DEF y Lag4/MAM. Estas correlaciones significativas positivas (excepto para el retraso a 4 estaciones de la T de DEF, Lag4/DEF, cuando las correlaciones son negativas, y para los casos Lag3/DEF y Lag4/MAM), revelan la capacidad predictiva de la SST del Pacífico tropical asociada fundamentalmente al fenómeno de EN canónico sobre la T en Ecuador, que se manifiesta hasta con 1 año de retraso en algunos casos. Este resultado indica que la fase positiva del fenómeno ENSO (EN), está asociada a un aumento de la T en muchas localidades de la región de la Costa y de los Andes de Ecuador con varias estaciones de retraso.

Con respecto a los mapas de correlaciones heterogéneos de la T asociados al modo_2 de la SST, mostrados en la Figura 5.12b, estos indican correlaciones significativas en muy pocas localidades del país, aunque en ocasiones este comportamiento se mantiene hasta con 4 estaciones de retraso, como en el caso de la T de JJA y SON en varias localidades de los Andes.

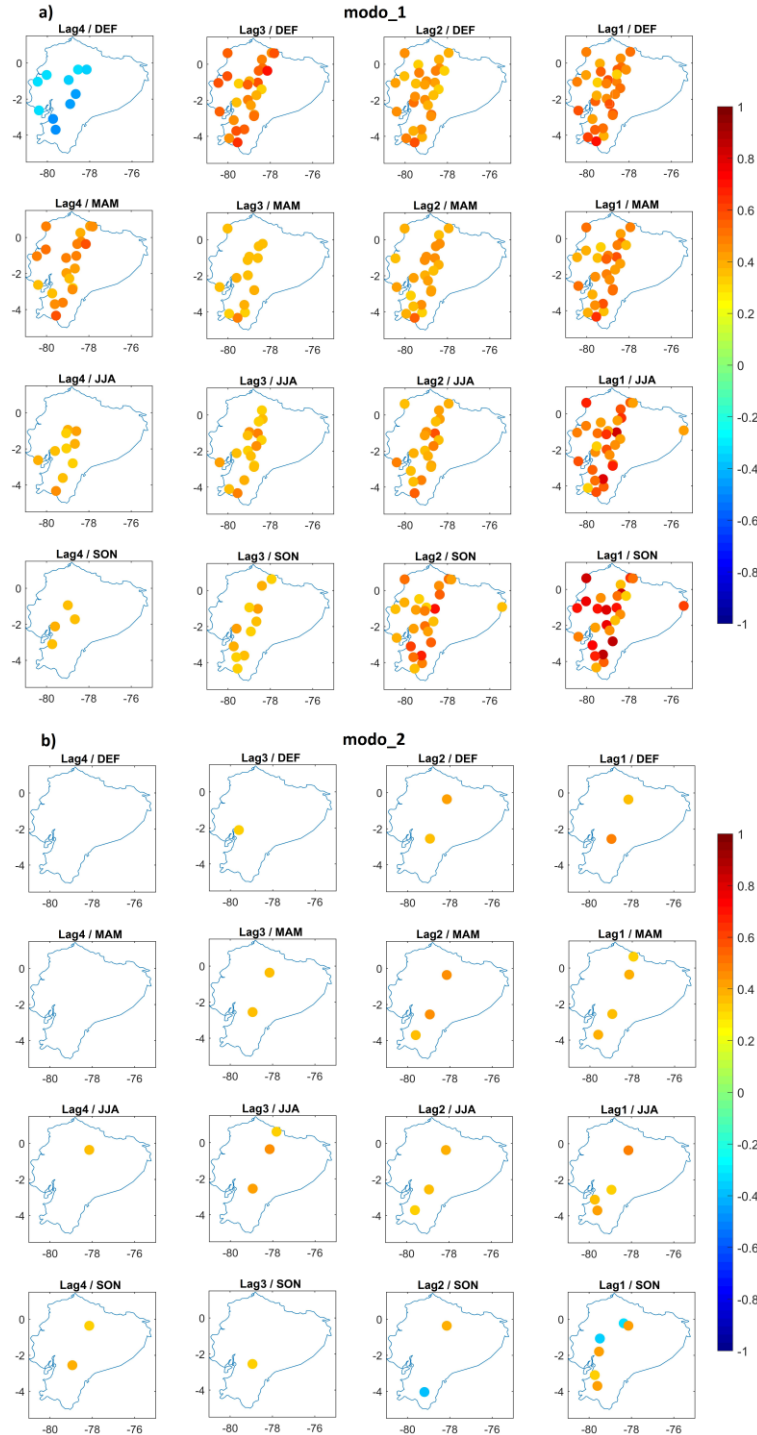


Figura 5.12. Mapas de correlaciones heterogéneas obtenidos del análisis SVD_Lag entre los campos estacionales de la SST del Pacífico tropical y la T de Ecuador, para los retrasos de 1 a 4 estaciones (en columnas, de derecha a izquierda) a) a partir del modo_1 de la SST, y b) a partir del modo_2 de la SST. Sólo se representan las correlaciones que son estadísticamente significativas al nivel de confianza del 95%.

La Figura 5.13a muestra las series temporales de los coeficientes de expansión asociadas con el modo_1 de los dos campos de SST y T, durante el periodo de estudio y para todos los retrasos establecidos. Se destaca una marcada variabilidad interanual, y una importante fuerza de acoplamiento (SC) entre los campos, que se debilita con el aumento de los retrasos estacionales. Los valores de correlación entre los coeficientes de expansión de los dos campos oscilan entre 0.86 (Lag1/SON) y 0.39 (Lag4/SON). A Lag1, la mayor fuerza de acoplamiento aparece para las estaciones de SON y JJA, seguidas de DEF y MAM. Para el modo_2 (Figura 5.13b), la fuerza de acoplamiento todavía sigue presentando valores significativos, siendo en algunos casos y dependiendo del retraso, incluso más alto que el valor correspondiente al modo_1.

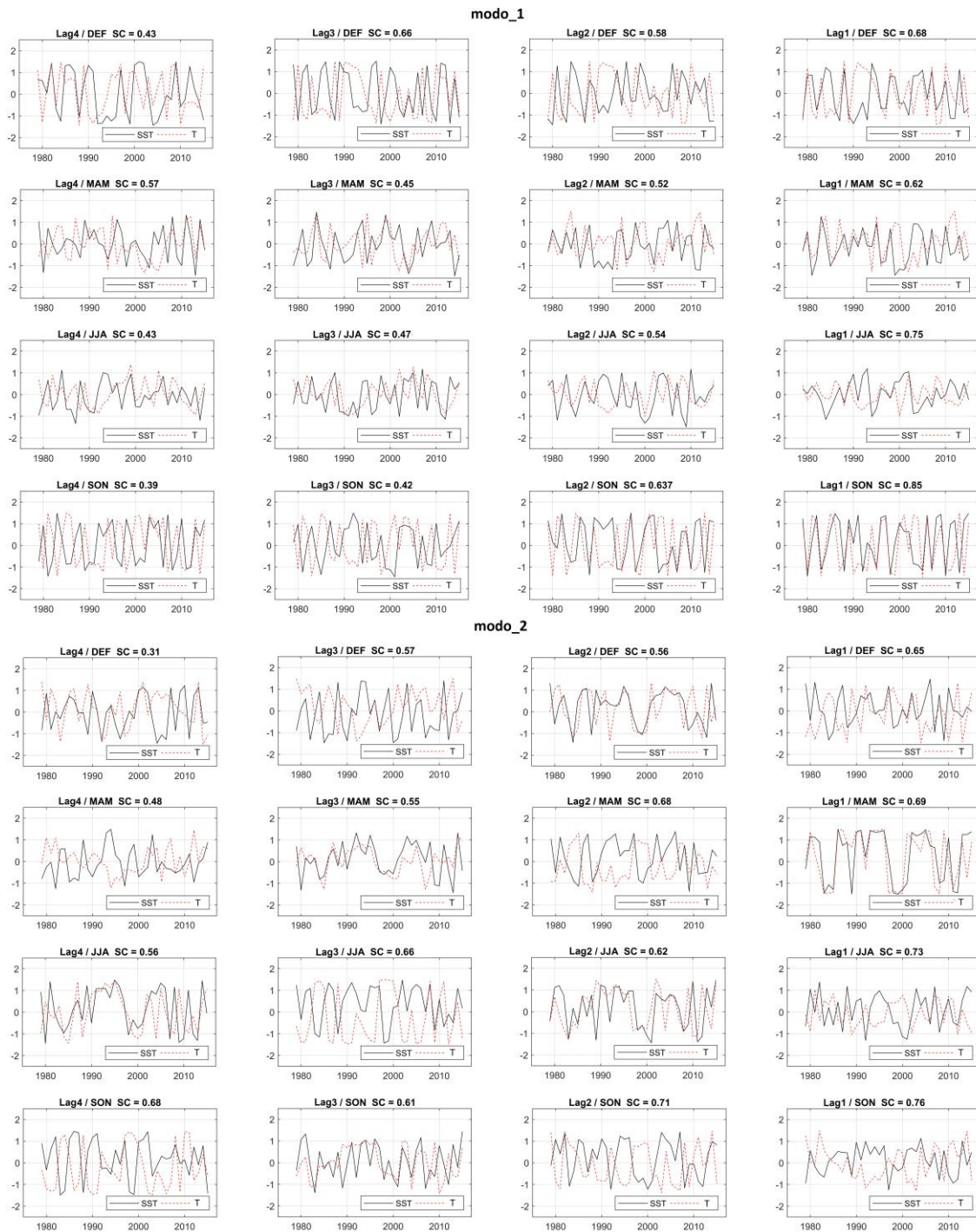


Figura 5.13. Coeficientes de expansión de los campos de SST (línea negra) y T (línea roja) asociados con el primer y segundo modo acoplado obtenido del SVD_Lag, para los retrasos de 1 a 4 estaciones (columnas de derecha a izquierda).

5.2.2.1 Reconstrucción de la T estacional utilizando SVD_Lag

A continuación se ha desarrollado el método de reconstrucción de la T estacional a partir de los coeficientes de expansión de la SST, para los retrasos establecidos. La metodología utilizada es la descrita en el Capítulo 3 para el proceso de reconstrucción, similar a la utilizada en la sección anterior para la reconstrucción entre estaciones coetáneas. La Figura 5.14 muestra los valores de los coeficientes de correlación mayores que 0.4 entre las series de T originales y reconstruidas, utilizando el primer (Figura 5.14a) y segundo (Figura 5.14b) modo de variabilidad de la SST del Pacífico tropical, obtenidos del SVD_Lag aplicados a los campos de la SST y la T en Ecuador. De la Figura 5.14a se encuentra que el mayor número de localidades, junto con los mayores valores de correlaciones (~ 0.8), aparece en los mapas correspondientes a retrasos de una y dos estaciones (Lag1 y Lag2). Específicamente, destacan los mapas Lag1/DEF, Lag1/MAM, Lag2/DEF y Lag2/MAM, mostrando gran habilidad en la reconstrucción de la T para casi todas las localidades tanto de la región de la Costa como de los Andes. Así, la T de DEF puede ser reconstruida de una forma aceptable, utilizando la variabilidad de la SST del Pacífico tropical asociada a EN canónico con dos estaciones de adelanto. De la misma manera, la T de MAM de gran parte de Ecuador, puede ser reconstruida de manera aceptable hasta con tres estaciones de adelanto. En cuanto a la T de los trimestres JJA y SON, muestran correlaciones positivas significativas mayores a 0.8 solo a una estación de retraso con respecto a la SST, con una disminución de los valores de correlación a medida que aumentan los retrasos.

Los mapas de correlación entre las series originales y las reconstruidas usando sólo el modo_2 de la SST, para los distintos retrasos (Figura 5.14b), presenta muy pocas localidades con valores de correlación superiores a 0.4, demostrando de nuevo la limitada influencia de este segundo modo a los retrasos estacionales considerados.

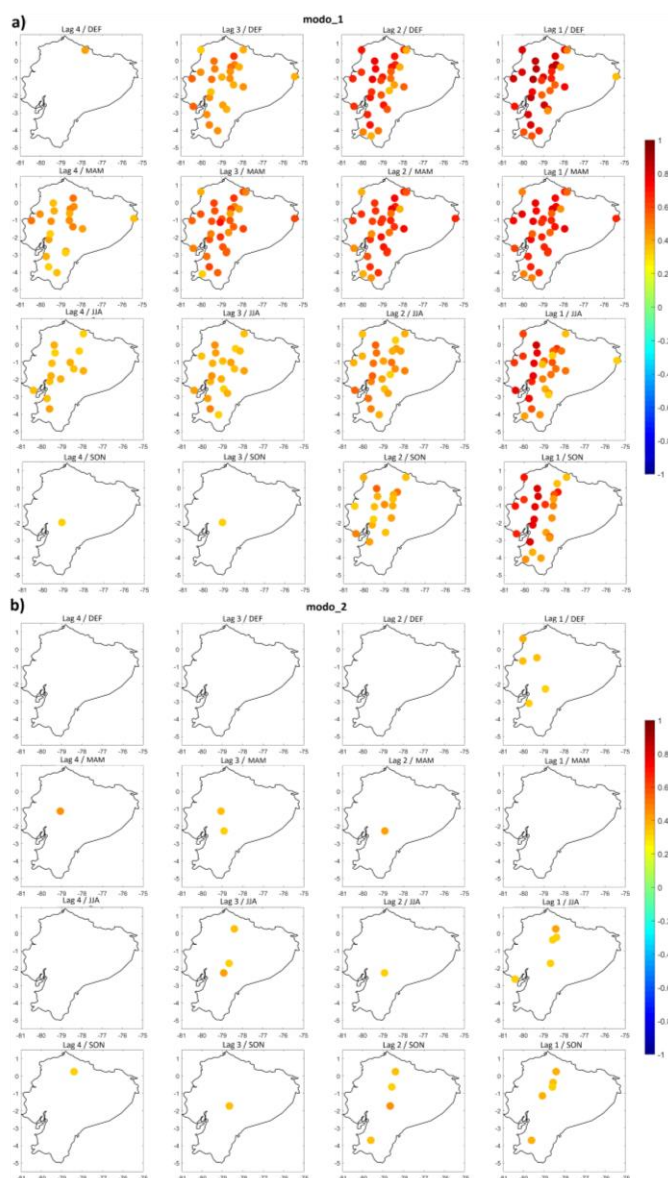


Figura 5.14. Mapas de correlaciones entre las series originales y las reconstruidas de la T empleando el coeficiente de expansión asociado al primer (a) y segundo (b) modo de la SST del Pacífico tropical, obtenido del SVD_Lag. Sólo se representan las correlaciones significativas al 90% para los retrasos de 1 a 4 estaciones (en columnas de derecha a izquierda).

La raíz del error cuadrático medio obtenido de la reconstrucción de la T estacional, a distintos retrasos, a partir del uso independiente del modo_1 y del modo_2 de variabilidad de la SST del Pacífico tropical se presenta en la Figura 5.15. Se encuentra que las series reconstruidas presentan una considerable habilidad a la hora de simular la T observacional cuando se utiliza el modo_1 de la SST (Figura 5.15a). A retraso de una estación (Lag1) los errores son generalmente bajos ($< 0.1^{\circ}\text{C}$ en muchas localizaciones), especialmente para la T de DEF y MAM. Para JJA y SON se observan valores más bajos en la región de los Andes, y más altos en las localidades más cercanas al Pacífico. Conforme aumenta el retraso, dichos errores en la reconstrucción van aumentando, llegando a alcanzar el valor de 1°C en alguna localización del suroeste de Ecuador para la T de SON y JJA.

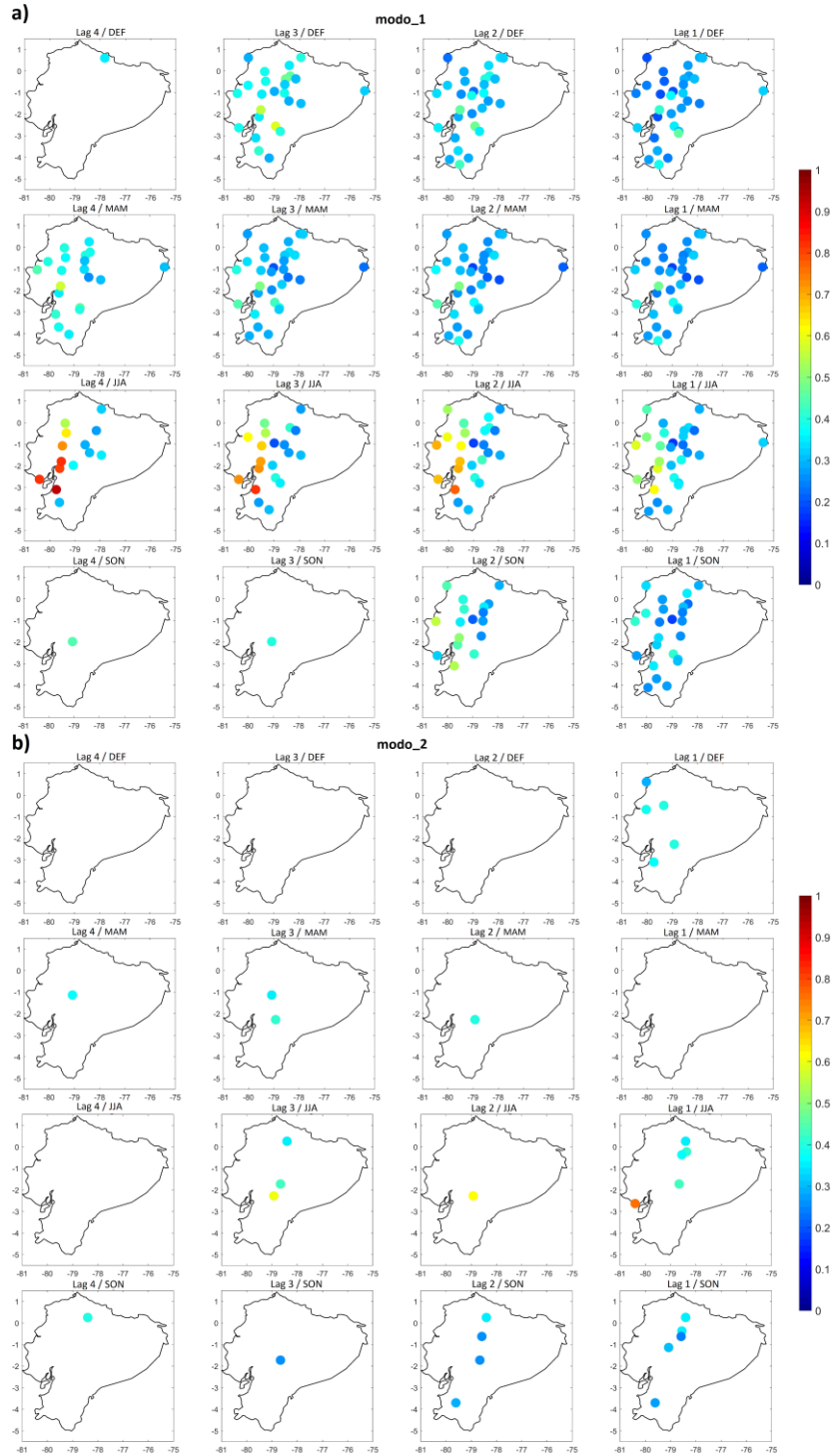


Figura 5.15. Raíz del error cuadrático medio ($^{\circ}\text{C}$) de las series reconstruidas con el modo_1 (a) y con el modo_2 (b) de la SST del Pacífico tropical, respecto a las series originales de T, para cada retraso establecido.

La Figura 5.16 muestra el resultado de la combinación de los dos modos de la SST para la reconstrucción de la T. En el panel superior (Figura 5.16a) se observa los valores de los coeficientes de correlación significativos al 90% entre las series originales y reconstruidas de la T mediante los dos modos de la SST. Se encuentra al comparar la Figura 5.14a con la Figura 5.16a, cómo la combinación de ambos modos de la SST es capaz de mejorar la habilidad de la reconstrucción de la T, mostrando altas correlaciones positivas significativas en la gran mayoría de localidades con hasta 1 año de retraso de la T en las tres primeras estaciones (Lag4/DEF, Lag4/MAM, Lag4/JJA) y de hasta dos estaciones de retraso para el caso de SON (Lag2/SON).

La Figura 5.16b muestra la raíz del error cuadrático medio obtenido entre las series de T originales y las reconstruidas mediante la combinación de los dos modos variabilidad de la SST del Pacífico tropical, mostrando una aceptable habilidad encontrada en el proceso de reconstrucción combinado. En general, los valores del error oscilan entre 0.1 y 0.4°C para los trimestres DEF, MAM y SON y de hasta 0.7°C para la estación de JJA asumiendo que también es esta última la estación con mayores incrementos de temperatura al año.

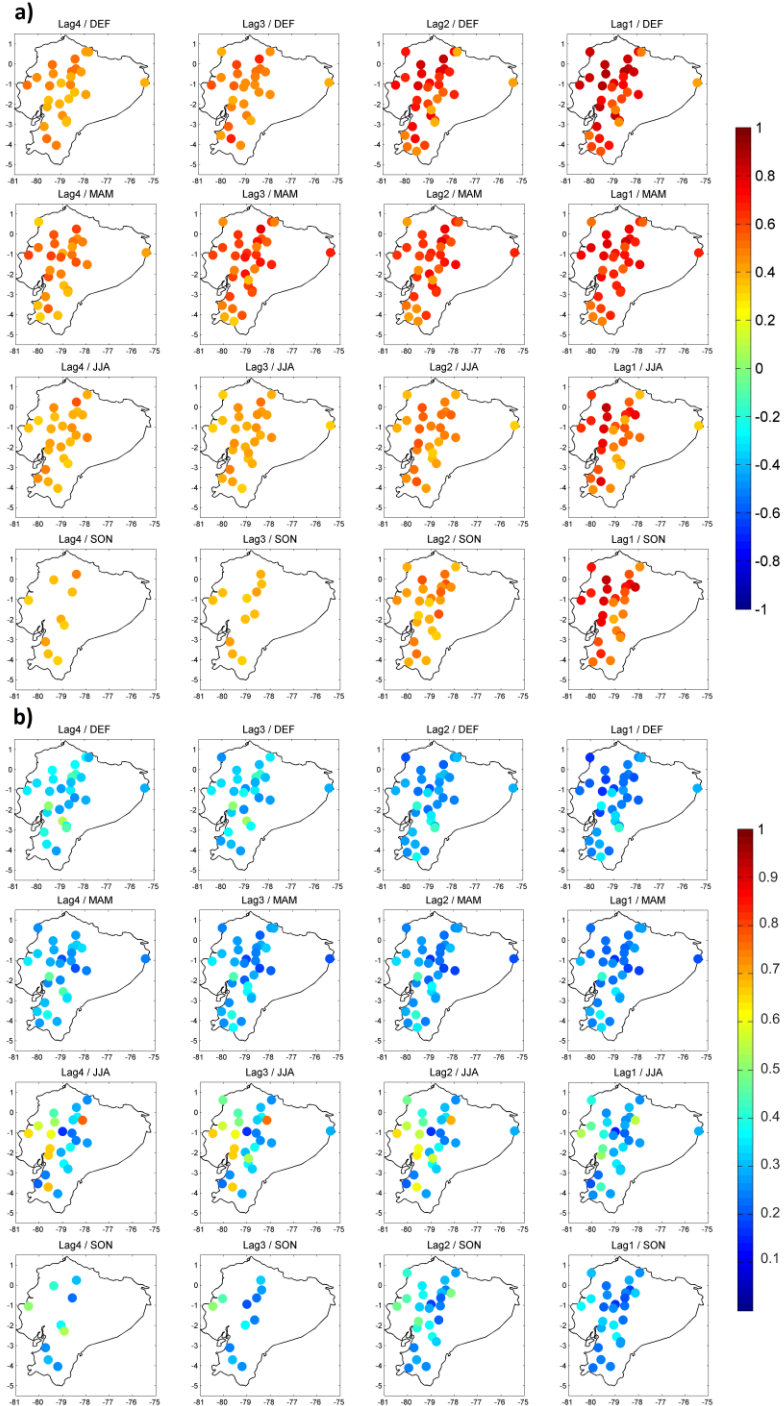


Figura 5.16. Mapas de correlaciones (a) y la raíz del error cuadrático medio (b) entre las series originales y las reconstruidas de la T empleando los coeficientes de expansión de los dos primeros modos de variabilidad de la SST del Pacífico tropical, obtenidos del SVD_Lag. Sólo se representan las localizaciones con correlaciones significativas al 90% de confianza para los retrasos de 1 a 4 estaciones (en columnas de derecha a izquierda).

5.3 Predicción de la temperatura estacional usando SVD_Lag

Considerando la habilidad que presenta la distribución de la SST del Pacífico tropical asociada, fundamentalmente al fenómeno de EN (modo_1 de la SST), y a la contribución limitada que puede ofrecer el fenómeno de ENM (modo_2 de la SST), para reconstruir y explicar la variabilidad de la T en Ecuador con un retraso de varias estaciones, se ha desarrollado un modelo de predicción de la T estacional que permite realizar la predicción del mayor número de localidades y con mayor extensión en el tiempo empleando el método *leave one out* en el análisis SVD_Lag (Liu, 2003; Wang y Ting, 1999; Widmann y Bretherton, 2003).

En la Figura 5.17 se muestran los mapas con los valores de correlaciones entre las series originales y las series predichas de la T estacional utilizando el modo_1 (panel superior) y modo_2 (panel inferior) para los retrasos estacionales establecidos. En el panel superior, correspondiente al modo_1, se observa que se puede predecir la T en la mayoría de localidades en DEF y JJA con hasta dos estaciones de adelanto (Lag2), mientras que para MAM una extensa predicción podría alcanzarse incluso a Lag3. SON es el trimestre con menor capacidad de predicción a partir de este modo_1, reduciéndose la posibilidad de predicción a Lag2 a sólo unas cuantas localidades en la región de los Andes. Destaca que la T de MAM es la que mejor se predice en buena parte de las localidades, alcanzándose valores significativos de correlación hasta con tres estaciones de retraso. Sin embargo es importante notar que a medida que los retrasos estacionales avanzan los valores significativos de correlación también disminuyen.

Por otro lado, en el panel inferior de la Figura 5.17 se muestra la predicción obtenida únicamente con el uso del modo_2 de la SST, poniéndose de manifiesto, de nuevo, su limitada capacidad de predicción, mayoritariamente restringida a unas pocas localizaciones cercanas a los Andes para la T de SON y JJA a Lag1.

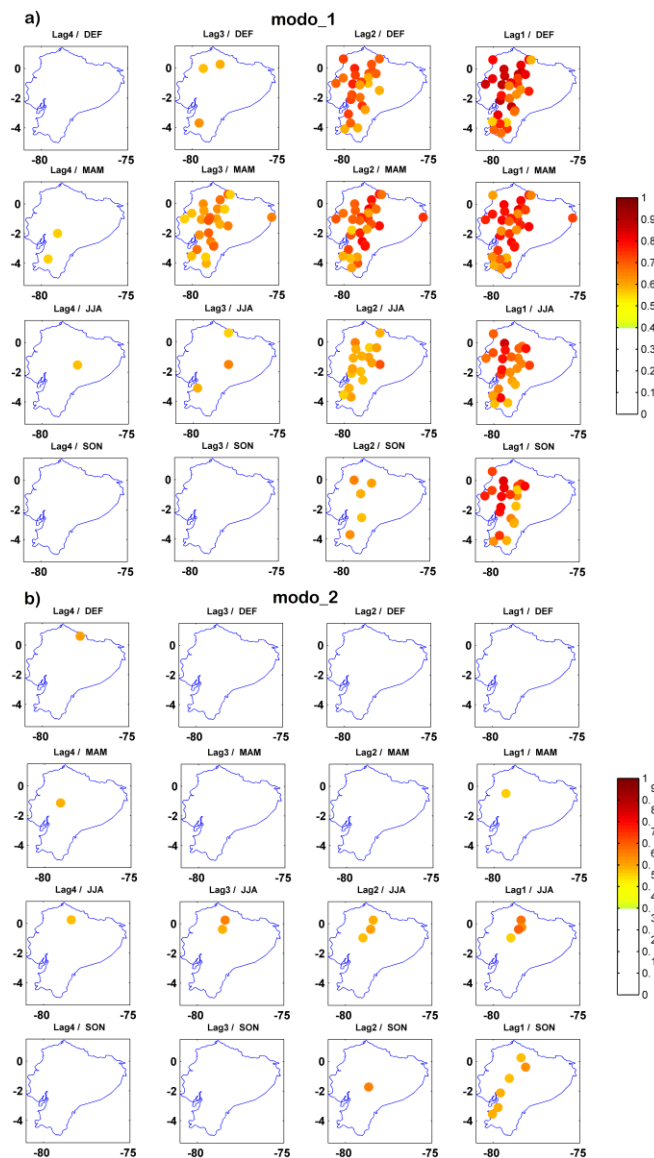


Figura 5.17. Mapa de correlaciones entre las series originales y las predichas de la T empleando el coeficiente de expansión del modo_1 (a) y del modo_2 (b) de la SST del Pacífico tropical obtenido del SVD_Lag. Sólo se representan las correlaciones significativas al 90% para los retrasos de 1 a 4 estaciones (en columnas de derecha a izquierda).

La Figura 5.18 muestra los resultados de la raíz de error cuadrático medio entre las series originales y las predichas tanto del a partir del modo_1 (Figura 5.18a) como del modo_2 (Figura 5.18b) de la SST del Pacífico tropical. En general se aprecian valores aceptables para casi la totalidad de localidades, con valores por debajo de los 0.3°C.

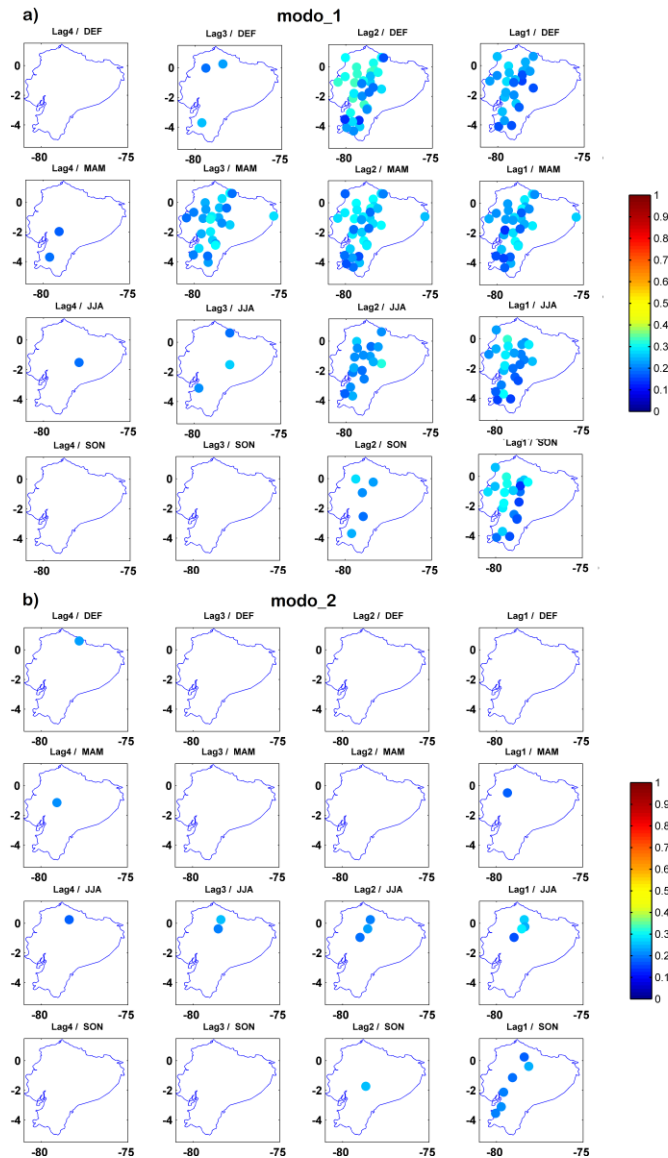


Figura 5.18. Raíz del error cuadrático medio (°C) de las series de T predichas a partir del modo_1 (a) y del modo_2 (b) de la SST del Pacífico tropical, respecto a las series originales de la T para cada retraso establecido. Solo se representan los valores de correlación significativos al 90%.

