



Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas

Tesis presentada para optar al grado académico de
Licenciado en Meteorología y Ciencias de la Atmósfera
**“Variabilidad interanual del caudal acumulado
del Río Neuquén durante sus fases del ciclo
anual y forzantes de la circulación
troposférica de los caudales máximos”**

Autor: Téc. Lorenzo Ricetti

Director: Dr. Eduardo Agosta Scarel

Co-Director: Lic. Santiago Ignacio Hurtado

La Plata

Febrero de 2022

Este trabajo de tesis se realizó en el marco de una Beca de estímulo a las vocaciones científicas (EVC) del Consejo Interuniversitario Nacional (CIN), encuadrado en PPID-UNLP G006 'Variaciones multiescala de la precipitación y sus extremos sobre Argentina y su relación con el almacenamiento de agua continental'.

Agradecimientos

En lo personal

A mis viejos, Adriana Mattiauda y Gustavo Ricetti, mis ejemplos más grandes de sacrificio y amor incondicional.

A mis hermanas, María Belén y María Victoria y a mi hermano Agustín. Sencillamente por aguantarme todos los días como soy y hacer mi vida mas feliz, no podría pedir mejores hermanos.

A mi novia, Agustina Lara Cardone, en varios aspectos la persona más sabia que conozco. Por su apoyo, su amor y por recordarme de que estoy hecho cuando de a ratos me lo olvido.

A mi tía, Rosario Mattiauda, por apoyarme y animarme cuando lo necesito.

A mi abuela, Aida Mattiauda. A pesar que ya no esté conmigo, su consejo de 'no aflojar ni abajo del agua' y sus mates amargos siempre me acompañan.

A los hermanos que me dió la vida, Lucas Vaioli, Joaquin Mellid, Agustin Cavalli y Matías Veinticinque, quienes me hacen feliz desde hace más de 20 años y jamás me dejan solo.

A los pibes de Felipe Melo: Mariano Aguilar, Stefano Aloise, Luciano Deambrosi, Federico Bacchiega, Facundo Cianciosi y Rodo Escudier, gente hermosa que me estuvo acompañando y bancando estos últimos años.

A los amigos que me dió la facu: Juan Martín Queirel, Mora Ledesma, Verónica Rafart y Sebastian Plana, por alegrarme las cursadas y acompañarme en todo sentido a lo largo de este camino, sin ellos no estaría presentando esta tesis.

En lo académico

A mi director, Edu. Por encontrar siempre cómo motivarme y sacar lo mejor de mí como alumno y sobre todo, por haberme heredado el amor por la circulación de gran escala.

A mi codirector y profesor consejero, Santi. Por su guía y paciencia inagotable, no solo en el desarrollo de esta tesis, sino en mi formación completa como meteorólogo.

A todos los docentes y ayudantes que tuve en la carrera. Por haber dado lo mejor de sí mismos para enseñarme todo lo que sé.

A mis compañeros y compañeras de cursada, por siempre estar dispuestos a darme una mano en lo que necesitara.

A la universidad pública, por haberme brindado una educación de calidad.

Al consejo interuniversitario nacional, por la beca de entrenamiento.

Resumen

Se caracterizó la climatología y el comportamiento temporal de los caudales acumulados del Río Neuquén en las principales fases de su ciclo anual en el período 1980-2019. También, se examinaron los mecanismos físicos de la circulación troposférica asociada a la variabilidad de estos caudales. En el análisis, se encontró que los métodos basados en regresiones lineales múltiples son los más adecuados para rellenar faltantes de caudal medio diario en la cuenca. El ciclo anual de caudal presenta tres fases bien definidas: de mínimos, desde comienzos de enero hasta fines de mayo; máximos relativos, desde junio a mediados de septiembre; y máximos absolutos, entre mediados de septiembre y comienzos de enero. Las series interanuales de caudales acumulados en cada una de estas fases presentan un quiebre o salto significativo hacia menores valores entre el 2007 y el 2010, cuya reducción en la media después del quiebre alcanza hasta el 50 %. En general, hay coherencia espacial entre los aforos, pero no así entre fases, por lo que los forzantes han de estudiarse para cada fase separadamente. Como potenciales forzantes troposféricos se encontraron el Modo Anular del Sur y el Atlántico norte para los caudales mínimos en la propia temporada y meses precedentes, y el Niño Oscilación del Sur (ENSO) y el Dipolo del Océano Índico (IOD) para los caudales máximos relativos y absolutos, en sus respectivas temporadas y meses previos. Además, se analizaron los forzantes para los acumulados en el trimestre de octubre a diciembre, representativo de la fase de máximos absolutos, donde la precipitación en la temporada fría (de junio a septiembre) resulta determinante. Se halló una relación lineal entre los caudales extremos y la ocurrencia de eventos ENSO intensos en el invierno austral, con posterior fortalecimiento en primavera. En ausencia del ENSO, la ocurrencia de IOD negativo está asociada a déficit de precipitación en el invierno que repercuten en los caudales posteriores, por medio de teleconexión de ondas de Rossby cuasi-estacionarias entre el Índico oriental y Sudamérica.

Índice general

| | |
|---|------------|
| Agradecimientos | i |
| Resumen | iii |
| 1. Introducción | 1 |
| 1.1. Motivación y antecedentes | 1 |
| 1.2. Objetivos | 4 |
| 2. Datos y metodología | 5 |
| 2.1. Datos | 5 |
| 2.1.1. Caudales y delimitación de cuenca | 5 |
| 2.1.2. Índices climáticos | 6 |
| 2.1.3. Datos del sistema océano-atmósfera en puntos de retícula | 7 |
| 2.2. Metodologías | 8 |
| 2.2.1. Softwares utilizados | 8 |
| 2.2.2. Consistencia de datos | 8 |
| 2.2.3. Rellenado de faltantes | 9 |

| | | |
|-----------|---|-----------|
| 2.2.4. | Ciclo anual, fases y series de caudal acumulado | 12 |
| 2.2.5. | Inhomogeneidades y tendencias | 13 |
| 2.2.6. | Histogramas y bondad de ajuste | 14 |
| 2.2.7. | Análisis espectral de las series | 14 |
| 2.2.8. | Exploración de forzantes | 15 |
| 2.2.9. | Relación precipitación-caudal | 15 |
| 2.2.10. | Composiciones | 16 |
| 3. | Consistencia y calidad de datos | 19 |
| 3.1. | Análisis de consistencia | 19 |
| 3.2. | Rellenado de datos faltantes | 22 |
| 3.3. | Conclusiones parciales | 27 |
| 4. | Fases del ciclo anual del caudal y análisis de las series temporales de sus acumulados | 28 |
| 4.1. | Ciclo anual y determinación objetiva de sus fases | 28 |
| 4.2. | Quiebres y tendencias de las series acumuladas | 32 |
| 4.3. | Análisis estadístico comparativo y coherencia espacial entre fases y aforos | 36 |
| 4.3.1. | Distribuciones teóricas y bondad de ajuste | 36 |
| 4.3.2. | Caracterización estadística, comparación y coherencia espacial entre fases y aforos | 38 |
| 4.4. | Espectros | 41 |
| 4.5. | Exploración de forzantes de gran escala | 43 |

| | |
|--|-----------|
| 4.6. Conclusiones parciales | 47 |
| 5. Forzantes troposféricos de gran escala de la fase de máximo caudal | 49 |
| 5.1. Precipitación y caudal | 49 |
| 5.2. Identificación de años de altos y bajos acumulados | 52 |
| 5.3. Caudales acumulados altos | 57 |
| 5.3.1. Grupo Niño intenso | 57 |
| 5.3.2. Año 1992 | 60 |
| 5.3.3. Grupo neutro altos | 63 |
| 5.4. Caudales acumulados bajos | 63 |
| 5.4.1. Grupo IOD negativo puro | 63 |
| 5.4.2. Grupo Niña intensa | 65 |
| 5.4.3. Grupo neutro bajos | 67 |
| 5.5. Conclusiones parciales | 68 |
| 6. Conclusiones finales | 69 |
| Bibliografía | 72 |

Capítulo 1

Introducción

1.1. Motivación y antecedentes

La cuenca del río Neuquén (CRN) es una cuenca de carácter exorréico situada en el noroeste de la Patagonia Argentina, en la región denominada ‘Comahue’(Figura 1.1). La misma nace en el faldeo oriental de la cordillera de Los Andes, entre los 36° y 39,5° de latitud sur, drenando una superficie de unos 30000 Km² (<http://www.aic.gob.ar/sitio/lacuena>). En su extremo norte limita con la cuenca del río Colorado y en el sur con la cuenca del río Limay. Este último confluye con el Río Neuquén para dar origen al Río Negro en el extremo oriental de la Provincia de Neuquén. En la sección baja de la cuenca se encuentra emplazado el complejo hidroeléctrico Cerros Colorados, cuyas funciones son el control de crecidas (a partir de los reservorios Los Barreales y Mari Menuco), el abastecimiento de agua para el consumo humano y el riego, la protección de costas y la generación hidroeléctrica. Esta última a cargo de cinco presas con una potencia instalada de 480 MW (ORSEP, 2020). En la cuenca también tienen lugar actividades agrícola-ganaderas, industriales y turísticas (Migueles et al., 2019).

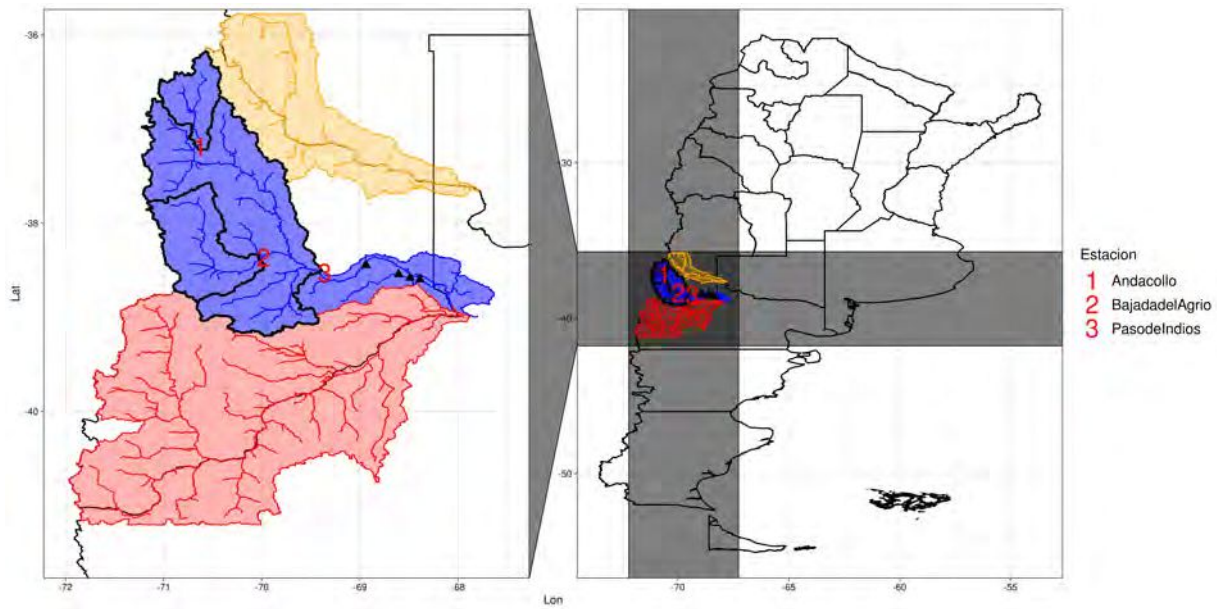


Figura 1.1: Cuenca del río Neuquén (CRN, sombreado azul), región de estudio. Cuenca del río Colorado (sombreado amarillo) y del Limay (sombreado rojo). Estaciones de aforo utilizadas en el estudio (números rojos) y sus subcuencas asociadas (contornos negros). Complejo hidroeléctrico Cerros Colorados (triángulos negros)

La CRN posee corrientes de agua permanentes de escurrimiento superficial dendrítico, siendo algunas pocas efímeras, reactivadas durante la época de deshielo (Finessi & Groch, 2018). El año hidrológico en los cursos de la CRN inicia en el mes de Marzo (Romero & González, 2016), presentando una doble onda de crecida, a la que se le asocia un régimen pluvio-nival. El primer máximo ocurre en los meses de junio y julio, acompañando el pico anual de las precipitaciones en la región (González & Vera, 2010). En tanto que el segundo máximo debe su origen a la alimentación alóctona producto del derretimiento nival y ablación glaciar que ocurre en las cordilleras circundantes al inicio de la primavera (Vich et al., 2010).

La variabilidad interanual de los caudales en los ríos andinos dependen fuertemente de las condiciones atmosféricas (Araneo & Compagnucci, 2008), lo que puede impactar en las actividades económicas de la CRN, como la generación hidroeléctrica (Ng et al., 2017; Arriagada et al., 2019) y la disponibilidad de agua para el riego. Consecuentemente, es relevante estudiar la variabilidad de los caudales en relación a los patrones de circulación atmosférica y las condiciones climáticas (Lauro et al., 2019). En tal sentido, numerosa evidencia sustenta que la variabilidad de los ríos patagónicos se encuentra modulada en escalas interanuales por los forzantes El Niño-Oscilación

del sur (ENSO, por sus siglas en inglés) y el Modo Anular del Sur (SAM, por sus siglas en inglés) y en escalas interdecadales por la Oscilación decadal del Pacífico (PDO, por sus siglas en inglés) y el SAM (Lauro et al., 2019; Berri et al., 2019; Compagnucci & Araneo, 2007; Rivera et al., 2017; Scarpati et al., 2001; Masiokas et al., 2019).

Los caudales en la región del Comahue presentan tendencias negativas tanto en series anuales (Masiokas et al., 2019) como en caudales mínimos y promedios estivales (Vich et al., 2010; Lauro et al., 2019). Asimismo, Rivera et al. (2017) detectaron tendencias positivas en la frecuencia de ocurrencia de sequías hidrológicas desde mitad de 1970. En particular, Masiokas et al. (2019) y Bais (2017) señalan que los déficit de caudales ocurridos en los años posteriores a 2007 y 2010, respectivamente, solo se comparan con registros de principios del siglo XX. Consistentemente, se ha detectado una sostenida reducción del manto de nieve y de los glaciares en Los Andes patagónicos (Braun et al., 2019; Saavedra et al., 2018; Masiokas et al., 2008), mostrando una significativa aceleración en la reducción a partir del 2006 (Cordero et al., 2019). Los efectos de tal merma no sólo se limitan a la CRN, ya que algunas cuencas andinas de Mendoza (Rivera et al., 2018, 2021) y Chile (Garreaud et al., 2017; Valdés-Pineda et al., 2020) sufrieron importantes sequías luego del 2010, generando serias complicaciones económicas, sociales y ambientales. En tal sentido, Barros et al. (2015) señalan que la reducción de la criósfera andina evitó que los caudales registrados sean aún menores. En tanto que proyecciones bajo distintos escenarios de emisiones muestran reducciones mayores en los ríos patagónicos en el futuro cercano (2030-2060) y sequías más frecuentes (Aguayo et al., 2019).

En síntesis, la evidencia muestra una transición hacia condiciones más secas en la región de estudio, con sequías más frecuentes e importantes déficit de caudal, incluso cuando estos últimos se encuentran potencialmente amortiguados por el derretimiento de los glaciares andinos. En este contexto, en el cual la Autoridad Interjurisdiccional de las Cuencas de los ríos Limay, Neuquén y Negro (AIC) ha declarado el estado de emergencia hídrica (<http://www.aic.gob.ar/Sitio/novedades-ver?a=730&z=2090819242>), impera la necesidad de mejorar la comprensión de la evolución temporal de los caudales en la CRN y su relación con los mecanismos forzantes de la circulación troposférica. Esto permitiría mejorar la planificación y gestión en las próximas décadas de un recurso tan indispensable como el agua.