La Figura 5.19 muestra la predicción de la T a partir de la combinación de los modos 1 y 2 de la SST del Pacífico tropical. El panel superior (Figura 5.19a) muestra la correlación entre las series originales y las reconstruidas de T. A pesar de la limitada contribución a la predicción del modo_2 de la SST, el uso combinado de ambos modos muestra correlaciones por encima de 0.4 para un retraso de hasta un año para la T de MAM, aunque para un reducido número de localidades, y en menor medida para la T de DEF y JJA que puede predecirse hasta con un retraso de dos estaciones, mientras que la T de SON solo presenta correlaciones por encima de 0.4 con una estación de retraso. Destaca la estación de MAM para la cual el modelo puede predecir la T en casi la totalidad de localidades tanto en la región de la Costa así como para la región de los Andes. Sin embargo las correlaciones significativas positivas en las localidades también disminuyen a medida que el retraso de estacionalidad avanza, mostrando una menor capacidad de predicción para la estación de MAM (Lag4/MAM).

La raíz del error cuadrático medio obtenido a partir de la predicción usando los modos combinados 1 y 2 se muestra en el panel inferior (Figura 5.19b), donde se observa que las series reconstruidas de T tienen una aceptable habilidad en el proceso de predicción. En general, los valores del error oscilan entre 0.1°C y 0.3°C , dependiendo del retraso utilizado y de las estaciones del año empleadas en el análisis.

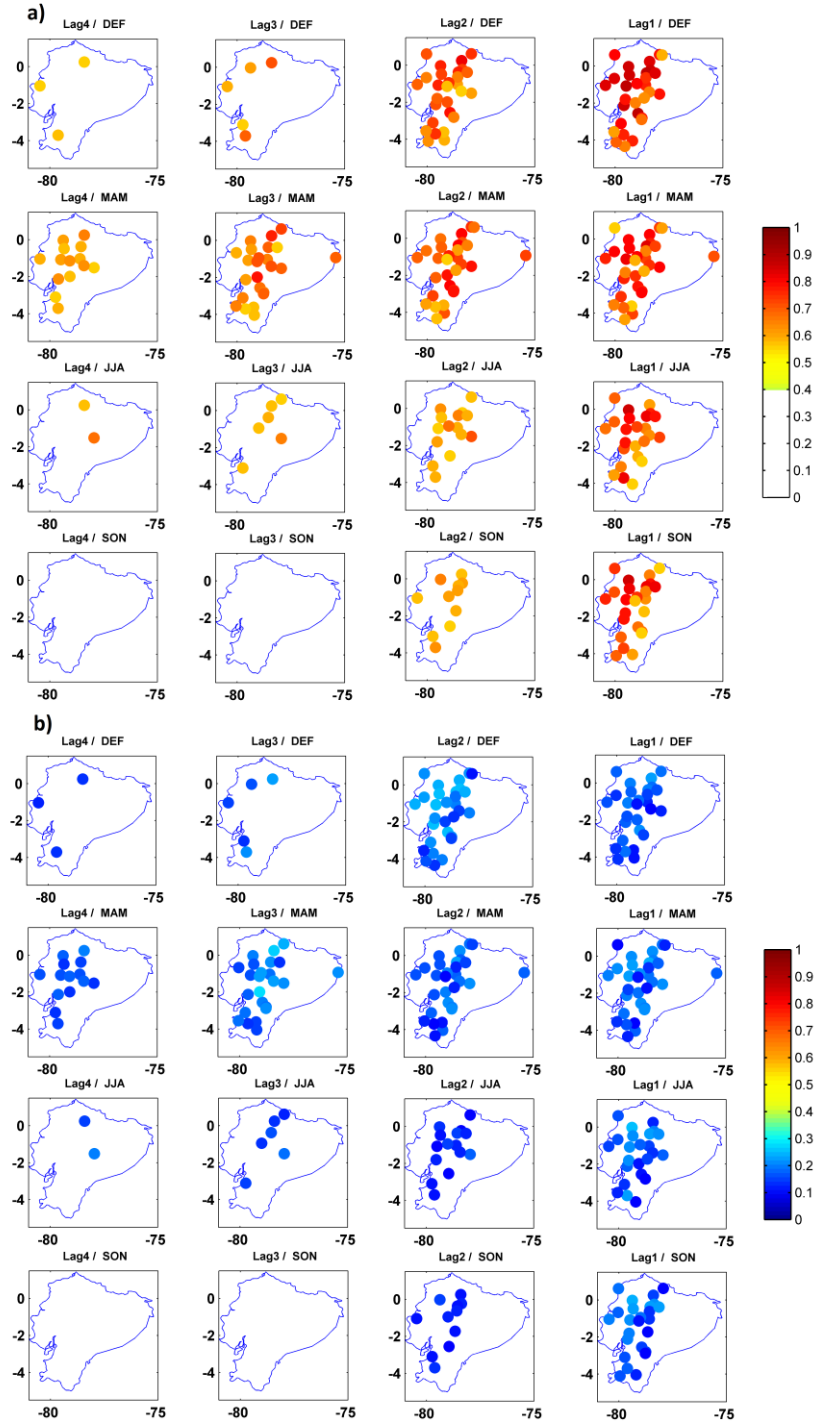


Figura 5.19. Mapas de correlaciones (a) y raíz del error cuadrático medio (b) entre las series originales y las reconstruidas de T empleando los coeficientes de expansión combinados de los modos 1 y 2 de la SST del Pacífico tropical, obtenidos del SVD_Lag. Sólo se representan las correlaciones significativas al 90% para los retrasos de 1 a 4 estaciones (en columnas de derecha a izquierda).

Con la finalidad de validar el modelo de predicción empleado, se muestra, a manera de ejemplo, en las Figuras 5.20 y 5.21 las series temporales originales de la T en diferentes localidades distribuidas en Ecuador durante los diferentes trimestres del año (DEF, MAM, JJA y SON), así como las series predichas usando los coeficientes de expansión combinados del modo 1+2 obtenidos del SVD_Lag con aplicación del proceso *leave one out*, al realizar el SVD_Lag a Lag2 (Figura 5.20) y para la T de MAM a Lag4 (Figura 5.21).

Como se muestra en la Figura 5.20, los valores de correlación entre las series originales y predichas se mantienen por encima de 0.65, para todos los trimestres del año y las series predichas explican de manera considerable la variabilidad estacional de la T en gran parte del territorio.

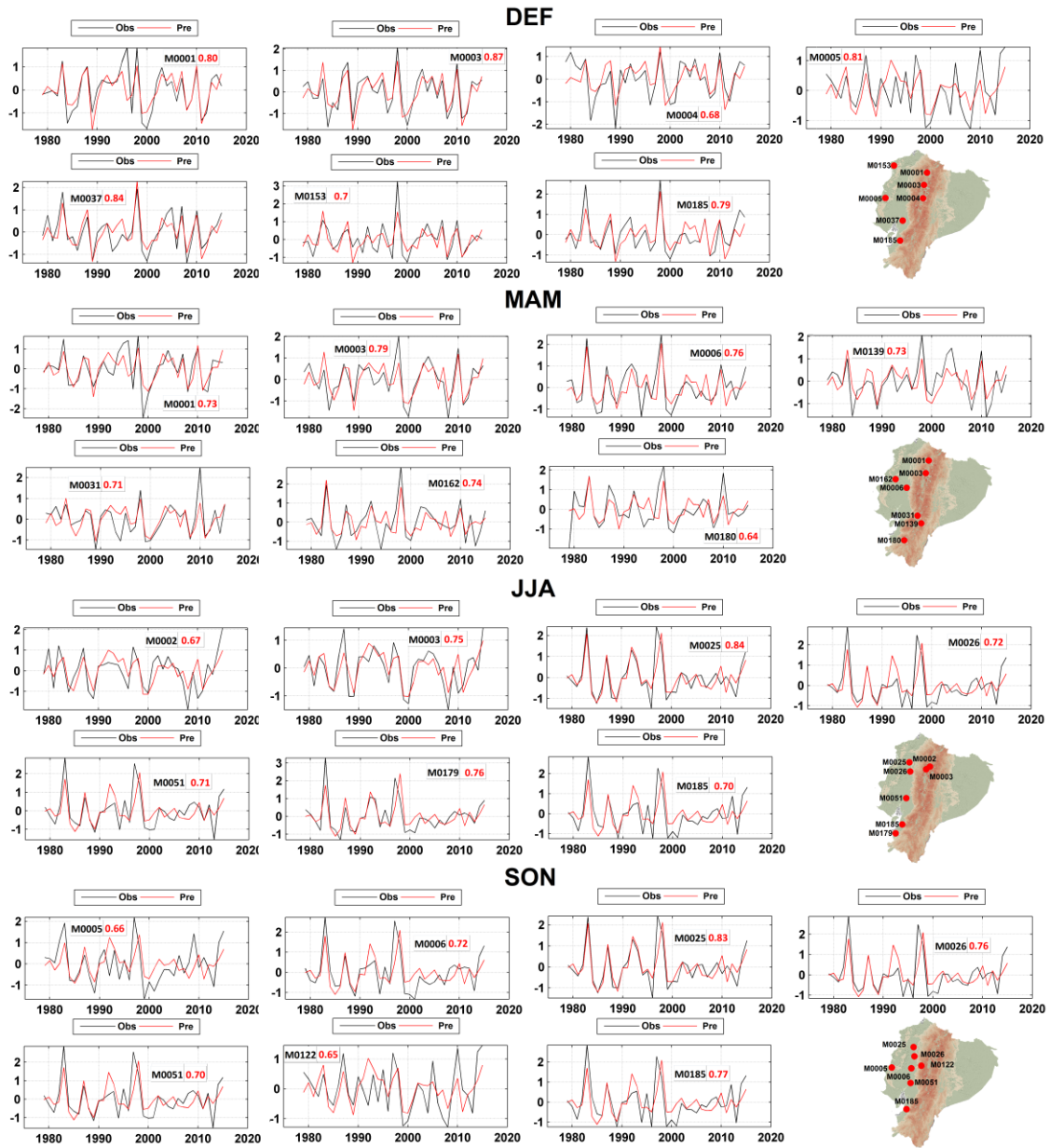


Figura 5.20. Series originales (línea negra) y series predichas (línea roja) de la T durante las estaciones de DEF, MAM, JJA y SON, usando los modos combinados 1 y 2 de variabilidad de la SST del Pacífico tropical a dos estaciones de retraso (Lag2). En negro se indica la localidad correspondiente y en rojo se muestran los valores de correlación entre ambas series, respectivamente. El mapa muestra la ubicación de cada localidad.

En la Figura 5.21 se representan 20 localidades con valores de correlación superiores a 0.5 mostrando la capacidad predictiva de la SST hasta con un año de adelanto

para la T de MAM. Destaca que las series predichas en su mayoría son capaces de reproducir muchos de los picos de T. Puede concluirse por tanto que las series predichas de T estacional son capaces de explicar de forma considerable la variabilidad de la T en Ecuador, demostrando por tanto la habilidad del algoritmo de predicción utilizado.

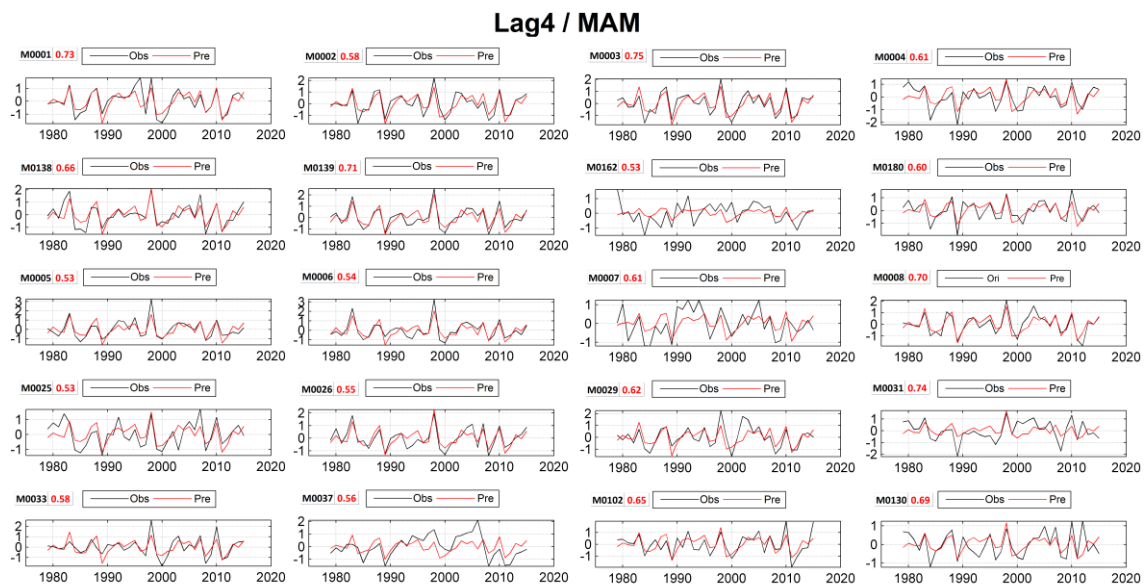


Figura 5.21. Como en la Figura 5.20 para la T de MAM a cuatro estaciones de retraso (Lag4).

5.4 Discusión y conclusiones

En este apartado se describen los diferentes hallazgos relacionados con la comprensión de la variabilidad estacional de la temperatura del aire de Ecuador, escogiendo los trimestres establecidos en el capítulo de precipitación, (DEF, MAM, JJA y SON). Los resultados de tendencias con valores significativos positivos detectados en este estudio oscilan desde 0.01 hasta 0.08°C/año, para todos los trimestres del año, en gran parte en la región de los Andes. Estos valores son consistentes con los reportados en estudios anteriores, en otras regiones andinas tropicales, como por ejemplo en los Andes bolivianos y peruanos, que muestran tendencias crecientes con valores de hasta 0.10C°/década

(Casimiro et al., 2013; Seiler et al., 2013, Pabón, 2020) y de valores de hasta $0,32^{\circ}\text{C}/\text{década}$ para la región de los Andes en Ecuador, en el período 1974-1998, descritos por Vuille et al. (2000) así como con las tendencias crecientes de la temperatura reportadas en múltiples emplazamientos y a escala global (IPCC, 2013).

La aplicación del PCA a la T en Ecuador conduce a obtener 2 componentes principales significativas, en general la EOF1 muestra un porcentaje mucho mayor de la varianza explicada en comparación con la EOF2, mostrando correlaciones significativas en la región de la Costa en todas los trimestres excepto para MAM, estación en la que que representa el comportamiento térmico de localidades de la región de los Andes. Complementariamente, en todas las estaciones excepto en MAM, la EOF2 presenta correlaciones significativas en localidades distribuidas en la región de los Andes.

Aplicado el análisis de SVD entre los campos de anomalías de la SST del Pacífico tropical y las anomalías de la T estacional, obtenemos que el primer modo detectado está asociado a EN mostrando un predominio de fuertes correlaciones significativas en la mayoría de localidades de Ecuador en todos los trimestres de año, en consonancia con los resultados mostrados por otros autores (Vuille et al., 2000; Mora y Willems, 2012; Hidalgo, 2017), que estudiaron la variabilidad de la T en un gran conjunto de estaciones meteorológicas a lo largo de la región de los Andes, encontrando al igual que el presente estudio, que los años de EN canónico vienen asociados a temperaturas por encima del promedio; esta es una característica común a otras regiones del interior (Poveda et al., 2006). De manera similar pero para la región Costa, Rossel y Cadier (2009) detectaron la

fuerte relación entre EN y la T estacional en Ecuador, pero enfatizando en la necesidad de utilizar registros largos para confirmar la solidez de la relación.

Por otro lado, el segundo modo encontrado viene asociado al fenómeno de ENM y muestra un limitado número de localidades con correlaciones significativas, siendo un impacto algo mayor durante la estación de SON. Considerando la complejidad interna del fenómeno ENSO, que tiene efectos discrepantes en diferentes regiones, y que su compleja variabilidad involucra diferentes modos reconocibles como EN y ENM (Ashok et al., 2007; Takahashi et al., 2011), hemos hecho uso de estos dos modos encontrados para reconstruir las series temporales de la T estacional. Los resultados muestran que EN (modo_1) domina la variabilidad de la T en casi la totalidad de localidades del país, pero resulta interesante ver durante el proceso de reconstrucción el importante aporte que se obtiene con la utilización de ENM (modo_2) para mejorar los valores de correlación en localidades que se encuentran principalmente en la región de los Andes y disminuyendo de forma considerable los errores de las estimaciones.

Como siguiente paso se ha aplicado la metodología del SVD_Lag con retrasos estacionales (de 1 a 4 estaciones). Se ha encontrado que el primer modo acoplado viene asociado a EN, con altas correlaciones con los índices de teleconexión Niño 3, Niño 3.4 y Niño 1+2 que resultan significativas hasta con 2 estaciones de retraso (Lag1, Lag2) y son estables para todas las trimestres del año. De manera similar, estudios previos (Angell, (1981, 2000; Temberth y Estepaniak 2002), detectan que en estas latitudes la señal de EN se mantiene 3 o 4 meses. Para el segundo modo acoplado, asociado a ENM, el aporte es mucho más modesto pero significativo.

Por último, se ha desarrollado un esquema de reconstrucción/predicción para la T estacional en Ecuador. Para ello se ha utilizado el potencial predictivo de la combinación de ambos modos (modo 1+2) de variabilidad de la SST del Pacífico tropical derivado de un análisis SVD_Lag. En este sentido el proceso de predicción presenta los mejores resultados para el retraso de hasta dos estaciones, cuando el acoplamiento entre el campo de la SST y la T es mayor. De manera particular los resultados indican valores de correlación significativos por encima de 0.4 entre las series predichas y observadas y errores por debajo de 0.2°C para la mayoría de las localidades, exhibiendo una relación que se extiende para un retraso de hasta un año para los trimestres de DEF, MAM y JJA (aunque para un reducido número de localidades) y de dos estaciones para la T de SON. Destaca que para MAM el modelo es capaz de predecir casi la totalidad de localidades tanto en la región de la Costa así como para la región de los Andes. Esto podría ser debido a la notable respuesta que presenta la T en Ecuador frente a las variaciones de la SST del Pacífico tropical, que perdura hasta 1 año y se deriva de los mecanismos físicos subyacentes que determinan y dirigen el acoplamiento océano-atmósfera entre estos dos campos (Trenberth y Hoar 1997; Trenberth, 1998; Fasullo y Webster 2000; Weng et al., 2007, 2009; Ashock, 2007; Taschetto y England, 2009; Tedeschi et al., 2013, Córdoba-Machado et al., 2016).

Además, este aumento significativo de la temperatura del aire en Ecuador asociado a la ocurrencia del fenómeno ENSO en su fase positiva (El Niño) ha sido registrado por diferentes autores (Vuille et al., 2000; Morán-Tejeda et al., 2016; Campozano et al., 2017; García-Garizábal et al., 2017; Tobar y Wyseure, 2018; Vicente-Serrano et al., 2017), generando el interés de varios institutos meteorológicos como el INOCAR (Instituto

Oceanográfico y Antártico de la Armada del Ecuador) o el CIIFEN (Centro de investigación del fenómeno del Niño), por monitorizar estos eventos. Cabe señalar que los resultados obtenidos en este estudio han llegado a demostrar que dicha influencia persiste (para algunas localidades de Ecuador) durante varias estaciones (principalmente entre 1 y 2 estaciones de adelanto). Al añadir el segundo modo, asociado a ENM, se mejora la habilidad de la predicción de la T estacional en algunas regiones del país de forma considerable tal como corroboran los valores de *RMSE* encontrados. Las mejores predicciones se obtienen cuando se emplea el modo de variabilidad combinado de la SST (modo 1+2) para predecir la T de DEF y MAM a 1 estación de retraso (Lag1). Por otro lado, aunque la capacidad de predecir la T disminuye según avanzan los retrasos de manera general, encontramos que para la T de MAM persiste una limitada pero significativa correlación que se extiende hasta a cuatro estaciones (Lag4/MAM) vinculado al evento ENM.

Así, queda demostrado que combinar el uso de los dos modos (ENC + ENM) de la SST del Pacífico tropical permite realizar la predicción de la T en un mayor número de localidades y con mayor extensión en el tiempo.

Capítulo 6

Variabilidad y predictibilidad estacional del caudal

Este capítulo presenta una evaluación de la variabilidad espacio-temporal del caudal de los ríos (Q) de Ecuador, utilizando la estacionalidad definida por los meses de febrero a abril (FMA), que muestra caudales máximos en muchas localizaciones, considerados como los meses representativos de la estación húmeda de Ecuador, mientras que los meses de junio a agosto (JJA) son representativos de la estación seca. Los datos mensuales proceden de 45 localizaciones, para el período 1979-2015. De forma similar a los capítulos anteriores, se presenta un análisis de tendencias del Q, para después aplicar el PCA. En segundo lugar se aplica el método SVD a los datos de Q en Ecuador y a la SST estacional del Pacífico tropical, con el fin de analizar los modos de variabilidad acoplados y de explorar la capacidad predictiva de la SST. Los principales modos de variabilidad de la SST han sido usados como variables predictoras, en el desarrollo de modelos de reconstrucción y predicción del Q para diferentes retrasos estacionales establecidos (de 1 a 4 estaciones) a partir del SVD_Lag. Finalmente la validación de los modelos de

predicción establecidos se ha llevado a cabo mediante la técnica de validación cruzada o *leave one out*.

6.1 Variabilidad del caudal

6.1.1 Variabilidad intra-anual del caudal

La Figura 6.1 muestra, a modo de ejemplo, los ciclos anuales del Q de diferentes localidades situadas en las regiones de los Andes y Costa, considerando tanto la vertiente hidrográfica del Pacífico como la de la Amazonía de Ecuador. Se observa como el Q de las estaciones hidrológicas H0172, H0348 y H0346, localizadas en la vertiente pacífica, muestran un ciclo anual con los valores máximos de Q repartidos entre los meses de febrero a abril, mientras que para el ciclo anual en las localidades H0017 y H0787, ubicadas dentro de la vertiente amazónica, los máximos valores de Q se encuentran entre junio y agosto. Esto último es debido a que las precipitaciones en la parte oriental de los Andes son máximas en los meses de abril, mayo y junio (ver Figura 4.1). Para las localidades situadas en la vertiente del Pacífico, los máximos de Q se encuentran asociados a los primeros 6 meses del año, mientras que existe una significativa disminución de Q para los meses desde junio a noviembre. Por otro lado, se tiene que para la vertiente del Amazonas sus valores disminuyen a partir del mes de septiembre y se prolongan en valores bajos hasta enero (Figura 6.1, localidad H0787).

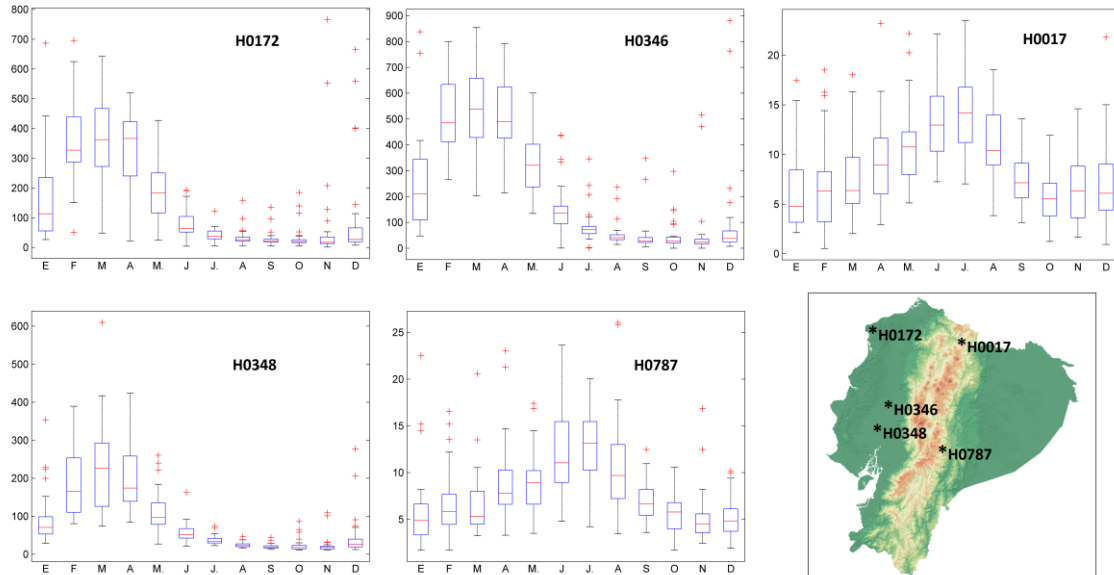


Figura 6.1. Ciclos anuales del Q (m^3/s) en varias localidades distribuidas por Ecuador, durante el periodo 1979 – 2015.

6.1.2 Análisis de tendencias

Para obtener una caracterización de la variabilidad inter-anual del caudal, se ha llevado a cabo un estudio de tendencias a escala mensual. La distribución espacial de las tendencias significativas (al nivel de confianza del 95%) del Q mensual, obtenidas mediante el test de Mann-Kendall, y los valores de las pendientes (en %/año) estimadas a través del método de Sen (ver Capítulo 3), durante el periodo 1979-2015, se muestran en la Figura 6.2. La Tabla 6.1 presenta el porcentaje de estaciones que muestran tendencias positivas y negativas, y significativas, para cada mes del año.

El análisis de las tendencias mensuales de Q proporcionó, en general, una prevalencia de tendencias positivas, pero sin llegar a ser significativas al nivel de confianza del 95% para algunas localidades. Hay un aumento generalizado de Q en todos los meses del año, excepto en agosto, septiembre y octubre en la región andina, cuando el porcentaje

de tendencias negativas significativas oscila entre el 13% en agosto, el 29% en septiembre y 20% en octubre (Tabla 6.1). Para esta región, sin embargo, los meses de noviembre a febrero muestran tendencias positivas, más acusadas para enero y febrero (valores mayores del 2%/año en algunas localidades de los Andes). La región costera presenta las pendientes positivas más altas de julio a enero, mientras que los meses de febrero a junio muestran pocas tendencias significativas. Solo dos estaciones ubicadas, una en el norte y otra en el interior de la región Costa, muestran pendientes negativas significativas de Q en septiembre y octubre. Para la vertiente amazónica de los Andes, solo una estación muestra una tendencia significativa decreciente en septiembre.

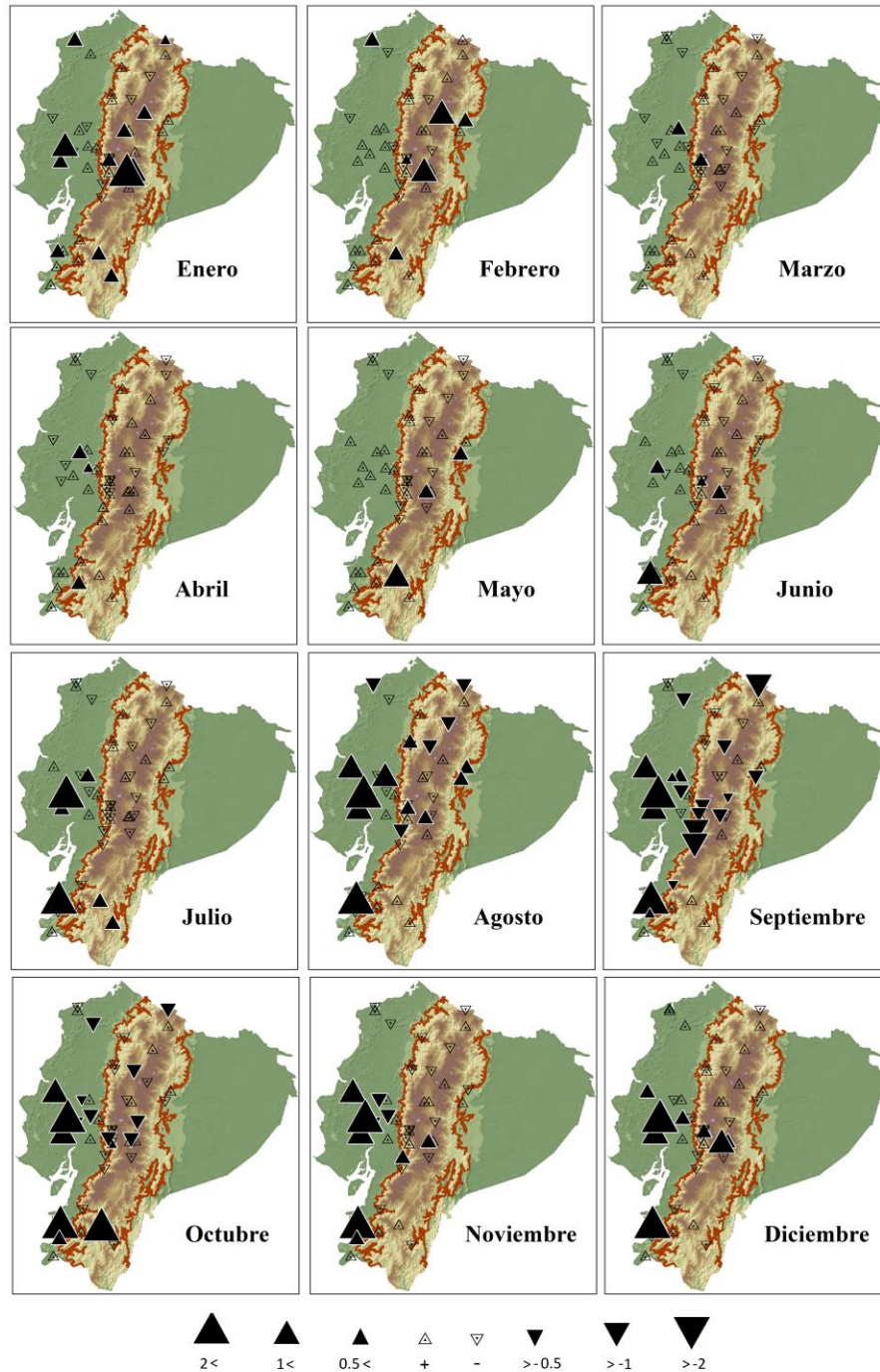


Figura 6.2 Distribución espacial de las tendencias mensuales del Q (en % respecto a su media mensual), durante el periodo 1979 – 2015. La significación de las tendencias al nivel de confianza del 95% está indicada por los triángulos sólidos.

Tabla 6.1. Porcentaje de estaciones que muestran tendencias negativas, positivas y significativas (a un nivel de confianza del 95%) en el Q mensual.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun
(-) Tendencia	22%	22%	36%	33%	29%	33%
(+) Tendencia	49%	64%	58%	60%	64%	58%
(-) Sig. 95%	0%	0%	2%	0%	2%	0%
(+) Sig. 95%	27%	11%	4%	7%	4%	9%
	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
(-) Tendencia	44%	31%	34%	33%	36%	36%
(+) Tendencia	42%	33%	33%	31%	40%	47%
(-) Sig. 95%	0%	13%	29%	20%	13%	2%
(+) Sig. 95%	13%	22%	13%	16%	11%	16%

El análisis de tendencias de la P mensual (Figura 4.2) complementa este análisis de tendencias del Q (Figura 6.2), de forma que puede observarse como las tendencias de la P están generalmente de acuerdo con las tendencias del Q, aunque pueden aparecer discrepancias dependiendo de la localización debido a las características propias de la cuenca.

6.1.3 Análisis de Componentes Principales

Teniendo en cuenta los dos diferentes regímenes de Q encontrados (Figura 6.1) y la localización de sus valores máximos a lo largo del año, se han calculado los promedios estacionales de Q para los meses desde febrero a abril (FMA), como meses representativos de la estación húmeda en Ecuador, y desde junio a agosto (JJA) como representativos de la estación seca. La Figura 6.3 muestra los resultados obtenidos al aplicar el PCA al Q de

FMA y de JJA en Ecuador, lo que conduce a la obtención de 2 componentes principales significativas en cada estación del año, siguiendo la regla de North.

En el panel superior (Figura 6.3a) se muestran los patrones espaciales de los dos modos de variabilidad del Q estacional, para FMA y JJA, así como el porcentaje de varianza explicado por cada uno de ellos. Para FMA, el primer modo de variabilidad del Q, muestra un patrón de correlaciones positivas significativas fundamentalmente asociado a las localidades ubicadas en la región de la Costa, que se extiende hacia la ladera occidental de los Andes en la parte más meridional. Este modo es capaz de explicar el 44% de la varianza total de los datos de Q en FMA. El segundo modo de variabilidad en FMA, está asociado fundamentalmente a la región andina, aunque algunas correlaciones importantes se extienden hacia la región Costa en la parte norte. La fracción de varianza explicada por este segundo modo es de un 13%.

Para el Q de JJA los patrones espaciales de las EOFs 1 y 2 muestran una distribución parecida a FMA, aunque los porcentajes de varianza explicada son un poco menores, del 31% y 11%, respectivamente. Además, la EOF 2, asociada a la variabilidad del Q en la región andina, no presenta una buena representación para las estaciones localizadas más al sur.