1.2. Objetivos

El presente trabajo de investigación tiene como objetivo general caracterizar la evolución temporal de los caudales en la CRN en el contexto de sucesivos años de caudales por debajo de la media histórica. Asimismo, examinar los mecanismos físicos forzantes de la circulación troposférica asociados a su variabilidad interanual en el periodo 1980-2019. Para tal fin, se trazaron los siguientes objetivos específicos:

- Analizar la consistencia y la calidad de los datos de caudales, evaluando el método de rellenado de datos faltantes más adecuado para la región de estudio (Capítulo 3).
- Identificar las fases que componen el ciclo anual de los caudales en la CRN y estimar series temporales de acumulados de caudal en cada una de las fases obtenidas (Capítulo 4).
- Analizar estadística y espectralmente las series temporales de caudales en cada una de sus fases y su coherencia (Capítulo 4).
- Establecer la relación de la variabilidad de cada serie de caudal con índices principales del sistema climático e identificar las temporadas en las que la variabilidad podría estar siendo modulada por forzantes de gran escala (Capítulo 4).
- Examinar los mecanismos físicos forzantes de la circulación troposférica de gran escala en las temporadas seleccionadas (Capítulo 5).

Capítulo 2

Datos y metodología

En este capítulo se presentan los datos utilizados en la investigación, sean instrumentales, interpolados en puntos de retícula o de reanálisis. De igual modo, se introduce la metodología de análisis, con sus métodos estadísticos y las herramientas de diagnóstico dinámicas, que se irán implementando a lo largo de los subsiguientes capítulos de la tesis. También se presentan los softwares que permitieron la ejecución de los diversos análisis.

2.1. Datos

2.1.1. Caudales y delimitación de cuenca

Para el presente estudio se utilizaron datos de caudal medio diario del período 1980-2019 extraídos del Sistema Nacional de Información Hídrica (<https://snih.hidricosargentina.gob.ar/>). Se seleccionaron las estaciones de aforo ‘Andacollo’ (AND), ‘Bajada del Agrío’ (BDA) y ‘Paso de Indios’ (PDI), ya que resultan ser las únicas con un porcentaje de datos faltantes menor al 10% en el periodo considerado (Tabla 2.1). Las tres estaciones seleccionadas se ubican corriente arriba del complejo Cerros Colorados, lo que asegura que los registros no están afectados por embalses corriente arriba. Las estaciones AND y BDA son representativas de subcuencas con nacimiento en Los Andes, mientras que PDI de una subcuenca que abarca a las dos anteriores (Figura 1.1). Asimismo, se utilizaron los registros de la estación de aforo diario ‘Varvarco’ (-36,85;

-70,68), situada en la subcuenca de AND, para comparar registros con la estación AND.

La Tabla 2.1 muestra que AND presenta casi un 6 % de datos faltantes, donde más del 4 % se concentra en un período continuo comprendido entre 1° de abril del 2004 y el 1° de enero del 2006, comprometiendo la serie histórica. Por tanto, es necesario encontrar un método óptimo de rellenado de datos, a fin de recuperar la serie histórica para su uso climático.

| Estación | Acrónimo | Lat | Lon | Faltantes |
|------------------|----------|--------|--------|-----------|
| Andacollo | AND | -37.18 | -70.68 | 5.74 % |
| Bajada del Agrio | BDA | -38.36 | -70.03 | 0.33 % |
| Paso de Indios | PDI | -38.53 | -69.41 | 0.0 % |

Tabla 2.1: Ubicación de las estaciones de aforo diario utilizadas, sus acrónimos y porcentaje de datos faltantes en el período de estudio.

Para el rellenado de datos faltantes se evaluó el desempeño del modelo de reanálisis hidrológico GloFAS V3.0 (Ver sección 2.2.3). Este modelo, que utiliza como input meteorológico la salida del reanálisis ERA 5, brinda una simulación global diaria del caudal con una resolución espacial de 0.1° para el período 1980-2019 (Alfieri et al., 2020).

2.1.2. Índices climáticos

Para explorar los posibles forzantes del sistema acoplado océano-atmósfera que modulan la variabilidad de los caudales se utilizaron los siguientes índices climáticos mensuales:

- Índices C y E del fenómeno ENSO propuestos por Takahashi et al. (2011), y brindados por el Instituto Geofísico del Perú (<http://met.igp.gob.pe/variabclim/indices.html>). Estos índices, al ser obtenidos mediante componentes principales, no están correlacionados entre sí. Así, permiten describir la variabilidad propia de la temperatura superficial del mar (TSM) del Pacífico ecuatorial en su región este (niño oriental, E) y central (niño central, C). El índice C puede ser aproximado como $C \approx 1.7Niño_4 - 0.1Niño_{1,2}$ y esta altamente correlacionado con el índice $Niño_{3,4}$. El índice E se puede aproximar como $E \approx Niño_{1,2} - 0.5Niño_4$ y muestra correlacion alta con el índice $Niño_{1,2}$. Asimismo, para identificar los años de eventos ENSO y su intensidad se utilizo el índice ONI ('Oceanic Niño Index', https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php).

- Índice del SAM basado en observaciones, propuesto por Marshall (2003) y provisto por el 'British Antarctic Survey' (<https://legacy.bas.ac.uk/met/gjma/sam.html>). El mismo se calcula como $SAM = P_{40S}^* - P_{65S}^*$, donde P^* es la presión normalizada media mensual observada.
- Índice DMI ('Dipole Mode Index') del Dipolo del Océano Índico (IOD, por sus siglas en inglés), extraídos de la 'National Oceanic and Atmospheric Administration' (NOAA, https://psl.noaa.gov/gcos_wgsp/Timeseries/DMI/). Este índice representa el gradiente de TSM entre el indico occidental (50E-70E y 10S-10N) y el sudoriental (90E-110E , 10S-0N), es decir la intensidad del dipolo. Los años de eventos IOD se extrajeron de la pagina del 'Australian Bureau of Meteorology' (<http://www.bom.gov.au/climate/iod/>).
- Índices TSA ('Tropical south Atlantic') y TNA ('Tropical north Atlantic') de la TSM del Océano Atlántico tropical (recuperados de <https://psl.noaa.gov/data/climateindices/list/>). Estos índices son calculados en las cajas [30W-10E, 20S-0] y [55W-15W, 5N-25N], respectivamente.

2.1.3. Datos del sistema océano-atmósfera en puntos de retícula

Para evaluar la circulación troposférica asociada a la variabilidad interanual de los caudales acumulados se utilizaron los siguientes datos observados del sistema océano-atmósfera en puntos de retícula y de reanálisis, correspondientes al periodo de estudio:

- Onda larga saliente interpolada (OLR, por sus siglas en ingles [W/m^2]) de la NOAA (https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.interp_OLR.html), cuya resolución espacial es de $2,5^\circ$ (Liebmann & Smith, 1996).
- Geopotencial [gpm], componente zonal y meridional del viento en el nivel de 250 hPa [m/s] del reanálisis ERA5 de la ECMWF (<https://www.ecmwf.int/>), en $0,25^\circ$ de resolución espacial (Hersbach et al., 2020).
- Temperatura superficial del mar media mensual (TSM [$^\circ C$]), del ERSST V5 ('Extended Reconstructed Sea Surface Temperature') de la NOAA, en 2° de resolución espacial (Huang et al., 2017).

- Precipitación mensual acumulada [mm] de la base grillada del GPCC ('Global precipitation climatology centre', <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.gpcc.html>), en 0,5° de resolución espacial (Schneider et al., 2011).

Además, de acuerdo con el teorema de Helmholtz, a partir del flujo horizontal (zonal y meridional) en 250 hPa se calculó la componente divergente e irrotacional del flujo (función potencial, χ [m²/s]) y la componente rotacional, no divergente del flujo (función corriente, ψ [m²/s]) en el nivel de 250 hPa, con una resolución espacial de 1,5°.

2.2. Metodologías

2.2.1. Softwares utilizados

La delimitación de cuencas, subcuencas y redes de drenaje se llevó a cabo utilizando un modelo digital de elevación del radar 'Shuttle Radar Topography Mission' (Farr et al., 2007), procesado con los sistemas de información geográfica QGIS (Team et al., 2016) y GRASS (Neteler et al., 2012).

La manipulación de datos, análisis estadísticos y realización de gráficos fue realizada utilizando el software de código libre 'R' (Team et al., 2013). En particular, haciendo uso de los paquetes 'tidyverse' (Wickham et al., 2019), 'lubridate' (Grolemund & Wickham, 2011), 'metR' (Campitelli, 2018), 'BreakPoints' (Hurtado et al., 2020), 'fitdistplus' (Delignette-Muller et al., 2015), 'rgdal' (Bivand et al., 2015) y 'trend' (Pohlert et al., 2016) y 'forecast' (Hyndman et al., 2020).

2.2.2. Consistencia de datos

Como el caudal es una magnitud siempre positiva, se analizó si existían valores negativos y falsos ceros en los registros. Los valores nulos fueron consistidos a partir de un análisis visual de las series. En caso de existir valores negativos y falsos ceros, fueron considerados como datos faltantes.

Para identificar valores anómalos se ajustó un modelo autorregresivo integrado de medias móviles (ARIMA) a la serie de caudal medio diario de cada estación. Este modelo permite predecir

valores futuros haciendo uso de valores anteriores de la misma serie. La elección de este modelo se basa en la autocorrelación que la variable presenta intrínsecamente y en estudios previos que mostraron un buen desempeño de ARIMA modelando caudales diarios en otras regiones (Gharde et al., 2016; Kassem et al., 2020). El modelo ARIMA(p,d,q) esta dado por la siguiente expresión (Hyndman & Khandakar, 2008):

$$(1 - \sum_{i=1}^p \phi_i B^i)(1 - B)^d y_t = (1 + \sum_{j=1}^q \theta_j B^j) \epsilon_t \quad (2.1)$$

Donde p y q representan el orden del modelo autoregresivo (AR) y de medias móviles (MA), respectivamente. d esta asociado al orden de integración de la serie para que esta sea estacionaria. y_t es el valor del modelo a tiempo t y ϕ_i y θ_i los parámetros de los modelos AR y MA, respectivamente. ϵ_t es el residuo a tiempo t y B es el 'backshift operator', en la teoría de series temporales. Los ordenes del modelo fueron determinados minimizando el criterio de información de Akaike (AIC). Definido los ordenes del modelo, los parámetros fueron estimados a partir del método de máxima verosimilitud.

Se definieron como valores sospechosos a aquellos registros por fuera de un intervalo arbitrario dado por el doble del desvío estándar de los residuos del modelo $[2\sigma(\epsilon_t)]$. Para tales valores, se realizó a un análisis visual de consistencia, graficando la serie de la estación centrada en el valor a consistir, junto con estaciones de aforo cercanas para comparar los registros. Para aquellos casos en que fue requerido, se utilizaron además registros de precipitación diaria de las estaciones ubicadas en la CRN del Sistema Nacional de Información Hídrica. El análisis visual de consistencia fue realizado debido a que si bien los métodos automatizados sirven para identificar anomalías en los datos, la determinación de si un valor es erróneo es dependiente del contexto y requiere el juicio humano (Kandel et al., 2012). Al igual que con los falsos ceros y valores negativos, los registros confirmados como inconsistentes fueron considerados como valores faltantes.

2.2.3. Rellenado de faltantes

En ciencias ambientales la selección a priori de un método adecuado de relleno de datos es compleja, dado que las estimaciones son específicas de la variable y dependientes de múltiples factores tales como la topografía, la densidad y el diseño de la red de medición, entre otros (Li

& Heap, 2008). Además, el uso de métodos de rellenado inadecuados pueden comprometer la fiabilidad de los análisis hidrológicos posteriores (Ng et al., 2009). Por ello, se realizó un análisis comparativo de un conjunto de métodos de rellenado de datos de caudal medio diario, con el fin de determinar aquel más adecuado para la CRN. Entre los métodos evaluados se incluyen los de tipo autorregresivo (ARIMA), de regresión lineal múltiple (MLR) con múltiples variantes en las variables predictoras, y de valores medios (Valor_Medio, Cerrudo et al. (2016)). Los métodos considerados en el análisis se describen en la (Tabla 2.2). Las variables predictoras de los anteriores métodos consisten en datos de la propia estación o estaciones cercanas, ya sean simultáneos o desfasados en el tiempo. Sin embargo, junto a la comparación de estos métodos, se evaluó el rellenado de faltantes utilizando datos provistos por el reanálisis GloFAS mediante un método de regresión lineal simple (GloFas_Reg) y directamente con el valor del dato reanalizado en el punto de grilla más cercano (GloFas_Raw) (ver Tabla 2.2).

De los métodos evaluados, hay algunos que no son aptos para rellenar períodos continuos de datos faltantes. Los métodos Arima y MLR_Ar requieren de la existencia de registros en días previos y el método Valor_Medio requiere el anterior y posterior inmediatos. En consecuencia, éstos sólo son aplicables a datos faltantes aislados. Por tanto, se evaluó el método más adecuado para rellenar faltantes continuos y aislados de forma separada.

| Método | Descripción |
|-------------|--|
| Arima | Modelo autoregresivo integrado de medias móviles |
| MLR_Ord | Regresión lineal múltiple utilizando como predictores los registros de las otras dos estaciones de la cuenca |
| MLR_Ds | Regresión lineal múltiple utilizando como predictores los registros desfasados en el tiempo de las otras dos estaciones de la cuenca |
| MLR_Ar | Regresión lineal múltiple utilizando como predictores los registros desfasados de la propia estación a rellenar y de las otras dos estaciones de la cuenca |
| Valor_Medio | Promedio entre el registro del día previo y posterior al valor a rellenar |
| GloFAS_Raw | Salida del reanálisis GloFAS en el punto de grilla mas cercano a la estación a rellenar |
| GloFAS_Reg | Regresión lineal simple usando GloFAS_Raw como predictor |

Tabla 2.2: *Métodos de rellenado de datos evaluados y su descripción. Filas sombreadas corresponden a métodos capaces de rellenar gaps.*

Los residuos de cada método y cada estación fueron calculados a partir de la metodología ‘Leave one out cross validation’ (Sammut & Webb, 2010). Se utilizaron métricas basadas en el

error relativo, con el fin de poder compararlas entre estaciones. En particular, se calculó el error relativo medio (RME, por sus siglas en inglés) y la raíz cuadrada del error cuadrático medio relativo (RRMSE, por sus siglas en inglés), definidos de la siguiente forma:

$$RME_{i,j} = \frac{\sum_{t=1}^N \left[\frac{Mod_{i,j}(t) - Obs_i(t)}{Obs_i(t)} \right]}{N} 100 \quad (2.2)$$

$$RRMSE_{i,j} = \sqrt{\frac{\sum_{t=1}^N \left[\frac{(Mod_{i,j}(t) - Obs_i(t))}{Obs_i(t)} \right]^2}{N}} 100 \quad (2.3)$$

Donde *Mod* y *Obs* representan los valores modelados y observados, respectivamente. *i* representa la estación, *j* al modelo de rellenado y *N* representa la cantidad de observaciones. El RME brinda información del sesgo relativo promedio y el RRMSE de la magnitud del error relativo promedio. Cabe destacar que el RME debe ser evaluado con precaución dado que los valores negativos y positivos pueden contrarrestarse entre sí y dar una magnitud más pequeña que el error real. Por su parte, el RRMSE no es una métrica resistente y tiende a poner peso en errores grandes (Li & Heap, 2011).

Tanto la serie de caudales como de las variables predictoras presentan varianza y covarianza entre ellas que depende de la evolución del ciclo anual, siendo los cambios más significativos entre las temporadas de alto y bajo caudales. Con el fin de determinar si existen diferencias en el desempeño de los métodos entre temporadas de altos y bajos caudales, los errores se calcularon de forma separada para el semestre de bajos caudales (enero a junio) y para el semestre de altos caudales (julio-diciembre), siguiendo la clasificación de temporadas de alto y bajo caudal de Compagnucci & Araneo (2007). Asimismo, los modelos de regresión (MLR_Ord, MLR_Ds, MLR_Ar y GloFAS_Reg) fueron ajustados de dos formas distintas. Por un lado, se ajustaron los modelos a partir de la serie completa de predictores sin distinción de temporada (Serie completa) y por el otro, considerando sólo el subconjunto correspondiente a la temporada de altos o bajos caudales, según el caso (Subconjunto temporada).