El panel inferior (Figura 6.3b) muestra la variabilidad temporal de las PCs asociadas a los patrones espaciales antes comentados, para las estaciones de FMA y JJA. Para la PC1, representativa del Q en la región Costa, destaca la marcada variabilidad interanual, siendo evidente la influencia de los eventos extremos de El Niño de los años 1983 y 1997-1998.

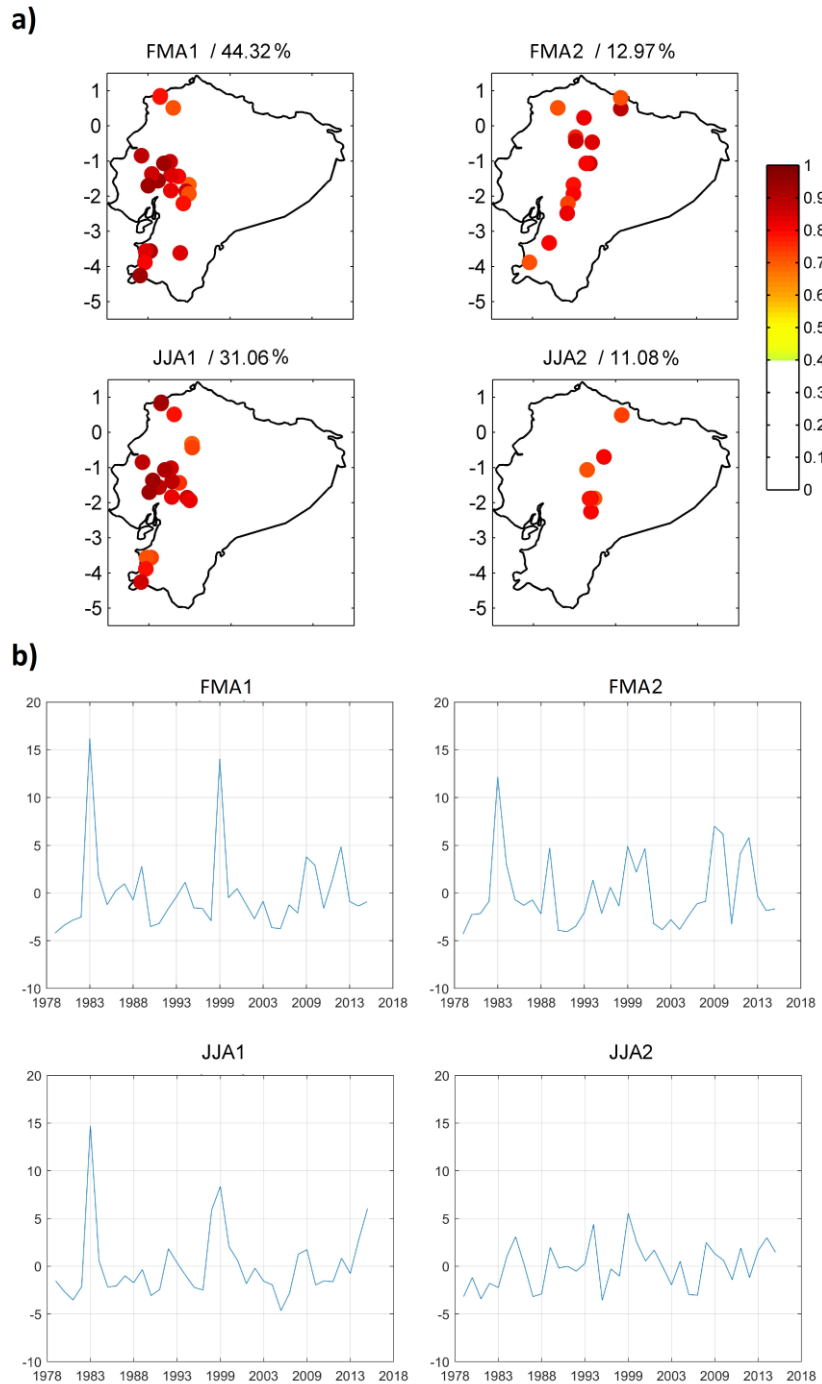


Figura 6.3 Resultados del PCA. a) Mapa de correlaciones (factores de carga) de los 2 primeros modos de variabilidad (en columnas de izquierda a derecha) del Q de FMA (primera fila) y del Q de JJA (segunda fila), durante el periodo 1979-2015. Solo se representan las correlaciones significativas al nivel de confianza del 95%. b) Series PCs (columnas de izquierda a derecha) correspondientes a los 2 primeros modos de variabilidad del Q de FMA y JJA.

6.2. Influencia de la SST del Pacífico tropical sobre el caudal

6.2.1 SVD casi-coetáneo en la estación húmeda

Se ha realizado un análisis SVD para el periodo 1979-2015 con el fin de examinar la influencia de la SST del Pacífico tropical en la estación que usualmente se considera como el invierno boreal (meses de diciembre a febrero, DEF) sobre el Q casi-coetáneo de FMA en Ecuador. Los resultados de este análisis, mostrados en la Figura 6.4, revelan que el primer modo de la SST significativo corresponde al fenómeno de El Niño canónico (Figura 6.4, fila superior, izquierda), como puede observarse a partir de la Tabla 6.2 y de la Figura 6.5, que muestra la relación entre los coeficientes de expansión de los modos de la SST en la estación DEF y los índices de teleconexión asociados con el ENSO usando correlaciones móviles de 15 años. Las correlaciones significativas más altas con los coeficientes de expansión del primer modo de la SST en DEF aparecen con los índices tradicionales de El Niño: 0.97 para El Niño3 y El Niño3.4, 0.87 con el SOI y 0.83 con el índice El Niño1+2 (Tabla 6.2). Este primer modo de la SST es capaz de explicar el 35.4% de la fracción de covarianza cuadrada entre la SST de DEF y el Q casi-coetáneo de FMA, presentando una correlación entre los coeficientes de expansión de 0.77.

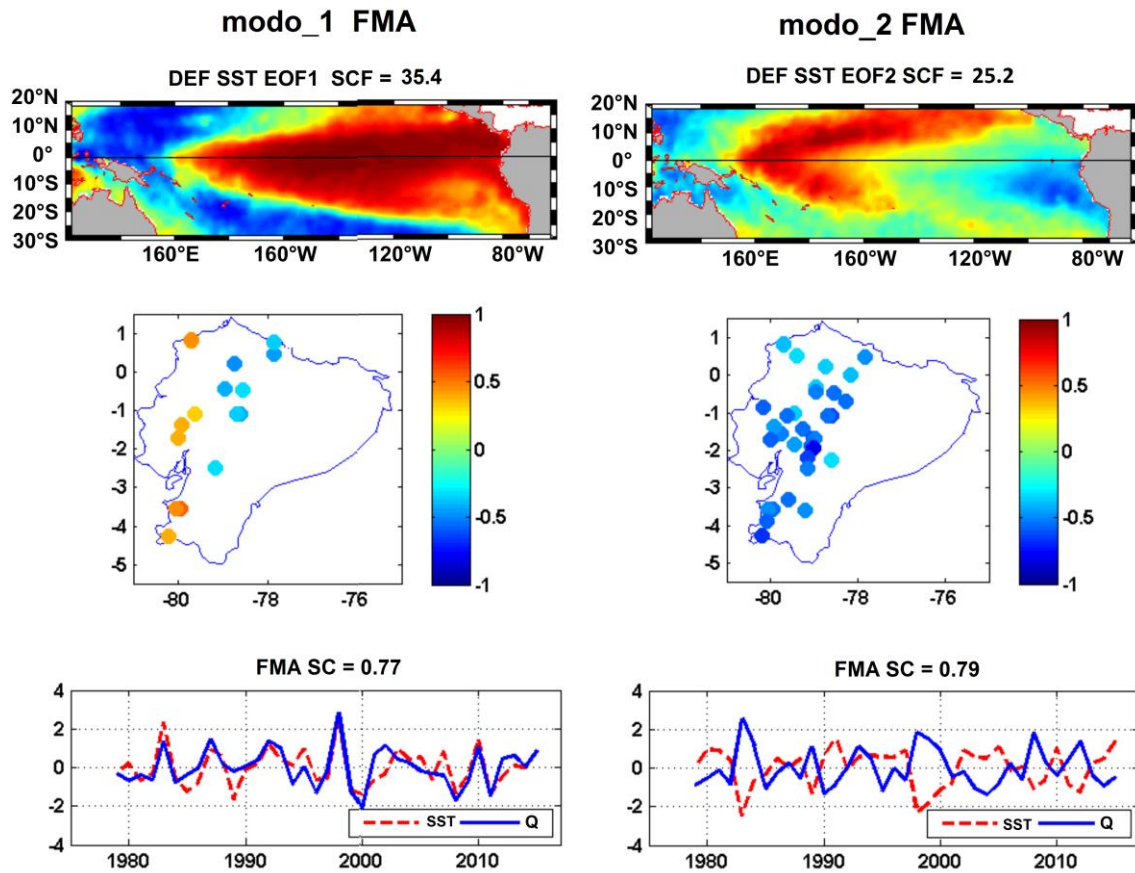


Figura 6.4. Modos principales de la SST (panel superior), mapas de correlación heterogéneos (centro) y series de coeficientes de expansión estandarizados (abajo) de la SST (rojo) y del Q (azul), determinados a partir del SVD entre campos cuasi-coetáneos de la SST del Pacífico tropical en DEF y el Q de FMA en Ecuador, durante el período 1979-2015. Los mapas heterogéneos solo incluyen valores significativos al nivel de confianza del 95%.

El mapa de correlación heterogéneo asociado a este primer modo de la SST (Figura 6.4, fila central izquierda), muestra un número importante de ubicaciones con correlaciones positivas significativas en la Costa y correlaciones negativas significativas fundamentalmente localizadas en la región norte de los Andes.

El segundo modo acoplado (Figura 6.4, panel derecho), que cuenta con el 25.2% de la fracción de covarianza cuadrada entre la SST y el Q, muestra un acoplamiento

significativo, presentando una correlación entre las series de los coeficientes de expansión de 0.79. El patrón espacial de boomerang mostrado por este segundo modo de la SST resulta espacialmente similar al patrón espacial de El Niño Modoki (Ashok et al., 2007).

La Tabla 6.2 muestra que este modo de la SST presenta altos valores de correlación con los índices asociados con El Niño Modoki (-0.92 con el TNI y 0.85 con ENM). Por su parte, el mapa de correlaciones heterogéneo para el Q de FMA en Ecuador (Figura 6.4) muestra correlaciones negativas generalizadas sobre la Costa y Andes, indicando una clara disminución del Q durante eventos ENM.

Tabla 6.2. Valores de correlación entre los índices del ENSO en DEF y las dos primeras series temporales de los coeficientes de expansión de la SST en DEF del Pacífico tropical, durante el periodo 1979-2015. Los valores de correlación significativos al nivel de confianza del 95% se muestran en negrita.

	SST DEF modo_1	SST DEF modo_2
Niño 3	0.97	-0.1
Niño 1+2	0.83	-0.42
Niño 3.4	0.97	-0.16
Niño 4	0.83	-0.5
MEI	0.96	0.08
SOI	-0.87	-0.1
TNI	-0.32	-0.92
ENM	0.53	0.85

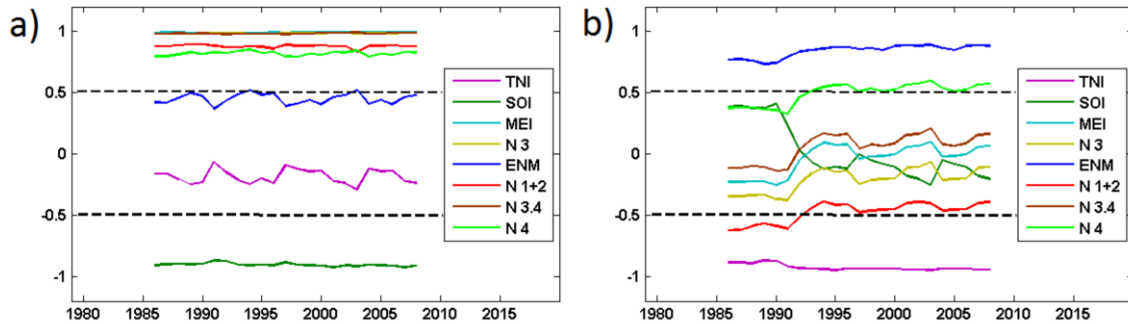


Figura 6.5. Correlaciones móviles (ventanas de 15 años) entre la serie de coeficientes de expansión estandarizados de a) el primer modo de la SST de DEF, y b) el segundo modo de la SST de DEF y los diferentes índices de teleconexión en DEF asociados al fenómeno ENSO. Las líneas discontinuas representan el umbral del nivel de confianza del 95%.

Con el fin de investigar los mecanismos físicos entre los modos acoplados casi-coetáneos de la SST y el Q encontrados, se ha llevado a cabo un análisis de *composites* dirigido a obtener patrones atmosféricos que ayuden a explicar las correlaciones negativas y positivas observadas entre los modos. Los eventos extremos ENSO se han seleccionado en base a los índices de El Niño3 y El Niño Modoki para aquellos años en los que el invierno tuvo un valor de índice igual o mayor que 0.5 desviaciones estándar (Tabla 6.3). Así, se han analizado los mapas de anomalías de DEF para los campos de potencial de velocidad a 200 hPa, velocidad vertical promediada entre la banda latitudinal 5°N–5°S y SST del Pacífico tropical promediada para los años seleccionados (Figura 6.6). El potencial de velocidad a 200 hPa muestra información sobre la intensidad de la circulación atmosférica, reflejando los procesos de convergencia/divergencia (Weng et al., 2007). La Figura 6.6a (izquierda) muestra el patrón de la SST asociado con los eventos de El Niño canónico. El calentamiento anómalo que se extiende desde la costa sudamericana hasta el Pacífico central está asociado con la intensificación del flujo divergente alrededor de 120°W en el Pacífico ecuatorial a niveles altos (Figura 6.6b, izquierda). Esto se acompaña

de movimientos verticales ascendentes en la troposfera entre 180°E y 80°W y movimiento descendente sobre el norte de América del Sur (Figura 6.6c, izquierda).

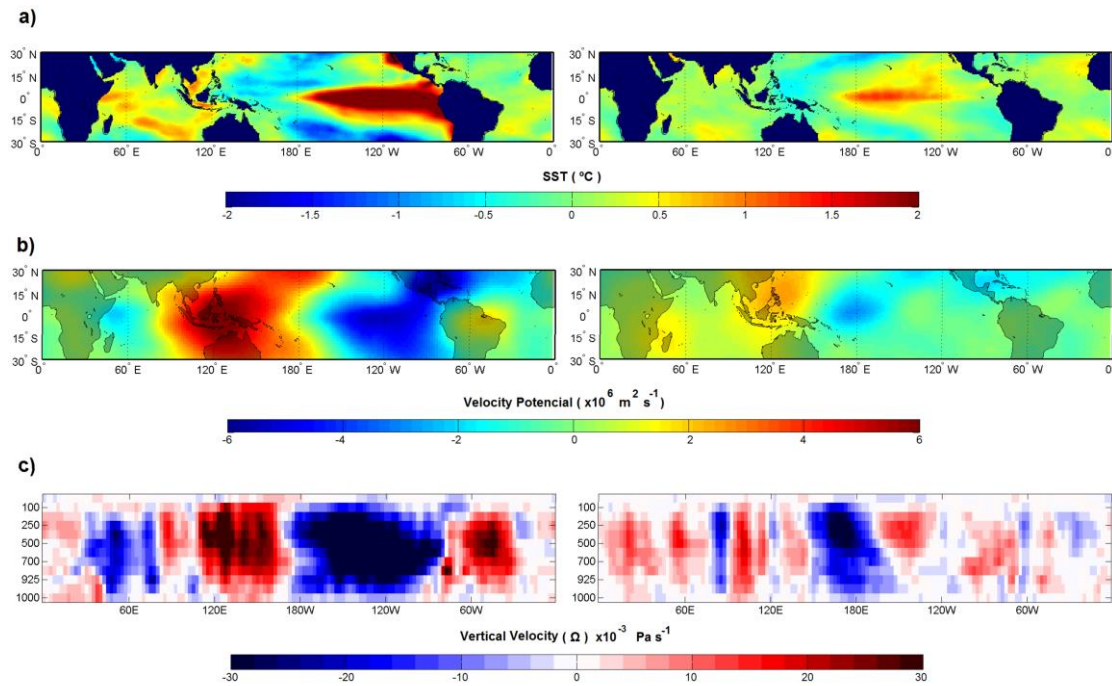


Figura 6.6. Mapas de anomalías en DEF obtenidos del análisis de composites para eventos extremos de El Niño canónico y El Niño Modoki, para los campos de (a) la SST del Pacífico Tropical, (b) el potencial de velocidad a 200 hPa ($\times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$) y (c) la velocidad vertical ($\times 10^{-3} \text{ Pa/s}$) promediada sobre la banda latitudinal $5^\circ \text{ N} - 5^\circ \text{ S}$.

También hay movimiento descendente sobre Indonesia y Australia durante los eventos de El Niño canónico, relacionado con el patrón de convergencia observado a 200 hPa. Todo esto está asociado con el conocido desplazamiento de la circulación de Walker durante los años ENSO (Weng et al., 2007; 2009). Esta situación ayuda a explicar el aumento significativo en la precipitación y, por lo tanto, en el caudal, en el oeste de Ecuador durante los eventos de El Niño.

Tabla 6.3. Lista de años correspondientes a eventos El Niño canónico y El Niño Modoki utilizados en el análisis de composites. La selección de años se ha realizado para la estación de DEF, en base a los años en los que los índices El Niño 3 o El Niño Modoki presentan un valor igual o mayor a 0.5 desviaciones estándar. Para el análisis de composites, sólo los años sin coincidencia de los dos tipos de eventos han sido considerados (años en negrita).

El Niño Canónico	El Niño Modoki
1982/1983	1979/1980
1986/1987	1986/1987
1991/1992	1990/1991
1994/1995	1991/1992
1997/1998	1992/1993
2002/2003	1994/1995
2009/2010	2002/2003
2014/2015	2004/2005
	2009/2010

Durante los eventos extremos seleccionados para El Niño Modoki (Tabla 6.3), aparecen anomalías positivas de la SST en el Pacífico central, con valores más moderados que los que aparecen para el caso de El Niño canónico, junto con anomalías negativas de la SST en el oeste y este del Pacífico tropical (Figura 6.6a, derecha). Esto se asocia con una disminución del flujo divergente a 200 hPa y movimiento descendente sobre Ecuador (Figura 6.6b, y c, derecha). Así, esta situación contribuye a explicar el decrecimiento significativo en la precipitación en Ecuador, y por tanto en el caudal, asociado con la ocurrencia de eventos El Niño Modoki.

6.2.2 SVD coetáneo en la estación seca

Se ha llevado a cabo un análisis SVD de la SST del Pacífico tropical en JJA y el Q de JJA en Ecuador, para el periodo 1979-2015. Durante esta estación (Figura 6.7), los modos acoplados primero y segundo cuentan con el 39.6% y el 15.7% de la fracción de covarianza cuadrada, respectivamente, entre los campos de la SST y el Q, dando un total acumulado del 55.2%. El primer modo de la SST en JJA (Figura 6.7, arriba a la izquierda) muestra una estructura espacial similar al fenómeno de El Niño canónico, mientras que el segundo modo (Figura 6.7, arriba a la derecha) presenta un patrón parecido pero desplazado hacia el oeste.

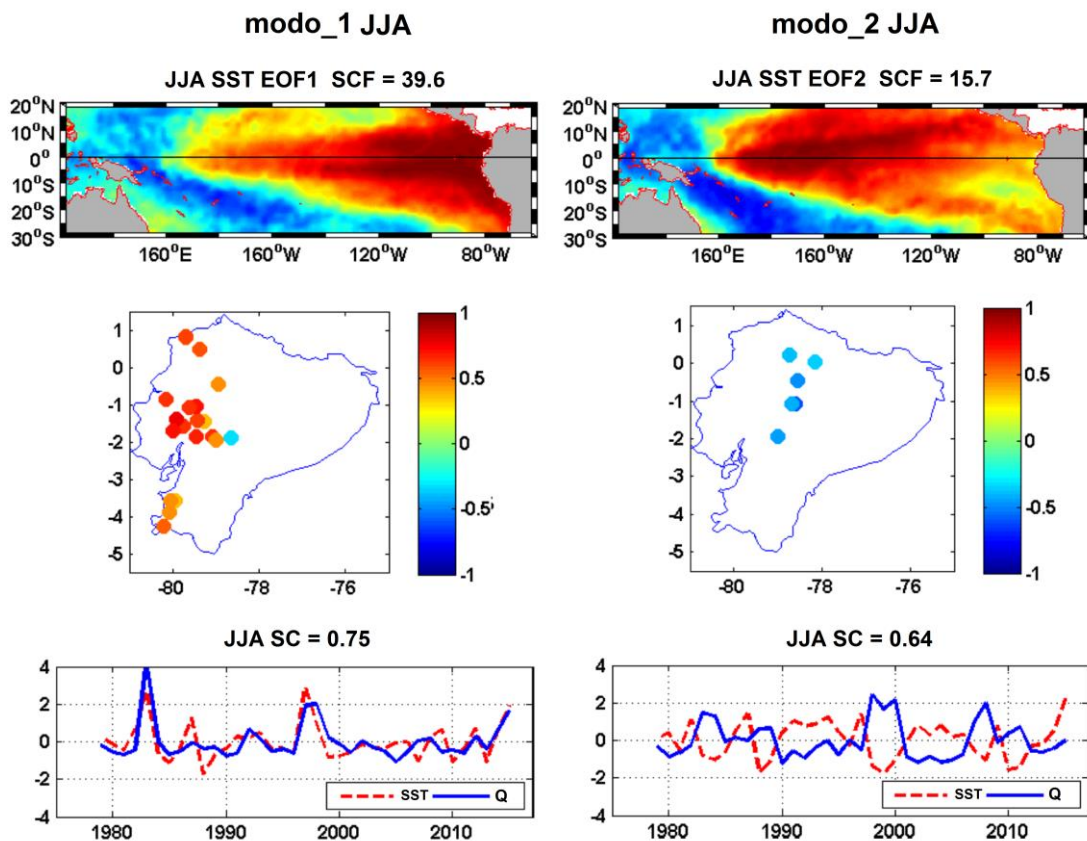


Figura 6.7. Como la Figura 6.4 pero para la SST del Pacífico tropical en JJA y el Q de JJA.

El análisis de correlación (Tabla 6.4 y Figura 6.8) entre estos dos modos de la SST y los índices de teleconexión muestra que el primer modo de la SST en JJA presenta la mayor correlación con el índice El Niño1+2, con un valor de correlación estable y significativo de 0.97 durante todo el período (Figura 6.8a), mientras que el segundo modo de la SST de JJA presenta una correlación máxima con el índice El Niño 4 (con un valor estable y significativo de correlación de 0.94 (Figura 6.8b). El mapa de correlación heterogéneo asociado con el primer modo (Figura 6.7, centro izquierda) muestra valores de correlación positivos generalizados para las regiones costeras que se adentran hasta parte de la región occidental de los Andes centrales.

Tabla 6.4. Valores de correlación entre los índices del ENSO en JJA y las series temporales de los coeficientes de expansión de los dos primeros modos de la SST del Pacífico tropical en JJA, para el periodo 1979-2015. Los valores de correlación significativos al nivel de confianza del 95% se muestran en negrita.

	SST JJA Modo_1	SST JJA Modo_2
Niño 3	0.91	0.71
Niño 1+2	0.97	0.32
Niño 3+4	0.69	0.91
Niño 4	0.48	0.94
MEI	0.9	0.79
SOI	-0.54	-0.78
TNI	0.62	-0.31
ENM	-0.29	0.66

El mapa de correlación heterogéneo para el segundo modo revela algunas correlaciones negativas a lo largo de los Andes. Destaca el hecho de que el número de estaciones que muestran una correlación significativa para este segundo modo, es mucho menor que en el caso del Q de FMA, lo que significa que la SST del Pacífico tropical tiene un impacto más débil sobre el Q en la temporada seca.

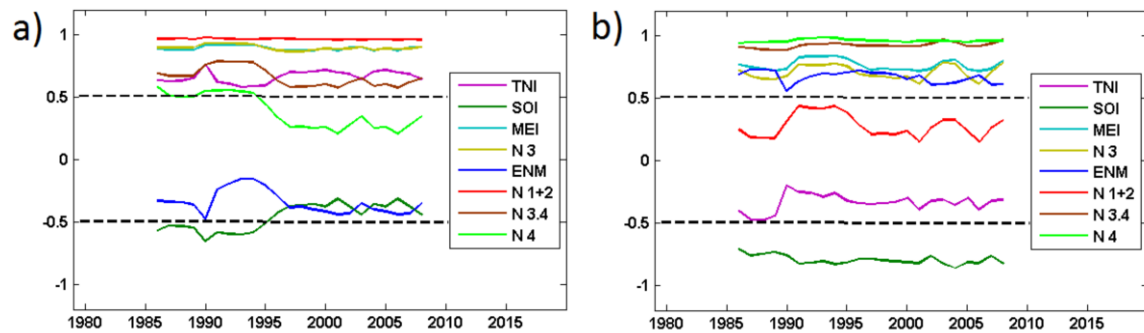


Figura 6.8. Correlaciones móviles (ventanas de 15 años) entre las serie de los coeficientes de expansión estandarizados de a) el primer modo, y b) el segundo modo de la SST de JJA y los diferentes índices de teleconexión asociados al fenómeno del ENSO en JJA. Las líneas discontinuas representan el umbral del nivel de confianza del 95%.

6.2.3. Reconstrucción del caudal estacional

Se ha llevado a cabo un análisis de regresión multivariante para evaluar la viabilidad para reconstruir las series del Q en los trimestres de FMA y JJA en Ecuador a partir de los principales modos de variabilidad de la SST. Las variables independientes tomadas para esta reconstrucción fueron las series temporales de los coeficientes de expansión asociadas a los dos primeros modos de variabilidad de la SST obtenidos del SVD de la SST del Pacífico tropical y las anomalías del Q. El uso de estas dos series como variables predictoras en lugar de los índices de teleconexión de El Niño tiene la ventaja de prevenir la alta colinealidad entre variables independientes en los modelos de regresión.

Para el Q de FMA, la Figura 6.9a (primera fila) muestra las localizaciones con correlación significativa entre la serie de Q original y la reconstruida, cuando se utiliza sólo el modo_1 de la SST de DEF como variable predictora (columna izquierda), cuando se usa solo el modo_2 (columna central) de la SST de DEF, y cuando se usan ambos modos (columna derecha). Si bien algunas estaciones, fundamentalmente localizadas en la región Costa, presentan correlaciones significativas cuando los datos son reconstruidos a partir del primer modo de la SST en DEF, el número de correlaciones significativas cuando se utiliza el segundo modo de la SST aumenta considerablemente en la zona norte de los Andes, alcanzando valores de correlación de 0.7-0.8 en algunos casos. Cuando la reconstrucción se realiza teniendo en cuenta la aportación de ambos modos de la SST de DEF, los valores de correlación aumentan a alrededor de 0.8-0.9 para algunas localidades en la Costa y en los Andes. En línea con este resultado, el error cuadrático medio (Figura 6.9b, primera fila) exhibe valores más bajos cuando los dos modos fueron incluidos en los modelos de regresión, con valores por debajo del 10% en muchos sitios en los Andes. Sin embargo, algunas localizaciones situadas en la Costa presentan errores de alrededor del 100%.

En la misma Figura 6.9a (segunda fila) también se muestran las localizaciones que presentan una correlación significativa entre las series observadas y reconstruidas del Q en la estación JJA. El primer modo de la SST dominante en el Q de JJA ya se encontró que está asociado con el índice El Niño1+2. La reconstrucción del Q de JJA usando únicamente este primer modo de la SST da lugar a valores de correlación entre el Q observado y el reconstruido de alrededor de 0.7-0.8 para localidades ubicadas en la región costera,

mientras que solo un pequeño número de localidades situadas en los Andes presenta una correlación significativa cuando la reconstrucción utiliza los datos del segundo modo de la SST en JJA. Sin embargo, cuando en el modelo de reconstrucción se incorpora ambos modos de la SST, se observa un aumento significativo de las correlaciones, alcanzándose el valor de 0.9 en algunas localidades de las regiones costeras. El error cuadrático medio para la reconstrucción del Q de JJA (Figura 6.9b, última fila) presenta valores bajos (por debajo del 10%) para la mayoría de las localidades, aunque la reducción del error utilizando las dos series de los coeficientes de expansión de la SST resulta ser más modesta que para el Q de FMA.

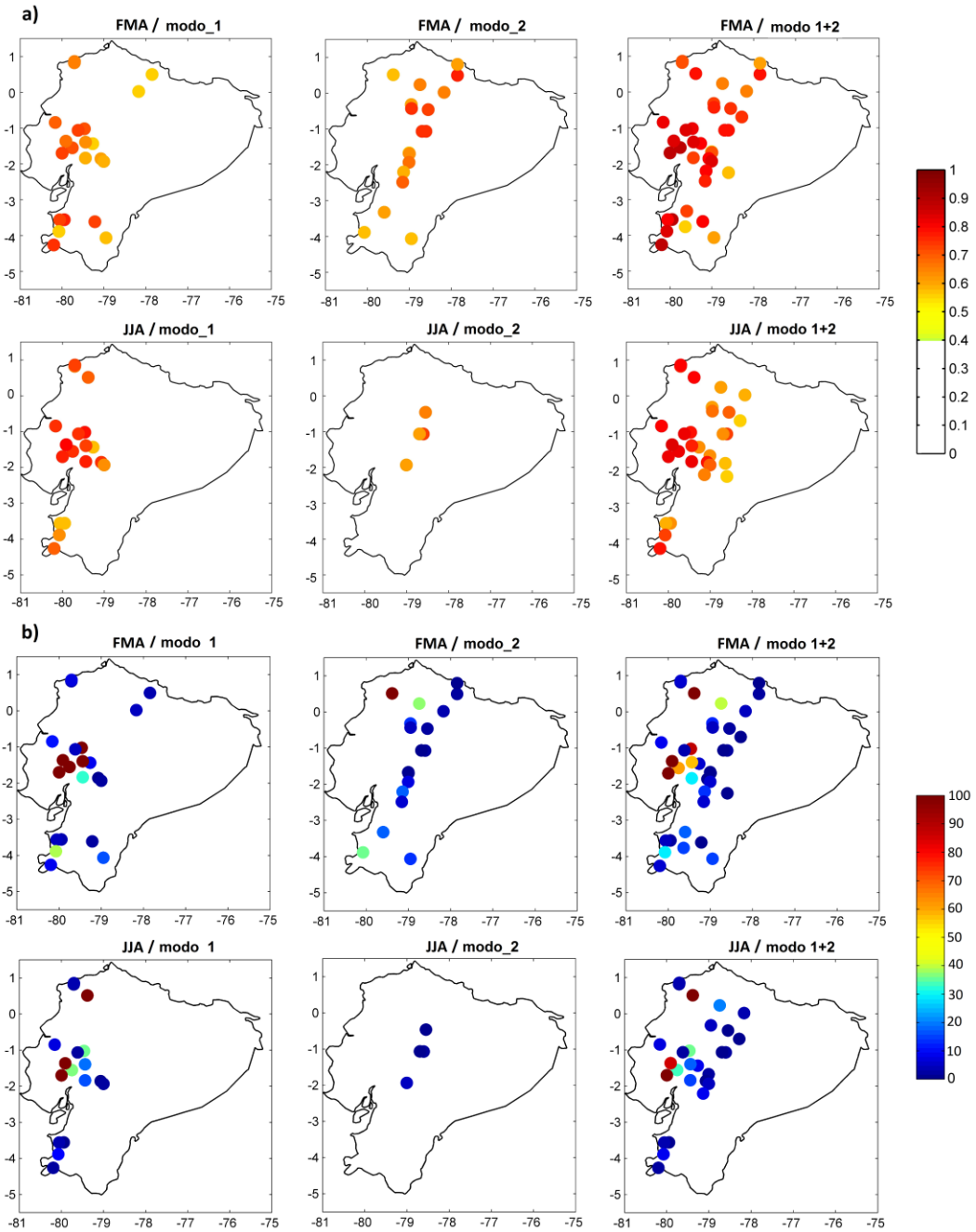


Figura 6.9 (a) Coeficientes de correlación significativos (nivel de confianza del 95%) entre las series originales y reconstruidas del Q obtenidas a través de un análisis de regresión multivariante utilizando los coeficientes de expansión asociados con los dos primeros modos de variabilidad de la SST del Pacífico tropical. (b) Error cuadrático medio (%) de las series de Q reconstruidas con respecto a las observadas, para las estaciones de FMA y JJA, respectivamente.