2.2.4. Ciclo anual, fases y series de caudal acumulado

Consistidas las series temporales y rellenados los datos faltantes de las estaciones AND, BDA y PDI, se procedió a la determinación del ciclo anual de cada una de ellas y sus fases principales a partir del análisis armónico aplicado a un ciclo anual característico. Para ello se construyó tal ciclo anual característico a partir de la mediana de la distribución de caudales diarios para cada día del año ($Ciclo_med$). El análisis armónico del ciclo anual característico se obtuvo mediante la transformada rápida de Fourier (FFT) aplicado a $Ciclo_med$, del cual se reconstruyó el ciclo anual reteniendo los primeros 5 armónicos ($Ciclo_arm$). Así:

$$Ciclo_arm = \overline{Ciclo_med} + \sum_{k=1}^5 [H_k e^{i(2\pi k/365)t}] \quad (2.4)$$

Donde H_k es la amplitud compleja del k -ésimo armónico y $\overline{Ciclo_med}$ es el valor medio de la serie $ciclo_med$, donde

$$Ciclo_med = mediana(Caudal_{día}) \quad (2.5)$$

La determinación de las fechas de inicio y finalización de las fases del del ciclo anual se obtuvo a partir de un análisis objetivo de puntos de quiebre sobre $Ciclo_arm$, usando los test de Pettit, Buishand-R y Standard Normal Homogeneity Test (SNHT). La elección de los métodos se basa en las simulaciones de Hurtado et al. (2020), quienes señalan que los dos primeros son más eficientes en detectar quiebres en el medio de la serie, mientras que la última lo es sobre los bordes. De esta forma, aumenta la probabilidad de detección de las distintas fases de $Ciclo_arm$ con al menos uno de las métodos, sin importar donde este se ubique. Para evaluar de forma objetiva las dispersiones de los caudales diarios respecto a $ciclo_arm$, se calculó para cada estación de aforo y fase del ciclo anual identificada un coeficiente de dispersión (CD), dado por la siguiente expresión:

$$CD_{ij} = \frac{mediana(IQR_{ijk})}{mediana(Caudal_{ijk})}$$

donde IQR es el intervalo intrcuartílico, i y j hacen referencia a la i -ésima estación de aforo y j -ésima fase del ciclo anual y k al k -ésimo día del año. Este coeficiente, al estar dividido por la mediana de los caudales de la fase correspondiente, permite comparar las dispersiones entre fases

para un dado aforo.

Para cada una de las fases detectadas, se acumuló el caudal en un trimestre contenido dentro de la fase. Así, para cada estación de aforo se obtuvieron series interanuales de acumulados trimestrales representativas de cada una de las fases que componen el ciclo anual.

2.2.5. Inhomogeneidades y tendencias

Un quiebre en la estacionariedad de una serie temporal puede ser indicativo de dos causas. Por un lado, de una inhomogeneidad estadística, con origen en el procedimiento de la toma y registro de datos (cambio artificial, por ejemplo, por relocalización de la estación meteorológica o de aforo). Por otro lado, puede deberse a un cambio natural, originado en el sistema climático o en una componente de éste. Es conveniente filtrar las inhomogeneidades para no alterar las condiciones de estacionariedad de la serie temporal, lo cual afecta sensiblemente la tendencia. Por ejemplo, una tendencia positiva puede a veces enmascarar la presencia de un salto o quiebre hacia valores mayores que no ha sido detectado y evaluado correctamente.

La detección de quiebres de las series interanuales de caudal acumulado se realizó usando los métodos de análisis de quiebres múltiples de Hurtado et al. (2020), descritos en la sección 2.2.4. Dada la corta extensión de las series temporales, se evaluó la existencia de un único punto de quiebre para un intervalo de confianza del 90%. Según estos autores, las metodologías tienen un margen de error mayor en series cortas. Por este motivo, la existencia y ubicación exacta del quiebre detectado se confirmó visualmente.

En caso de existir un quiebre, se analizaron las tendencias antes y después del mismo a partir de las pendientes de regresión robusta de Theil-Sen (Sen, 1968) y del test no paramétrico de Mann Kendall (Hipel & McLeod, 1994), utilizando un nivel de significancia estadística de 0.1. Aquellas tendencias significativamente no nulas fueron posteriormente filtradas, para asegurar la estacionariedad de la serie.

2.2.6. Histogramas y bondad de ajuste

Una vez detectados los quiebres en las series temporales y filtradas las tendencias monótonas significativamente distintas de cero, se confeccionaron histogramas de frecuencia, funciones de probabilidad acumulada y diagramas cuantil-cuantil ('Q-Q plot') y de probabilidad-probabilidad ('PP plot') de los caudales acumulados y las distribuciones teóricas propuestas, en cada fase del ciclo anual y para cada estación de aforo.

Puesto que se trabaja con muestras de acumulados trimestrales de caudal, el Teorema central del limite establece que las muestras deberían seguir una distribución normal. Para indagar esto, se computó el test de Kolmogorov-Smirnov (KS) de una muestra, cuya hipótesis nula establece que la muestra proviene de una distribución teórica dada. La distribución empírica se testeó contra la distribución normal teórica cuyos parámetros (μ y σ) fueron ajustados con la totalidad de la muestra a partir del método de máxima verosimilitud. Como fue utilizada la misma muestra para el ajuste de parámetros que para el test, el valor crítico del test de KS no resulta suficientemente riguroso (Wilks, 2011). Por este motivo, el valor p fue estimado a partir de 10.000 simulaciones de Montecarlo del estadístico D del test de KS. Para los casos en que la hipótesis de normalidad fue rechazada con un intervalo de confianza de 90 %, se testearon tales muestras contra una distribución teórica gamma utilizando la misma metodología.

2.2.7. Análisis espectral de las series

Con el objetivo de identificar las periodicidades dominantes en las series, se realizó un análisis espectral. Para ello, se aplicó la FFT a las series acumuladas en cada fase, reteniendo sólo los primeros $(N - 1)/2$ armónicos (siendo N la longitud de la serie), suficientes para representar completamente la totalidad de la varianza de la serie (Wilks, 2011). Luego, se calculó la amplitud cuadrática de cada armónico, la cual está asociada a una frecuencia dada por la siguiente expresión:

$$\omega_k = \frac{2\pi k}{N} \quad (2.6)$$

Donde ω_k es la frecuencia del k-ésimo armónico.

Para definir aquellas amplitudes significativamente distintas de las que se obtendrían debido a

procesos aleatorios, en lugar de testear las amplitudes contra el espectro teórico de ruido blanco, se realizó un test de remuestreo con reemplazo o 'bootstrapping' bajo la hipótesis nula que las amplitudes obtenidas están asociadas a procesos aleatorios. Construido el espectro nulo, se realizó el test a una cola con un intervalo de confianza del 90 %.

2.2.8. Exploración de forzantes

Para la exploración de forzantes de la variabilidad de las series de caudales acumulados, los índices climáticos se promediaron por trimestres móviles. Luego, se estimó la función de correlación entre las series de caudales y de los índices climáticos, iniciando en el trimestre que compone cada fase. La correlación se repitió moviendo la ventana en un mes, para así examinar todos los trimestres posibles (Agosta et al., 2020) hasta un desfase de 5 meses. Para las distribuciones no normales, se empleó como función de correlación el coeficiente de correlación rankeado de Spearman, el cual consiste en el coeficiente de correlación de Pearson estimado sobre los datos rankeados (es decir, entre valores ordinales). Este coeficiente de correlación representa una alternativa robusta y resistente a la correlación convencional del primer momento de Pearson (Wilks, 2011), la cual fue empleada para el caso de distribuciones normales. La significancia de ambas correlaciones se evaluó a partir de sus respectivos test a dos colas con $\alpha=0,1$, cuya hipótesis nula supone que no existe relación lineal entre las variables.

2.2.9. Relación precipitación-caudal

Dada la escasa densidad de estaciones pluviométricas en la región, sumado a la ausencia de mediciones confiables de precipitación en la región de la cordillera de Los Andes, se optó por construir una serie de precipitación representativa del área de captura de la CRN, a partir de la base de datos de precipitación grillada GPCC. La elección de esta base sigue el informe técnico de la Tercera Comunicación Nacional sobre Cambio Climático (Barros et al., 2014). Allí se señala que, entre todas las bases disponibles, GPCC es la más adecuada para estimar el campo de precipitación en Argentina. De este modo, se estimó la serie temporal de precipitación mensual realizando un promedio areal entre 72° - 70° O y 40° - 36° S. Cabe destacar que esta área resulta mayor que la superficie de captura de la cuenca, esto se debe a que se buscó representar la precipitación en la cordillera de Los Andes, que juega un papel clave en los caudales de las cuencas

andinas.

Para determinar la temporada en que la precipitación regional presenta mayor impacto sobre el caudal de cada fase del ciclo anual, se computó el test de correlación del primer momento de Pearson entre las series de caudal acumulado en esa fase y la serie de precipitación para todos los trimestres posibles del año. Asimismo, para cada trimestre se estimó la proyección del caudal acumulado sobre la precipitación, a partir del coeficiente de regresión estandarizado. Siguiendo a Siegel (2016), el análisis de regresión lineal con variables estandarizadas provee, respecto del coeficiente de correlación, otra manera de interpretar la intensidad de la relación lineal entre la precipitación (x) y el caudal (y). La pendiente se interpreta como el cambio en unidades estandarizadas de la variable dependiente asociado con el incremento de un desvío estándar en la variable independiente. La pendiente estandarizada (b) se obtiene a partir del coeficiente de correlación del primer momento de Pearson (r), re-escalando el coeficiente r a través de los desvíos estándares de las variables involucradas en el análisis:

$$r = \frac{b\sigma_x}{\sigma_y} \quad (2.7)$$

donde r es el coeficiente de correlación lineal, b es la pendiente obtenida de la regresión lineal, y σ denota los desvíos estándares de las variables independiente y dependiente (x e y, respectivamente). De esta manera, la proyección de la variable dependiente y (caudal) sobre la variable independiente x (precipitación) se expresa mediante la relación $\sigma_y r = b\sigma_x$. La significancia de la proyección viene dada por la significancia del coeficiente de correlación simple.

2.2.10. Composiciones

Para evaluar la circulación troposférica de gran escala que dió origen a la ocurrencia de caudales altos y bajos se empleó la técnica de composición de anomalías de campos de variables del sistema océano-atmósfera (ver sección 2.1.3). Fueron considerados como valores altos (bajos) a aquellos años cuyo acumulado anual fue superior (inferior) al percentil 75 (percentil 25) de la distribución de caudales acumulados de cada fase y estación de aforo. En todos los casos las anomalías fueron testeadas contra la climatología 1981-2010 del periodo compuesto, utilizando el test de Student para muestras con varianzas distintas (Ruxton, 2006) con $\alpha=0.1$.

Además de las composiciones, se calcularon los flujos de actividad de onda (FAO) de Takaya-Nakamura (Takaya & Nakamura, 2001). Esta herramienta de diagnóstico dinámico se basa en la ley de conservación de actividad de onda siguiente:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \nabla \cdot F = D$$

donde A y F representan la densidad y el flujo de actividad de onda, respectivamente y D es el término disipativo. Para el caso de perturbaciones geostóficas cuasi-estacionarias, impuestas en un flujo básico inhomogéneo y estacionario (U,V), la expresión de las componentes horizontales resultan:

$$W_x = \frac{p \times \cos(\phi)}{2|U|} \left[\frac{U}{a^2 \cos^2(\phi)} \left[\left(\frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \right)^2 - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda^2} \right] + \frac{V}{a^2 \cos^2(\phi)} \left[\frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \frac{\partial \psi'}{\partial \phi} - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda \partial \phi} \right] \right] \quad (2.8)$$

$$W_y = \frac{p \times \cos(\phi)}{2|U|} \left[\frac{U}{a^2 \cos(\phi)} \left[\frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \frac{\partial \psi'}{\partial \phi} - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda \partial \phi} \right] + \frac{V}{a^2} \left[\left(\frac{\partial \psi'}{\partial \phi} \right)^2 - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \phi^2} \right] \right] \quad (2.9)$$

donde ψ' es la perturbación de la función corriente geostófica, cuya expresión esta dada por:

$$\psi' = \frac{\Phi'}{f} \quad (2.10)$$

En estos términos, el flujo de actividad de onda resulta paralelo a la velocidad de grupo del paquete de ondas, por lo que resulta una herramienta de gran utilidad para evaluar fuentes y sumideros de actividad de onda. Asimismo, brinda de una imagen instantánea de la propagación de perturbaciones cuasi-estacionarias.

Además de la divergencia (convergencia) del FAO como indicador del origen (sumidero) de ondas de Rossby, se complementó con la interpretación de los campos anómalos del flujo divergente en tropósfera superior, en relación con la climatología de la vorticidad absoluta. Según Qin & Robinson (1993), una fuente de onda de Rossby está vinculada a convección profunda en los trópicos y subtropicos. En los trópicos la fuente de onda de Rossby es generada por la advección de la vorticidad absoluta media por el viento divergente anómalo (componente irrotacional anómala

del flujo, V'_χ). En los subtrópicos la fuente de onda de Rossby está vinculada al estiramiento ('stretching') de la vorticidad absoluta media debido al flujo irrotacional anómalo. En términos de desviaciones estacionales, la fuente extratropical puede descomponerse en dos términos: el producto de la divergencia anómala del flujo y la vorticidad planetaria y el producto de la componente divergente del viento y el gradiente meridional de vorticidad planetaria (Rasmusson & Mo, 1993).

Capítulo 3

Consistencia y calidad de datos

En el presente capítulo se aborda el primer objetivo específico de la presente tesis, en el que se realiza un análisis de consistencia de los datos instrumentales de caudal medio diario utilizados y se identifican registros erróneos e inconsistentes. Además, se presenta el análisis comparativo de los diversos métodos de rellenado de datos faltantes.

3.1. Análisis de consistencia

Si bien ninguna de las estaciones de aforo utilizadas en el estudio presentó valores negativos en sus registros, la estación AND mostró caudales nulos en las fechas 18 y 19 de octubre del 2006, el 13 de abril de 2010 y del 23 de abril al 4 de mayo de 2011 (Figura 3.1). Teniendo en cuenta que el río Neuquén posee corrientes de agua permanentes (Finessi & Groch, 2018), se consideraron a tales valores como sospechosos de falsos ceros. A través de la inspección visual se pudo dilucidar que en realidad se tratan de datos faltantes, que en los registros fueron reemplazados por valores de caudal nulo erróneamente.

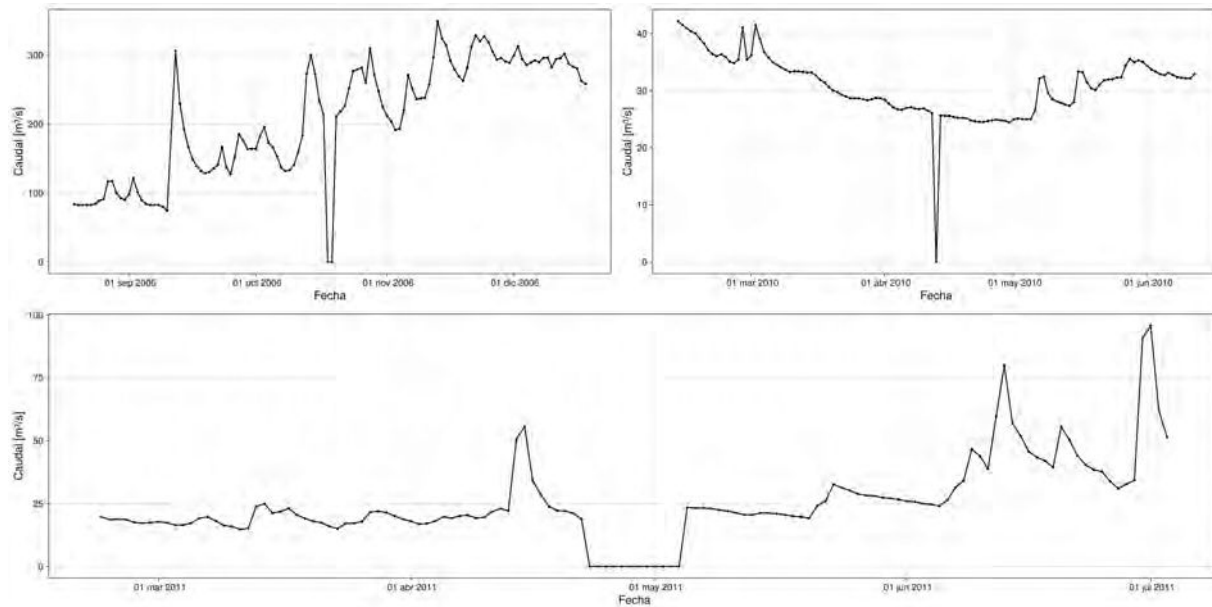


Figura 3.1: Caudal medio diario de la estación AND en el entorno en que se identificaron valores nulos: 18 y 19 de octubre de 2006 (panel superior izquierdo); 13 de abril de 2010 (panel superior derecho) y del 23 de abril al 4 de mayo de 2011 (panel inferior).

La metodología de detección de posibles valores inconsistentes basada en el modelo ARIMA arrojó 92 sospechosos en AND, 118 en BDA y 96 en PDI. Para cada uno de estos valores sospechosos se procedió a realizar un análisis visual de la serie en cuestión y aforos cercanos (ver subsección 2.2.2). Tras la inspección visual, tan sólo un registro de AND y uno de BDA fueron confirmados como inconsistentes.

En la Figura 3.2 se observa las series temporales de AND, PDI y 'Varvarco' para noviembre y diciembre de 1984. Puede observarse que luego del 29 de Noviembre de 1984 los registros de AND muestran un comportamiento inconsistente respecto a la propia serie, mostrando un abrupto descenso en los caudales que no se observa en estaciones cercanas. Consistentemente, luego se presentan una sucesión de faltantes, por lo que es posible que el instrumento haya quedado fuera de servicio para su arreglo o calibración. De esta forma, se consideraron como registros inconsistentes a los valores del 29 de noviembre al 10 de diciembre de 1984 en la estación AND.

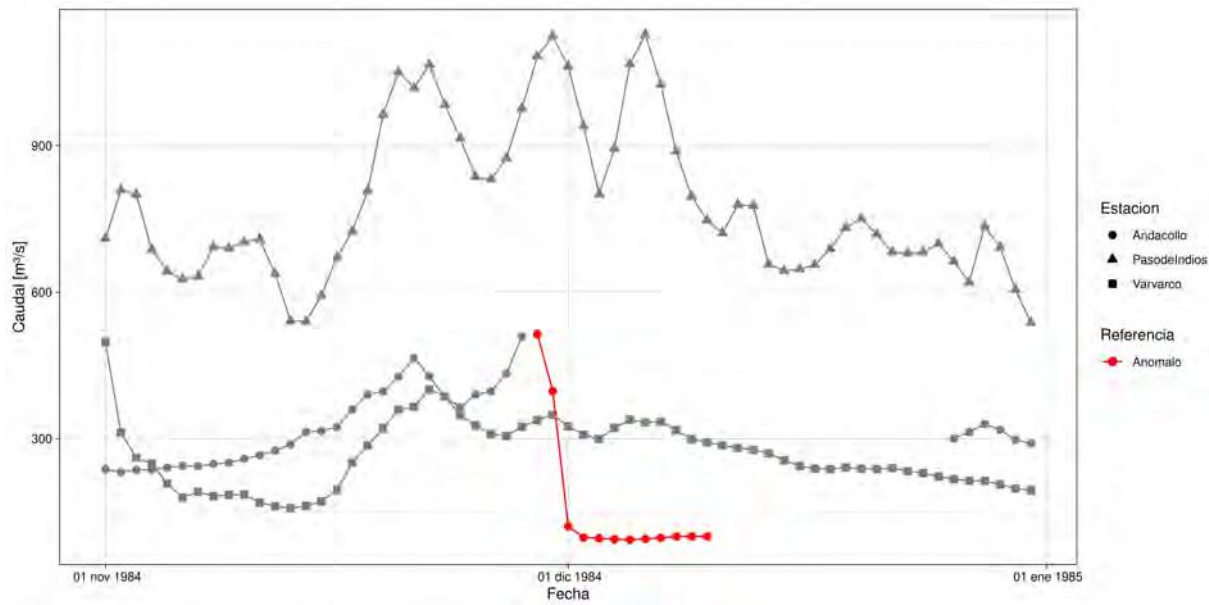


Figura 3.2: Caudal medio diario de la estación AND (círculos), PDI (triángulos) y Varvarco (cuadrados), en un entorno de los valores inconsistentes. Valores en rojo fueron considerados inconsistentes.

La Figura 3.3 muestra la serie de la estación BDA y PDI para los meses de abril y mayo de 2006. A fines del mes de abril se observa un pico en el caudal de BDA que no se constata en ningún momento en la estación PDI (situada corriente abajo), como si sucede a finales del mes de mayo. Cabe destacar que pueden ocurrir picos de caudal en estaciones corriente abajo, como PDI, sin que estos se observen en estaciones aguas arriba ya que pueden estar asociados a precipitaciones en la sección baja y media de la CRN. Sin embargo, la observación de la series indica que cualquier pico que ocurre en las estaciones de la sección alta se observa en estaciones aguas abajo, ya sea en mayor o menor medida. Adicionalmente, se consultaron los registros de precipitación de estaciones situadas en la subcuenca de BDA y se constato que no hubieron precipitaciones consistentes con tal pico. Por estos motivos, se consideraron como valores inconsistentes a los registros del 15 de abril al 1° de mayo de 2006 en BDA.

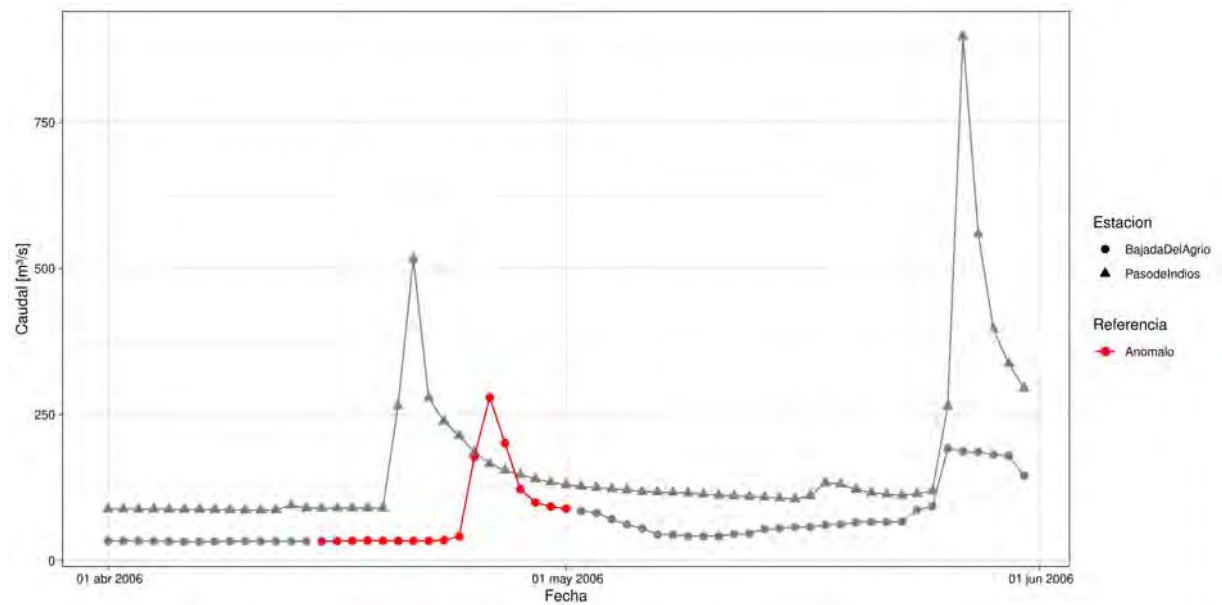


Figura 3.3: Caudal medio diario de la estación BDA (círculos) y PDI (triángulos), en un entorno de los valores inconsistentes. Valores en rojo fueron considerados inconsistentes.

3.2. Rellenado de datos faltantes

Antes de realizar el análisis comparativo de métodos de relleno de datos faltantes de caudal medio diario, se evaluó cuál es el mejor conjunto de predictores para los métodos basados en regresiones. La Figura 3.4 muestra las dos métricas de error calculadas para cada estación y temporada del ciclo anual. Se observa que el método GloFAS_Reg es el que presenta las mayores diferencias entre el ajuste con la serie completa y el ajuste con el subconjunto temporada, mientras que MLR_Ar presenta diferencias mínimas entre los distintos modos de ajuste de los parámetros del modelo. Durante la temporada de altos caudales los métodos muestran errores más bajos cuando sus parámetros son ajustados utilizando la serie completa. Contrariamente, a excepción de MLR_Ar, durante la temporada de bajos caudales los métodos mostraron mejor desempeño cuando sus parámetros se ajustaron utilizando sólo el subconjunto de la temporada seca. En pos de realizar la comparación de los métodos utilizando su mejor alternativa de aplicación, en adelante para la temporada de altos caudales se mostraran todos los métodos regresivos ajustados con la serie completa. Por su parte, en la temporada de bajos se consideraran los métodos MLR_Ord, MLR_Ds y GloFAS_Raw ajustados con el subconjunto temporada y MLR_Ar con la serie

completa.



Figura 3.4: *RME y RRMSE de los métodos de regresión calculado para cada estación y temporada del ciclo anual considerando toda la serie para el ajuste de parámetros (Serie completa) o sólo el subconjunto de la temporada correspondiente (Subconjunto temporada). Valores en verde corresponden a los menores valores de cada métrica.*

La Figura 3.5 muestra las métricas de error de cada metodología evaluada, para las distintas estaciones en la temporada de altos y bajos caudales. Considerando la métrica RRMSE los métodos Arima, Valor_Medio y MLR_Ar muestran los menores errores (del orden del 10% en ambas estaciones y ambas temporadas). En ambas estaciones y temporadas, GloFAS_Raw y GloFAS_Reg muestran errores mayores que MLR_Ord y MLR_Ds (Figura 3.5, paneles inferiores). En particular, los dos modelos GloFAS muestran valores de RRMSE superiores al 50% en todos los casos. Considerando esta métrica, no parece existir diferencias sustanciales entre MLR_Ord y MLR_Ds, pero ambas muestran una diferencia marcada entre las temporadas. Durante la temporada de altos, ambas metodologías muestran errores menores, siendo del orden del 40% (25%) en AND (BDA). En tanto que en la temporada de bajos los errores presentan valores del 75% (45%) en AND (BDA).

Los métodos Arima, Valor_Medio y MLR_Ar son los que menor sesgo relativo promedio

presentan, resultando en todos los casos positivos y del orden del 5 %, mostrando así una tendencia promedio a sobreestimar el caudal observado, siendo los errores de Arima los mayores de los tres métodos mencionados (Figura 3.5, paneles superiores). Los modelos MLR_Ord y MLR_Ds presentan errores mayores para la temporada de bajos que para la de altos, siendo positivos en todos los casos. Ambos métodos muestran valores del orden del 10 % (3 %) en AND (BDA) durante la temporada de altos y del 30 % (20 %) en AND (BDA) en temporada de bajos caudales. El modelo GloFAS_Reg muestra errores positivos en todos los casos, aunque una variación grande entre temporadas. Para la temporada de altos se mantiene debajo del 15 % en ambas estaciones, mientras que en los bajos ambos superan el 30 %. Por su parte, el modelo GloFAS_Raw exhibe una notable diferencia entre temporadas y estaciones. En la estación AND los errores en ambas temporadas resultan negativos, siendo de -13% (-2%) en temporada de bajos (altos). En BDA los errores en ambas son del mismo orden (35 %), pero positivos (negativos) en temporada de altos (bajos). Es importante en esta instancia destacar la separación en temporadas en este caso particular, ya que si se hubiesen considerado métricas promedio de todo el año, se hubiesen obtenido errores cercanos a cero, al contrarrestarse entre sí. Esto podría haber conducido a una interpretación incorrecta del sesgo relativo del modelo.

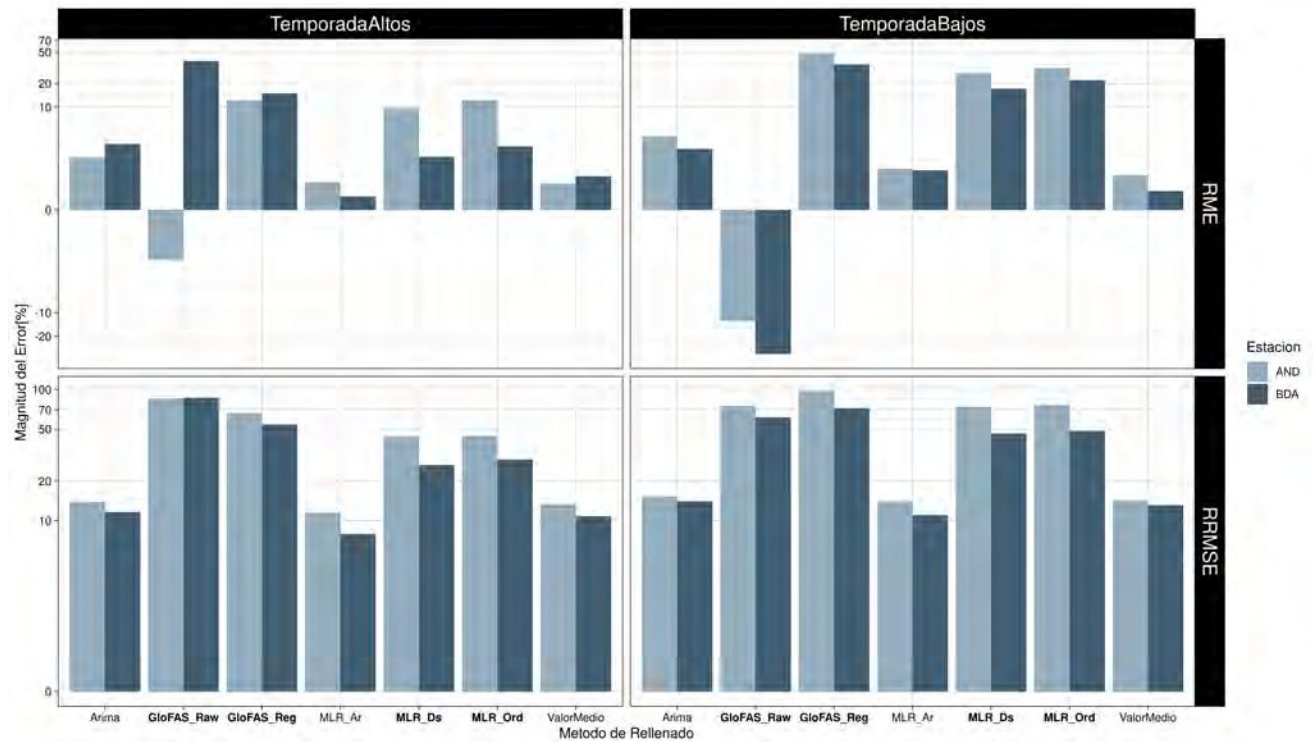


Figura 3.5: *RRMSE (paneles inferiores) y RME (paneles superiores) de las metodologías evaluadas para la temporada de altos (paneles derechos) y bajos caudales (paneles izquierdos) de las estaciones AND y BDA (azul claro y oscuro, respectivamente). Las metodologías en negrita son aquellas capaces de rellenar faltantes continuos. Se utiliza una escala de arco seno hiperbólico para mejor visualización de los errores bajos.*

Dado que los métodos de interpolación en general tienden a subestimar valores altos y sobreestimar valores bajos (Hurtado et al., 2021), se calcularon ambas métricas de error para todos los métodos y estaciones separando en valores altos (P75 y P90) y bajos (P25 y P10) de la distribución observada (Figura 3.6). Considerando la métrica RRMSE, los modelos MLR_Ar, Arima y Valor_Medio muestran los menores errores y un comportamiento similar en ambas estaciones. En términos generales, los tres métodos presentan errores mayores (menores) al modelar valores altos (bajos) de la distribución observada, especialmente durante la temporada de bajos caudales. De los tres mencionados, MLR_Ar es el método que minimiza los errores, presentando errores muy similares en los distintos percentiles (del orden del 15%). Respecto a los métodos capaces de rellenar faltantes continuos, el comportamiento es el opuesto al de los métodos anteriormente mencionados, dado que presentan errores mayores (menores) en los valores bajos (altos) de la distribución, particularmente en la temporada de bajos caudales. De los cuatro

métodos, las regresiones lineales múltiples muestran un mejor desempeño general, en comparación a los modelos GloFAS. En todos los casos los errores de las regresiones asociados a caudales altos (P75 y P90) se mantienen debajo del 55 %, mientras que para los caudales bajos (P25 y P10) alcanzan valores superiores al 100 % en la temporada de bajos caudales del ciclo anual. Si bien no existe una sustancial diferencia entre ambas regresiones múltiples, en general el modelo MLR_Ds muestra errores ligeramente menores.