Con el fin de resaltar la importancia del segundo modo de variabilidad de la SST del Pacífico tropical en DEF (asociado con el fenómeno ENM) en la variabilidad del Q de FMA, se ha llevado a cabo un experimento de reconstrucción para diferentes localidades distribuidas a lo largo de la Costa y de los Andes. La Figura 6.10 muestra, para distintas localizaciones, las series de Q en FMA observadas, las reconstruidas a través de los modos de la SST por separado y las reconstruidas a partir de la utilización conjunta de ambos modos de la SST en el análisis de regresión. Es evidente la fuerte contribución del segundo modo de la SST en DEF para las seis localidades representadas, lo que lleva a la conclusión de que este modo, que está asociado con el ENM, es un factor clave en el proceso de reconstrucción del Q de FMA en Ecuador. Mientras que el primer modo de la SST en DEF, asociado con EN canónico, presenta una contribución muy limitada o nula para algunas localizaciones (como en el caso de la estación H0338), el segundo modo de la SST captura una gran proporción de la variabilidad del Q. En cualquier caso, la contribución conjunta de ambos modos mejora considerablemente el resultado de la reconstrucción, aumentando el valor de la correlación entre el Q de FMA observado y el reconstruido.

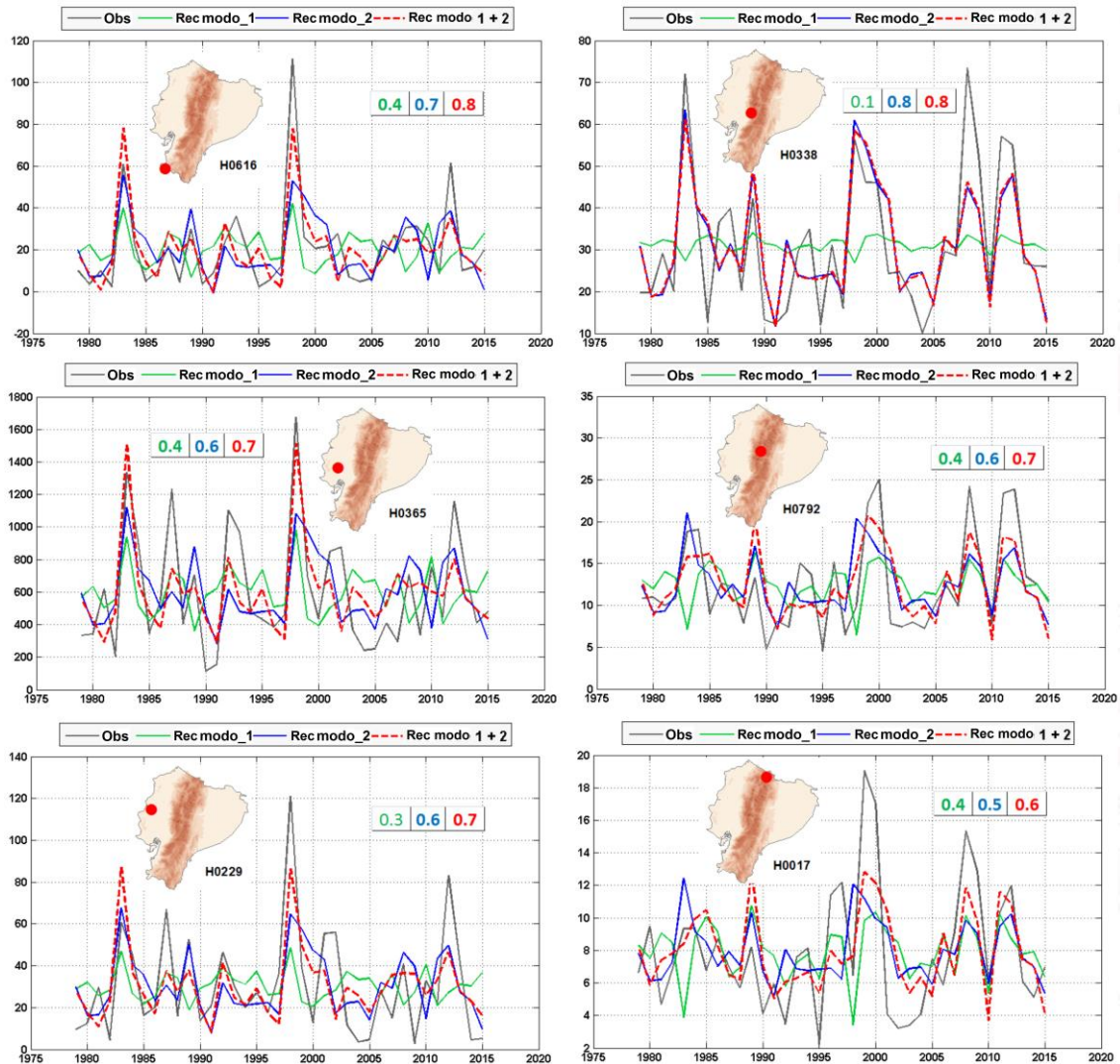


Figura 6.10. Series de Q de FMA (m^3/s) en seis localizaciones diferentes (puntos rojos en el mapa de Ecuador). Se representan las series de Q observadas (línea negra) y las reconstruidas usando el modo_1 de la SST de DEF (línea verde), el modo_2 (línea azul) y ambos modos (línea roja). Los valores dentro de los cuadrados indican las correlaciones entre las series observadas y reconstruidas utilizando el modo_1 (en verde), el modo_2 (en azul) y ambos modos (en rojo). Los valores de correlación significativos al nivel de confianza del 95% se indican en negrita.

Para el Q de JJA, la Figura 6.11 muestra las series observadas y reconstruidas utilizando los dos primeros modos de variabilidad de la SST en JJA para seis localidades distribuidas por Ecuador. En todos los casos, el primer modo de la SST de JJA, fuertemente correlacionado con el índice El Niño 1+2, es el modo dominante para la reconstrucción del

Q, mientras que el segundo modo de la SST en JJA presenta muy poca habilidad para reproducir el Q. Sin embargo, cuando se incluye este último en el modelo de regresión (el modo 1+2), la serie reconstruida captura mejor la variabilidad del Q en gran parte de las localidades, particularmente mejorando los picos máximos de caudal, resultando, por tanto, en una mayor correlación entre las series del Q modelado y observado.

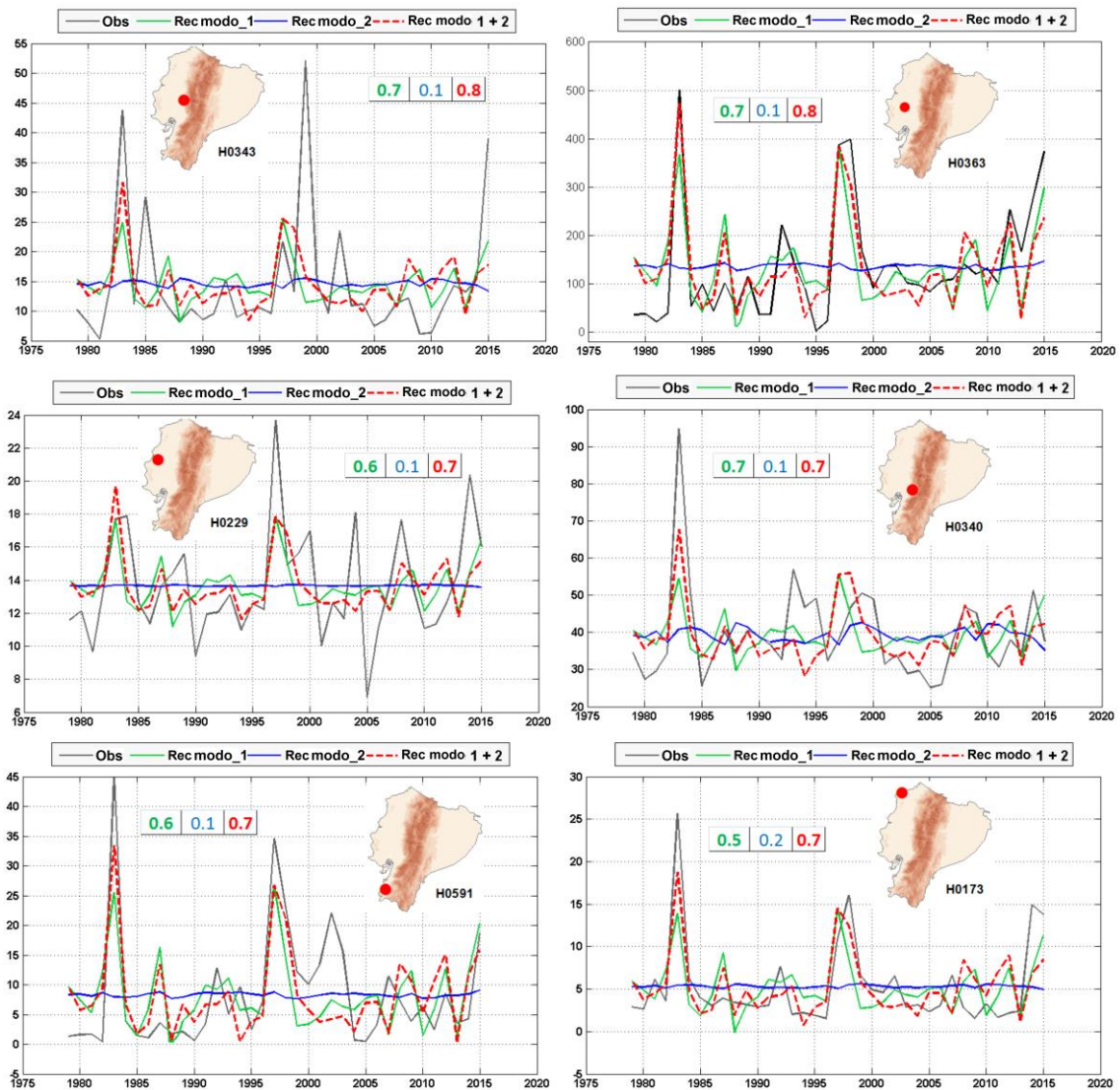


Figura 6.11. Como la Figura 6.10 pero para el Q de JJA.

Para analizar la coherencia entre el Q reconstruido y el observado, la Figura 6.12 presenta los mapas de anomalías del Q de FMA y JJA para los años 1998 y 1997, respectivamente, considerados como años que presentaron eventos extremos de El Niño canónico en el verano boreal (JJA) y en el invierno boreal (DEF), respectivamente. Las Figuras 6.12a y 6.12c presentan los mapas de anomalías de Q en JJA en 1997, observados y reconstruidos, respectivamente, utilizando los dos modos de variabilidad principales de la SST. Resulta notable el alto grado de similitud entre los mapas originales observados y reconstruidos utilizando ambos modos de la SST. Este resultado indica la contribución de los primeros modos de variabilidad de la SST en JJA del Pacífico tropical en el Q de JJA en 1997. De manera similar, en la Figura 6.12 se muestran los mapas de anomalías del Q de FMA observado (Figura 6.12b) y reconstruido (Figura 6.12d) para 1998. Nuevamente la contribución de los dos primeros modos de la SST en DEF del Pacífico tropical a la reconstrucción del Q de FMA es mostrada a través de la fuerte consistencia espacial entre los mapas observados y simulados.

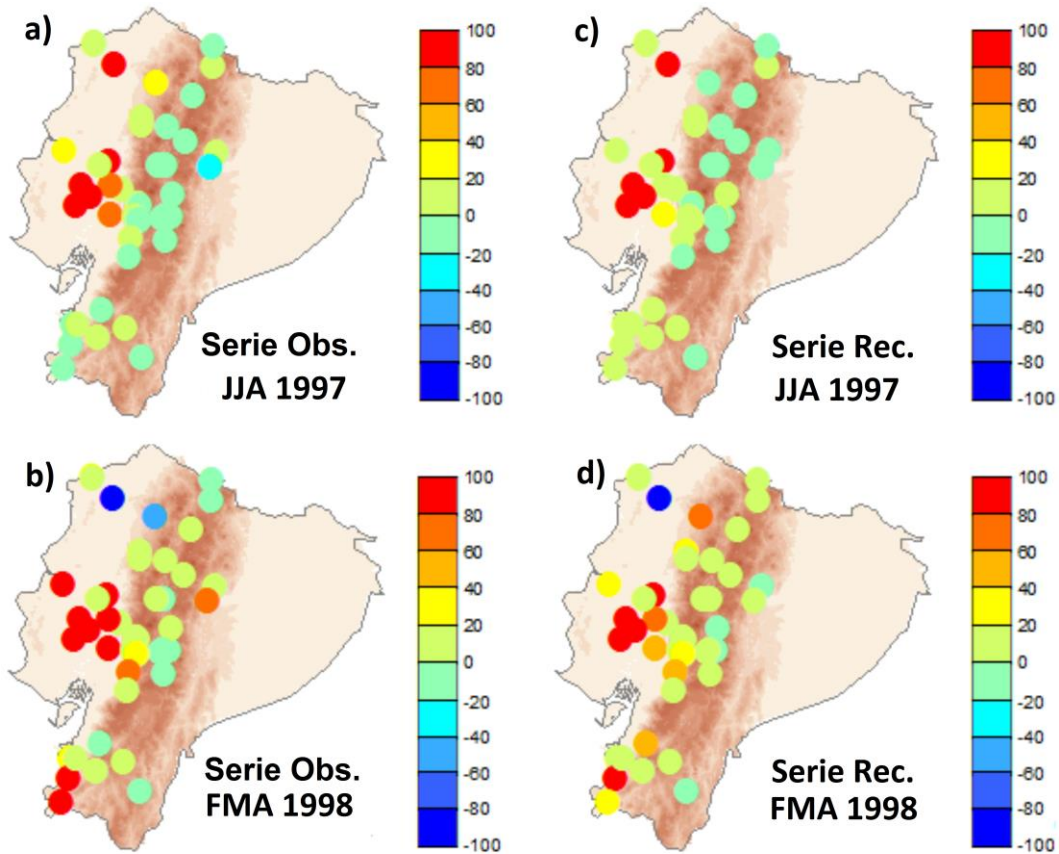


Figura 6.12. Mapas de anomalías (%) del Q observado (izquierda) y reconstruido (derecha) para JJA en 1997 (fila superior) y para FMA en 1998 (fila inferior).

6.2.4 SVD con retrasos estacionales

Con el objetivo de evaluar la capacidad que posee la SST del Pacífico tropical para reconstruir y predecir el Q estacional a largo plazo, se ha procedido a aplicar el SVD_Lag, estableciendo retrasos de 1 a 4 estaciones (Lag1, Lag2, Lag3 y Lag4) entre el campo de anomalías de la SST estacional (DEF, MAM, JJA, SON) y el Q de FMA y JJA, respectivamente. La Figura 6.13 presenta los patrones espaciales de la SST asociados al primer (panel superior) y segundo (panel inferior) modo de variabilidad acoplado de la SST estacional, para cada retraso establecido (de 1 a 4 estaciones, en columnas de derecha a

izquierda). Esto es, por ejemplo, la primera fila de la Figura 6.13 muestra (de derecha a izquierda) el patrón espacial del primer modo de variabilidad de la SST en SON acoplado con el Q de FMA, identificado en el mapa como Lag1/FMA; el primer modo de variabilidad de la SST de JJA con el Q de FMA siguiente (Lag2/FMA), de la SST de MAM con el Q de FMA siguiente (Lag3/FMA) y de la SST de DEF del año anterior con el Q de FMA del año siguiente (Lag4/FMA).

Los resultados muestran que la fracción de varianza cuadrada (SCF) que explica la EOF1 oscila entre 24 y 32% (modo_1, primera fila), mientras que la EOF2 disminuye a valores comprendidos entre el 13 y el 16% (modo_2, primera fila), dependiendo del retraso establecido. Esto indica una influencia apreciable de los principales modos de variabilidad de la SST estacional del Pacífico tropical en el comportamiento del Q de FMA, con varias estaciones de adelanto. Se observa además que, para todos los casos, el patrón espacial de la EOF1 está asociado con el fenómeno EN canónico, mientras que para la EOF2 su patrón espacial está asociado a ENM.

Los factores de carga heterogéneos del Q de FMA (Figura 6.13, panel superior, segunda fila) asociados al modo_1, indican correlaciones significativas en una parte limitada de las localidades de Ecuador, más importantes sobre el límite costero, principalmente a los retrasos de 1 y 2 estaciones (Lag1/FMA y Lag2/FMA). Para los retrasos de 3 a 4 estaciones se presenta una disminución importante en el número de localidades con valores significativos de correlación. Por otro lado, los factores de carga heterogéneos del Q de FMA asociados al modo_2 (Figura 6.13, panel inferior, segunda fila) muestran varias localidades con correlaciones positivas significativas distribuidas en

el centro del país en la región de los Andes para los primeros dos retrasos (Lag1/FMA y Lag2/FMA). Para el retraso de tres estaciones (Lag3/FMA) disminuye el número de localidades con correlaciones negativas en la región de los Andes, mientras que para el Lag4 aumenta el número de localidades con correlaciones negativas distribuidas tanto por la Costa como por los Andes.

Por último, en la misma Figura 6.13, las últimas filas de los paneles representativos del modo_1 (panel superior) y modo_2 (panel inferior), muestran las series temporales de los coeficientes de expansión de los dos campos SST estacional y Q de FMA durante el periodo de estudio y para todos los retrasos establecidos. Destaca una marcada variabilidad interanual, y una gran fuerza de acoplamiento entre los campos que se debilita con el aumento de los retrasos temporales. Los valores de correlación entre los coeficientes de expansión en su mayoría superan el valor de 0.5. Si observamos los valores de la fuerza de acoplamiento (SC) tanto del modo_1 como del modo_2, vemos que los valores son casi constantes para todos los retrasos mostrados. Por ejemplo, en el caso del modo_1 a un retraso (Lag1/FMA) SC es igual a 0.59, mientras que a 1 año de retraso (Lag4/FMA) su valor es incluso mayor (SC = 0.61), indicando una persistencia en la influencia de la SST sobre el Q para cada uno de los retrasos establecidos.

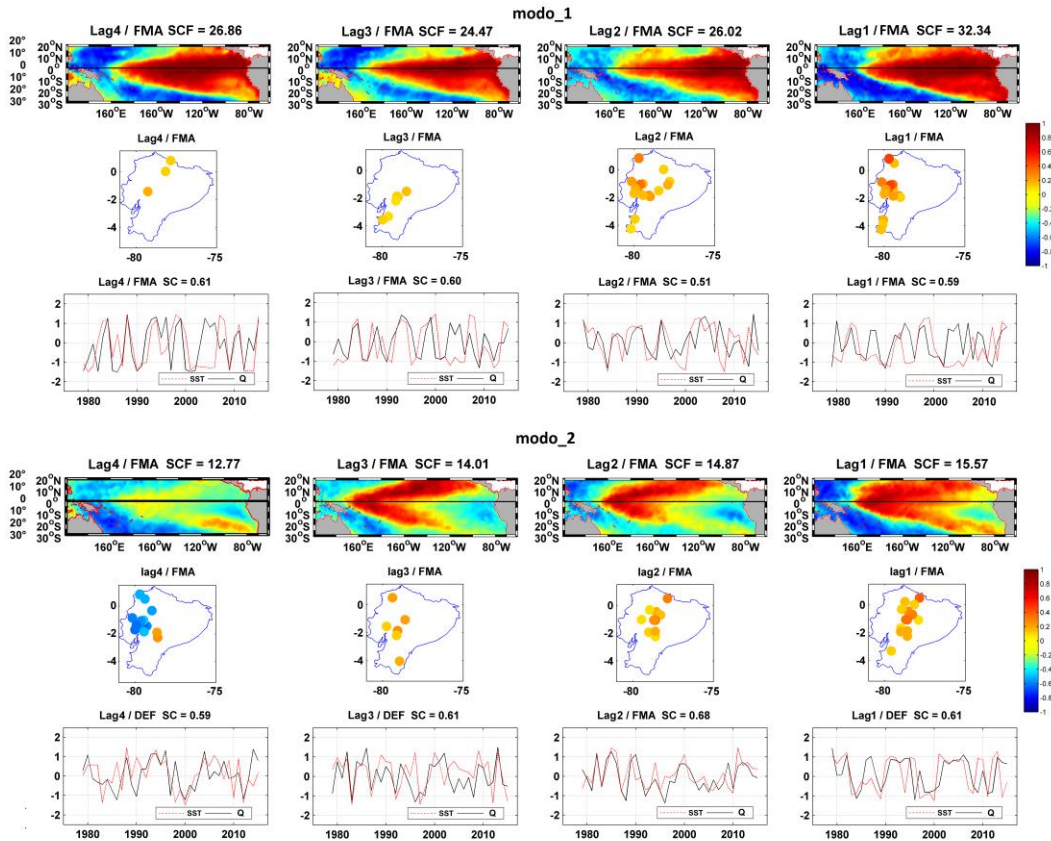


Figura 6.13. Primer (panel superior) y segundo (panel inferior) modo de variabilidad acoplado de la SST estacional y el Q de FMA, obtenidos a través del SVD_Lag con retrasos de 1 a 4 estaciones (columnas de derecha a izquierda). Para cada modo se muestran los patrones espaciales de los modos de variabilidad de la SST estacional (primera fila), los mapas de correlación heterogéneos para el Q de FMA (fila del centro), y las series temporales de los coeficientes de expansión estandarizados de la SST estacional adelantada y del Q de FMA (fila inferior).

Para el Q de JJA, los resultados del SVD_Lag son presentados en la Figura 6.14.

En este caso, la fracción de varianza cuadrada que explica el modo_1 acoplado oscila entre 26 y 35% (Figura 6.14, panel superior, primera fila), mientras que el modo_2 muestra valores menores que se mantienen alrededor del 15% para todos los retrasos (Figura 6.14, panel inferior, primera fila) lo que indica que existe una influencia considerable de los principales modos de variabilidad de la SST estacional del Pacífico tropical en el comportamiento del Q de JJA con varias estaciones de adelanto. Se observa también que

el patrón espacial de la EOF1 de la SST estacional está asociado con el fenómeno EN canónico para los cuatro retrasos.

Los factores de carga heterogéneos que muestra la EOF1 del Q de JJA (Figura 6.14, panel superior, fila segunda), indican correlaciones positivas significativas en una parte limitada de las localidades de Ecuador, en la región Costa, principalmente a retraso 1 (Lag1/JJA). Estas correlaciones van disminuyendo, en valor y en número de localidades, a medida que aumentan los retrasos estacionales. Por otro lado, los factores de carga heterogéneos que representan la EOF2 del Q de JJA (Figura 6.14, panel inferior, segunda fila) muestran un número limitado de localidades con correlaciones negativas significativas distribuidas por el centro del país en la región de los Andes, para al menos 3 estaciones de retraso (Lag1/JJA a Lag3/JJA) y para el último retraso a un año (Lag4/JJA) se nota una disminución de las localidades con correlaciones significativas.

Las series temporales de los coeficientes de expansión de los dos campos, SST estacional y el Q de JJA, para todos los retrasos establecidos, se muestran en la última fila de cada panel de la Figura 6.14. Destaca una marcada variabilidad interanual, y una fuerza de acoplamiento entre los campos que se debilita con el aumento de los retrasos temporales para el caso del modo_1, con valores de SC que van desde 0.72 a 0.50. Para el modo_2, observamos que los valores de SC son más homogéneos y constantes, con valores en torno a 0.65 para todos los retrasos, indicando una persistencia en la influencia de la SST para cada uno de los retrasos establecidos.

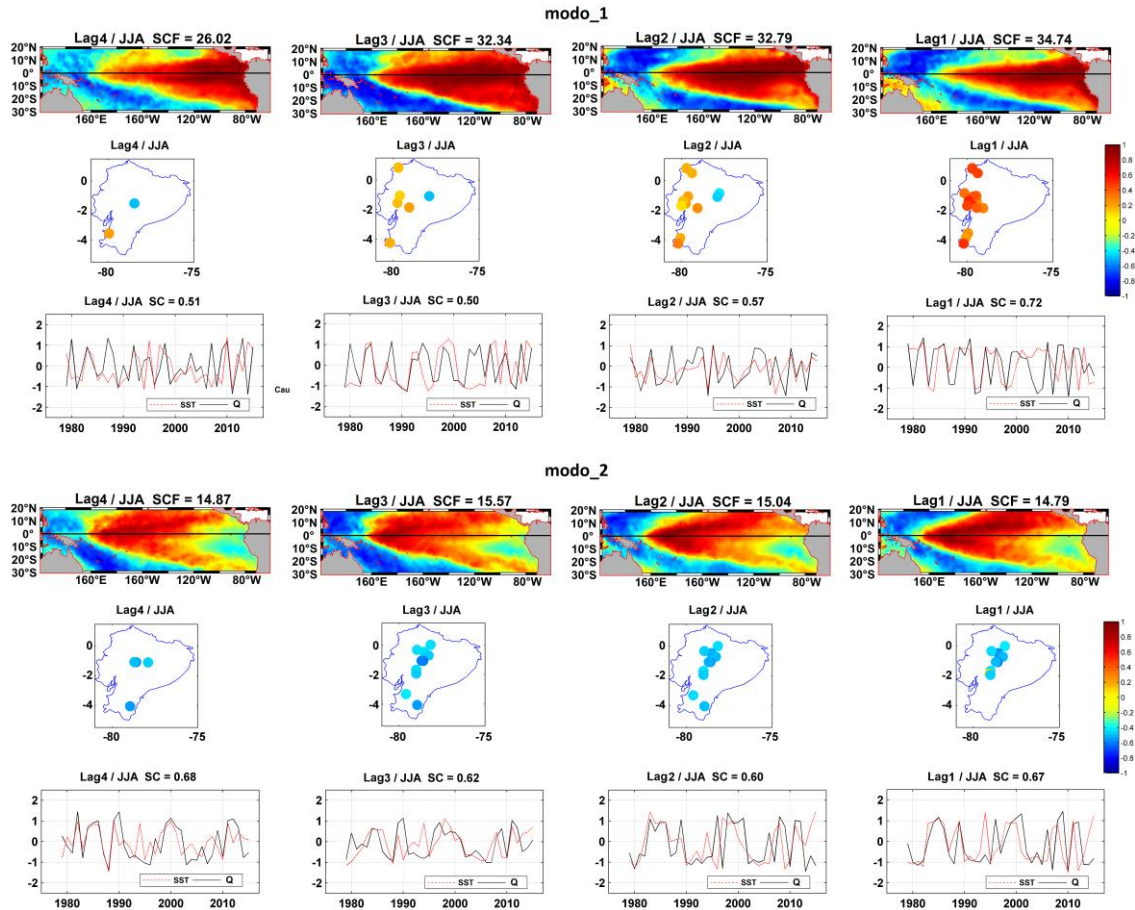


Figura 6.14. Como la Figura 6.13 pero para el Q de JJA.

La Figura 6.15 muestra la correlación entre los coeficientes de expansión obtenidos para los dos primeros modos de variabilidad de la SST y los diferentes índices de teleconexión. En general podemos ver que los coeficientes de expansión del modo_1 (columna izquierda de cada retraso establecido en la Figura 6.15) se correlacionan en la mayoría de estaciones y retrasos del año considerados con los índices de teleconexión relacionados al fenómeno del Niño tradicional (Niño 1+2, Niño3, Niño3.4, Niño4, MEI y SOI). Mientras que los coeficientes de expansión del modo_2 correlacionan significativamente y mayoritariamente con los índices de teleconexión ENM y TNI. Esta

correlación se observa muy claramente en el trimestre de FMA, donde la configuración de los modos acoplados de la SST del Pacífico tropical reafirman lo expuesto (ver Figura 6.13). Sin embargo, para el trimestre JJA la configuración espacial del segundo modo acoplado de la SST del Pacífico tropical (Figura 6.14 - modo_2) no presenta tan claramente las características espaciales propias de ENM. Esto resulta en valores significativos de correlación del modo_2 de la SST de JJA no solo con los índices ENM y TNI, sino también con otros índices como El Niño3+4, Niño4 y el SOI, aunque con valores más bajos de correlación.

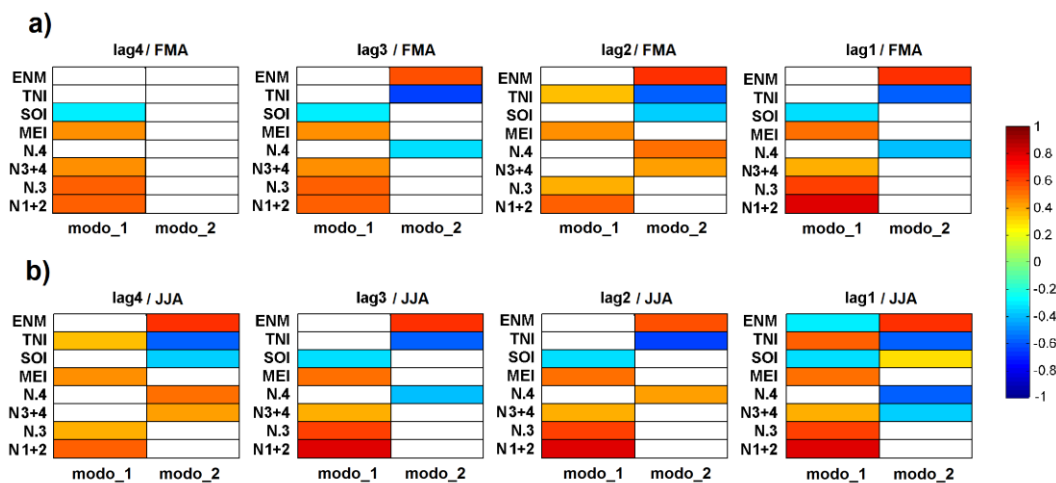


Figura 6.15. Correlaciones significativas al nivel de confianza del 90% entre los índices de teleconexión y los coeficientes de expansión de los dos modos principales de variabilidad de la SST del Pacífico tropical, en el periodo 1979–2015, para el trimestre a) FMA y b) JJA.

6.2.4.1 Reconstrucción del caudal estacional utilizando SVD_Lag

Explorada la relación existente entre la variabilidad de la SST estacional del Pacífico tropical y el Q de FMA y JJA, estos últimos retrasados de 1 a 4 estaciones respecto de la SST, se han llevado a cabo la reconstrucción del Q a partir de los modos acoplados obtenidos y la técnica de regresión múltiple. Las Figuras 6.16 y 6.17 muestran los

resultados de esta reconstrucción para los Q de FMA y JJA, respectivamente. Las Figuras 6.16a y 6.17a (paneles superiores) muestran los valores de las correlaciones, significativas al nivel de confianza del 90%, entre las series originales de Q y las reconstruidas usando los coeficientes de expansión del modo_1 y del modo_2 de la SST del Pacífico tropical, de forma independiente. Además, se incluye en el mismo panel (tercera fila), los valores de las correlaciones de la reconstrucción a partir de la combinación de ambos modos (modo_1+2). Mientras que la Figura 6.16b y 6.17b (paneles inferiores) muestran la raíz del error cuadrático medio obtenido entre las series originales y reconstruidas del Q para los trimestres de FMA y JJA, respectivamente, para cada reconstrucción realizada.

Para el Q de FMA, aparecen valores de correlación significativos de hasta 0.7 a Lag1 y Lag2 en un número importante de localizaciones, distribuidas fundamentalmente a lo largo de la región Costa, para la reconstrucción llevada a cabo con el modo_1 (primera fila). La reconstrucción llevada a cabo con el modo_2 presenta correlaciones altas significativas asociadas a las estaciones de los Andes, especialmente importantes a Lag1, que se van debilitando conforme aumentan los retrasos (Lag2 y Lag3). Sin embargo, a Lag4, de nuevo el número de localizaciones significativamente reconstruidas aumenta, aunque su distribución espacial está más cercana a la costa. Al combinar ambos modos de la SST (Figura 6.16a, modo_1+2), los valores de correlación entre las series originales del Q de FMA y las reconstruidas son más altos, cubriendo casi la totalidad de localidades a una y dos estaciones de retraso (Lag1 y Lag2/FMA), mientras que para el retraso a cuatro estaciones, las correlaciones positivas significativas, aunque más bajas, se distribuyen fundamentalmente en la región de la Costa. En cuanto a la raíz del error cuadrático medio

para la reconstrucción del Q de FMA (Figura 6.16b), este muestra valores aceptables, que en la mayoría de los casos reconstruidos no superan el valor del 20%.