En términos de RME, los modelos Valor_Medio y MLR_Ar muestran valores muy próximos a cero para todos los percentiles, estaciones y temporadas. El modelo Arima muestra una leve sobreestimación (subestimación) de los valores bajos (altos) de la distribución de caudal observado. Por otro lado, puede notarse que los grandes errores globales de los modelos de regresión están conducidos por una subestimación de los valores altos de la distribución y una muy marcada sobreestimación de los valores bajos de caudal en ambas temporadas.

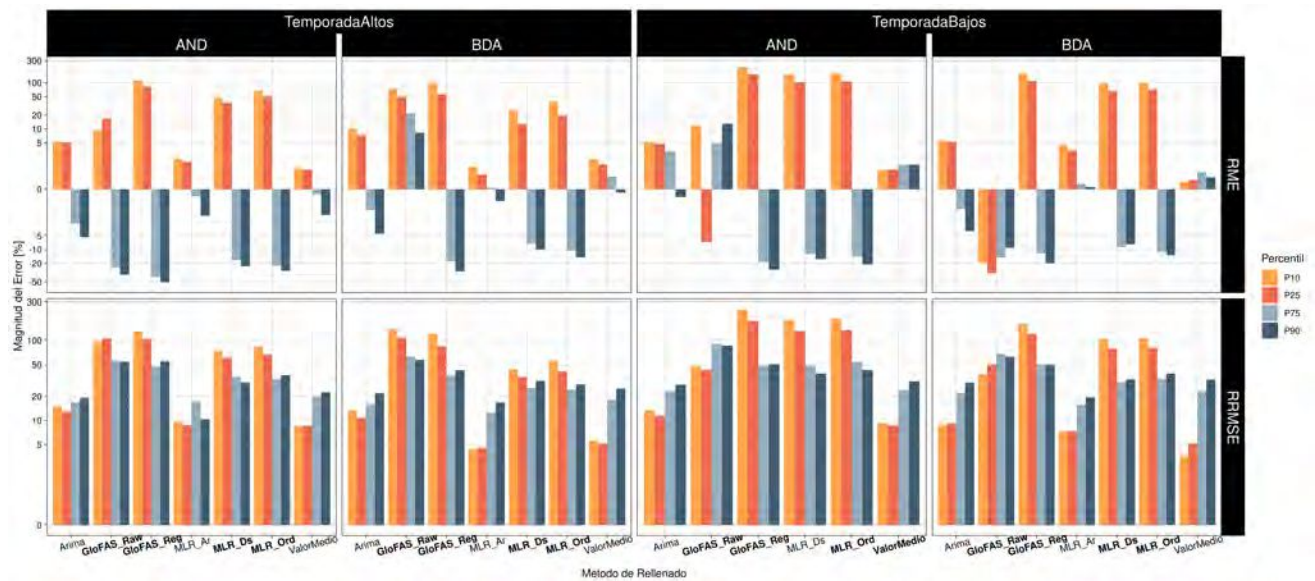


Figura 3.6: *RRMSE (paneles inferiores) y RME (paneles superiores) de las metodologías evaluadas para la temporada de bajos (paneles derechos) y altos caudales (paneles izquierdos) para distintos percentiles de la distribución observada. Las metodologías en negrita son aquellas capaces de rellenar faltantes continuos. Se utiliza una escala de arco seno hiperbólico para mejor visualización de los errores bajos.*

3.3. Conclusiones parciales

En términos generales, los métodos capaces de rellenar faltantes continuos mostraron errores mayores que los modelos para faltantes aislados. De los últimos, el modelo MLR_Ar mostró los menores errores globales considerando ambas métricas y errores consistentemente bajos para los percentiles altos y bajos de la distribución observada en cada temporada. Por este motivo, los valores faltantes aislados fueron rellenados con este método. Sin embargo, resulta importante destacar el método Valor_Medio. Si bien exhibió errores mayores para valores altos de caudal, sus errores globales son bajos y su facilidad en términos de cómputo es notable. Respecto a los faltantes continuos, el método MLR_Ds es el que menores errores globales presentó y a pesar de sobreestimar valores bajos de la distribución, de los cuatro modelos aptos para este tipo de faltantes, es el que minimizó este comportamiento. Por ello, los periodos continuos sin registros fueron rellenados con esta metodología.

De este modo, la serie temporal de AND que presentaba un subperíodo prolongado de faltantes entre mediados de 2004 y el enero de 2006 (ver subsección 2.1.1), fue rellenada con el método MLR_Ds. La Figura 3.7 muestra la serie temporal de AND con una ampliación en el período 2004-2007. El método de rellenado permitió llenar el hueco en los registros y recuperar la serie histórica, sin comprometer la fiabilidad de los análisis estadísticos y climáticos subsecuentes.

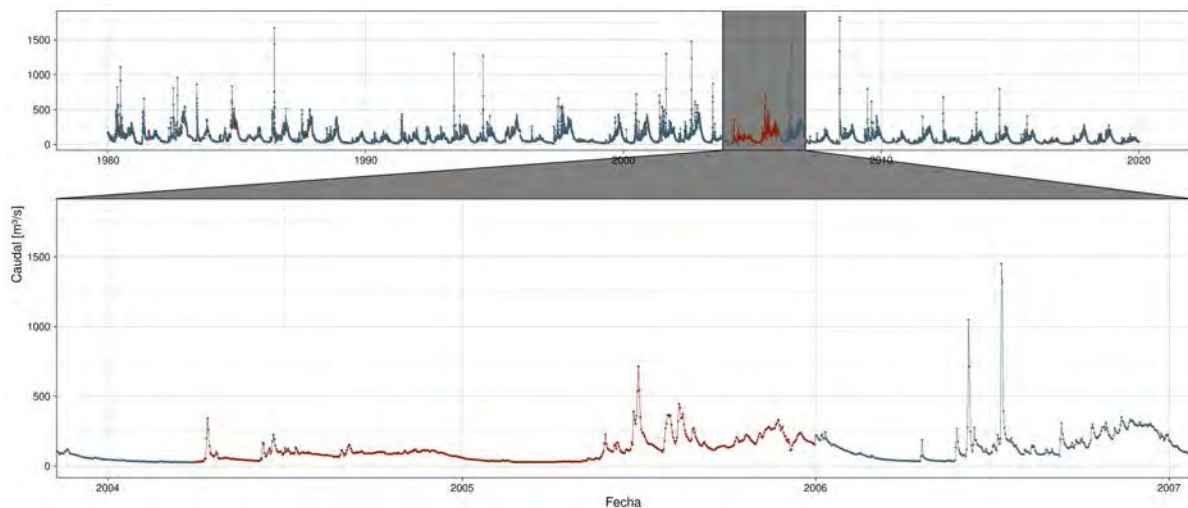


Figura 3.7: Serie temporal de la estación AND para el periodo de estudio. Los valores en rojo son datos faltantes que fueron rellenados a partir del método más adecuado. El panel inferior muestra ampliado el periodo comprendido entre el año 2004 y 2007.

Capítulo 4

Fases del ciclo anual del caudal y análisis de las series temporales de sus acumulados

En este capítulo se desarrollarán los objetivos específicos segundo, tercero y cuarto. De este modo, se procederá a identificar las fases que componen el ciclo anual de los caudales en la CRN para luego estimar las series temporales de sus acumulados a lo largo de cada fase. Estas series temporales serán analizadas estadística y espectralmente para determinar sus características principales, comunes y diferenciales, así como las periodicidades dominantes. Finalmente, se buscará determinar los forzantes del sistema climático que pueden dar cuenta de la variabilidad temporal de estos caudales.

4.1. Ciclo anual y determinación objetiva de sus fases

La Figura 4.1 muestra el ciclo anual característico obtenido a partir de la mediana de la distribución diaria de caudal (Ciclo_med, línea azul) y el ciclo anual construido a partir del análisis armónico de Ciclo_med (Ciclo_arm, línea negra) para las tres estaciones de aforo diario. Además, se sombrió el área comprendida entre el percentil 25 y 75 de la distribución diaria de caudal para evaluar la dispersión respecto a ciclo_arm (sombreado rosa). Las líneas punteadas

verticales representan el inicio y final de cada fase identificados por los distintos métodos de detección de quiebres descriptos en la subsección 2.2.4 y la línea vertical negra marca la fecha promedio.

Los métodos empleados identifican claramente la presencia de tres fases del ciclo anual, en concordancia con el régimen pluvio-nival. La Tabla 4.1 muestra las fechas promedio de inicio de cada fase del ciclo anual y su duración, así como también su coeficiente de dispersión. Puede observarse que en general tanto los ciclos anuales como las fechas de inicio de fases son muy próximas entre las estaciones de aforo, por lo que es plausible una generalización. Así, la fase de mínimo caudal inicia entre fines de diciembre y principios de enero y se extiende hasta el inicio de la fase de máximo relativo a fines de mayo, siendo la fase mas extensa del ciclo anual con una duración promedio de 146 días. La fase de máximo relativo tiene lugar hasta mediados de septiembre, donde inicia la fase de máximo absoluto que tendrá lugar hasta inicios del año siguiente. Las duraciones promedio de estas fases son de 109 y 111 días, respectivamente.

| | mínimo | | | máximo relativo | | | máximo absoluto | | |
|-----|--------------|-----------------|------|-----------------|-----------------|------|-----------------|-----------------|------|
| | Fecha inicio | Duración [días] | CD | Fecha inicio | Duración [días] | CD | Fecha inicio | Duración [días] | CD |
| AND | 06/01 | 145 | 0.69 | 31/05 | 109 | 0.81 | 17/09 | 111 | 0.77 |
| BDA | 23/12 | 149 | 0.55 | 21/05 | 108 | 0.78 | 06/09 | 108 | 0.54 |
| PDI | 05/01 | 144 | 0.50 | 29/05 | 107 | 0.85 | 13/09 | 114 | 0.66 |

Tabla 4.1: Fecha de inicio, duración promedio y coeficiente de dispersión (CD) de cada fase del ciclo anual obtenidos a partir de datos de caudal diario.

Puede verse en la Figura 4.1 que en términos absolutos, la dispersión respecto al ciclo anual de referencia que presentan los caudales diarios en la fase de mínimo es considerablemente menor que la de las restantes fases. En particular, la dispersión muestra valores relativamente constantes en el trimestre febrero-abril, mientras que en los restantes meses existe una gran variabilidad. Asimismo, puede advertirse que a finales del mes de mayo y durante el mes de septiembre aumenta apreciablemente la dispersión respecto a la mediana. Esto sugiere que hay años donde se adelanta el inicio de la fase del máximo de invierno y primavera, respectivamente. La Tabla 4.1 muestra los valores de CD para cada estación y fase. En ella puede observarse que la fase de mínimo caudal presenta los menores CD, con valores entre 0,5 y 0,69. Por su parte, la fase de máximo relativo de invierno presenta mayor CD que la fase de máximo absoluto, siendo la mediana su dispersión del orden del 80 % de la mediana de los caudales de tal fase.

Dado que el objetivo del presente trabajo consiste en investigar los forzantes troposféricos de

gran escala que modulan la variabilidad de baja frecuencia de los caudales en las distintas fases que componen el ciclo anual, se estimaron los caudales acumulados por trimestres completos, contenidos dentro de cada fase. De esta manera, el caudal acumulado en el trimestre febrero-abril (Fase_min) es representativo de la fase de mínimo caudal de los cursos de agua de la CRN, el de junio-agosto (Fase_int), representativo de la fase de máximo relativo y el del trimestre octubre-diciembre (Fase_max), de la fase de máximo absoluto.

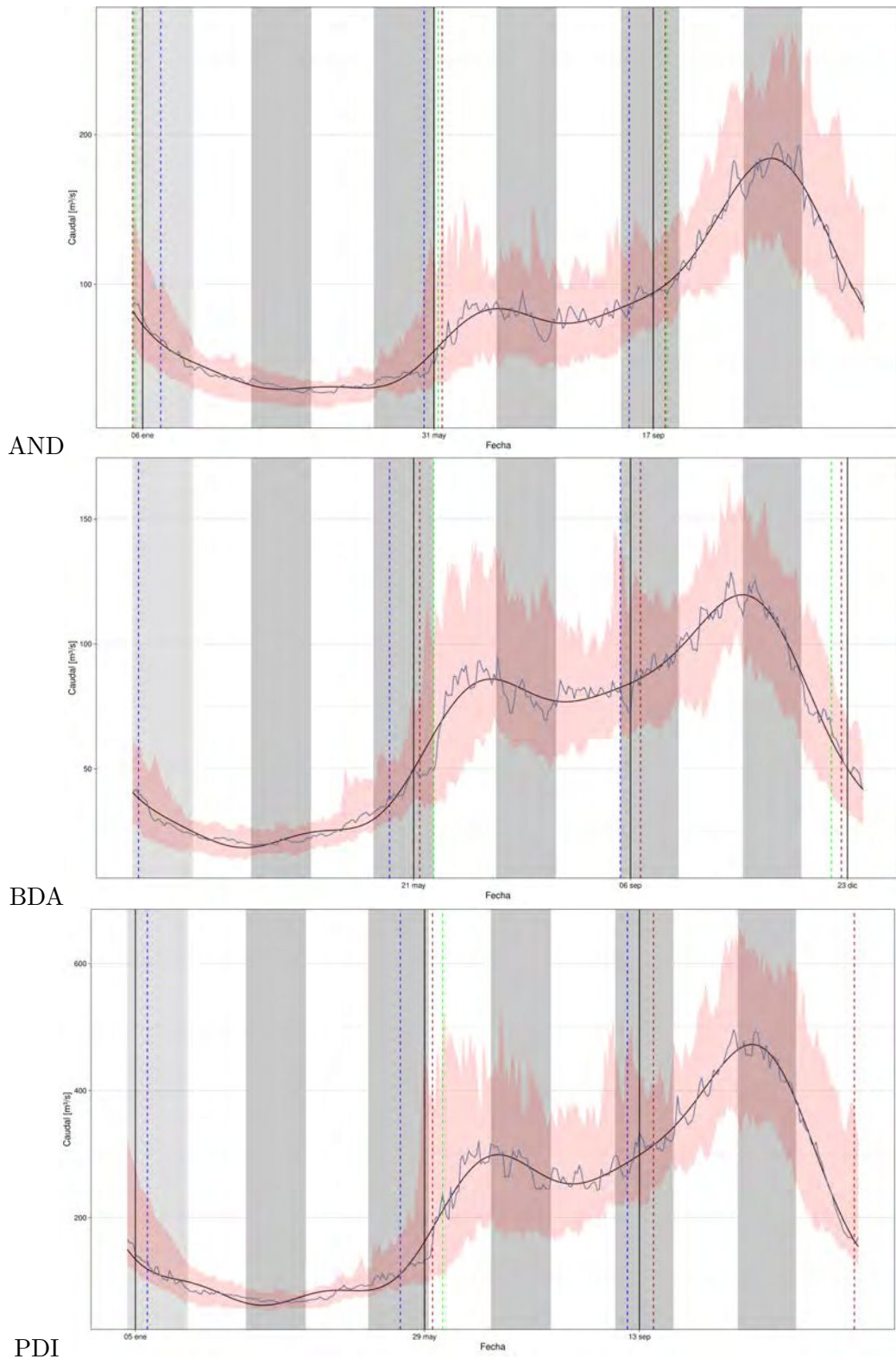


Figura 4.1: *Ciclo_med* (línea azul) y *Ciclo_arm* (línea negra) obtenidos a partir de caudales diarios. Área entre el percentil 25 (P_{25}) y 75 (P_{75}) de la distribución de caudales diarios de cada día del año (sombreado rosa). Quiebres detectados por los métodos Pettit (línea punteada azul), Buishand-R (línea punteada verde) y SNHT (línea punteada roja). Las líneas verticales negras muestran el promedio de las fechas. Bandas verticales blancas y grises representan los 12 meses del año.

4.2. Quiebres y tendencias de las series acumuladas

La Figura 4.2 muestra las series interanuales de caudales acumulados trimestralmente, estimadas para cada estación y fase del ciclo anual de acuerdo al criterio de la sección anterior. También se muestran en líneas verticales las fechas identificadas por los los distintos tests de quiebre, junto con la recta de regresión entre el caudal y el tiempo (recta de tendencia lineal), obtenida mediante la regresión robusta de Theil-Sen, antes y después del quiebre.