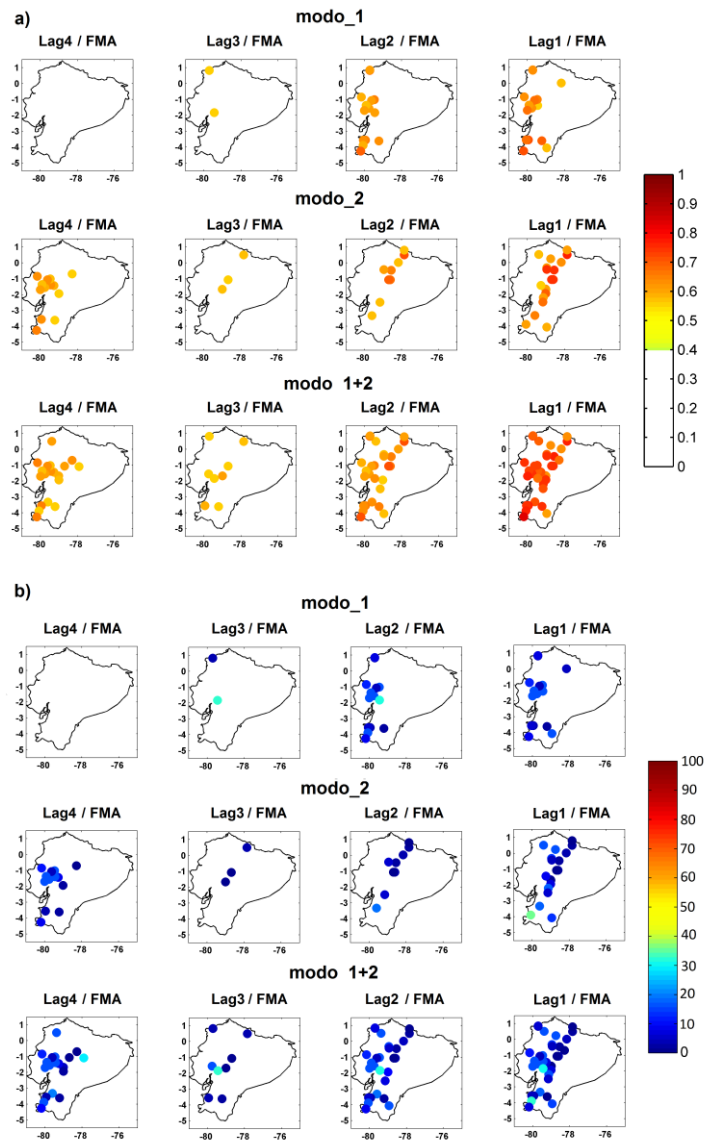


Figura 6.16. a) Mapas de correlación entre las series originales y las reconstruidas del Q de FMA empleando el coeficiente de expansión asociado al primer modo (primera fila), al segundo modo (segunda fila), y el modo 1+2 (tercera fila) de la SST estacional del Pacífico tropical a Lag desde 1 hasta 4 estaciones, obtenidos del SVD_Lag. b) Raíz del error cuadrático medio (%) de las series reconstruidas del Q de FMA a partir del modo_1, del modo_2 y del modo 1+2, respecto a las originales del Q para cada retraso establecido (de derecha a izquierda). Solo se representan los valores de correlación significativos al nivel de confianza del 90%.

La Figura 6.17 muestra los resultados de la reconstrucción del Q de JJA para los distintos retrasos establecidos. En el panel superior (Figura 6.17a) se muestran los mapas de correlaciones significativas entre las series reconstruidas y las observadas para el Q de JJA. La reconstrucción a partir del modo_1 muestra localidades con valores de correlación importantes a 1 y 2 estaciones de retraso, en su mayoría distribuidas en la región de la Costa. Para el modo_2 (segunda fila), la distribución de localidades con correlaciones significativas se encuentran localizadas en la región de los Andes a Lag1 y Lag2, y en la región Costa a Lag4. Al utilizar el modo combinado 1+2 (tercera fila) se demuestra la habilidad de usar ambos a la vez para reconstruir series de Q en localidades que antes no mostraron habilidad predictiva, dando como resultado la reconstrucción del Q de JJA para casi todas las localidades a una estación de retraso, que se mantiene, aunque con valores de correlación más débiles a retrasos de 2 y 3 estaciones en una buena parte de las localizaciones, y que alcanzan valores importantes de correlación a retraso de 1 año. La raíz del error cuadrático medio mostrado en la Figura 6.17b presenta, de nuevo, una aceptable habilidad (valores del error por debajo del 30%) a la hora de simular el Q de JJA con incluso hasta 4 estaciones de adelanto, incrementada en el caso del uso combinado de los dos modos de la SST.

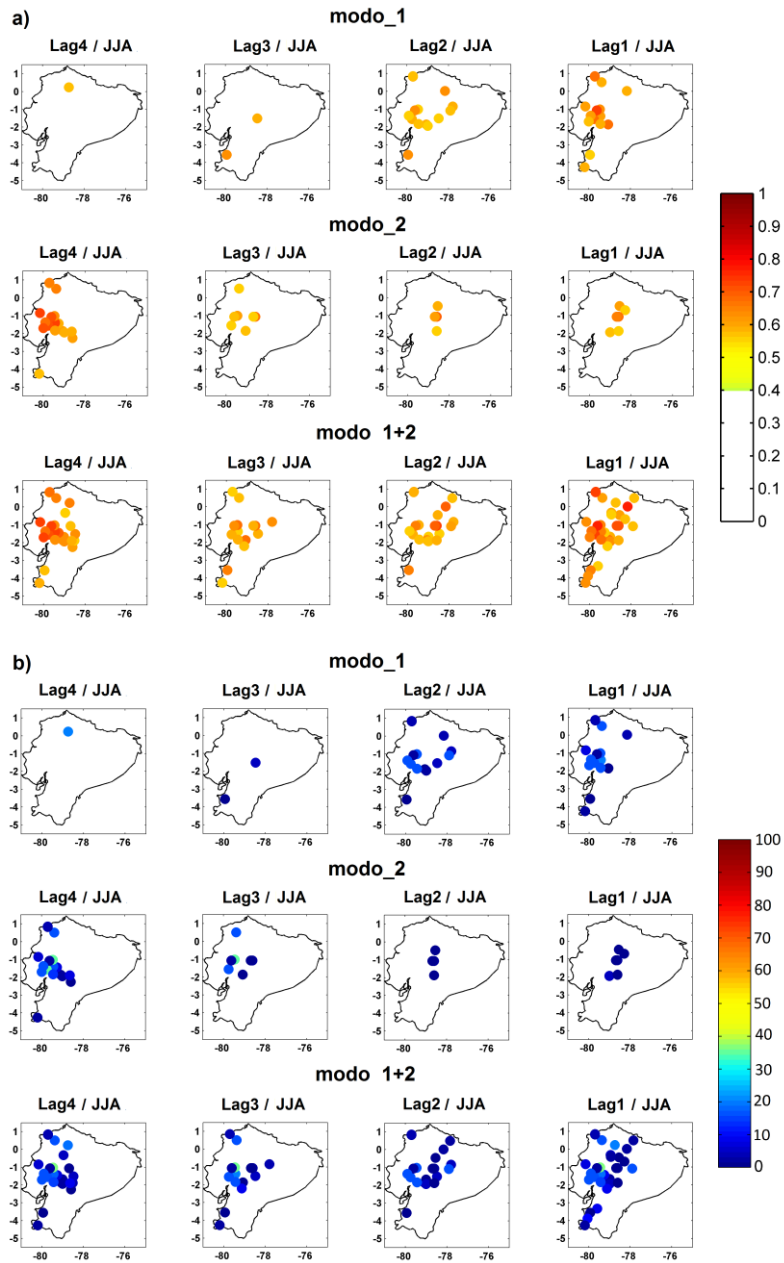


Figura 6.17. Como la Figura 6.16 pero para el Q de JJA.

6.3 Predicción del Q estacional

Una vez demostrada la habilidad que posee la SST del Pacífico tropical asociada con los fenómenos de EN y ENM con varias estaciones de adelanto para reconstruir y

explicar la variabilidad del Q de FMA y JJA, se ha llevado a cabo un experimento de predicción del Q en el cual usamos el método de validación cruzada (*leave one out*) en el análisis del SVD_Lag (Liu, 2003; Wang y Ting, 1999; Widmann y Bretherton, 2003).

A partir de los resultados anteriores se puede asegurar la persistencia de la influencia de los dos primeros dos modos de variabilidad de la SST en la respuesta del Q de FMA y JJA, para cada uno de los retrasos establecidos. Además, también se ha mostrado que la fuerza de acoplamiento encontrada entre los dos campos se mantiene para casi todos los retrasos establecidos. Así, cuando los años dentro del periodo 1979-2015 son eliminados uno por uno antes de ejecutar el análisis, solo se encuentran pequeñas variaciones (en la forma espacial) entre los patrones obtenidos para la SST por el SVD_Lag para cada retraso, mostrando nuevamente la relativa estabilidad de los modos encontrados. Este análisis (no mostrado) demuestra que el primer y segundo modo de la SST, persisten y son consistentes sin importar el año que se elimine.

Similarmente a las anteriores figuras de reconstrucción, las Figuras 6.18 y 6.19 muestran en el panel superior (a) las correlaciones significativas entre las series originales y predichas del Q de FMA y JJA, respectivamente, utilizando el modo_1, el modo_2 y el modo combinado (modo_1+2) de la SST, mientras que en el panel inferior (b) se muestra la raíz del error cuadrático medio de cada una de estas predicciones.

En la Figura 6.18a se puede observar que la capacidad predictiva para el primer modo es muy limitada, mostrando muy pocas localidades con correlaciones significativas. Sin embargo, para el modo_2, se muestra una cantidad considerable de localidades con correlaciones significativas, generalmente distribuidas a lo largo de la región de los Andes

a Lag1. De manera similar a lo expuesto para la reconstrucción, el modo_1+2 es capaz de agrupar las localidades con correlaciones significativas del modo_1 y modo_2 en los retrasos de uno a cuatro estaciones (Lag1/FMA a Lag4/FMA).

En el panel inferior (Figura 6.18b), la raíz del error cuadrático medio muestra valores del error cuadrático medio inferiores a 30% en la mayoría de retrasos, indicando una aceptable habilidad de predecir el Q de FMA hasta con 2 y 4 estaciones de retraso para algunas localidades de la región de los Andes.

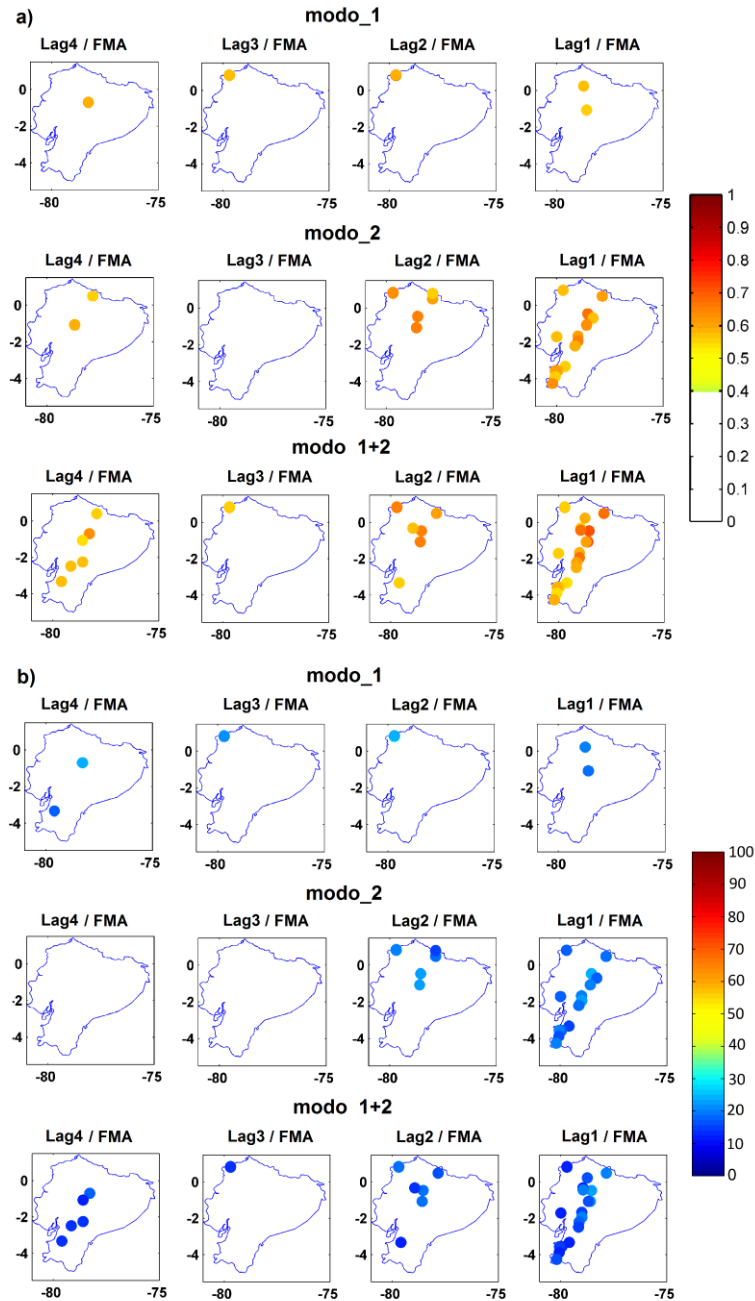


Figura 6.18. a) Mapas de correlación entre las series originales y las series predichas del Q de FMA empleando el coeficiente de expansión asociado al primer modo (primera fila), el segundo modo (segunda fila), y el modo 1+2 (tercera fila) de la SST estacional del Pacífico tropical a Lag desde 1 hasta 4 estaciones, obtenidos del SVD_Lag. b) Raíz del error cuadrático medio (%) de las series predichas del Q de FMA a partir del modo_1, del modo_2 y del modo_1+2, respecto a las originales del Q para cada retraso establecido (de derecha a izquierda). Solo se representan los valores de correlación significativos al nivel de confianza del 90%.

A partir de la Figura 6.19a se encuentra que la capacidad predictiva para el Q de JJA viene dada por parte del primer y segundo modo hasta con 3 estaciones de retraso, destacando que a un una estación de retraso (Lag1/JJA) el primer modo es capaz de predecir, con valores de correlación mayores de 0.7, casi en su totalidad el número de localidades de la región de la Costa, mientras que el modo_2 queda limitado a la predicción del Q de JJA en algunas localidades de los Andes centrales. Una vez más, al combinar estos dos modos (modo_1+2) se observa un ligero aumento de los valores de correlación significativos, demostrando la habilidad de estos modos de la SST para predecir el Q hasta con tres estaciones de retraso. En la Figura 6.19b los errores esperados muestran valores por debajo del 30% en la mayoría de los casos, lo que supone una aceptable habilidad para predecir el Q de JJA en una gran cantidad de localizaciones de Ecuador.

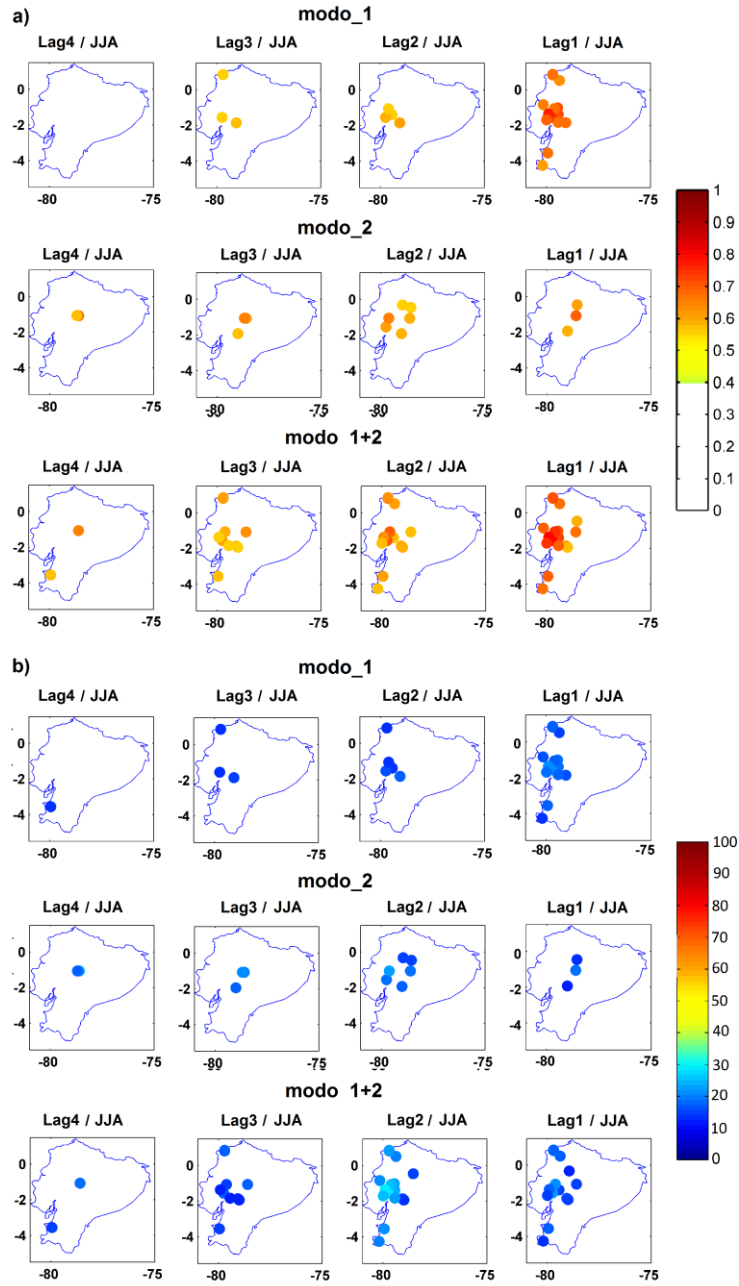


Figura 6.19. Como la Figura 6.18 pero para el Q de JJA.

Atendiendo a los resultados mostrados anteriormente, se demuestra que existe una habilidad compartida de la SST del Pacífico tropical, asociada principalmente al fenómeno ENM y en menor medida dada por el fenómeno EN canónico, para poder predecir y

explicar la variabilidad del Q en FMA y en JJA con un adelanto de varias estaciones. Partiendo de este resultado, la Figura 6.20 muestra, a modo de ejemplo, las series temporales originales del Q de FMA para las diferentes localidades distribuidas en el país, así como sus predicciones usando las series de los coeficientes de expansión de los modos 1 y 2 de la SST del Pacífico tropical de DEF (Lag1) obtenidos al realizar el SVD_Lag con la técnica *leave one out*. Como puede observarse, en general, los valores de correlación entre las series originales y las predichas se mantienen por encima de 0.5 para todas las localidades mostradas, lo que indica la importante predictibilidad del Q de FMA en gran parte de la región de los Andes del territorio de Ecuador a partir de la SST del Pacífico tropical a una estación de retraso.

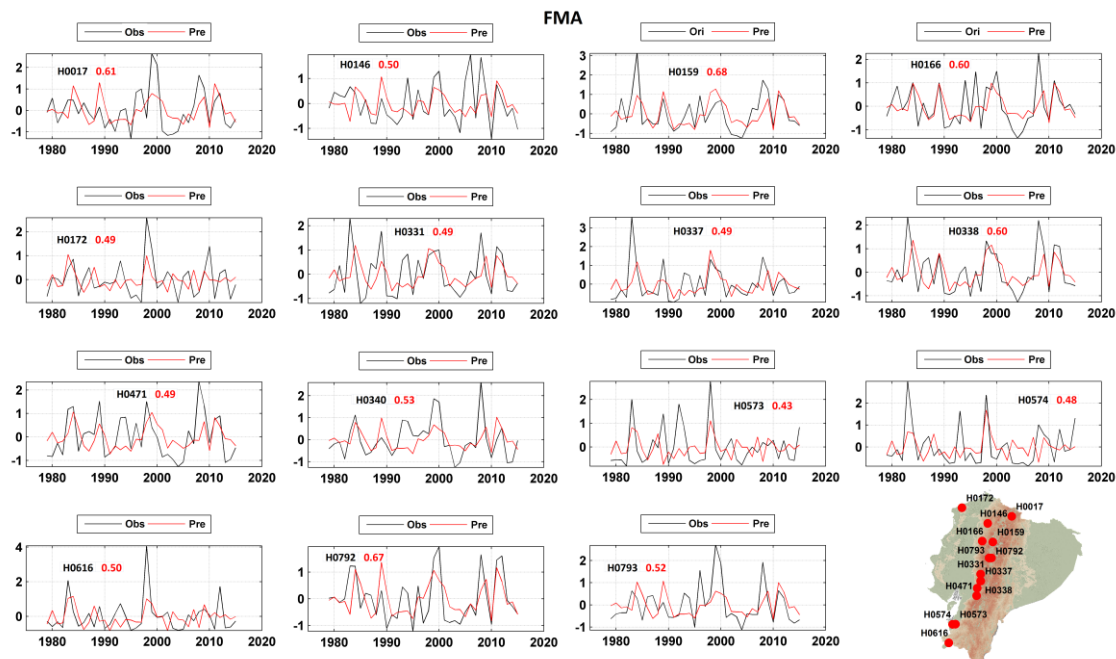


Figura 6.20. Series originales (línea negra) y predichas (línea roja) del Q de FMA usando el modo 1+2 de variabilidad de la SST del Pacífico tropical en DEF (Lag1/FMA). En negro se indica la localidad correspondiente y en rojo se muestran los valores de correlación entre ambas series. El mapa muestra la ubicación de cada localidad.

De manera similar, la Figura 6.21 muestra algunas series temporales originales del Q en la estación JJA en diferentes localidades distribuidas en el país, así como sus predicciones usando las series de los coeficientes de expansión asociados a los modos 1+2 de la SST del Pacífico tropical en MAM (Lag1/JJA) obtenidos al realizar el SVD_Lag con el proceso de *leave one out*. En este caso, se observan valores de correlación entre las series originales y predichas del Q de JJA por encima de 0.6, especialmente en localizaciones ubicadas en la región Costa.

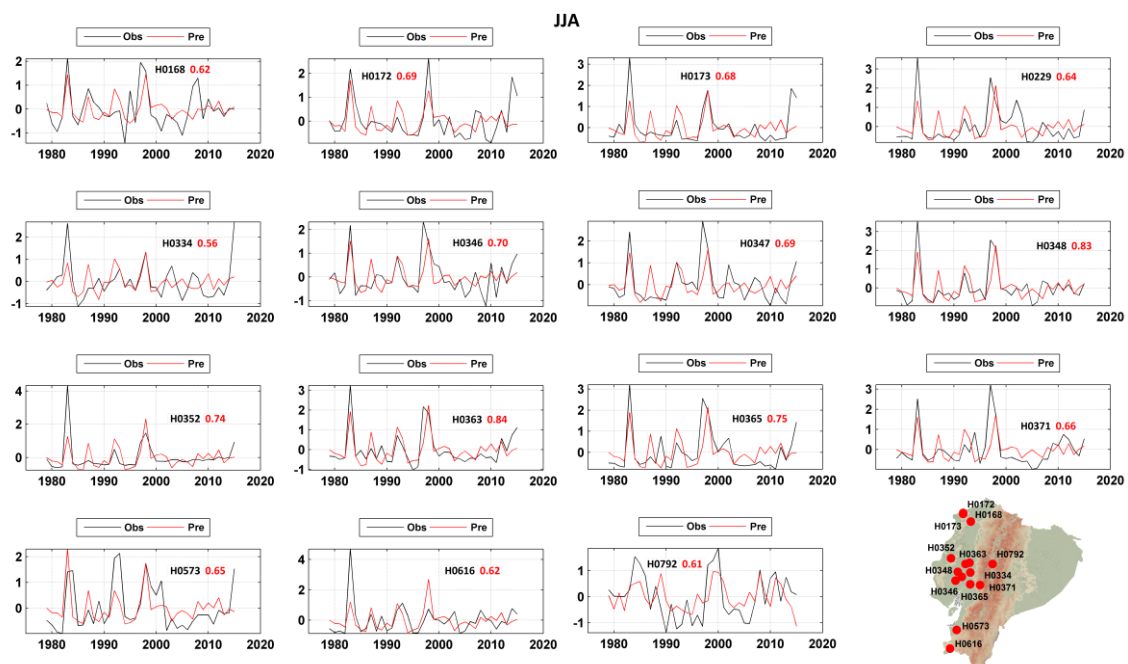


Figura 6.21. Como la Figura 6.19 pero para el Q de JJA con la predicción a una estación de retraso (Lag1/JJA).

6.4 Discusión y conclusiones

En este Capítulo se ha evaluado la variabilidad espacio temporal de los caudales de los ríos de Ecuador y su predictibilidad a partir de la influencia de la SST del Pacífico Tropical en la variabilidad del Q, para las temporadas de febrero a abril (FMA), como los

meses que muestran el Q máximo en la estación húmeda en Ecuador, y de junio a agosto (JJA), correspondiente a la estación seca.

En términos de tendencias climáticas para los datos de Q se distinguen dos regiones bien diferenciadas en Ecuador: la región de la Costa y la región de los Andes. Solo unas cuantas estaciones están disponibles en la región Amazónica, donde se observaron tendencias no significativas en la mayoría de los meses. La región de la Costa muestra importantes tendencias positivas generalizadas, alcanzando valores superiores al 2% entre los meses de julio a enero, mientras que se observaron pocas tendencias significativas de febrero a junio. Estas tendencias positivas del Q concuerdan con el estrechamiento detectado de la ZCIT en las últimas décadas utilizando observaciones satelitales y datos de reanálisis, lo que resulta en un aumento de las tendencias de precipitación que son especialmente pronunciadas en el núcleo de la ZCIT del Pacífico (Byrne y Theodore, 2018). Por otro lado, existe una prevalencia de tendencias positivas en la región de los Andes con un aumento general en el Q durante todos los meses, excepto en agosto, septiembre y octubre, cuando se alcanzaron tendencias negativas significativas, superiores al -2% en septiembre. Este hecho apunta a un fortalecimiento de la estacionalidad en esta región; es decir, varios meses de la estación seca se vuelven más secos y los meses de la estación húmeda, de diciembre a febrero, se vuelven más húmedos, lo que podría ejercer una mayor presión sobre los recursos hídricos del país durante el período seco. Estos hallazgos concuerdan con los resultados obtenidos por Tobar y Wyseure (2018) a partir de un análisis de las tendencias mensuales de precipitación en Ecuador, en el cual clasificaron el país en cuatro áreas en términos de lluvia: la Costa, la región Andina, la Amazonía y la

parte Andina orográfica costera. Ellos encontraron tendencias para la zona de los Andes con las precipitaciones disminuyendo entre septiembre y octubre, mientras que diciembre, febrero, marzo, abril y junio mostraron aumentos. Así mismo, Morán Tejada et al., (2016), analizando tanto la escala anual como la precipitación durante las estaciones húmeda (diciembre-mayo) y seca (junio-noviembre), encontrando un aumento de las tendencias anuales de precipitación en la región Andina debido al aumento de las tendencias en la estación húmeda, lo que también está en acuerdo con los resultados de este trabajo. Sin embargo, existen algunas discrepancias con respecto a nuestros resultados para la región costera, ya que Morán-Tejada et al., (2016) no observaron tendencias específicas en esta región.

La comparación de los análisis de tendencias para el Q y la precipitación en Ecuador muestra que los cambios observados en el Q para el periodo 1979–2015 son principalmente el resultado de cambios en la precipitación, aunque se pueden observar discrepancias dependiendo de la ubicación, lo que podría deberse a posibles cambios en la cobertura del suelo. Este resultado coincide con el obtenido por Molina et al., (2015), quienes sugirieron que los cambios en el caudal en la región Andina probablemente se deban en parte a perturbaciones antropogénicas como los cambios en la cobertura del suelo. Sin embargo, debe tenerse en cuenta que en su estudio solo se consideró una serie de tiempo de la localidad Pangor ubicada al centro sur de la región Andina y la tendencia detectada no fue lineal.

El análisis SVD permite determinar la habilidad predictiva de la SST del Pacífico tropical sobre el Q de FMA y JJA. Se ha analizado la relación cuasi-coetánea de la SST de

DEF con el Q de FMA, y la coetánea la SST de JJA con el Q de JJA. Para el Q de FMA, el primer modo de variabilidad de la SST en DEF encontrado está asociado con el fenómeno de El Niño canónico. Para este primer modo, los valores de correlación más altos y estables a lo largo del periodo analizado se corresponden con los índices de teleconexión El Niño 3 y El Niño 3.4. Este primer modo de la SST de DEF presentó correlaciones positivas significativas con el Q de FMA en la región de la Costa, mientras que algunas correlaciones negativas fueron encontradas en la región de los Andes. En línea con Rossel y Cadier (2009), esta relación cuasi-coetánea observada en la región de la Costa refleja la influencia significativa del ENSO al final de la estación de lluvias. Nuestro resultado también coincide con los hallazgos reportados por Recalde-Coronel et al., (2014), quienes analizaron la predictibilidad de la precipitación de FMA en la región de Costa y Andes de Ecuador, encontrando un patrón de acoplamiento espacial similar entre la SST y el Q, el cual describe los efectos del ENSO canónico del Pacífico tropical oriental sobre las precipitaciones en la región de la Costa de Ecuador, mientras que algunas localidades en el noreste de los Andes mostraron una respuesta de precipitación opuesta. De manera similar, Morán-Tejeda et al., (2016) también encontraron correlaciones positivas significativas entre el índice El Niño1+2 y la precipitación en localidades ubicadas cerca de la Costa, pero correlaciones negativas entre El Niño 3.4 y la precipitación en los Andes.

El segundo modo de variabilidad de la SST de DEF, calculado mediante el SVD, presentó un patrón espacial asociado a El Niño Modoki. Solo los índices de teleconexión del ENSO, que tienen en cuenta el gradiente de temperatura entre el Pacífico tropical oriental y occidental, exhibieron correlaciones significativas y estables con este segundo

modo de la SST de DEF. Aunque ambos modos de la SST presentan una fuerza de acoplamiento similar (alrededor de 0.77) con sus correspondientes modos de variabilidad del Q de FMA, los mapas de correlaciones heterogéneos revelaron que el segundo modo de la SST presenta una relación más amplia con la variabilidad del Q que El Niño canónico, mostrando correlaciones negativas significativas con las anomalías del Q de FMA en las regiones de la Costa y de los Andes. Esto indica que se produce una disminución significativa en el caudal de FMA en todo el país durante los eventos de El Niño Modoki. Es importante, por tanto, notar la limitada influencia de los eventos de El Niño canónico en DEF en el Q de FMA, con solo algunas localidades en el área costera mostrando correlaciones significativas, lo que refleja una respuesta opuesta en el Q con respecto a los dos tipos de eventos ENSO para esta región y estación del año. Algunos autores han analizado la influencia de El Niño canónico sobre la precipitación en Ecuador (Rossel, 1997; Rossel et al., 1999; Rossel y Cadier, 2009; Villar et al., 2009; Recalde-Coronel et al., 2014; Morán-Tejeda et al., 2016), identificando características que generalmente coinciden con los resultados de este estudio. Sin embargo, este estudio es el único trabajo que analiza el impacto de El Niño Modoki en los recursos hídricos de Ecuador.

Los resultados del análisis de *composites* de los campos de potencial de velocidad a 200 hPa y la velocidad vertical promediada entre la banda latitudinal 10°S-10°N, para los eventos extremos de El Niño canónico y El Niño Modoki, están de acuerdo con los patrones atmosféricos vinculados a los dos tipos de El Niño (Ashok et al., 2007; Tedeschi et al., 2013). Podemos concluir entonces, que las diferencias en la circulación de Walker durante los dos tipos de ENSO son responsables de una parte significativa de las diferencias de

precipitación en Ecuador y, por lo tanto, del caudal. Además, otros factores importantes que pueden explicar las diferencias en la precipitación y por lo tanto en el caudal, son la orografía (Poveda et al., 2011; Córdoba-Machado et al., 2015a), la latitud de la ZCIT, las componentes meridional y zonal del viento en la atmósfera superior y la humedad del aire (Rossel y Cadier, 2009). Se sabe que las fuertes anomalías de la precipitación en la región de la Costa de Ecuador, asociadas con El Niño canónico, son el resultado de una fuerte SST positiva a lo largo de la costa de Ecuador y una expansión e intensificación hacia el Ecuador de la ZCIT sobre el Pacífico oriental (Vuille et al., 2000). Durante las fases de El Niño, las aguas del Pacífico ecuatorial oriental inusualmente cálidas promueven la convección, mientras que la ZCIT y las anomalías de precipitación asociadas se desplazan hacia el sur en comparación con el ciclo estacional regular (Bendix y Bendix, 2006).