La determinación objetiva de años de quiebre arrojó, con al menos dos de los tres métodos empleados, un año de referencia entre el 2007 y el 2010 en todas las estaciones y fases del ciclo anual, a excepción de la serie de Fase_max para AND, en el que sólo un test identificó un quiebre (Figura 4.2c). La verificación visual de los años de referencia de quiebre confirma el resultado objetivo, con excepción de la serie de Fase_int para AND (Figura 4.2b). Para esta serie, los test Bushihand-R y Pettit detectan un quiebre en el 2007, en sincronía con las otras estaciones, sin embargo, la inspección visual sugiere que el quiebre pudo haberse dado en el 2010. La Tabla 4.2 sintetiza los años de referencia de quiebre para cada fase y estación. Así, la serie de Fase_min presenta un quiebre sincrónico en el 2008, la de Fase_int, un quiebre sincrónico en el 2007, aunque podría ser en el 2010 para AND, y la de Fase_max un quiebre en el 2010 sincrónico entre AND y BDA y en el 2007 para PDI.

| | Fase_min | Fase_int | Fase_max |
|-----|----------|----------|----------|
| AND | 2008 | 2010 | 2010 |
| BDA | 2008 | 2007 | 2010 |
| PDI | 2008 | 2007 | 2007 |

Tabla 4.2: Año de referencia de quiebre de las series temporales interanuales de Fase_min, Fase_int y Fase_max para cada estación de aforo.

Los paneles derechos de la Figura 4.2 muestran los diagrama de caja de las distribuciones de caudal acumulado en cada fase y estación, antes y después del quiebre (AQ y DQ, respectivamente). De ellos puede advertirse una abrupta disminución de los caudales acumulados en todas las fases del ciclo anual luego de los años de referencia de quiebre, indicando un salto para la variable caudal hacia condiciones de menores valores. Asumiendo distribución normal (ver sección 4.3.1) para los caudales de las series de Fase_int y Fase_max de cada estación, se estimó el cambio de las medias poblacionales para los períodos AQ y DQ aplicando el test t de Student de diferencia

de medias, cuyos resultados se muestran en las tablas 4.3 y 4.4:

| | N(AQ) | N(DQ) | μ AQ[m ³ /s] | μ DQ[m ³ /s] | t de Student | valor p |
|-----|-------|-------|-----------------------------|-----------------------------|--------------|---------|
| AND | 30 | 10 | 10982.5 | 5570.1 | 5.49 | 0.0002 |
| BDA | 27 | 13 | 10843.1 | 6857.6 | 4.21 | 0.0001 |
| PDI | 27 | 13 | 38416.3 | 21511.1 | 4.22 | 0.0001 |

Tabla 4.3: *Test t de Student de diferencia de medias con varianza desigual, a dos colas, de la distribución de Fase_int.*

| | N (AQ) | N (DQ) | μ AQ [m ³ /s] | μ DQ [m ³ /s] | t de Student | valor p |
|-----|--------|--------|------------------------------|------------------------------|--------------|---------|
| AND | 30 | 10 | 16340.6 | 10103.8 | 3.56 | 0.005 |
| BDA | 30 | 10 | 10202.1 | 6532.8 | 4.05 | 0.002 |
| PDI | 27 | 13 | 42579.7 | 27838.7 | 3.74 | 0.002 |

Tabla 4.4: *Idem Tabla 4.3, pero para la distribución de Fase_max.*

En todas las estaciones de aforo las medias de Fase_int y Fase_max muestran un desplome significativo después del quiebre. Por ejemplo, el valor medio de Fase_int muestra una reducción de hasta 50 % en AND y el valor medio de Fase_max un descenso del 35 % en PDI. Se está entonces ante un cambio importante y abrupto del régimen de caudales en la CRN, cuya naturaleza debe dilucidarse.

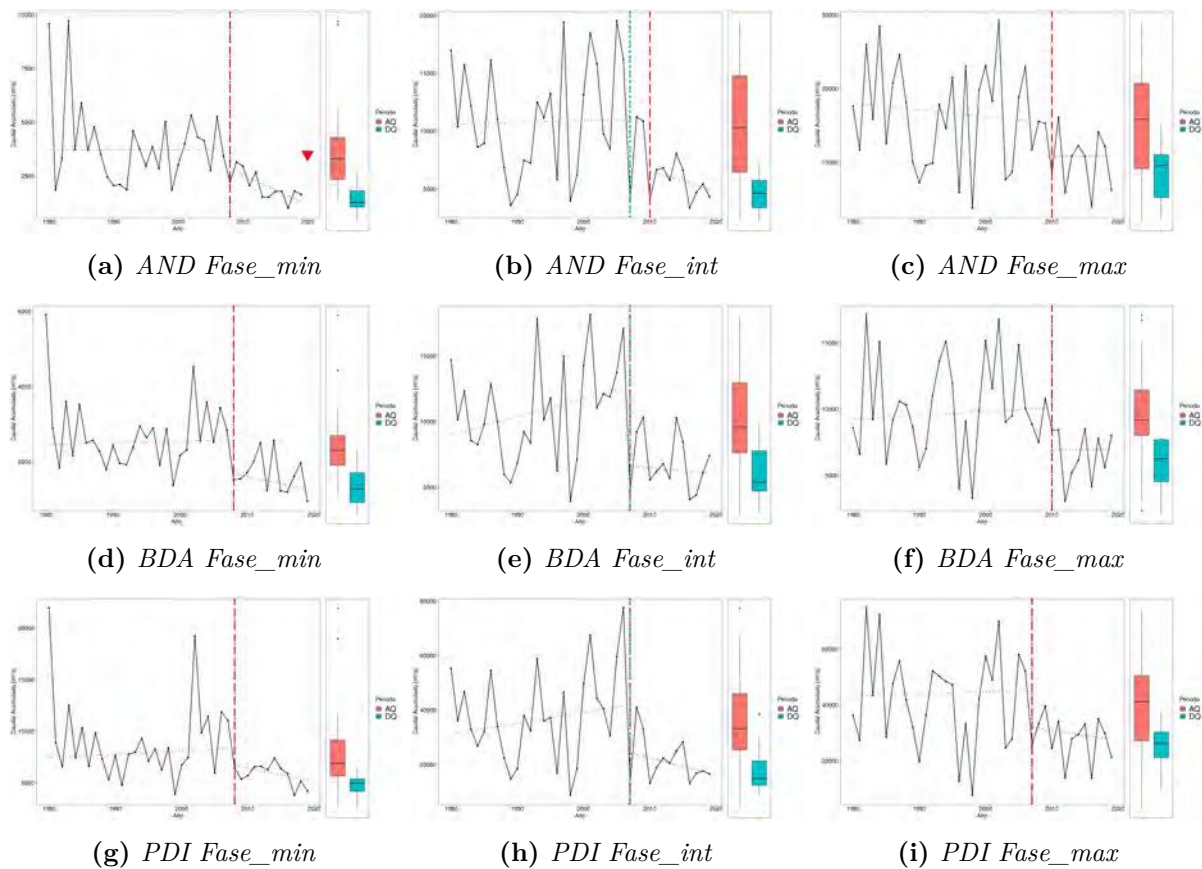


Figura 4.2: Paneles izquierdos: Series temporales de caudal acumulado en las distintas fases del ciclo anual (curva negra) y rectas de regresión sobre el tiempo de Theil-Sen (líneas punteadas rojas y azules). Inhomogeneidades detectadas por las metodologías Pettit (línea vertical azul), Buishand-R (línea vertical verde) y SNHT (línea vertical roja). El triángulo indica tendencia significativa al 90 % de confianza. **Paneles derechos:** Diagramas de cajas ('boxplot') de las distribuciones de caudal acumulado antes del quiebre (AQ, rojo) y después del quiebre (DQ, azul) para cada estación de aforo.

Respecto a las tendencias, en el período AQ son preponderantemente nulas y en el período DQ negativas, aunque no son significativas, a excepción de la serie de Fase_min en AND durante el periodo DQ (Figura 4.2a), en el que es significativamente negativa. Este resultado contrasta con la literatura, en la que se muestra generalmente la ocurrencia de tendencias negativas en los cursos de la CRN a lo largo de las últimas décadas (Masiokas et al., 2019). En este sentido, la Figura 4.3 muestra las series temporales de caudales acumulados en cada fase y estación, junto con sus tendencias determinadas mediante la recta de regresión de Theil-Sen sobre el período completo, sin considerar el salto detectado. Puede observarse que omitiendo el quiebre ocurrido a

fin de la década del 2000, las tendencias resultan negativas y significativamente distintas de cero a más del 90 % de confianza en todos los casos. En consecuencia, se concluye que la tendencia negativa en los caudales observados en las últimas décadas es un resultado espúreo, debido al quiebre experimentado en los registros en torno al 2007-2010.

A continuación, se caracterizará la climatología de las fases para cada estación de aforo considerando el período de entre 27 y 30 años (1980-2006 y 1980-2009), antes de los quiebres correspondientes.

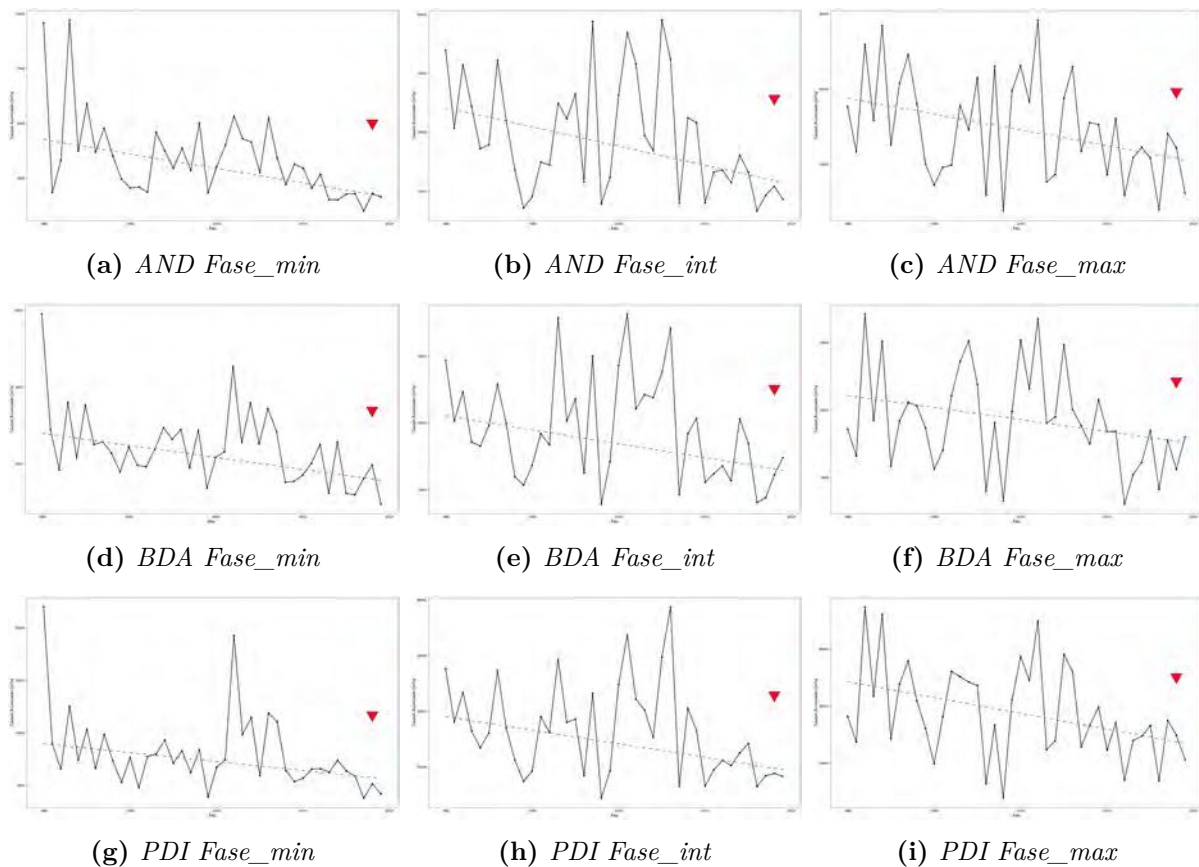
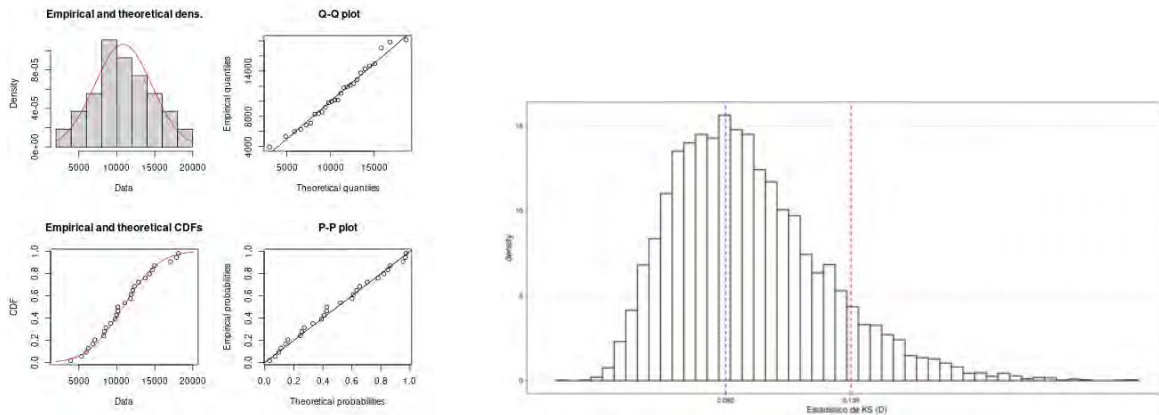


Figura 4.3: Series de caudal acumulado en las distintas fases del ciclo anual (línea negra) y rectas de regresión de Theil-Sen (líneas punteadas azules) omitiendo la presencia del quiebre en la serie. Los triángulos indican tendencias significativas al 90 % de confianza.

4.3. Análisis estadístico comparativo y coherencia espacial entre fases y aforos

4.3.1. Distribuciones teóricas y bondad de ajuste

Para evaluar si los caudales acumulados en las fases del ciclo anual siguen una distribución normal, se ajustaron distribuciones normales estimando sus parámetros a través del método de máxima verosimilitud. Luego, se construyeron histogramas y distribuciones de probabilidad acumuladas de la muestra y se compararon con aquellas de la distribución teórica. Además, se elaboraron diagramas Q-Q y P-P para comparar los ajustes en los distintos cuantiles de la distribución (Figuras 4.4 y 4.5, paneles izquierdos). Para testear esta hipótesis, se empleó el test de KS bajo la hipótesis nula de que la muestra provenía de la normal teórica ajustada. Las Figuras 4.4 y 4.5 en sus paneles derechos muestran la distribución nula del estadístico D del test, obtenida a partir de simulaciones de Montecarlo (ver subsección 2.2.6).



(a) Paneles izquierdos: Histograma ('Empirical and theoretical dens.') y distribución acumulada de probabilidad empírica y teórica ('Empirical and theoretical CDFs') en gris y rojo, respectivamente. Paneles derechos: Diagramas de cuantil-cuantil (Q-Q) y de probabilidad-probabilidad (P-P).

(b) Simulación de Montecarlo del estadístico D del test de Kolmogorov-Smirnov (KS). La línea cortada vertical roja indica el valor crítico para el nivel de significancia elegido y la línea vertical azul, el valor obtenido del estadístico D.

Figura 4.4: Ajuste de una distribución normal a la distribución de Fase_int en BDA.

La Figura 4.4 muestra el ajuste de una distribución normal a la distribución de Fase_int en

BDA. Puede observarse en su panel izquierdo como el histograma y la distribución acumulada de probabilidad se ajusta satisfactoriamente a la normal teórica, así como sucede para los distintos cuantiles de la distribución. Consistentemente con lo observado, el estadístico D obtenido en este caso coincide con la moda de la distribución nula simulada y, en consecuencia, se procede a no rechazar la hipótesis de normalidad (ver valor p en la Tabla 4.5).

Por su parte, la Figura 4.5 muestra el caso de Fase_min en BDA, donde se rechazó la hipótesis de normalidad. En el panel izquierdo se aprecian las diferencias que presenta la muestra respecto a la distribución teórica propuesta. Tales diferencias se confirman al aplicar el test de KS, donde el estadístico D obtenido se aleja considerablemente del valor crítico para el nivel de significancia elegido (panel derecho).

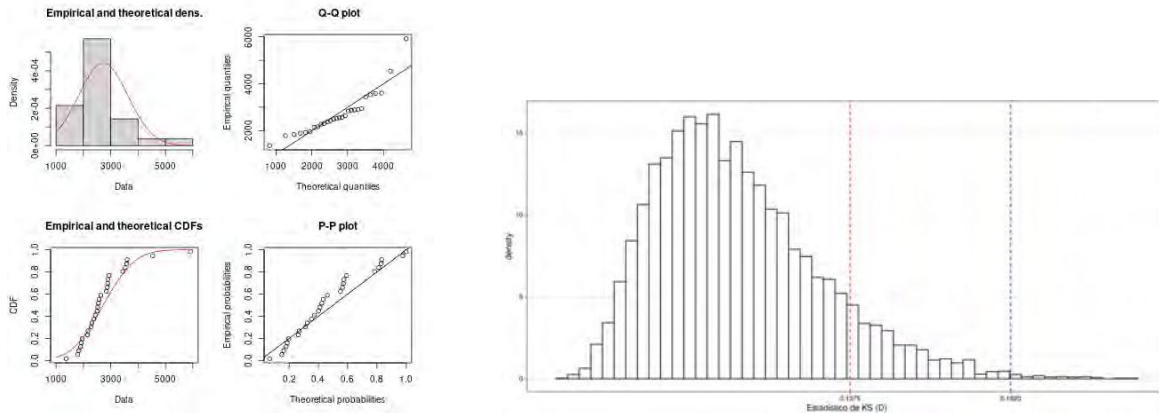


Figura 4.5: Ídem Figura 4.4, pero para la distribución de Fase_min en BDA.

En la Tabla 4.5 se muestran los valores p estimados del test de KS bajo la hipótesis nula de que las distribuciones del periodo AQ provienen de distribuciones teóricas normales. Puede verse que para las tres estaciones de aforo no se rechaza la hipótesis nula en ningún caso en las fases de altos caudales (distribuciones de Fase_int y Fase_max). Sin embargo, la hipótesis nula se rechaza en las tres estaciones para las distribuciones de Fase_min.

| | Fase_min | Fase_int | Fase_max |
|-----|----------|----------|----------|
| AND | 0.06 | 0.72 | 0.48 |
| BDA | 0 | 0.57 | 0.34 |
| PDI | 0.02 | 0.42 | 0.91 |

Tabla 4.5: Valores p del test de Kolmogorov-smirnov para normalidad estimados con simulaciones de Montecarlo. Valores menores a 0,1 resultan en un rechazo de la hipótesis nula al 90% de confianza.

Rechazada la normalidad de las distribuciones de Fase_min, se repitió el test de KS bajo la hipótesis nula de que las distribuciones de Fase_min provenían de una distribución teórica gamma. Para AND y PDI no se rechazó la hipótesis nula con una confianza del 90% (valores p iguales a 0,55 y 0,14, respectivamente), mientras que para BDA se rechazó tal hipótesis (valor $p=0.06$).

En síntesis, no hay evidencia suficiente para rechazar que las distribuciones de Fase_int y Fase_max provengan de distribuciones teóricas normales en las tres estaciones de aforo, implicando el cumplimiento Teorema central del límite. Tampoco es posible rechazar que las muestras de Fase_min provengan de una Gamma, a excepción de la estación BDA.

4.3.2. Caracterización estadística, comparación y coherencia espacial entre fases y aforos

La Figura 4.6 muestra los gráficos de caja de la distribución observada de Fase_min, Fase_int y Fase_max en las tres estaciones de aforo, en el período AQ. Para cada fase, sobresale la distribución de PDI respecto a la de AND y BDA, con caudales muchos mayores. Esto es esperable, puesto que la subcuenca de PDI incluye a las otras dos (ver Figura 1.1). En cada fase, las distribuciones observadas difieren en magnitud y dispersión en diverso grado entre los aforos. De esta manera, cada estación presenta una climatología singular, representativa de las distintas subcuencas de la CRN y, en consecuencia, aportan información relevante. Asimismo, en algunas estaciones las distribuciones de Fase_int y Fase_max son similares (por ejemplo, para PDI), lo cual es indicativo de que el caudal acumulado en ambas fases presentan una caracterización climática similar. No obstante, la variabilidad interanual de los caudales puede tener una naturaleza muy diferente. Para determinar esto, se procede a continuación a un análisis

de la coherencia espacial de la variabilidad de los caudales entre las distintas fases.

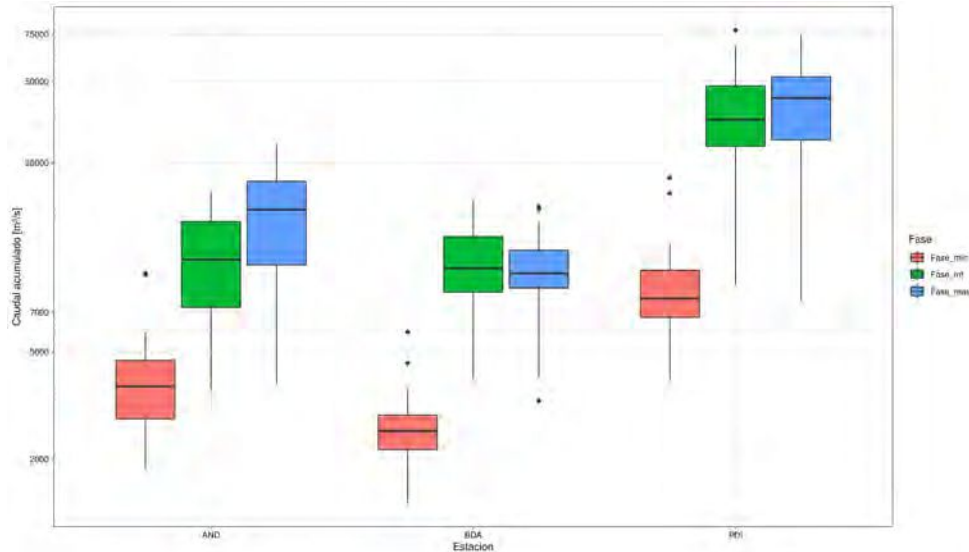


Figura 4.6: Gráficos de caja de la distribución de caudal acumulado en cada fase y estación de aforo en el período AQ. En el eje vertical se utiliza escala logarítmica para una mejor visualización.

Puede observarse en la matriz de correlación entre aforos y fases, mostrada en la Figura 4.7, que las series temporales de Fase_int y Fase_max presentan una correlación significativamente distinta de cero, con un máximo de varianza explicada del 42 % para la estación AND. Es decir, como mínimo, más de la mitad de la varianza de cada fase no puede ser explicada por la otra fase. Cabe destacar que la estación PDI, que presenta distribuciones observadas de caudales similares en estas fases, muestra una correlación significativa de 0,49, con lo cual hay un 76 % de varianza que no es explicada entre las fases. Del mismo modo, la correlación de Spearman de la serie de Fase_min y las series de Fase_int y Fase_max para cada aforo muestra valores de correlación bajos y no significativos, indicando así la independencia en términos de covariabilidad de esta fase respecto a las demás.

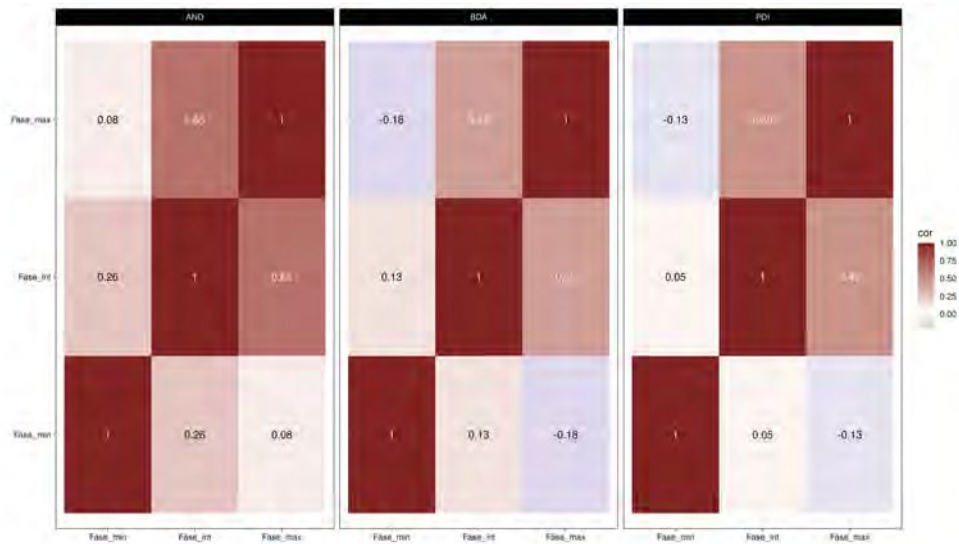


Figura 4.7: Matriz de correlación entre las series temporales de Fase_min, Fase_int y Fase_max en períodos comunes previos al quiebre, para cada estación de aforo. Correlación de Spearman para Fase_min (distribución no normal) y del primer momento de Pearson para Fase_int y Fase_max (distribución normal). Valores de correlación en color blanco, significativos al 90 % de confianza. Valores de correlación en negro, no significativos.

Finalmente, se procede a determinar la coherencia espacial de los caudales para cada fase a nivel de la CRN. Para ello se estima la correlación de las series temporales de caudal en cada fase entre las distintas estaciones de aforo, cuya matriz se muestra en la Figura 4.8. En ella se observa que, en general, para cada fase del ciclo anual de caudales, los coeficientes de correlación son altos entre los aforos, evidenciando una alta coherencia espacial dentro de la CRN. En particular, la estación PDI presenta el máximo valor de correlación con los demás aforos en todas las fases, indicando que gran parte de la variabilidad de los caudales en la CRN en cada fase puede ser explicado por la estación PDI. Asimismo, las series de Fase_int y Fase_max de PDI explican un 85 % de la varianza de las correspondientes series de BDA y un 75 % de las de AND. De este modo, para el estudio de los forzantes troposféricos de gran escala de la variabilidad de baja frecuencia de los caudales en la fase intermedia y máxima, bastará con analizar los asociados a la estación PDI. No obstante, hay un 25 % de varianza presente en AND que no está explicada por esta la estación PDI, que llegado el caso, ha de analizarse en forma particular.

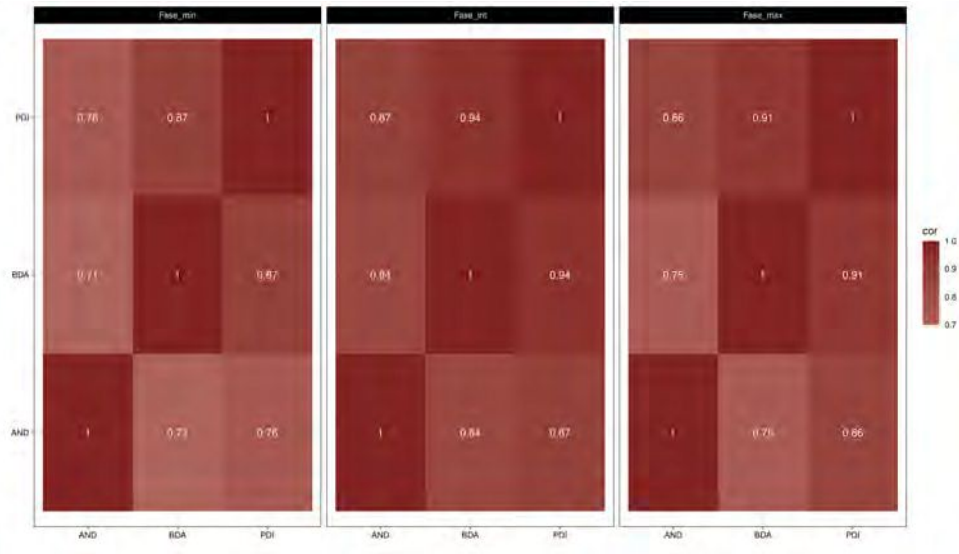


Figura 4.8: Matriz de correlación entre las series temporales de AND, BDA y PDI en períodos comunes previos al quiebre, para cada fase del ciclo anual. Correlación de Spearman para Fase_min (distribución no normal) y del primer momento de Pearson para Fase_int y Fase_max (distribución normal). Valores de correlación en color blanco, significativos al 90% de confianza.

4.4. Espectros

La Figura 4.9 muestra los periodogramas de las series temporales de acumulados para cada estación y fase del ciclo anual en el periodo AQ.

Las series de Fase_min muestran periodicidades significativas en torno a 28 años (Figura 4.9a, 4.9d y 4.9g), que es el largo de la serie analizada. Esto es posiblemente conducido por los altos valores acumulados al inicio de estas series temporales, dado que no está asociado a la presencia de tendencias significativas antes del quiebre (Figuras 4.2a, 4.2d y 4.2g). Por fuera de esa periodicidad, las series de Fase_min no muestran tener una importante variabilidad en mayores frecuencias, a excepción de AND que muestra una periodicidad en torno a 2,5 años, que podría estar asociada ENSO en alta frecuencia o la variabilidad cuasi-bienal del IOD (Behera & Yamagata, 2015).

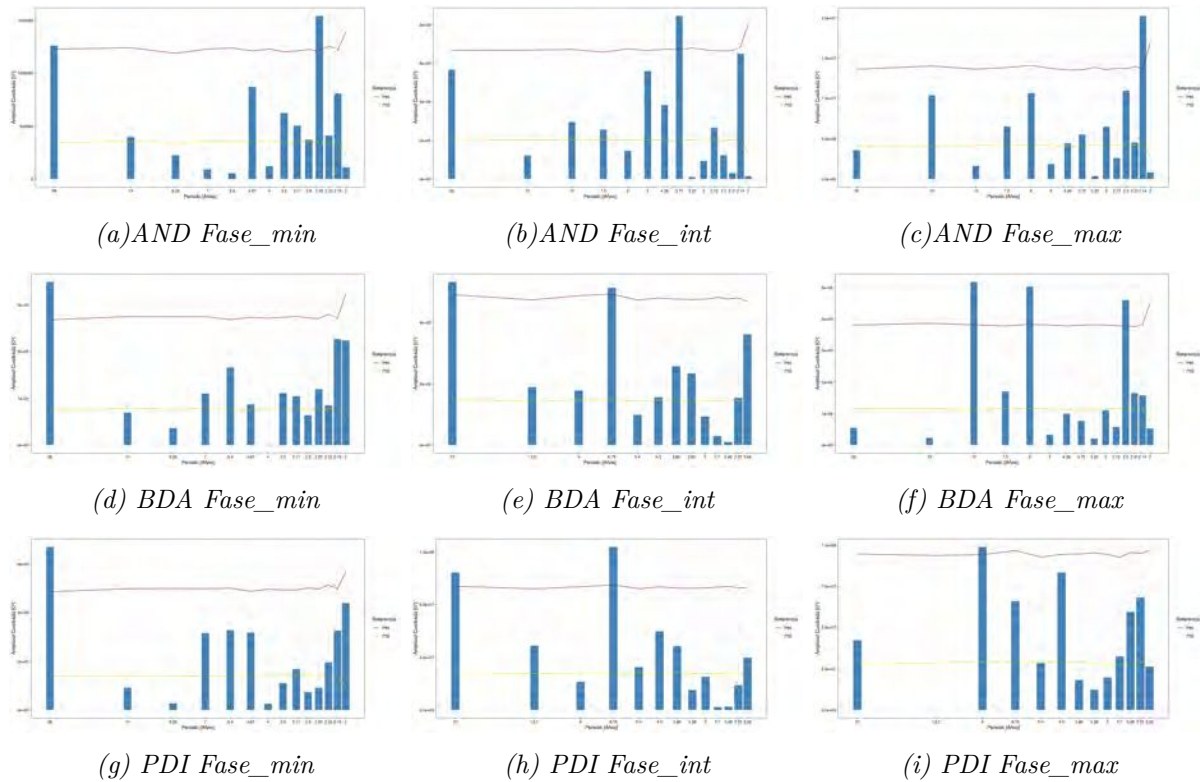


Figura 4.9: Estimador de la potencia (Periodograma) mediante Transformada Rápida de Fourier de las series temporales de Fase_min, Fase_int y Fase_max para las estaciones de aforo en el período AQ. Percentil 90 (curva en rojo) y mediana (curva en amarillo) de las amplitudes del espectro nulo obtenidos con 'bootstrapping'.