Para la estación seca (JJA), el análisis SVD también reveló dos modos de variabilidad acoplados entre la SST y el Q de JJA. El primer modo de la SST de JJA está fuertemente correlacionado con el índice El Niño 1+2 (estable en el tiempo), mientras que el segundo presenta el mayor valor de correlación estable con el índice El Niño 4 ($r = 0.94$). Estos dos modos de la SST exhibieron un acoplamiento de signo opuesto con el caudal. Las anomalías positivas de la SST de JJA en la región de El Niño 1+2 están asociadas con aumentos generales en el Q de la región de la Costa, mientras que para la región de los Andes se observan disminuciones del Q cuando las anomalías de la SST se desplazan hacia el oeste sobre la región de El Niño 4. Estos resultados están de acuerdo con los obtenidos por Villacis et al., (2003), Francou et al., (2004), Mora et al., (2014) y Morán-Tejeda et al., (2016). Estos últimos autores encontraron poca correlación entre la precipitación en los

Andes ecuatorianos y el índice El Niño 1 + 2, mientras que la señal de El Niño 3.4 resultó más evidente. Ellos concluyeron que la variabilidad de la precipitación en las localidades ubicadas en los Andes podría explicarse en parte por El Niño 3.4, especialmente durante los meses de julio y agosto.

El proceso de reconstrucción de las series temporales de FMA y JJA del caudal, reveló la importancia de la SST del Pacífico tropical cuando se intenta simular el caudal de los ríos en Ecuador. Sin embargo, este estudio no contempla otros modos de variabilidad y mecanismos físicos que pueden estar asociados con efectos locales, pero que podría influir significativamente en el Q estacional en Ecuador (Recalde-Coronel et al., 2014; Morán-Tejeda et al., 2016).

Una vez detectada la importante capacidad de reconstrucción que posee la variabilidad de la SST del Pacífico tropical asociada a los dos tipos de El Niño (EN y ENM) sobre el Q estacional en Ecuador, se aplicó la metodología del SVD_lag con retrasos estacionales entre la SST estacional y el Q de FMA y JJA, con el fin de establecer modelos de predicción del Q. Los resultados revelan que para todos los retrasos establecidos (de 1 a 4 estaciones), la variabilidad del Q en las estaciones FMA y JJA viene explicada principalmente por un primer modo asociado con el patrón espacial de EN canónico y un segundo modo asociado a ENM, de manera similar a lo encontrado en el capítulos de precipitación. Esto estaría en coherencia con el criterio de que los caudales son una síntesis de la precipitación, la evapotranspiración y varios componentes del ciclo hidrológico junto con las posibles influencias antropogénicas asociadas por ejemplo a cambios en el uso del suelo (García y Vargas, 1998).

Los resultados indican que para los primeros dos retrasos establecidos (Lag1 y Lag2) el primer modo de variabilidad de la SST del Pacífico tropical tiene la capacidad de predecir el Q de FMA y JJA en localidades ubicadas en su mayoría en la región de la Costa, mientras que para el retraso a tres estaciones (Lag3) la capacidad predictiva es muy limitada y nula a un año (Lag4). Esto indicaría, que bajo la influencia de eventos de EN canónico, la respuesta del Q es casi inmediata, principalmente en localidades ubicadas en la región de la Costa. Por otro lado el modo_2 de la SST del Pacífico tropical muestra una marcada influencia que, aunque en menor medida, se mantiene hasta con cuatro estaciones de retraso para el Q de FMA y JJA asociado en su mayoría a localidades ubicadas en la región de los Andes, excepto para el Q de FMA/Lag4 donde el modo_2 muestra una marcada influencia sobre el Q de localidades de la región de la Costa. Además, las correlaciones encontradas entre el modo_2 y los índices de teleconexión muestran valores por encima de 0.6 para los índices de teleconexión de ENM y TNI para los retrasos establecidos de hasta dos estaciones para el Q de FMA, y para el Q de JJA estos valores se mantienen hasta con un año de retraso (Lag4). Es interesante destacar que a diferencia de la precipitación, el potencial predictivo de los principales modos de variabilidad de la SST del Pacífico tropical para el caudal se manifiesta con un mayor adelanto.

Llegados a este punto, hacemos uso de la capacidad de reconstruir (/predecir) que posee la variabilidad de la SST del Pacífico tropical asociada a los dos tipos de eventos ENSO (EN y ENM) para simular el caudal con varias estaciones de adelanto a partir de modelos de regresión. Los resultados del proceso de predicción revelan que tanto el modo asociado a EN como el asociado a ENM son capaces de simular el Q de FMA y JJA con

retrasos de hasta cuatro estaciones. Para los primeros dos retrasos (Lag1 y Lag2) existe una habilidad compartida entre ambos modos, pero para los retrasos de tres y cuatro estaciones (Lag3 y Lag4) la habilidad de reconstruir el Q de FMA y JJA está vinculada en mayor medida al segundo modo de la SST del Pacífico Tropical asociado al fenómeno de ENM. La conveniencia de usar este modo de variabilidad para predecir la variabilidad del caudal en distintas regiones ha sido mostrada por diversos autores (Sahu et al., 2013; Córdoba-Machado, 2015; Córdoba-Machado et al., 2016; Pal et al., 2020).

En cuanto a la habilidad de predecir el Q de FMA y JJA que posee la SST del Pacífico tropical evaluada mediante validación cruzada, encontramos que tanto EN como ENM son capaces de predecir con cierta habilidad el Q de FMA y JJA con hasta tres estaciones de retrasos (Lag1 a Lag3), y para el caso del Q de FMA esta habilidad se extiende hasta un año de retraso (Lag4), destacando que el mayor aporte viene dado por el modo_2 asociado a ENM. Finalmente, el uso combinado de ambos modos (modo 1+2) permite obtener un modelo más robusto para la predicción del Q. Así, los resultados del experimento de predicción demuestran que el modo 1+2 posee la habilidad de predecir el Q de FMA con un año de anticipación (Lag4) en localidades ubicadas principalmente en la región de los Andes, mientras que el Q de JJA puede ser predicho hasta con tres estaciones de retraso (Lag1 – Lag3) en localidades ubicadas en la región de la Costa.

Si bien se ha confirmado en otros estudios que el Niño Modoki juega un papel importante a considerar en la comprensión de la variabilidad en los caudales de ríos en otras partes del mundo (Chiew y McMahon, 2002; Ramsay et al., 2008; Kuleshov et al., 2009; Dowdy et al., 2012; Chand et al., 2013; Diamond et al., 2013; Ward et al., 2014;

Ward et al., 2016), así como en países vecinos como Brasil, Colombia y Perú (Sahu et al., 2013; Córdoba-Machado et al., 2015, Takahashi et al., 2011), sólo este estudio confirma la relación natural establecida entre los caudales de los ríos de Ecuador y los eventos de ENM, estableciendo el hecho de que los distintos tipos de eventos ENSO influyen en varios aspectos del clima de Ecuador. Por otra parte, estos modelos predictivos podrían verse mejorados considerando otras variables predictoras como la humedad del suelo, que ha mostrado sus capacidad predictiva en el caudal de los ríos de Colombia (Córdoba-Machado, 2015) o la SST de otras regiones del planeta (Córdoba-Machado et al., 2016).

En resumen, este estudio demuestra que las anomalías de SST asociadas a eventos EN canónico y ENM, proporcionan una significativa fuente de predictibilidad sobre el Q de FMA y JJA, proporcionando mejores resultados de predicción para los retrasos establecidos a una y dos estaciones de adelanto, y concluye, por tanto, que una predicción hábil a largo plazo, es decir, una predicción de 3 a 6 meses de anticipación del Q es posible si se consideran eventos tanto de EN como de ENM como predictores, pudiéndose ampliar para algunas localidades en margen de predictibilidad hasta un año. Esta capacidad para predecir el caudal de los ríos de Ecuador puede además ser un importante recurso para una adecuada gestión de los recursos hídricos del país.

Capítulo 7

Resumen y Conclusiones

En este último apartado, se exponen, resumidamente, los resultados más relevantes derivados del trabajo llevado a cabo en esta Tesis Doctoral, basado fundamentalmente en el análisis de la variabilidad espacial y temporal de las variables hidrometeorológicas (precipitación, temperatura del aire y caudal) y su predictibilidad, durante el periodo de 1979 – 2015. Para ello, previamente se ha determinado su estrecha relación con el campo climático de la SST del Pacífico Tropical, lo que ha permitido hallar predictores climáticos a partir de los cuales se han formulado modelos de predicción para cada una de las variables.

La predicción climática en Ecuador, como consecuencia de la complejidad de las condiciones climáticas en los trópicos, la posible evolución del ENSO, y los cambios en los patrones regionales de las anomalías de SST, incorpora una gran dificultad, lo que genera una variedad de desafíos en la mejora de la calidad de las predicciones ya existentes. Así, es de particular importancia establecer los fundamentos físicos para el desarrollo de modelos predictivos de la precipitación, la temperatura del aire y del caudal en Ecuador, a escalas temporales estacional o mayores, lo que resulta de gran importancia para la

población y la gestión a corto plazo de los recursos hídricos del país. A continuación se detallan los principales resultados obtenidos para cada una de las variables analizadas.

Precipitación

Para el análisis de la variabilidad espacio-temporal de la precipitación estacional en Ecuador, trabajamos con 34 estaciones meteorológicas distribuidas en gran parte del país, durante el periodo de 1979-2015, revelando que la precipitación en la parte continental del Ecuador viene caracterizada principalmente por su orografía, que da lugar a 3 regiones naturales (Costa, Andes y Amazonia) y al desplazamiento, a lo largo del año, de la ZCIT, generando su máximo de lluvias en los meses de marzo-abril y octubre-noviembre (Bendix y Lauer, 1992; Campozano et al., 2016b). Este régimen de precipitación es característico de la región de los Andes. Sin embargo, en la región de la Costa, el anticiclón del Pacífico sur (Bendix y Lauer, 1992) produce una modificación importante a la influencia bimodal de la ZCIT, creando un régimen unimodal donde los meses de más lluvia están asociados a los primeros meses del año (conocido popularmente como invierno) desde diciembre a mayo (Hernández y Zambrano, 2007) y los meses restantes corresponden a la estación seca o verano (Rossel, 1998). Por su parte, la región amazónica de Ecuador es lluviosa durante todo el año (Campozano et al., 2016b).

Las tendencias significativas de la precipitación mensual muestran pendientes positivas para los meses de noviembre a julio, con valores que alcanzan entre 2 y 4%, mientras que para los meses de agosto hasta octubre aparece una mezcla entre valores significativos con tendencias positivas en la región de la Costa y tendencias negativas en

su mayoría en la región de los Andes. Esto está en acuerdo con los resultados del análisis de tendencias estacional, donde varias localidades con tendencias significativas positivas en todas las estaciones del año están ubicadas principalmente en la región centro y sur de los Andes, con pendientes superiores a 1% por año, en el caso de DEF y MAM. En JJA y en SON los valores positivos son menores (entre 0.1 y 2% por año) y quedan confinados fundamentalmente a la parte más meridional del país.

Del análisis de componentes principales los resultados muestran dos modos principales de variabilidad para la precipitación de Ecuador. El primer modo (EOF1) de variabilidad de la P estacional viene asociado a localidades ubicadas en la región de la Costa para todos los meses del año, excepto en el trimestre de DEF, que muestra fuertes correlaciones con localidades ubicadas en la región de los Andes. Por otro lado, el segundo modo (EOF2) la variabilidad de la P está asociado de manera muy clara a la región de los Andes en las estaciones de MAM y JJA, mientras que para DEF y SON los valores significativos de correlación se encuentran entre la región de la Costa y los Andes. El porcentaje de varianza explicada del campo de precipitación en Ecuador por estos dos modos acumula un total del 56% para DEF, 52% para MAM, 55% para JJA y 62% para la precipitación de SON.

El estudio de la variabilidad acoplada derivada del análisis de SVD entre la SST del Pacífico tropical y la precipitación estacional (en estaciones coetáneas), revela que, para todas las estaciones del año, el modo predominante está asociado al fenómeno de El Niño, mientras que el segundo modo más importante está ligado al fenómeno de El Niño Modoki. Esta afirmación también se ve reflejada en los resultados obtenidos del análisis

de correlaciones móviles, entre los coeficientes de expansión del primero modo de la SST del Pacífico tropical y los índices de teleconexión, que muestran correlaciones por encima de 0.7 con los índices tradicionales de El Niño canónico (índices de El Niño1+2, El Niño3, El Niño3.4, SOI y MEI), mientras que para el segundo modo, las correlaciones significativas, con valores por encima de 0.8, vienen dados por los índices asociados al fenómeno de El Niño Modoki (índices de El Niño4 y TNI). Así mismo, se ha constatado la importante influencia que estos dos patrones de acoplamiento océano-atmósfera ejercen sobre la precipitación del país. El primer modo de variabilidad acoplada explica una cantidad de varianza cuadrada de 41.6% para DEF, 43.7% para MAM, 43.7% para JJA, y 56.6% para SON; mientras que el segundo modo explica el 23%, 15.2%, 22.5%, y 13.8% de la varianza cuadrada para las estaciones DEF, MAM, JJA y SON, respectivamente. Así, el fenómeno de El Niño canónico está asociado a un aumento de la precipitación en la región Costa en todas las estaciones del año, mientras que se asocia a una disminución de la precipitación en la región de los Andes en las estaciones de DEF y JJA. El segundo modo de variabilidad de la SST del Pacífico tropical, asociado al fenómeno de El Niño Modoki claramente en DEF, exhibe una respuesta menos fuerte en la variabilidad de la precipitación, pero todavía significativa, mostrando una disminución de la precipitación generalizada en el país ante eventos ENM en la estación de DEF. La respuesta de la precipitación en los trimestres de MAM, JJA y SON al segundo modo de variabilidad de la SST del Pacífico tropical, queda, sin embargo, confinada a la región de los Andes.

El análisis de *composites*, permite comprender los mecanismos físicos que subyacen bajo las relaciones encontradas entre la SST del Pacífico tropical y la P de

Ecuador y así, explicar en gran medida las variaciones de la P en el país vinculadas a los eventos de EN y ENM. En este sentido los resultados demuestran que durante episodios extremos de EN, se establece un fuerte patrón de anomalías positivas de la SST que se extiende desde las costas de Sudamérica hacia el Pacífico central, siendo más prominente durante las estaciones de DEF y SON. Este calentamiento anómalo está acompañado por movimientos verticales ascendentes en la troposfera entre 180°E y 90°W, y una intensificación del flujo divergente en niveles superiores centrada alrededor de 120°W en el Pacífico ecuatorial que alcanza hasta las proximidades de la Costa ecuatoriana, en torno a 80°W, mientras que flujos descendentes aparecen a medida que nos adentramos en el continente sudamericano. Esta dinámica podría explicar el aumento de precipitaciones que se producen en la región Costa de Ecuador, y la disminución de las mismas en la región andina, principalmente en DEF, asociados a eventos EN. Por otro lado, en presencia de eventos extremos de ENM, con las anomalías positivas de la SST, más acusadas sobre el Pacífico central, se observa un desplazamiento más hacia el oeste, y débiles focos de anomalías negativas sobre el este y el oeste del Pacífico tropical lo cual resultaría en una disminución de la P en la región de los Andes siendo más pronunciados en la estación DEF. Sin embargo, en general, estas anomalías llegan a ser más débiles que en el caso de eventos asociados a EN.

La reconstrucción de las series de precipitación (en el análisis coetáneo) mediante el empleo de los dos primeros modos de la SST del Pacífico tropical, modo_1, modo_2 y la combinación de ambos (modo 1+2), permite observar las diferencias y ventajas asociadas a la reconstrucción usando cada modo con el fin de simular de mejor manera la

variabilidad de la precipitación en Ecuador. Para las estaciones de MAM, JJA y SON, la habilidad de reconstruir la precipitación viene dada en gran parte por el modo asociado a El Niño canónico (modo_1), principalmente en estaciones más cercanas al litoral, mientras que para las estaciones cercanas a la región de los Andes es el modo_2 el que muestra mejor habilidad. Sin embargo, cabe destacar que para la estación de DEF el modo_2, asociado a El Niño Modoki, reconstruye la precipitación de la mayoría de localidades disponibles con importante habilidad, aportando mayor información que el modo_1. Estos resultados ponen de manifiesto la importancia que posee utilizar ambos modos de variabilidad de la SST del Pacífico tropical para reconstruir la variabilidad de la precipitación estacional en Ecuador.

Para analizar la capacidad predictiva de la SST del Pacífico tropical y su relación con la precipitación de Ecuador, se ha desarrollado un esquema de reconstrucción/predicción de la precipitación estacional del país, a través del análisis de descomposición en valores singulares (SVD), estableciendo los retrasos (Lag) de 1, 2, 3, y 4 estaciones entre las variables predictoras (asociadas a la SST del Pacífico tropical) y la precipitación estacional. Los resultados muestran que la fracción de varianza cuadrada que explica el modo 1 oscila entre 30 y 50%, mientras que para el modo 2 disminuye a valores comprendidos entre el 10 y el 20%, dependiendo de la estación y el retraso considerado. El primer modo de variabilidad acoplado obtenido del SVD_Lag viene asociado con el fenómeno de El Niño canónico. Por otro lado, el segundo modo acoplado de variabilidad está asociado, fundamentalmente, con el fenómeno de El Niño Modoki, detectándose así una cierta estabilidad en el tiempo de los modos de variabilidad encontrados. Así, el primer

modo acoplado muestra que la fracción de covarianza cuadrada (SCF) de los dos campos registra el mayor porcentaje de covarianza cuadrada explicada para Lag1/DEF con un valor del 51%, mientras que el menor valor está en 24% para Lag4/JJA, mostrando que a medida que el retraso aumenta, el porcentaje de covarianza cuadrada explicada disminuye entre los campos. La SCF obtenida por el segundo modo acoplado de variabilidad indica valores más discretos que para el primer modo. El análisis SVD_Lag indica la importante capacidad predictiva de El Niño canónico sobre la precipitación en Ecuador, que se manifiesta, en algunas localidades puntuales, con hasta cuatro estaciones de adelanto. Así pues, la fase positiva de EN está asociada con un notable aumento de la precipitación estacional en la gran mayoría de localidades de Ecuador a retrasos de una y dos estaciones, mientras que a retrasos de 3 y 4 estaciones su capacidad de predicción es mucho más limitada. Por su parte, la influencia del modo_2 de la SST del Pacífico tropical, asociado fundamentalmente a El Niño Modoki, presenta una respuesta por parte de la precipitación menos inmediata en determinadas ocasiones, obteniéndose capacidad predictiva de la precipitación de MAM con un año de antelación en un gran número de localidades de Ecuador.

De manera similar al análisis coetáneo, el proceso de reconstrucción de la precipitación estacional ofrece mejores resultados cuando se utilizan los dos primeros modos de variabilidad de la SST del Pacífico tropical combinados en un modelo de regresión lineal, para todas las combinaciones estacionales establecidas. Así, los resultados de las series reconstruidas de precipitación logran representar con gran habilidad la variabilidad de la precipitación estacional observada, para todas las estaciones de año

cuando el retraso es a una estación (Lag1), y a medida que los retrasos avanzan esta habilidad se debilita.

En último lugar, el esquema de predicción de la precipitación estacional desarrollado, utiliza la variabilidad de la SST del Pacífico tropical asociada con los fenómenos de El Niño y El Niño Modoki. Para la estación de SON el esquema de predicción se limita a una estación de retraso (Lag1/SON), mientras que la precipitación de DEF, MAM y JJA, existe una habilidad del esquema de predicción con hasta dos estaciones de retraso (Lag1 y Lag2). En cuanto a los valores de correlación entre las series de precipitación originales y las series predichas, en general se mantienen por encima de 0.55, obteniendo un error esperado por debajo de 30% en todos los casos.

Como conclusión final para el análisis de la predictibilidad de la precipitación estacional en Ecuador, cabe decir que se ha demostrado la importante capacidad predictiva que posee la variabilidad de la SST del Pacífico tropical asociada a los dos tipos de El Niño (El Niño canónico y El Niño Modoki) sobre la misma. Los resultados indican que la precipitación estacional en muchas localidades del país se puede reconstruir (/predecir) con una buena habilidad, usando la SST con un adelanto desde una hasta cuatro estaciones. MAM es la estación del año en la que mejores resultados presenta el modelo de predicción en localidades cercanas a la región de la Costa, mientras que para DEF la capacidad predictiva que posee la variabilidad de la SST viene asociada en gran parte por El Niño Modoki para localidades de la región de los Andes. Este uno de los aspectos más relevantes de esta investigación, pudiendo determinar que el hecho de incorporar la variabilidad de la SST asociada con El Niño Modoki en el modelo de predicción de la precipitación en

Ecuador, permite desvelar la significativa influencia que posee este fenómeno sobre la precipitación estacional en el país y la importante mejora que representa a la hora de predecir o reconstruir dicha variable.

Temperatura del Aire

Con respecto a la temperatura del aire en Ecuador, se empleó un total de 34 estaciones meteorológicas distribuidas a lo largo del territorio para caracterizar su variabilidad espacio temporal utilizando la misma estacionalidad que se empleó para estudiar la precipitación, en el periodo 1979-2015. La T promedio muestra un suave ciclo estacional, propio del clima tropical, donde a grandes rasgos, la Costa y Amazonia muestran una variabilidad intra-anual algo más marcada, con una estación cálida y una fría, mientras que la región de los Andes muestra una variabilidad de la T menos acusada, mostrando un comportamiento más homogéneo a lo largo del año. Esta variabilidad de la T en Ecuador está ligada en gran medida al gradiente orográfico, así, la región de la Costa alojada entre los 0 y 1000 msnm registra una temperatura media anual que varía entre 22°C y 26°C, mientras que entre 1500 y 3000 m, altura en la región de los Andes, los valores promedio de temperatura pueden variar entre 8 y 20°C según la localidad. Por último, la región de la Amazonía más próxima a la cordillera de los Andes acusa características tropicales, con temperaturas que oscilan alrededor de los 20°C.

Los resultados del análisis de tendencias, muestran valores que oscilan entre 0.01 hasta los 0.08°C/año, dependiendo de la estación del año, y estando localizadas gran parte de las tendencias significativas en la región de los Andes, siendo JJA y SON las épocas

que presentan los mayores valores.. De forma general, las tendencias detectadas en este estudio son positivas, aun las que no son significativas, para las cuatro estaciones del año consideradas, indicando un aumento de la T durante el periodo 1979-2015.

La aplicación del PCA a la T estacional en Ecuador, muestra como resultado dos componentes principales en cada una de las estaciones del año, que son significativas siguiendo la regla de North. Estas dos EOFs acumulan una varianza explicada de 65% en DEF, 64% en MAM, 63% en JJA y 57% en SON, siendo en DEF (SON), cuando se explica la mayor (menor) cantidad de varianza. En general la EOF1 muestra un porcentaje mucho mayor de la varianza explicada en comparación con la EOF2, mostrando correlaciones significativas más acusadas en la región de la Costa en todos los trimestres excepto en MAM, estación en la que representa la variabilidad de las localidades de la región de los Andes. De manera diferente, la EOF2 indica correlaciones significativas en localidades distribuidas generalmente en la región de los Andes, a excepción de MAM, que está asociada a la zona costera.

El método SVD aplicado a los campos de anomalías de la SST del Pacífico tropical y las anomalías de la T estacional, en modo coetáneo, detecta un primer modo de variabilidad de la SST asociado principalmente a EN canónico, mostrando una fuerte asociación positiva con la T para todas las estaciones del año en gran parte de las localidades de Ecuador. Por su parte, el segundo modo de variabilidad de la SST detectado viene asociado al fenómeno de ENM, mostrando este una influencia mucho más débil en la T de Ecuador a través de un limitado número de localidades con correlaciones significativas, situadas mayoritariamente en la región de los Andes. El uso combinado de

estos dos modos, resulta en una mejora del modelo de reconstrucción de la T estacional de Ecuador para las localidades que se encuentran en la región de los Andes.

La aplicación del SVD_Lag, teniendo en cuenta los retrasos estacionales (de 1 a 4 estaciones), muestra como resultado un primer modo de variabilidad de la SST del Pacífico tropical, asociado con eventos EN canónico mayoritariamente, con altos valores de correlación significativos con la T y valores de la fracción de covarianza cuadrada que explica alrededor del 43 y 59%, a 2 estaciones de retraso (Lag1, Lag2) para todas las estaciones del año. Además, para las estaciones de DEF y MAM la influencia de este primer modo de la SST se extiende a 4 estaciones y 3 estaciones de retraso, respectivamente. Por otro lado, el segundo modo de variabilidad de la SST del Pacífico tropical está fundamentalmente asociado al fenómeno de ENM, presentando una influencia en la T de Ecuador mucho más limitada y solo para algunas estaciones de los Andes.

Finalmente, el esquema de predicción utiliza el potencial predictivo del primer y segundo modo combinados (modo 1+2) donde los mejores resultados muestran valores de correlación por encima de 0.5 entre la serie predicha y la serie original y los valores del error oscilan entre 0.1°C y 0.3°C, para un retraso de hasta dos estaciones, cuando el acoplamiento entre el campo de la SST y la T es mayor. Cabe destacar que los resultados obtenidos en este estudio demuestran que, si bien, la T de Ecuador está en gran parte influenciada por el fenómeno de EN canónico, al añadir influencia proporcionada por ENM, aunque esta por sí sola es limitada, mejora la habilidad del modelo de predicción de la T estacional en localizaciones de los Andes.

Caudal

El estudio de la variabilidad espacio-temporal del caudal de los ríos en Ecuador, viene definida para dos temporadas, la primera va de febrero a abril (FMA), mostrando caudales máximos en muchas localizaciones, considerados como los meses representativos de la estación húmeda de Ecuador, mientras que la segunda dada para los meses de junio a agosto (JJA) representativa de la estación seca. Para su análisis, se ha contado con 45 estaciones hidrológicas distribuidas en gran parte del país, durante el periodo de 1979-2015.

El análisis de las tendencias del Q mensual muestra que en la región de la Costa existen importantes tendencias positivas generalizadas, alcanzando valores superiores al 2% entre los meses de julio a enero, mientras que se encuentran pocas tendencias significativas de febrero a junio. Por otro lado, la región de los Andes muestra tendencias positivas con un aumento generalizado en el Q durante todos los meses, excepto en agosto, septiembre y octubre, cuando se alcanzaron tendencias negativas significativas alrededor de -2%/año. Este hecho está indicando un fortalecimiento de la estacionalidad en la región de los Andes, esto es, los meses secos se están volviendo más secos, mientras que los meses de la estación lluviosa, desde diciembre a febrero, se están volviendo más húmedos, lo que podría ejercer una mayor presión sobre los recursos hídricos del país durante la estación seca. Además, la comparación del análisis de tendencias del Q con el análisis de tendencias de la P en Ecuador muestran que los cambios observados en el caudal en el periodo 1979-2015 son, principalmente, el resultado de cambios en la precipitación, aunque también es

cierto que en algunas localizaciones aparecen discrepancias entre las tendencias en la P y el Q, hecho que podría ser debido a cambios en el uso de suelo.

Los resultados del análisis PCA sobre el Q estacional, definido a partir de los trimestres que presentan valores máximos de Q (FMA) y mínimos (JJA), muestran una marcada diferencia entre las regiones naturales. El primer modo de variabilidad del Q está asociado a las localidades ubicadas a la región Costa y explica una varianza del 44% para FMA, y 31% para JJA. Mientras que el segundo modo de variabilidad del Q está asociado a localidades que están ubicadas en la región de los Andes, y explica una varianza de 13% para FMA y 12% para JJA.

El estudio de la variabilidad acoplada de la SST del Pacífico tropical y el Q, a través del análisis SVD cuasi-coetánea (SST de DEF y Q de FMA), revela que el primer modo de variabilidad de la SST en DEF está asociado con fenómeno de EN canónico, asociado a un aumento del Q de FMA en la región Costa, y una disminución del mismo en la zona de los Andes antes eventos EN en DEF. Por otro lado, el segundo modo de variabilidad de la SST de DEF, presenta un patrón espacial asociado a El Niño Modoki, presentando una disminución del Q de FMA en la mayor parte del país. Es destacable que aunque ambos modos de la SST presentan una fuerza de acoplamiento similar (alrededor de 0.77) con sus correspondientes modos de variabilidad del Q de FMA, los mapas de correlaciones heterogéneos revelaron que el segundo modo de la SST presenta una mayor relación de la variabilidad del Q respecto a eventos ENM.

Para la estación seca (JJA), se detectan dos modos de variabilidad acoplados entre la SST y el Q coetáneos. El primer modo de variabilidad de la SST está fuertemente

correlacionado con el índice El Niño 1+2 (estable en el tiempo), mientras que el segundo presenta el mayor valor de correlación estable con el índice El Niño 4. Las anomalías positivas de la SST de JJA en la región de El Niño 1+2 están asociadas con aumentos generalizados del Q en la región de la Costa, mientras que para la región de los Andes se observan disminuciones del Q cuando las anomalías de la SST se desplazan hacia el oeste sobre la región de El Niño 4.

A fin de poder reconstruir (/predecir) el Q estacional de FMA y JJA, se aplicó el método SVD_Lag para los retrasos establecidos (de 1 a 4 estaciones), haciendo uso del primer modo asociado con el patrón espacial de EN y un segundo modo asociado a ENM. Este análisis muestra que para los primeros dos retrasos establecidos (Lag1 y Lag2) el primer modo de variabilidad de la SST del Pacífico tropical tiene la capacidad de predecir el Q de FMA y JJA en localidades ubicadas en su mayoría en la región de la Costa, mientras que para el retraso a tres estaciones (Lag3) la capacidad predictiva es muy limitada y nula a un año (Lag4), mostrando que la influencia de eventos de EN canónico es más inmediata en localidades ubicadas en la región de la Costa. Por otra parte, el modo_2 de la SST del Pacífico tropical muestra una marcada influencia que, aunque en menor medida, se mantiene hasta con cuatro estaciones de retraso para el Q de FMA y JJA asociado en su mayoría a localidades ubicadas en la región de los Andes, excepto para el Q de FMA/Lag4 donde el modo_2 muestra una marcada influencia sobre el Q de localidades de la región de la Costa.

La reconstrucción del Q de FMA y JJA mediante modelos de regresión usando como predictores los dos modos de variabilidad de la SST del Pacífico tropical obtenidos

del SVD_Lag muestran, que tanto el modo asociado a EN como el asociado a ENM son capaces de simular el Q de estas dos temporadas con retrasos de hasta cuatro estaciones. Para los primeros dos retrasos (Lag1 y Lag2) existe una habilidad compartida entre ambos modos, pero para los retrasos de tres y cuatro estaciones (Lag3 y Lag4) la habilidad de reconstruir el Q de FMA y JJA está vinculada en mayor medida al segundo modo de la SST del Pacífico Tropical asociado al fenómeno de ENM.

En el proceso de predicción a partir de estos modelos junto con un proceso de validación cruzada, los resultados indican que los dos modos de la SST del Pacífico tropical son capaces de predecir el Q de FMA y JJA con hasta tres estaciones de retrasos (Lag1 a Lag3). Considerando la capacidad de la SST para predecir el Q en FMA, se halla que ENM es el modo que mayor aporte presenta en comparación al modo asociado a EN y esta habilidad se extiende hasta un año de retraso (Lag4). Finalmente, el experimento de combinar ambos modos (modo 1+2) permite predecir el Q de FMA con un año de anticipación (Lag4) en localidades ubicadas principalmente en la región de los Andes, mientras que el Q de JJA puede ser predicho hasta con tres estaciones de retraso (Lag1 – Lag3) en localidades ubicadas en la región de la Costa.

Para dar como concluido este estudio, cabe resaltar que los resultados hallados en este proceso apuntan a mejorar la comprensión de la variabilidad de las variables: precipitación, temperatura del aire y caudal de los ríos de Ecuador. Adicionalmente, el esquema de predicción desarrollado podría ser aplicado a otras variables hidroclimáticas, lo que daría lugar a predicciones climáticas que podrían ser de gran utilidad para los institutos ligados a la planificación y gestión de los recursos naturales del país. Futuras

investigaciones podrían estar encaminadas a desarrollar modelos de predicción de estas variables en distintas escalas de tiempo, que incorporen otras variables predictoras, como la SST del Atlántico tropical y de otras regiones del planeta, que muestren una relación significativa con las variables a predecir. También podría resultar de interés plantear la incorporación adicional de nuevas variables predictoras como por ejemplo la evapotranspiración, Además de involucrar más variables predictoras, sería de interés desarrollar modelos predictivos más complejos que aborden la alinealidad de las respuestas de las variables hidrometeorológicas frente a las distintas fuentes de predictibilidad. Todo ello podría contribuir a mejorar la capacidad de la predicción hidrológica sobre el país.

Capítulo 8

Bibliografía.

- Aceituno, P. (1988). On the Functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part I: Surface Climate. *Monthly Weather Review* 116(3): 505-524.
- Aka, A. A., Servat, E., Paturel, J. E., Kouamé, B., Lubès, H., and Masson, J. M. (1996). Analysis of the temporal variability of runoff in Ivory Coast: statistical approach and phenomena characterization. *Hydrological sciences journal*, 41(6), 959-970.
- Amaya, D. J., and Foltz, G. R. (2014). Impacts of canonical and Modoki El Niño on tropical Atlantic SST. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(2), 777-789.
- Andreoli, R. V., Ferreira de Souza, R. A., Kayano, M. T., and Candido, L. A. (2012). Seasonal anomalous rainfall in the central and eastern Amazon and associated anomalous oceanic and atmospheric patterns. *International Journal of Climatology*, 32(8), 1193-1205.
- Angell, J. K. (1981). Comparison of variations in atmospheric quantities with sea surface temperature variations in the equatorial eastern Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 230–243.
- Angell, J. K. (2000). Tropospheric temperature variations adjusted for El Niño, 1958–1998. *J. Geophys. Res.*, 105, 11 841–11 849.

- Ashok, K., Behera, S.K., Rao, S.A., Weng, H.Y., and Yamagata, T. (2007). El Niño Modoki and its possible teleconnection. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 112(C11), C11007. <https://doi.org/10.1029/2006jc003798>.
- Ballari, D., Giraldo, R., Campozano, L., and Samaniego, E. (2018). Spatial functional data analysis for regionalizing precipitation seasonality and intensity in a sparsely monitored region: Unveiling the spatio-temporal dependencies of precipitation in Ecuador. *International Journal of Climatology*, 38(8), 3337-3354.
- Ballari, D., Campozano, L., Samaniego, E., and Orellana, D. (2020). Spatial Association To Characterize The Climate Teleconnection Patterns In Ecuador Based On Satellite Precipitation Estimates. In *2020 IEEE Latin American GRSS and ISPRS Remote Sensing Conference (LAGIRS)* (pp. 219-224). IEEE.
- Barnston, A. G., and Smith T. S. (1996). Specification and Prediction of Global Surface Temperature and Precipitation from Global SST Using CCA. *Journal of Climate* 9(11): 2660-2697.
- Bates, B., Kundzewicz, Z., and Wu, S. (2008). *Climate change and water*. Intergovernmental Panel on Climate Change Secretariat.
- Behera, S. K., and Yamagata T. (2003). Influence of the Indian Ocean Dipole on the Southern Oscillation. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II* 81(1): 169-177.
- Bendix, J. (1997). Adjustment of the convective stratiform technique (CST) to estimate 1991/93 El Niño rainfall distribution in Ecuador and Peru by means of Meteosat-3 IR data. *International Journal of Remote Sensing*, 18(6), 1387–1394. <https://doi.org/10.1080/014311697218502>.
- Bendix, J., Gämmerler, S., and Reudenbach, C. (2003). A case study on rainfall dynamics during El Niño/La Niña 1997/99 in Ecuador and surrounding areas as inferred from

- GOES-8 and TRMM-PR observations. *Erdkunde*, 57(2), 81–93.
<https://doi.org/10.3112/erdkunde.2003.02.01>.
- Bendix, J., Trachte, K., Palacios, E., Rollenbeck, R., Göttlicher, D., Nauss, T., and Bendix, A. (2011). El Niño meets La Niña— Anomalous rainfall patterns in the tradicional El Niño region of southern Ecuador. *Erdkunde*, 151-167.
- Bendix, A., and Bendix, J. (2006). Heavy rainfall episodes in Ecuador during El Niño events and associated regional atmospheric circulation and SST patterns. *Advances in Geosciences*, 6(6), 43–49.
- Bendix, J., and Lauer, W. (1992). Die Niederschlagsjahreszeiten in Ecuador und ihre klimadynamische Interpretation (Rainy seasons in ecuador and their climate-dynamic interpretation). *Erdkunde*, 118-134.
- Bendix, J. (1997). Adjustment of the convective-stratiform technique (CST) to estimate 1991/93 El Niño rainfall distribution in Ecuador and Peru by means of Meteosat-3 IR data. *International Journal of Remote Sensing*, 18(6), 1387–1394.
<https://doi.org/10.1080/014311697218502>.
- Bendix, J. (2000). Precipitation dynamics in Ecuador and northern Peru during the 1991/92 El Niño: a remote sensing perspective. *International Journal of Remote Sensing*, 21(3), 533–548. <https://doi.org/10.1080/014311600210731>.
- Berryman, D., Bobée, B., Cluis, D., and Haemmerli, J. (1988). Nonparametric test for trend detection in water quality time series. *Journal of the American Water Resources Association*, 24(3), 545-556.
- Bjerknes, J. (1964). Atlantic air-sea interaction. In *Advances in geophysics* (Vol. 10, pp. 1-82). Elsevier.
- Bjerknes, J. (1972). Large-scale atmospheric response to the 1964–65 Pacific equatorial warming. *Journal of Physical Oceanography*, 2(3), 212-217.

- Bjerknes, J. (1969). Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 97(3), 163-172.
- Björnsson, H., and Venegas, S.A. (1997). A manual of EOF and SVD analysis of climatic data. Montreal, QC: McGill University CCGCR report number: 97-1, 52 pp.
- Bretherton, C. S., Smith, C., and Wallace, J. M. (1992). An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data. *Journal of climate*, 5(6), 541-560.
- Buishand, T. A. (1982). Some methods for testing the homogeneity of rainfall records, *Journal of Hydrology*, 58: 11-27.
- Byrne, N.J., and Theodore, G. (2018). Seasonal persistence of circulation anomalies in the Southern Hemisphere stratosphere and its implications for the troposphere. *Journal of Climate*, 31(9), 3467–3483. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0557.1>.
- Cai, W., McPhaden, M. J., Grimm, A. M., Rodrigues, R. R., Taschetto, A. S., Garreaud, R. D., Dewitte, B., Poveda, G., Ham, Y-G, Santoso, A., Ng, B., Anderson, W., Wang, G., Geng, T., Jo, H-S., Marengo, J. A., Alves, L. M., Osman, M., Li, S., Wu, L., Karamperidou, C., Takahashi, K. (2020). Climate impacts of the El Niño–Southern Oscillation on South America. *Nature Reviews Earth and Environment*, 1(4), 215-231.
- Campozano, L., Sánchez, E., Avilés, Á., and Samaniego, E. (2014). Evaluation of infilling methods for time series of daily precipitation and temperature: The case of the Ecuadorian Andes. *Maskana*, 5(1), 99-115.
- Campozano, L., Tenelanda, D., Sanchez, E., Samaniego, E., and Feyen, J. (2016). Comparison of statistical downscaling methods for monthly total precipitation: case study for the paute river basin in Southern Ecuador. *Advances in Meteorology*, 2016.

- Campozano, L., Celleri, R., Trachte, K., Bendix, J., and Samaniego, E. (2016). Rainfall and cloud dynamics in the Andes: a southern Ecuador case study. *Advances in Meteorology*, 2016, 3192765. <https://doi.org/10.1155/2016/3192765>.
- Campozano, L., Vázquez-Patiño, A., Tenelanda, D., Feyen, J., Samaniego, E., and Sánchez, E. (2017). Evaluating extreme climate indices from CMIP3 and 5 global climate models and reanalysis data sets: a case study for present climate in the Andes of Ecuador. *International Journal of Climatology*, 37, 363-379.
- Campozano, L., Trachte, K., Celleri, R., Samaniego, E., Bendix, J., Albuja, C., and Mejia, J. F. (2018). Climatology and teleconnections of mesoscale convective systems in an Andean basin in southern Ecuador: the case of the Paute basin. *Advances in Meteorology*, 2018.
- Campozano, L., Robaina, L., and Samaniego, E. (2020). The Pacific decadal oscillation modulates the relation of ENSO with the rainfall variability in coast of Ecuador. *International Journal of Climatology*.
- Capotondi, A., Wittenberg, A. T., Newman, M., Di Lorenzo, E., Yu, J.-Y., Braconnot, P., Cole, J., Dewitte, B., Giese, B., Guilyardi, E., Jin, F.-F., K. Karnauskas, K., Kirtman, B., Lee, T., Schneider, N., Xue, Y., and Yeh, S.-W. (2015). Understanding ENSO diversity. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(6), 921-938.
- Lavado-Casimiro, W. S., Felipe, O., Silvestre, E., and Bourrel, L. (2013). ENSO impact on hydrology in Peru. *Advances in Geosciences*, 33, 33-39.
- Caviedes, C. N., and Waylen, P. R. (1987). El Niño y crecidas anuales en los ríos del norte del Perú. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, 26(1-2): 1-19.
- Chan, J. C. L., and J. Xu (2000). Physical Mechanisms Responsible for the Transition from a Warm to a Cold State of the El Niño–Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 13(12): 2056-2071.

- Chand, S. S., L. McBride, J., Tory, K. J., Wheeler, M. C., and Walsh, K. J. (2013). Impact of different ENSO regimes on southwest Pacific tropical cyclones. *Journal of Climate*, 26(2), 600-608.
- Chang, C. W. J., Hsu, H.-H., Wu, C.-R., and Sheu, W.-J. (2008). Interannual mode of sea level in the South China Sea and the roles of El Niño and El Niño Modoki. *Geophysical Research Letters*, 35(3): L03601.
- Chavez, F. P., Strutton, P. G., Friederich, G. E., Feely, R. A., Feldman, G. C., Foley, D. G., and McPhaden, M. J. (1999). Biological and chemical response of the equatorial Pacific Ocean to the 1997-98 El Niño. *Science*, 286(5447), 2126-2131.
- Chen, D., and Cane, M. A. (2008). El Niño prediction and predictability. *Journal of Computational Physics*, 227(7), 3625-3640.
- Cherry, S. (1996). Singular Value Decomposition Analysis and Canonical Correlation Analysis. *Journal of Climate*, 9(9): 2003-2009.
- Cherry, S. (1997). Some comments on singular value decomposition analysis. *Journal of Climate*, 10(7): 1759-1761.
- Chiew, F. H. S., and McMahon, T. A. (2002). Global ENSO-streamflow teleconnection, streamflow forecasting and interannual variability. *Hydrological Sciences Journal*, 47(3): 505-522.
- Chiodi, A. M., and Harrison, D. E. (2008). Characterizing the interannual variability of the equatorial Pacific: An OLR perspective. NOAA Technical Memorandum OAR PMEL-140, 30 pp.
- Chiodi, A. M., and Harrison, D. E. (2010). Characterizing warm-ENSO variability in the equatorial Pacific: An OLR perspective. *Journal of Climate*, 23(9): 2428-2439.
- Córdoba Machado, S. (2015) Predicción del clima de Colombia en escalas estacional e interanual. Granada: Universidad de Granada, <http://hdl.handle.net/10481/41552>

- Córdoba-Machado, S., Palomino-Lemus, R., Gámiz-Fortis, S.R., Castro-Díez, Y., and Esteban-Parra, M.J. (2015a). Assessing the impact of El Niño Modoki on seasonal precipitation in Colombia. *Global and Planetary Change*, 124: 41–61. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.11.003>.
- Córdoba-Machado, S., Palomino-Lemus, R., Gámiz-Fortis, S.R., Castro-Díez, Y., and Esteban-Parra, M.J. (2015b). Influence of tropical Pacific SST on seasonal precipitation in Colombia: prediction using El Niño and El Niño Modoki. *Climate Dynamics*, 44(5–6): 1293–1310. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2232-3>.
- Córdoba-Machado, S., Palomino-Lemus, R., Gámiz-Fortis, S.R., Castro-Díez, Y., and Esteban-Parra, M.J. (2016). Seasonal streamflow prediction in Colombia using atmospheric and oceanic patterns. *Journal of Hydrology*, 538: 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.04.003>.
- Costa, A. C., and Soares, A. (2009). Homogeneization of climate data: review and new perspectives using geostatistics. *Mathematical Geosciences*, 41: 291-305.
- Coulibaly, P. and Burn, D.H. (2005). Spatial and temporal variability of Canadian seasonal streamflows. *Journal of Climate*, 18(1): 191–210. <https://doi.org/10.1175/jcli-3258.1>.
- Dahmen, E. R., and Hall, M. J. (1990). Screening of hydrological data: tests for stationarity and relative consistency (No. 49). International Institute for Land Reclamation and Improvement/ILRI, 58 pp.
- Dowdy, A. J., Qi, L., Jones, D., Ramsay, H., Fawcett, R., and Kuleshov, Y. (2012). Tropical cyclone climatology of the South Pacific Ocean and its relationship to El Niño–Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 25(18): 6108-6122.
- Efron, B., and Tibshirani, R. (1997). Improvements on cross-validation: the .632+ bootstrap method. *Journal of the American Statistical Association*, 92(438): 548-560.

- Elnesr, M., Alazba, A., and Abu-Zreig, M. (2010). Spatio-temporal variability of evapotranspiration over the Kingdom of Saudi Arabia. *Applied Engineering in Agriculture*, 26(5): 833-842.
- Enfield, D. B., and Mestas-Núñez, A. M. (1999). Multiscale variabilities in global sea surface temperatures and their relationships with tropospheric climate patterns. *Journal of Climate*, 12(9): 2719-2733.
- Espinoza Villar, J. C., Ronchail, J., Guyot, J. L., Cochonneau, G., Naziano, F., Lavado, W., and Vauchel, P. (2009). Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). *International Journal of Climatology*, 29(11): 1574-1594.
- Fasullo, J., and Webster, P. J. (2000). Atmospheric and surface variations during westerly wind bursts in the tropical western pacific. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126(564): 899-924.
- Fiedler, P. C. (2002). Environmental change in the eastern tropical Pacific Ocean: review of ENSO and decadal variability. *Marine Ecology Progress Series*, 244: 265-283.
- Forootan, E., and Kusche, J. (2012). Separation of global time-variable gravity signals into maximally independent components. *Journal of Geodesy*, 86(7): 477-497.
- Forootan, E., Kusche, J., Talpe, M., Shum, C. K., and Schmidt, M. (2018). Developing a complex independent component analysis (CICA) technique to extract non-stationary patterns from geophysical time series. *Surveys in Geophysics*, 39(3): 435-465.
- Francou, B., Ramirez, E., Cáceres, B., and Mendoza, J. (2000). Glacier evolution in the tropical Andes during the last decades of the 20th century: Chacaltaya, Bolivia, and Antizana, Ecuador. *Ambio*, 29(7): 416-422.
- Francou, B., Vuille, M., Favier, V., and Caceres, B. (2004). New evidence for an ENSO impact on low-latitude glaciers: Antizana 15, Andes of Ecuador, 0° 280 S. *Journal*

- of Geophysical Research: Atmospheres, 109(D18): D18106.
<https://doi.org/10.1029/2003jd004484>.
- Fu, C., Diaz, H. F., and Fletcher, J. O. (1986). Characteristics of the response of sea surface temperature in the central Pacific associated with warm episodes of the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 114(9): 1716-1739.
- Gámiz-Fortis, S. R., M. J. Esteban-Parra, Trigo, R. M., and Castro-Díez, Y. (2010). Potential predictability of an Iberian river flow based on its relationship with previous winter global SST. *Journal of Hydrology* 385(1–4): 143-149.
- Gámiz-Fortis, S.R., J. M. Hidalgo-Muñoz, Argüeso, D., Esteban-Parra, M.J., and Castro-Díez, Y. (2011). Spatio-temporal variability in Ebro river basin (NE Spain): Global SST as potential source of predictability on decadal time scales. *Journal of Hydrology*, 409(3–4): 759-775.
- Gámiz-Fortis, S., Pozo-Vázquez, D., Trigo, R. M., and Castro-Díez, Y. (2008). Quantifying the predictability of winter river flow in Iberia. Part I: Interannual predictability. *Journal of Climate*, 21(11): 2484-2502.
- Gámiz-Fortis, S., Pozo-Vázquez, D., Trigo, R. M., and Castro-Díez, Y. (2008). Quantifying the predictability of winter river flow in Iberia. Part II: Seasonal predictability. *Journal of Climate*, 21(11): 2503-2518.
- Gao, P., Zhang, X., Mu, X., Wang, F., Li, R., and Zhang, X. (2010). Trend and change-point analyses of streamflow and sediment discharge in the Yellow River during 1950–2005. *Hydrological Sciences Journal*, 55(2): 275-285.
- García, N. O., and Vargas, W. M. (1998). The temporal climatic variability in the ‘Río de la Plata’ basin displayed by the river discharges. *Climatic Change*, 38(3): 359-379.

- García-Garizábal, I. (2017). Rainfall variability and trend analysis in coastal arid Ecuador. *International Journal of Climatology*, 37(13): 4620-4630.
- Giese, B. S., and Ray, S. (2011). El Niño variability in simple ocean data assimilation (SODA), 1871–2008. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(C2): C02024, doi:10.1029/2010JC006695.
- Glynn, P. W., Maté, J. L., Baker, A. C., and Calderón, M. O. (2001). Coral bleaching and mortality in Panama and Ecuador during the 1997–1998 El Niño–Southern Oscillation event: spatial/temporal patterns and comparisons with the 1982–1983 event. *Bulletin of Marine Science*, 69(1): 79-109.
- Gocic, M., and Trajkovic, S. (2013). Analysis of changes in meteorological variables using Mann-Kendall and Sen's slope estimator statistical tests in Serbia. *Global and Planetary Change*, 100: 172-182.
- Goddard, L. and Mason, S. (2002). Sensitivity of seasonal climate forecasts to persisted SST anomalies. *Climate Dynamics*, 19(7): 619-632.
- Grimm, A. M., S. E. T. Ferraz, S. E. T., and Gomes, J. (1998). Precipitation Anomalies in Southern Brazil Associated with El Niño and La Niña Events. *Journal of Climate*, 11(11): 2863-2880.
- Grimm, A. M., and Barros V. R., and Doyle, M. E. (2000). Climate Variability in Southern South America Associated with El Niño and La Niña Events. *Journal of Climate*, 13(1): 35-58.
- Grimm, A. M., Pal, J., and Giorgi, F. (2007). Connection between spring conditions and peak summer monsoon rainfall in South America: role of soil moisture, surface temperature, and topography in eastern Brazil. *Journal of Climate*, 20: 5929-5945.
- Grimm, A. M., and Tedeschi, R. G. (2009). ENSO and Extreme Rainfall Events in South America. *Journal of Climate*, 22(7): 1589-1609.

- Grimm, A. M. (2003). The El Niño Impact on the Summer Monsoon in Brazil: Regional Processes versus Remote Influences. *Journal of Climate*, 16(2): 263-280.
- De-Guenni, L. B., García, M., Muñoz, A. G., Santos, J. L., Cedeño, A., Perugachi, C., and Castillo, J. (2017). Predicting monthly precipitation along coastal Ecuador: ENSO and transfer function models. *Theoretical and Applied Climatology*, 129(3-4): 1059-1073.
- Gutiérrez, F., and Dracup, J. A. (2001). An analysis of the feasibility of long-range streamflow forecasting for Colombia using El Niño–Southern Oscillation indicators. *Journal of Hydrology*, 246(1–4): 181–196. [https://doi.org/10.1016/s0022-1694\(01\)00373-0](https://doi.org/10.1016/s0022-1694(01)00373-0).
- Peters, A. J., Ji, L., and Walter-Shea, E. (2003). Southeastern US vegetation response to ENSO events (1989–1999). In *Issues in the Impacts of Climate Variability and Change on Agriculture* (pp. 175-188). Springer, Dordrecht.
- Chiodi, A. M., and Harrison, D. E. (2014). Comment on Qian et al. 2008: La Niña and El Niño composites of atmospheric CO₂ change. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 66(1): 20428.
- Harrison, D. E., and Chiodi, A. M. (2015). Multi-decadal variability and trends in the El Niño-Southern Oscillation and tropical Pacific fisheries implications. *Deep Sea Research Part II. Topical Studies in Oceanography*, 113: 9-21.
- Harrison, D. E., and Larkin, N. K. (1998). El Niño-Southern Oscillation sea surface temperature and wind anomalies, 1946–1993. *Reviews of Geophysics*, 36(3): 353-399.
- Haylock, M.R., Peterson, T.C., Alves, L.M., Ambrizzi, T., Anunciação, Y.M., Baez, J., Barros, V.R., Berlato, M.A., Bidegain, M., Coronel, G., Corradi, V., Garcia, V.J., Grimm, A.M., Karoly, C.D., Marengo, J.A., Marino, M.B., Moncunill, D.F., Nechet, D., Quintana, J., Rebello, E., Rusticucci, M., Santos, J.L., Trebejo, I., and

- Vincent, L.A. (2006). Trends in total and extreme South American rainfall in 1960–2000 and links with sea surface temperature. *Journal of Climate*, 19(8): 1490–1512. <https://doi.org/10.1175/jcli3695.1>.
- Hidalgo-Muñoz, J.M., Argüeso, D., Gámiz-Fortis, S.R., Esteban-Parra, M.J. and Castro-Díez, Y. (2011). Trends of extreme precipitation and associated synoptic patterns over the southern Iberian Peninsula. *Journal of Hydrology*, 409(1–2): 497–511. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.08.049>.
- Hidalgo, H. G., Alfaro, E. J., and Quesada-Montano, B. (2017). Observed (1970–1999) climate variability in Central America using a high-resolution meteorological dataset with implication to climate change studies. *Climatic Change*, 141(1): 13–28.
- Hernández-Martínez, M., Hidalgo-Muñoz, J. M., Gámiz-Fortis, S. R., Castro-Díez, Y., and Esteban-Parra, M. J. (2014). Temporal variability and potential predictability of the streamflow regimes in the north eastern Iberian Peninsula. *River Research and Applications*, 31(10): 1287-1298. <https://doi.org/10.1002/rra.2825>.
- Hidalgo-Muñoz, J.M., Gámiz-Fortis, S.R., Castro-Díez, Y., Argüeso, D., and Esteban-Parra, M.J. (2015). Long-range seasonal streamflow forecasting over the Iberian Peninsula using large-scale atmospheric and oceanic information. *Water Resources Research*, 51(5): 3543–3567. <https://doi.org/10.1002/2014wr016826>.
- Hirsch, R. M., Slack, J. R., and Smith, R. A. (1982). Techniques of trend analysis for monthly water quality data. *Water Resources Research*, 18(1): 107-121.
- Hofstra, N., Haylock, M., New, M., and Jones, P. D. (2009). Testing E-OBS European high-resolution gridded data set of daily precipitation and surface temperature. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114: D21101. [doi:10.1029/2009JD011799](https://doi.org/10.1029/2009JD011799).

- Honaker, J., King, G., and Blackwell, M. (2011). Amelia II: a program for missing data. *Journal of Statistical Software*, 45(7): 1–47.
- Hu, Q., and Feng, S. (2012). AMO-and ENSO-driven summertime circulation and precipitation variations in North America. *Journal of Climate*, 25(19): 6477-6495.
- Hu, Q. (1997). On the uniqueness of the singular value decomposition in meteorological applications. *Journal of Climate*, 10(7): 1762-1766.
- Huttel, CH. (1997). Las grandes regiones climáticas y sus formaciones vegetales naturales. En los Paisajes Naturales del Ecuador, vol. 1 Las Condiciones Generales del Medio Natural, edited by A. Winckell (Quito, Ecuador: Centro Ecuatoriano de Investigación Geográfica), pp. 53–86.
- Ilbay-Yupa, M. L. (2019). Tendencia espacio-temporal de la precipitación, su agresividad y concentración en la Región Interandina del Ecuador. Universidad Nacional Agraria La Molina, Ecuador. <http://repositorio.lamolina.edu.pe/handle/UNALM/4142>
- Ilbay-Yupa, M., Zubieta Barragán, R., and Lavado-Casimiro, W. (2019). Regionalización de la precipitación, su agresividad y concentración en la cuenca del río Guayas, Ecuador. *La Granja. Revista de Ciencias de la Vida*, 30(2): 57-76.
- IPCC (2007). *Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Core Writing Team, Pachauri, R.K and Reisinger, A.(eds.)]. IPCC, Ginebra, Suiza, 104.
- IPCC (2013). Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley

- (eds.]). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Ji, Z. P., Lin, G., Li, X. J., and Xiong, Y. L. (2005). High temperature anomalies in Guangdong in summer 2003 and its climatic background. *Journal of Tropical Meteorology*, 21: 207-216.
- Jin, E. K., J. Kinter III, J. L., Wang, B., Park, C.-K., Kang, I.-S., Kirtman, B. P., Kug, J.-S., Kumar, A., Luo, J.-J., Schemm, J., Shukla, J., and Yamagata, T. (2008). Current status of ENSO prediction skill in coupled ocean–atmosphere models. *Climate Dynamics*, 31(6): 647-664.
- Johnson, N. C. (2013). How many ENSO flavors can we distinguish?. *Journal of Climate*, 26(13): 4816-4827.
- Jolliffe, I. T. (2002). Mathematical and statistical properties of population principal components. *Principal Component Analysis*. Springer Series in Statistics, pp 10-28 Springer, New York, NY. https://doi.org/10.1007/0-387-22440-8_2.
- Jolliffe, I. T., and Stephenson, D. B. (2011). *Forecast verification: A practitioner's guide in atmospheric sciences*. Wiley, 292 pp.
- Jones, D. A., and Trewin, B. C. (2000). On the relationships between the El Niño–Southern Oscillation and Australian land surface temperature. *International Journal of Climatology*, 20(7), 697-719.
- Kao, H.-Y., and Yu, J.-Y. (2009). Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific Types of ENSO. *Journal of Climate*, 22(3): 615-632.
- Kaplan, A., Cane, M. A., Kushnir, Y., Clement, A. C., Blumenthal, M. B., and Rajagopalan, B. (1998). Analyses of global sea surface temperature 1856–1991. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 103(C9): 18567-18589.

- Kayano, M. T., Andreoli, R. V., and Ferreira de Souza, R. A. (2013). Relations between ENSO and the South Atlantic SST modes and their effects on the South American rainfall. *International Journal of Climatology*, 33: 2008-2023. <https://doi.org/10.1002/joc.3569>
- Kayano, M. T., Andreoli, R. V., Garcia, S. R., and de Souza, R. A. F. (2018). How the two nodes of the tropical Atlantic sea surface temperature dipole relate the climate of the surrounding regions during austral autumn. *International Journal of Climatology*, 38: 3927– 3941. <https://doi.org/10.1002/joc.5545>
- Kendall, M. G., and Stuart, A. (1968). *The Advanced Theory of Statistics: Design and Analysis, and Time-series*. Charles Griffin and Company Limited, London. vol. 3.
- Kendall, M. (1975). *Multivariate analysis*. Charles Griffin.
- Kiladis, G. N., and Diaz. H. F. (1989). Global Climatic Anomalies Associated with Extremes in the Southern Oscillation. *Journal of Climate* 2(9): 1069-1090.
- Killeen, T. J., Douglas, M., Consiglio, T., Jørgensen, P. M., and Mejia, J. (2007). Dry spots and wet spots in the Andean hotspot. *Journal of Biogeography*, 34(8): 1357-1373.
- Kim, D.-W., , Choi, K.-S., and Byun, H.-R. (2011). Effects of El Niño Modoki on winter precipitation in Korea. *Climate Dynamics*, 38(7-8): 1313-1324.
- Kim, S. T., and Yu, J. Y. (2012). The two types of ENSO in CMIP5 models. *Geophysical Research Letters*, 39: L11704. doi:10.1029/2012GL052006.
- Kirtman, B. P., Ed., (2002). *Experimental Long-Lead Forecast Bulletin*. Center for Ocean Land–Atmosphere Studies, 11(No. 1): 72.
- Kirtman, B.P., and Schopf, P. S. (1998). Decadal Variability in ENSO Predictability and Prediction. *Journal of Climate*, 11(11): 2804-2822.

- Kousky, V. E., and Ropelewski, C. F. (1989). Extremes in the Southern Oscillation and their relationship to precipitation anomalies with emphasis on the South American region. *Revista Brasileira de Meteorología*, 4: 351–363.
- Kristjánsson, J. E., Staple, A., Kristiansen, J., and Kaas, E. (2002). A new look at possible connections between solar activity, clouds and climate. *Geophysical Research Letters*, 29(23): 2107.
- Kug, J. S., and Jin, F. (2009). Two types of El Niño events: cold tongue El Niño and warm Pool El Niño. *Journal of Climate*, 22(6): 1499–1515. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2624.1>.
- Kuleshov, Y., Chane-Ming, F., Qi, L., Chouaibou, I., Hoareau, C., and Roux, F. (2009). Tropical cyclone genesis in the Southern Hemisphere and its relationship with the ENSO. *Annales Geophysicae*, 27; 2523–2538. <https://doi.org/10.5194/angeo-27-2523-2009>.
- Kundzewicz, Z. W., and Robson, A. J. (2004). Change detection in hydrological records - a review of the methodology/Revue méthodologique de la détection de changements dans les chroniques hydrologiques. *Hydrological Sciences Journal*, 49(1): 7-19.
- Kundzewicz, Z. W., and Robson, A. (2000). Detecting Trend and other Changes in Hydrological Data. *World Climate Program-Data and Monitoring*. World Meteorological Organization-WMO/TD 1013(Geneva): 158
- Larkin, N. K., and Harrison, D. E. (2002). ENSO warm (El Niño) and cold (La Niña) event life cycles: Ocean surface anomaly patterns, their symmetries, asymmetries, and implications. *Journal of Climate*, 15(10): 1118-1140.
- Larkin, N. K., and Harrison, D. E. (2005). Global seasonal temperature and precipitation anomalies during El Niño autumn and winter. *Geophysical Research Letters*, 32: L16705. doi:10.1029/2005GL022860.

- Larkin, N. K., and Harrison, D. E. (2005). On the definition of El Niño and associated seasonal average U.S. weather anomalies. *Geophysical Research Letters*, 32(13): L13705.
- Larkin, N. K., and Harrison, D. E. (2002). ENSO warm (El Niño) and cold (La Niña) event life cycles: Ocean surface anomaly patterns, their symmetries, asymmetries, and implications. *Journal of Climate*, 15(10): 1118-1140.
- Latif, M., Anderson, D., Barnett, T., Cane, M., Kleeman, R., Leetmaa, A., O'Brien, J., Rosati, A., and Schneider, E. (1998). A review of the predictability and prediction of ENSO. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(C7): 14375–14393. <https://doi.org/10.1029/97jc03413>.
- Latif, M., Sperber, K., Arblaster, J., Braconnot, P., Chen, D., Colman, A., Cubasch, U., Cooper, C., Delecluse, P., Dewitt, D., Fairhead, L., Flato, G., Hogan, T., Ji, M., Kimoto, M., Kitoh, A., Knutson, T., Le Treut, H., Li, T., Manabe, S., Marti, O., Mechoso, C., Meehl, G., Power, S., Roeckner, E., Sirven, J. Terray, L., Vintzileos, A., Voß, R., Wang, B., Washington, W., Yoshikawa, I., Yu, J., and Zebiak, S. (2001). ENSIP: the El Niño simulation inter comparison project. *Climate Dynamics*, 18(3-4): 255-276.
- Lee, T., and McPhaden, M. J. (2010). Increasing intensity of El Niño in the central-equatorial Pacific. *Geophysical Research Letters*, 37(14): L14603.
- Lehodey, P., Bertignac, M., Hampton, J., Lewis, A., and Picaut, J. (1997). El Niño Southern Oscillation and tuna in the western Pacific. *Nature*, 389(6652): 715-718.
- Li, G., Ren, B., Yang, C., and Zheng, J. (2010). Indices of el niño and el niño Modoki: an improved el niño Modoki index. *Advances in Atmospheric Sciences*, 27(5): 1210-1220.
- Li, Q., and Chen, J. (2014). Teleconnection between ENSO and climate in South China. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*: 28: 927–941, DOI

- 10.1007/s00477-013-0793-z Liu, Y. (2003). Prediction of monthly-seasonal precipitation using coupled SVD patterns between soil moisture and subsequent precipitation. *Geophysical Research Letters*, 30(15): 1827.
- Liu, C., Liao, X., Qiu, J., Yang, Y., Feng, X., Allan, R.P., Cao, N., Long, J., and Xu, J. (2020). Observed variability of intertropical convergence zone over 1998-2018. *Environmental Research Letters*, 15 (10): 104011. DOI: 10.1088/1748-9326/aba033.
- Livezey, R. E. (1985). Statistical analysis of general circulation model climate simulation sensitivity and prediction experiments. *Journal of the Atmospheric Science*, 42(11): 1139 - 1149.
- Lorenzo-Lacruz, J., S. M. Vicente-Serrano, J. I. López-Moreno, S. Beguería, J. M. García-Ruiz, and J. M. Cuadrat (2010). The impact of droughts and water management on various hydrological systems in the headwaters of the Tagus River (central Spain). *Journal of Hydrology*, 386(1-4): 13-26.
- Lorenzo-Lacruz, J., S. M. Vicente-Serrano, J. I. López-Moreno, E. Morán-Tejeda, and Zabalza, J. (2012). Recent trends in Iberian streamflows (1945-2005). *Journal of Hydrology*: 414–415, 463-475. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.023>.
- Machiwal, D. and Jha, M. (2006). Time series analysis of hydrologic data for water resources planning and management: A review. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 54(3): 237-257.
- Machiwal, D., and Jha, M. K. (2008). Comparative evaluation of statistical tests for time series analysis: application to hydrological time series/Evaluation comparative de tests statistiques pour l'analyse de séries temporelles: application à des séries temporelles hydrologiques. *Hydrological Sciences Journal*, 53(2), 353-366.
- Magaña, V., and Ambrizzi, T. (2005). Dynamics of subtropical vertical motions over the Americas during El Niño boreal winters. *Atmósfera*, 18(4), 211-235.

- Magee, A. D., Verdon-Kidd, D. C., Diamond, H. J., and Kiem, A. S. (2017). Influence of ENSO, ENSO Modoki, and the IPO on tropical cyclogenesis: a spatial analysis of the southwest Pacific region. *International Journal of Climatology*, 37, 1118-1137.
- Maidment, D. R. (1993). *Handbook of hydrology* (Vol. 9780070, p. 397323). New York: McGraw-Hill.
- Maity, R., and Nagesh Kumar, D. (2006). Bayesian dynamic modelling for monthly Indian summer monsoon rainfall using El Niño–Southern Oscillation (ENSO) and Equatorial Indian Ocean Oscillation (EQUINOO). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D7).
- Mann, H.B. (1945) Nonparametric tests against trend. *Econometrica*, 13(3), 245–259. <https://doi.org/10.2307/1907187>
- Martínez, R., Zambrano, E., Nieto, J. J., Hernández, J., and Costa, F. (2017). Evolución, vulnerabilidad e impactos económicos y sociales de El Niño 2015-2016 en América Latina. *Investigaciones geográficas*, (68), 65-78.
- Martín-Gómez, V., Barreiro, M., Losada, T., and Rodríguez-Fonseca, B. (2020). Southern hemisphere circulation anomalies and impacts over subtropical South America due to different El Niño flavours. *International Journal of Climatology*, 40: 6201– 6218, <https://doi.org/10.1002/joc.6577>.
- Mendoza, D. E., Samaniego, E. P., Mora, D. E., Espinoza, M. J., Pacheco, E. A., and Avilés, A. M. (2020). Local rainfall modelling based on global climate information: A data-based approach. *Environmental Modelling and Software*, 131, 104786.
- Mendoza, D. E., Samaniego, E. P., Mora, D. E., Espinoza, M. J., and Campozano, L. V. (2019). Finding teleconnections from decomposed rainfall signals using dynamic harmonic regressions: a Tropical Andean case study. *Climate Dynamics*, 52(7-8), 4643-4670.

- Modarres, R. and Silva, V. (2007). Rainfall trends in arid and semi-arid regions of Iran. *Journal of Arid Environments*, 70: 344-355, <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2006.12.024>.
- Molina, J. (1998). El Niño 1997-98 y su impacto climático global. *Papeles de Geografía*, (27).
- Molina, J. (1999). El fenómeno ENSO (El Niño. Oscilación del sur) en 1997-1998: alteraciones climáticas inducidas en el mundo. *Nimbus: Revista de climatología, meteorología y paisaje*, (3), 37-62.
- Molina, A., Vanacker, V., Brisson, E., Mora, D. and Balthazar, V. (2015) Multidecadal change in streamflow associated with anthropogenic disturbances in the tropical Andes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(10), 4201–4213. <https://doi.org/10.5194/hess-19-4201-2015>.
- Mora, D. E., Campozano, L., Cisneros, F., Wyseure, G., and Willems, P. (2014). Climate changes of hydrometeorological and hydrological extremes in the Paute basin, Ecuadorean Andes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(2), 631.
- Morán-Tejeda, E., Bazo, J., López-Moreno, J., Aguilar, E., Azorín-Molina, C., Sanchez-Lorenzo, A., Martínez, R., Nieto, J., Mejía, R., Martín-Hernández, N. and Vicente-Serrano, S. (2016) Climate trends and variability in Ecuador (1966–2011). *International Journal of Climatology*, 36(11), 3839–3855. <https://doi.org/10.1002/joc.4597>.
- Navarra A. and Simoncini, V. (2010). *A Guide to Empirical Orthogonal Functions for Climate Data Analysis*. (Springer Netherlands, Springer Science Business Media B.V.).
- Navarro-Monterroza, E., Arias, P. A., and Vieira, S. C. (2019). El Niño/Southern Oscillation Modoki and its effects on the spatiotemporal variability of precipitation

- in Colombia. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 43(166), 120-132.
- Newman, M., and Sardeshmukh, P. D. (1995). A caveat concerning singular value decomposition. *Journal of Climate*, 8(2), 352-360.
- Ochoa, A., Campozano, L., Sánchez, E., Gualán, R., and Samaniego, E. (2016). Evaluation of downscaled estimates of monthly temperature and precipitation for a Southern Ecuador case study. *International Journal of Climatology*, 36(3), 1244-1255.
- Oldfield, F., and Alverson, K. (2003). The societal relevance of paleo environmental research. In *Paleoclimate, Global Change and the Future* (pp. 1-11). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Pabón, J. D. and Montealegre J. (1992). Características Climáticas relevantes durante la Ocurrencia de los Fenómenos ENOS en el Noroccidente Sudamericano. *Publicación especial del HIMAT*: 90.
- Pabón, J. D. (2002). Fenómeno El Niño: Efectos e Impactos en el Pacífico Colombiano. *El Mundo Marino de Colombia*: 64-73.
- Pal, M., Maity, R., Ratnam, J. V., Nonaka, M., and Behera, S. K. (2020). Long-lead prediction of ENSO Modoki index using machine learning algorithms. *Scientific reports*, 10.
- Partal, T. and E. Kahya (2006). Trend analysis in Turkish precipitation data. *Hydrological Processes* 20, 2011-2026.
- Pettitt, A. N. (1979). A Non-Parametric Approach to the Change-Point Problem. *Journal of the Royal Statistical Society. Series C (Applied Statistics)*, 28(2): 126-135.
- Philander, S. G. (1989). El Niño, La Niña, and the southern oscillation. *International geophysics series*, 46, X-289.

- Philander, S. G. H. and (1990). *El Niño, La Niña and the Southern Oscillation*. Academic Press, San Diego: pp 293.
- Pineda, L., Ntegeka, V. and Willems, P. (2013) Rainfall variability related to sea surface temperature anomalies in a Pacific–Andean basin into Ecuador and Peru. *Advances in Geosciences*, 33, 53–62. <https://doi.org/10.5194/adgeo-33-53-2013>.
- Pineda, L.E. and Willems, P. (2016) Multisite downscaling of seasonal predictions to daily rainfall characteristics over Pacific–Andean River basins in Ecuador and Peru using a nonhomogeneous hidden Markov model. *Journal of Hydrometeorology*, 17(2), 481–498. <https://doi.org/10.1175/jhm-d-15-0040.1>.
- Pourrut, P. (1995) *El agua en el Ecuador. Clima, precipitaciones, escorrentía*. Quito: ORSTOM, Colegio de Ingenieros Geógrafos del Ecuador, and Corporación Editora Andina, 118 pp.
- Poveda, G., D. Álvarez, et al. (2011). Hydro-climatic variability over the Andes of Colombia associated with ENSO: a review of climatic processes and their impact on one of the Earth’s most important biodiversity hotspots. *Climate Dynamics* 36(11-12): 2233-2249. <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0931-y>
- Pozo-Vázquez, D., Esteban-Parra, M. J., Rodrigo, F. S., and Castro-Díez, Y. (2001). The Association between ENSO and Winter Atmospheric Circulation and Temperature in the North Atlantic Region, *Journal of Climate*, 14(16), 3408-3420.
- Preisendorfer, R. W., and Mobley, C. D. (1988). Theory of fluorescent irradiance fields in natural waters. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 93(D9), 10831-10855.
- Preisendorfer, R. W. (1988). *Principal Component Analyses in Meteorology and Oceanography*. Elsevier.

- Rao, V. B., Cavalcanti, I. F., and Hada, K. (1996). Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 101(D21), 26539-26551.
- Rasmusson, E.M. and Carpenter, T.H. (1982) Variations in tropical sea-surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation El-Niño. *Monthly Weather Review*, 110(5), 354–384. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1982\)110<0354:vitsst>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1982)110<0354:vitsst>2.0.co;2).
- Rasmusson, E. M., and Wallace, J. M. (1983). Meteorological aspects of the El Niño/southern oscillation. *Science*, 222(4629), 1195-1202.
- Recalde-Coronel, G.C., Barnston, A.G. and Munoz, A.G. (2014) Predictability of December–April rainfall in coastal and Andean Ecuador. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 53(6), 1471–1493. <https://doi.org/10.1175/jamc-d-13-0133.1>.
- Rodbell, D. T., Seltzer, G. O., Anderson, D. M., Abbott, M. B., Enfield, D. B., and Newman, J. H. (1999). An ~ 15,000-year record of El Niño-driven alluviation in southwestern Ecuador. *Science*, 283(5401), 516-520.
- Rodbell, D. T., Bagnato, S., Nebolini, J. C., Seltzer, G. O., and Abbott, M. B. (2002). A late Glacial–Holocene tephrochronology for glacial lakes in southern Ecuador. *Quaternary Research*, 57(3), 343-354.
- Rodrigues, R. R., Haarsma, R. J., Campos, E. J., and Ambrizzi, T. (2011). The impacts of inter–El Niño variability on the tropical Atlantic and northeast Brazil climate. *Journal of Climate*, 24(13), 3402-3422.
- Rodrigues, R. R., and McPhaden, M. J. (2014). Why did the 2011–2012 La Niña cause a severe drought in the Brazilian Northeast? *Geophysical Research Letters*, 41(3), 1012-1018.

- Ropelewski, C. F. and Bell, M. A. (2008). Shifts in the Statistics of Daily Rainfall in South America Conditional on ENSO Phase. *Journal of Climate* 21(5): 849-865.
- Ropelewski, C. F. and M. S. Halpert (1986). North American Precipitation and Temperature Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation (ENSO). *Monthly Weather Review* 114(12): 2352-2362.
- Ropelewski, C. F. and M. S. Halpert (1987). Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review* 115(8): 1606-1626.
- Ropelewski, C. F. and M. S. Halpert (1989). Precipitation Patterns Associated with the High Index Phase of the Southern Oscillation. *Journal of Climate* 2(3): 268-284.
- Ropelewski, C. F. and Halpert M. S. (1996). Quantifying Southern Oscillation Precipitation Relationships. *Journal of Climate* 9(5): 1043-1059.
- Rossel, F., Le Goulven, P. and Cadier, E. (1999) Areal distribution of the influence of ENSO on the annual rainfall in Ecuador. *Revue des Sciences del' Eau*, 12(1), 183–200.
- Rossel, F. and Cadier, E. (2009) El Niño and prediction of anomalous monthly rainfalls in Ecuador. *Hydrological Processes*, 23(22), 3253–3260. <https://doi.org/10.1002/hyp.7401>.
- Rossel, F. (1997) Influence du Niño sur les régimes pluviométriques de l'Équateur. PhD thesis, Univ. Montpellier II, Montpellier France, no. 122, 280 pp.
- Sahin, S. and Cigizoglu H. (2010). Homogeneity analysis of Turkish meteorological data set. *Hydrological Processes* 24(8): 981-992.
- Sahu, N., Behera, S. K., Ratnam, J. V., Da Silva, R. V., Parhi, P., Duan, W. and Yamagata, T. (2014). El Nino Modoki connection to extremely-low streamflow of the Paranaiba River in Brazil. *Climate dynamics*, 42(5-6), 1509-1516.

- Salarijazi, M., Akhond-Ali, A. M., Adib, A., and Daneshkhah, A. (2012). Trend and change-point detection for the annual stream-flow series of the Karun River at the Ahvaz hydrometric station. *African Journal of Agricultural Research*, 7(32), 4540-4552.
- Salas, J. D. (1980). *Applied modeling of hydrologic time series*. Water Resources Publication.
- Santoso, A., Mcphaden, M. J., and Cai, W. (2017). The defining characteristics of ENSO extremes and the strong 2015/2016 El Niño. *Reviews of Geophysics*, 55(4), 1079-1129.
- Seidel, J., Trachte, K., Orellana-Alvear, J., Figueroa, R., Célleri, R., Bendix, J. and Huggel, C. (2019). Precipitation characteristics at two locations in the tropical Andes by means of vertically pointing micro-rain radar observations. *Remote Sensing*, 11(24), 2985.
- Seiler, C., Hutjes, R. W., and Kabat, P. (2013). Climate variability and trends in Bolivia. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 52(1), 130-146.
- Sen, P.K. (1968) Estimates of regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American Statistical Association*, 63(324), 1379–1389. Shuanglin, L. and Qin, W. (2012). A new approach for classifying two types of El Niño events. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 5(5), 414–419. <https://doi.org/10.1080/16742834.2012.11447028>.
- Silva, C. B., Silva, M. E. S., and Ambrizzi, T. (2017). Climatic variability of river outflow in the Pantanal region and the influence of sea surface temperature. *Theoretical and Applied Climatology*, 129(1-2), 97-109.
- Simpson, H. J., Cane, M. A., Herczeg, A. L., Zebiak, S. E., and Simpson, J. H. (1993). Annual river discharge in southeastern Australia related to El Niño-Southern

- Oscillation forecasts of sea surface temperatures. *Water Resources Research*, 29(11), 3671-3680.
- Sneyers, R. (1990). Technical note No 143 on the statistical analysis of series of observations. World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.
- Sneyers, R. (1992). On the use of statistical analysis for the objective determination of climate change. *Meteorologische Zeitschrift*, 247-256.
- Solow, A. R., Adams, R. F., Bryant, K. J., Legler, D. M., O'brien, J. J., McCarl, B. A. and Weiher, R. (1998). The value of improved ENSO prediction to US agriculture. *Climatic change*, 39(1), 47-60.
- Sulca, J., Takahashi, K., Espinoza, J. C., Vuille, M., and Lavado-Casimiro, W. (2018). Impacts of different ENSO flavors and tropical Pacific convection variability (ITCZ, SPCZ) on austral summer rainfall in South America, with a focus on Peru. *International Journal of Climatology*, 38(1), 420-435.
- Tabari, H., and Talaei, P. H. (2011). Analysis of trends in temperature data in arid and semi-arid regions of Iran. *Global and Planetary Change*, 79(1-2), 1-10.
- Marofi, S., Tabari, H., and Abyaneh, H. Z. (2011). Predicting spatial distribution of snow water equivalent using multivariate non-linear regression and computational intelligence methods. *Water resources management*, 25(5), 1417-1435.
- Takahashi, K., Montecinos, A., Goubanova, K. and Dewitte, B. (2011) ENSO regimes: reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. *Geophysical Research Letters*, 38(10), L10704. <https://doi.org/10.1029/2011GL047364>.
- Takahashi, K., A. Montecinos, et al. (2011). ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. *Geophysical Research Letters* 38(10): L10704.

- Tanaka L, N., Ishizaki, A., Kitoh (2004). Trend and interannual variability of Walker, monsoon and Hadley circulations defined by velocity potential in the upper troposphere. *Tell us* 56A: 250-269.
- Taschetto, A. S., Ummenhofer, C. C., Stuecker, M. F., Dommenges, D., Ashok, K., Rodrigues, R. R., and Yeh, S. W. (2020). ENSO Atmospheric Teleconnections. *El Niño Southern Oscillation in a Changing Climate*, 309-335.
- Taschetto, A. S., C. C. Ummenhofer, et al. (2009). Effect of anomalous warming in the central Pacific on the Australian monsoon. *Geophysical Research Letters* 36(12): L12704.
- Taschetto, A. S. and M. H. England (2009). El Niño Modoki Impacts on Australian Rainfall. *Journal of Climate* 22(11): 3167-3174.
- Tedeschi, R.G., Cavalcanti, I.F.A. and Grimm, A.M. (2013) Influences of two types of ENSO on South American precipitation. *International Journal of Climatology*, 33(6), 1382–1400. <https://doi.org/10.1002/joc.3519>.
- Tobar, V. and Wyseure, G. (2018) Seasonal rainfall patterns classification, relationship to ENSO and rainfall trends in Ecuador. *International Journal of Climatology*, 38(4), 1808–1819. <https://doi.org/10.1002/joc.5297>.
- Tedeschi, R. G., Grimm, A. M., and Cavalcanti, I. F. (2016). Influence of Central and East ENSO on precipitation and its extreme events in South America during austral autumn and winter. *International Journal of Climatology*, 36(15), 4797-4814.
- Tedeschi, R. G., and Collins, M. (2017). The influence of ENSO on South American precipitation: simulation and projection in CMIP5 models. *International Journal of Climatology*, 37(8), 3319-3339.
- Tobar, V., and Wyseure, G. (2018). Seasonal rainfall patterns classification, relationship to ENSO and rainfall trends in Ecuador. *International Journal of Climatology*, 38(4), 1808-1819.

- Trenberth, K.E. and Stepaniak, D.P. (2001) Indices of El Niño evolution. *Journal of Climate*, 14(8), 1697–1701. <https://doi.org/10.1175/1520-0442>
- Trenberth, K. E. (1984). Signal versus noise in the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 112(2), 326-332.
- Trenberth, K. E. (1996). El Nino Southern Oscillation (ENSO). Editor(s): J. Kirk Cochran, Henry J. Bokuniewicz, Patricia L. Yager, *Encyclopedia of Ocean Sciences*, Academic Press, 420-432, <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.04082-3>.
- Trenberth, K. E. (1998). Atmospheric moisture residence times and cycling: Implications for rainfall rates and climate change. *Climatic change*, 39(4), 667-694.
- Trenberth, K. E., and Hoar, T. J. (1997). El Niño and climate change. *Geophysical Research Letters*, 24(23), 3057-3060.
- Trenberth, K. E. and S. D J (2005). Relationships between precipitation and surface temperature. *Geophysical Research Letters* 32 (14):L14703.
- Trenberth, K. E., J. M. Caron, et al. (2002). Evolution of El Niño Southern Oscillation and global atmospheric surface temperatures. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 107(D8): AAC 5-1-AAC 5-17.
- Trewin, B. (2013). A daily homogenized temperature data set for Australia. *International Journal of Climatology*, 33(6), 1510-1529.
- Trigo, R. M., Pozo-Vázquez, D., Osborn, T. J., Castro-Díez, Y., Gámiz-Fortis, S., and Esteban-Parra, M. J. (2004). North Atlantic Oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*, 24(8), 925-944.
- Troup, A. J. (1965). The ‘southern oscillation’. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 91(390), 490-506.

- Vicente-Serrano, S.M., Aguilar, E., Martínez, R., Martín-Hernández, N., Azorin-Molina, C., Sanchez-Lorenzo, A., Kenawy, A.E., Tomás-Burguera, M., Moran-Tejeda, E., López-Moreno, J.I., Revuelto, J., Beguería, S., Nieto, J.J., Drumond, A., Gimeno, L. and Nieto, R. (2017) The complex influence of ENSO on droughts in Ecuador. *Climate Dynamics*, 48(1–2), 405–427. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3082-y>.
- Villacis, M., Taupin, J., Heredia, E., Palacios, E. and Palacios, J. (2003) Variabilité climatique dans la sierra équatorienne en relation avec le phénomène ENSO. In: Servat, E. Najem, W. Leduc, C. and Shakeel, A. (Eds.) *Hydrology of the Mediterranean and Semi-arid Regions*. Wallingford: IAHS Press, IAHS Publication 278, 498 pp.
- Villar, J.C., Guyot, J.L., Ronchail, J., Cochonneau, G., Filizola, N., Fraizy, P., Labatf, D., Oliveira, E., Ordoñez, J.J. and Vauchel, P. (2009) Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon basin (1974–2004). *Journal of Hydrology*, 375(3–4), 297–311. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.03.004>.
- Neumann, J. V. (1941). Distribution of the ratio of the Mean Square Successive Difference to the variance. *The Annals of Mathematical Statistics*.
- Von Storch, H., and Navarra, A. (1995). *Applications of Statistical Techniques*.
- Von Storch, H. (1995). Spatial patterns: EOFs and CCA. *Analysis of Climate Variability*, H. von Storch and A. Navarra, Springer Verlag, Eds. 227-258.
- Von Storch, H. (1999). Spatial patterns: EOFs and CCA. In *Analysis of climate variability* (pp. 231-263). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Von Storch, H. (1999). Misuses of statistical analysis in climate research. In *Analysis of climate variability* (pp. 11-26). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Vuille, M., Bradley, R. S., and Keimig, F. (2000). Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D10), 12447-12460.

- Vuille, M., Bradley, R. S., Werner, M., and Keimig, F. (2003). 20th century climate change in the tropical Andes: observations and model results. In *Climate variability and change in high elevation regions: Past, present and future* (pp. 75-99). Springer, Dordrecht.
- Vuille, M., Bradley, R.S. and Keimig, F. (2000) Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D10), 12447–12460. <https://doi.org/10.1029/2000jd900134>.
- Vuille, M., and Werner, M. (2005). Stable isotopes in precipitation recording South American summer monsoon and ENSO variability: observations and model results. *Climate Dynamics*, 25(4), 401-413.
- Wallace, J. M., Rasmusson, E. M., Mitchell, T. P., Kousky, V. E., Sarachik, E. S., and Von Storch, H. (1998). On the structure and evolution of ENSO-related climate variability in the tropical Pacific: Lessons from TOGA. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 103(C7), 14241-14259.
- Wang, G. and H. H. Hendon (2007). Sensitivity of Australian Rainfall to Inter–El Niño Variations. *Journal of Climate* 20(16): 4211-4226.
- Wang, H., Ting, M., and Ji, M. (1999). Prediction of seasonal mean United States precipitation based on El Niño sea surface temperatures. *Geophysical research letters*, 26(9), 1341-1344.
- Wang, X. L. (2008). Penalized Maximal F Test for Detecting Undocumented Mean Shift without Trend Change. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 25(3): 368 - 384.
- Wang, C. and Fiedler, P. (2006) ENSO variability and the eastern tropical Pacific: a review. *Progress in Oceanography*, 69(2–4), 239–266.

- Ward, P. J., Jongman, B., Kummerow, M., Dettinger, M. D., Weiland, F. C. S., and Winsemius, H. C. (2014). Strong influence of El Niño Southern Oscillation on flood risk around the world. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(44), 15659-15664.
- Ward, P. J., Kummerow, M., and Lall, U. (2016). Flood frequencies and durations and their response to El Niño Southern Oscillation: Global analysis. *Journal of Hydrology*, 539, 358-378.
- Waylen, P., Caviedes, C., Poveda, G., Mesa, O., and Quesada, M. (1998). Rainfall distribution and regime in Costa Rica and its response to the El Niño-Southern Oscillation. In *Yearbook. Conference of Latin Americanist Geographers* (pp. 75-84).
- Waylen, P. R., Caviedes, C. N., and Quesada, M. E. (1996). Interannual variability of monthly precipitation in Costa Rica. *Journal of Climate*, 9(10), 2606-2613.
- Weng, H., K. Ashok, et al. (2007). Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer. *Climate Dynamics* 29(2-3): 113-129.
- Weng, H., Behera, S. K., and Yamagata, T. (2009). Anomalous winter climate conditions in the Pacific rim during recent El Niño Modoki and El Niño events. *Climate Dynamics*, 32(5), 663-674.
- Weng, H., G. Wu, et al. (2011). Anomalous summer climate in China influenced by the tropical Indo-Pacific Oceans. *Climate Dynamics* 36(3-4): 769-782.
- Whitaker, D.W., Wasimi, S.A. and Islam, S. (2001) The El Niño southern oscillation and long-range forecasting of flows in the Ganges. *International Journal of Climatology*, 21, 77–87. <https://doi.org/10.1002/joc.583>.
- Widmann, M., Bretherton, C. S., and Salathé Jr, E. P. (2003). Statistical precipitation downscaling over the northwestern United States using numerically simulated precipitation as a predictor. *Journal of Climate*, 16(5), 799-816.

- Wijngaard, J. B., Klein Tank, A. M. G., and Können, G. P. (2003). Homogeneity of 20th century European daily temperature and precipitation series. *International Journal of Climatology*, 23(6), 679-692.
- Wilks, D. S. (2006). *Statistical methods in the Atmospheric Sciences*. 2d International Geophysics Series. Vol. 91, Academic Press: 627 pp.
- Willems, P., Mora, D., Vansteenkiste, T., Taye, M. T., and Van Steenbergen, N. (2014). Parsimonious rainfall-runoff model construction supported by time series processing and validation of hydrological extremes—Part 2: Intercomparison of models and calibration approaches. *Journal of Hydrology*, 510, 591-609.
- Wittenberg, A. T., Rosati, A., Delworth, T. L., Vecchi, G. A., and Zeng, F. (2014). ENSO modulation: Is it decadal predictability? *Journal of Climate*, 27(7), 2667-2681.
- Wolter, K. and Timlin, M.S. (1998) Measuring the strength of ENSO events: how does 1997/98 rank? *Weather*, 53, 315–324. <https://doi.org/10.1002/j.1477-8696.1998.tb06408.x>.
- Wyrtki, K. (1975). El Niño—the dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing. *Journal of Physical Oceanography*, 5(4), 572-584.
- Xie, F., Li, J., Tian, W., Zhang, J., and Sun, C. (2014). The relative impacts of El Niño Modoki, canonical El Niño, and QBO on tropical ozone changes since the 1980s. *Environmental Research Letters*, 9(6), 064020.
- Yeh, S. W., Kug, J. S., Dewitte, B., Kwon, M. H., Kirtman, B. P., and Jin, F. F. (2009). El Niño in a changing climate. *Nature*, 461(7263), 511-514.
- Yu, J. Y., and Kao, H. Y. (2007). Decadal changes of ENSO persistence barrier in SST and ocean heat content indices: 1958–2001. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D13).

- Yue, S., P. Pilon, B. Phinney, and G. Cavadias (2002). The influence of autocorrelation on the ability to detect trend in hydrological series. *Hydrological Processes* 16(9), 1807-1829.
- Yue, S., and M., Hashino, (2003). Temperature trends in Japan: 1900-1996 *Theoretical and Applied Climatology* 75: 15-27.
- Zambrano, E. (1998). Un análisis de la estructura termal de la estación costera La Libertad y su relación con los eventos ENSO. *Bulletin de l'Institut français d'études andines*, 27(3).
- Zubieta, R., Getirana, A., Espinoza, J.C., Lavado-Casimiro, W. and Aragon, L. (2017) Hydrological modeling of the Peruvian–Ecuadorian Amazon Basin using GPM-IMERG satellite-based precipitation dataset. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21, 3543–3555. <https://doi.org/10.5194/hess-21-3543-2017>.

Bibliografia

Apéndice.**A.1 Lista de estaciones de Precipitación y Temperatura**

Estación Meteorológica	Nombre de la Estación	Longitud	latitud
M0001	Inguincho	-78.40	0.26
M0002	La Tola	-78.37	-0.23
M0003	Izobamba	-78.55	-0.37
M0004	Rumipamba-Salcedo	-78.59	-1.02
M0005	Portoviejo-Utm	-80.46	-1.04
M0006	Pichilingue	-79.49	-1.07
M0007	Nuevo Rocafuerte	-75.42	-0.92
M0008	Puyo	-77.95	-1.51
M0025	La Concordia	-79.38	-0.02
M0026	Puerto Ila	-79.34	-0.48
M0029	Baños	-78.42	-1.39
M0031	Cañar	-78.95	-2.55
M0033	La Argelia-Loja	-79.20	-4.04

Apéndice

M0037	Milagro	-79.60	-2.12
M0051	Babahoyo-Utb	-79.54	-1.80
M0102	El Angel	-77.95	0.62
M0103	San Gabriel	-77.82	0.60
M0120	Cotopaxi-Clirsen	-78.58	-0.63
M0122	Pilalo	-79.00	-0.95
M0123	El Corazón	-79.08	-1.14
M0130	Chillanes	-79.07	-1.98
M0133	Guaslan	-78.66	-1.72
M0136	Chunchi	-78.93	-2.28
M0138	Paute	-78.76	-2.80
M0139	Gualaceo	-78.78	-2.89
M0142	Saraguro	-79.24	-3.62
M0146	Cariamanga	-79.56	-4.34
M0148	Celica	-79.95	-4.11
M0153	Muisne	-80.03	0.61
M0162	Chone-U.Catolica	-80.04	-0.67
M0179	Arenillas	-80.06	-3.54

Apéndice

M0180	Zaruma	-79.61	-3.70
M0185	Machala - Pagua	-79.73	-3.10
M0188	Papallacta	-78.14	-0.38

A.2 Lista de estaciones del Caudal

Estación Hidrológica	Nombre de la Estación	Longitud	latitud
H0017	Apaqui D Gruta La Paz #3	-77.85	0.50
H0091	Grande Aj Jativa	-77.85	0.80
H0143	Granobles Aj Guachala	-78.17	0.02
H0146	Guayllabamba Dj Alambi	-78.75	0.24
H0159	San Pedro En Machachi	-78.55	-0.46
H0161	Toachi Aj Pilaton	-78.95	-0.32
H0166	Toachi En Las Pampas	-78.95	-0.43
H0168	Esmeraldas Dj Sade	-79.38	0.51
H0172	Teaone Dj Tabiazo	-79.71	0.82
H0173	Teaone Aj Esmeraldas	-79.70	0.86
H0229	Carrizal En Calceta	-80.16	-0.85
H0331	Chimbo En San Lorenzo	-79.01	-1.67
H0332	Canal Chimbo En San Lorenzo	-79.00	-1.67
H0333	San Lorenzo En San Lorenzo	-79.00	-1.69
H0334	De Chima Aj Las Pesq.(Sicoto Aj)	-79.07	-1.86

Apéndice

H0337	Pangor Aj Chimbo	-79.00	-1.93
H0338	Chimbo Dj Pangor	-79.01	-1.93
H0340	Chimbo En Bucay	-79.14	-2.20
H0343	Echeandia En Echeandia	-79.27	-1.43
H0346	Zapotal En Lechugal	-79.44	-1.39
H0347	Quevedo En Quevedo	-79.46	-1.02
H0348	Vinces En Vinces-Dcp	-79.75	-1.55
H0352	Macul En Pte.Carretera	-79.62	-1.06
H0363	Daule En Balzar	-79.91	-1.36
H0365	Daule En La Capilla	-80.00	-1.70
H0371	San Pablo En Palmar	-79.44	-1.84
H0471	Cañar Dj Raura	-79.16	-2.48
H0530	Jubones En Ushcurrumi	-79.60	-3.32
H0573	Santa Rosa En El Vado	-79.95	-3.56
H0574	Arenillas En Arenillas	-80.06	-3.56
H0587	Pindo Aj Amarillo	-79.63	-3.76
H0591	Puyango En Cpto.Militar	-80.08	-3.88
H0616	Alamor En Saucillo(Dj Celica)	-80.20	-4.26

Apéndice

H0625	Alamor En Pte.Mercadillo	-79.22	-3.61
H0720	Misahualli En Cotundo	-77.80	-0.85
H0721	Jatunyacu Dj Iloculin	-77.91	-1.09
H0722	Yanahurco Dj Valle	-78.28	-0.70
H0783	Ozogoche En Los Lagos	-78.60	-2.25
H0787	Alao En Hda.Alao	-78.51	-1.88
H0788	Puela Aj Chambo	-78.47	-1.51
H0789	Guargualla Aj Cebadas	-78.61	-1.87
H0790	Cebadas Aj Guamote	-78.64	-1.89
H0792	Cutuchi Aj Yanayacu	-78.60	-1.07
H0793	Nagsiche Plta.Elec.Cusubamba	-78.69	-1.06
H0889	Zamora Dj Sabanilla(En Zamora)	-78.95	-4.06