Para el caso de Fase_int (4.9b, 4.9e, 4.9h), las estaciones BDA y PDI muestran periodicidades de 6,7 años, consistentes con el ENSO en baja frecuencia y de 27 años, que coinciden con el largo de la serie. Por su parte, la serie de AND muestra periodicidades en torno de 3,7 años que coinciden con las periodicidades típicas del ENSO en alta frecuencia. Estos resultados son consistentes con lo establecido en la subsección 4.3.2, donde se mostró que más del 80% de la varianza de BDA es explicada por PDI en esta fase. En ese sentido, es posible que el 25% de varianza de AND no explicada por PDI este asociada a la periodicidad en torno a 3,7 años mencionada.

Las series de Fase_max de AND y BDA muestran periodicidades significativas en torno a de 2 años, atribuibles a los fenómenos mencionados en párrafos anteriores. En tanto que BDA y PDI exhiben importantes periodicidades próximas a 10 años. Estas periodicidades pueden estar asociadas al SAM (Yuan & Yonekura, 2011), a la variabilidad del Atlántico tropical (Tourre et al.,

1999) o al ciclo solar de 11 años.

La Tabla 4.6 sintetiza las periodicidades asociadas a los armónicos cuyas amplitudes resultaron significativamente mayores a aquellas debidas a procesos aleatorios para cada estación y fase.

| | Fase_min | Fase_int | Fase_max |
|-----|----------|----------|--------------|
| AND | 2.5 / 28 | 3.7 | 2.1 |
| BDA | 28 | 6.7 / 27 | 2.5 / 6 / 10 |
| PDI | 28 | 6.7 / 27 | 9 |

Tabla 4.6: *Periodicidades (en años) asociadas a los armónicos cuyas amplitudes resultaron significativamente mayores a aquellas generadas por procesos aleatorios en las series de Fase_min, Fase_int y Fase_max.*

4.5. Exploración de forzantes de gran escala

En esta sección se realiza un análisis exploratorio de los posibles forzantes que modulan la variabilidad en baja frecuencia de los caudales acumulados en cada fase del ciclo anual. Para ello, se emplean correlaciones de Spearman para las series de Fase_min y de Pearson para las restantes, de acuerdo a la normalidad de las distribuciones analizada en la sección 4.3.1.

La Figura 4.10 muestra la matriz de correlación de Spearman de la serie de Fase_min con los índices climáticos, desfasada hasta 5 meses. Se observan correlaciones negativas y significativas entre el índice del SAM y los caudales de las estaciones AND y PDI desde el mes 0 hasta el mes 3 de desfasaje para esta última estación. Esto sugiere una relación lineal entre la serie de Fase_min (FMA) y el SAM, para la cual mayores (menores) caudales ocurren durante la fase negativa (positiva) de la Oscilación Antártica (entre noviembre del año anterior y abril del propio año). Esto resulta consistente con flujo de los oestes incrementado (debilitado) en latitudes medias (30°S-50°S) durante la fase negativa (positiva) del SAM, el cual modula la propagación de los transientes baroclinicos que generan gran parte de la precipitación en la región. También, para BDA y PDI se observan correlaciones positivas y significativas con el índice TNA para desfasajes entre el mes 0 y el mes 1. Esto sugiere una relación lineal, simultánea y directa, de los caudales mínimos en la CRN con la TSM del Atlántico tropical norte (entre enero y abril). Sin embargo, la relación física mas allá de esta relación estadística no es evidente y debe ser indagada a fin de determinar la causalidad detrás de esta correlación.

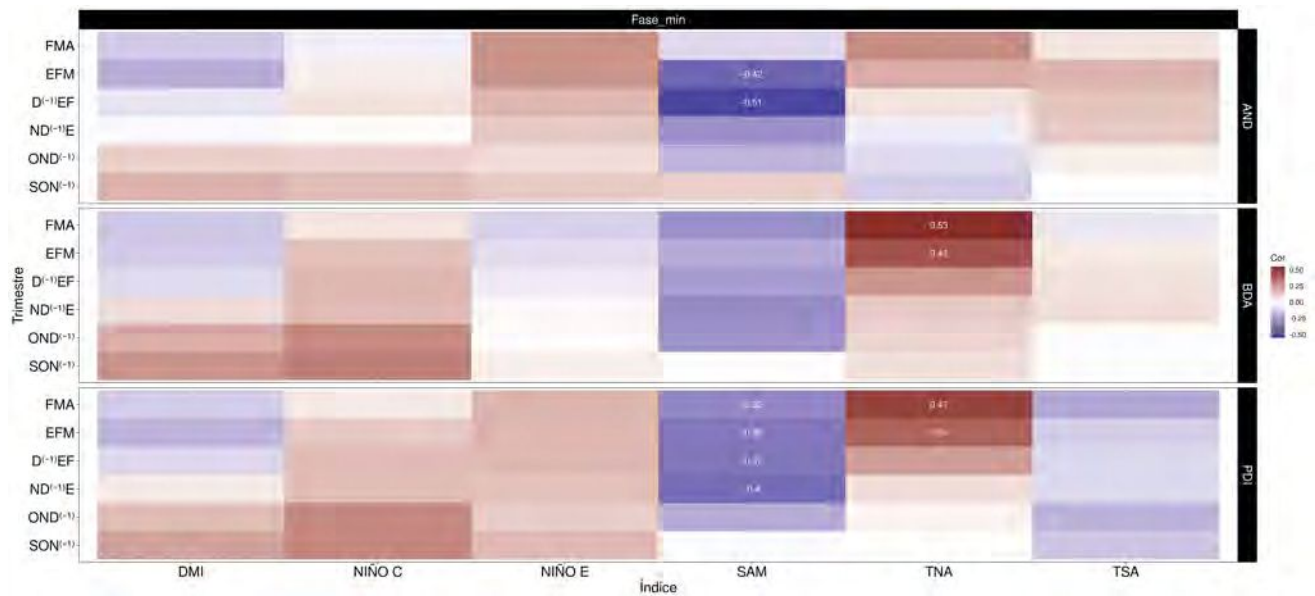


Figura 4.10: Heatmap de correlaciones de Spearman entre la serie de Fase_min y la serie de índices climáticos promediados trimestralmente para distintos desfases de a un mes (mes 0: FMA; mes 1: EFM; mes 2: D(-1)EF; mes 3: ND(-1)E; mes 4: OND(-1); mes 5: SON(-1)). Valores en blanco representan correlaciones significativas al 90% de confianza.

La Figura 4.11 muestra la matriz de correlación de Pearson entre la serie de Fase_int y los índices climáticos, con desfase de hasta 5 meses. Los caudales de las tres estaciones muestran correlaciones positivas y significativas con el índice C del ENSO entre el mes 0 y el mes 2. Esto sugiere que los valores de Fase_int estarían modulados de forma directa y prácticamente simultánea por el fenómeno ENSO central, lo que resulta consistente con las periodicidades halladas en la sección anterior. Se encuentran correlaciones significativas y positivas con el índice DMI en la estación PDI para el mes 2 (AMJ). Esto es indicativo de una relación directa entre el calentamiento (enfriamiento) anómalo del Índico occidental en AMJ y mayores (menores) caudales en la fase intermedia intermedia (JJA) en la CRN. Cabe destacar que el desfase en el que se da la correlación con el índice DMI es consistente con el ciclo del IOD, el cual inicia entre mayo y junio. Es posible que el mecanismo que explique las relaciones halladas con el ENSO y el IOD este dado por teleconexiones a través de ondas de Rossby forzadas por calentamiento anómalo del Pacífico e Índico tropical, respectivamente. También se detectan correlaciones negativas en AND con el índice TSA entre el mes 0 y mes 2. De este modo, parece existir una correspondencia entre mayores (menores) TSM del Atlántico tropical sur entre abril y junio y menores (mayores) valores de la serie de Fase_int. Al igual que para el caso del TNA en la Fase_min, la causalidad

detrás de esta correlación no es evidente y debe ser explorada.

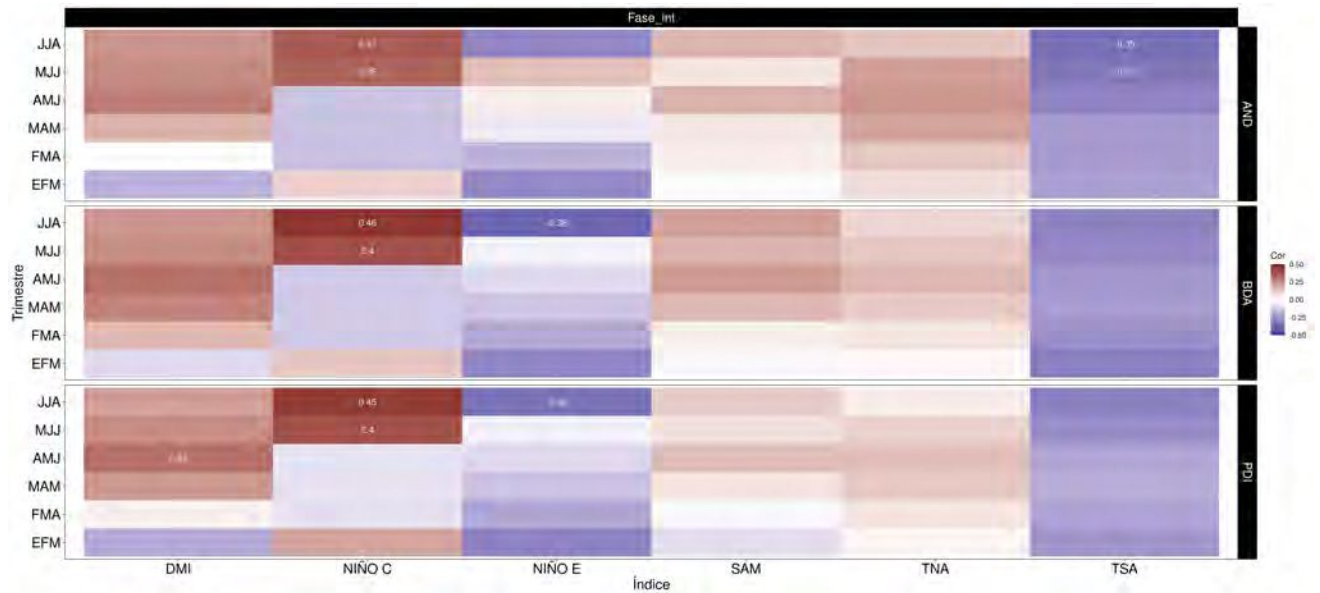


Figura 4.11: Heatmap de correlaciones del primer momento de Pearson de la serie de *Fase_int* y la serie de índices climáticos promediados trimestralmente para distintos desfases de a un mes (mes 0: JJA; mes 1: MJJ; mes 2: AMJ; mes 3: MAM; mes 4: FMA; mes 5: EFM). Valores en blanco representan correlaciones significativas al 90% de confianza.

Al igual que antes, la Figura 4.12 muestra la matriz de correlación de Pearson entre la serie de *Fase_max* y los índices climáticos desfasados. El índice DMI muestra correlación significativa con el caudal de la fase de máximo (OND) entre el mes 2 y el mes 3 de desfase (SON y ASO, respectivamente) en todas las estaciones de aforo, y entre el mes 0 y el mes 1 (OND y SON, respectivamente) para AND. Esto resulta consistente con la periodicidad en torno a 2 años hallada para el caudal máximo en AND y BDA, que puede estar asociada a la variabilidad cuasi-bienal del IOD. Además, los desfases son consistentes con el hecho de que normalmente los eventos IOD decaen luego de la primavera austral. Se detectan correlaciones positivas y significativas entre el índice C del ENSO y los caudales de BDA para desfases entre 2 y 5, es decir de MJJ a ASO. Esto indica que puede existir una relación física entre los valores de *Fase_max* en OND de carácter predictivo por parte de los eventos centrales del ENSO durante el invierno previo. También, se registra una correlación negativa y significativa entre BDA y el índice SAM para el mes 0, donde las potenciales relaciones físicas con el SAM, IOD y ENSO fueron mencionadas en párrafos anteriores. El ENSO costero presenta señal con el caudal para los trimestres SON y OND en la estación de aforo de AND, lo cual puede ser consistente con una influencia del ENSO

central que evoluciona hacia la costa americana hacia finales del año. Asimismo, el caudal de OND en el aforo PDI muestra relación inversa con las TSM del Atlántico norte tropical durante la temporada y meses previos. Cabe destacar que el ENSO tiene una influencia sobre el Atlántico norte tropical vía un puente atmosférico con un desfase de 4-5 meses después de su pico en el verano austral (Enfield & Mayer, 1997; García-Serrano et al., 2017; Liu et al., 2021) y por tanto, tal relación entre caudal y el Atlántico norte tropical pueda deberse al fenómeno ENSO como forzante principal.

El análisis exploratorio de forzantes muestra que, en las diferentes fases que componen el ciclo anual, existen diversas periodicidades dominantes significativas en los caudales que son congruentes con las de algunos factores forzantes del sistema climático, como ser el ENSO, el IOD y el SAM. Además hay señales de relación lineal significativa entre los caudales de la CRN y varios índices climáticos. En consecuencia, los factores forzantes que modulan la variabilidad interanual de los caudales en cada fase son de diversa naturaleza y es primordial analizar cada fase de forma independiente.

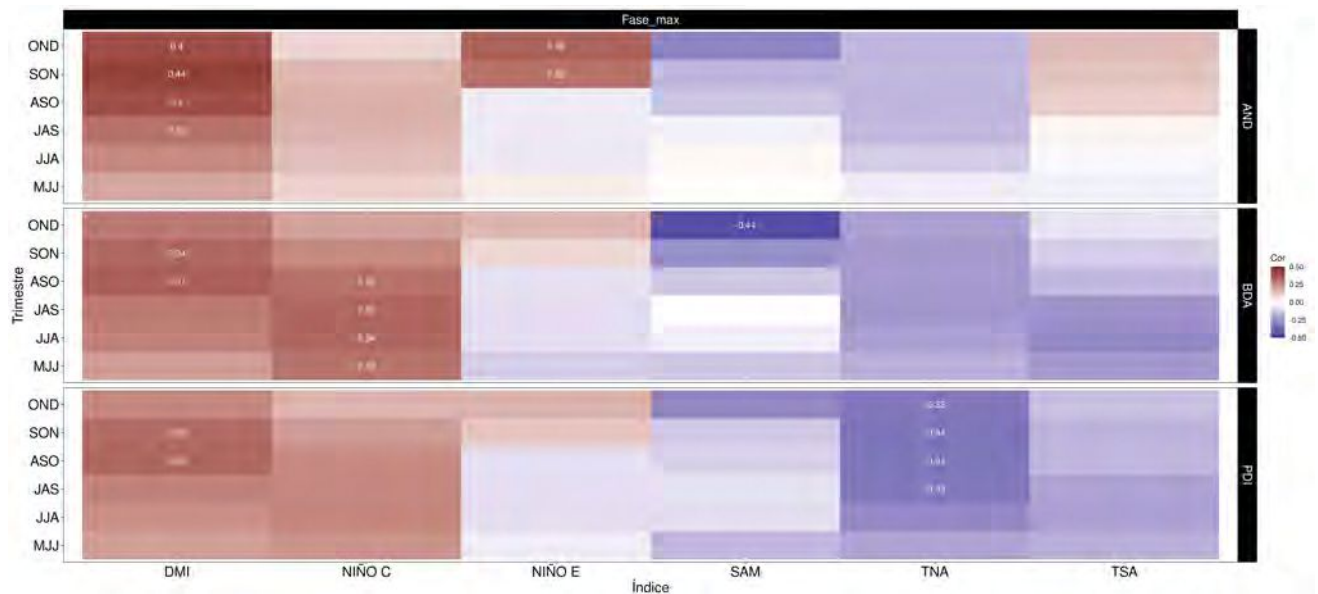


Figura 4.12: Idem Figura 4.11, pero para Fase_max (mes 0: OND; mes 1: SON; mes 2: ASO; mes 3: JAS; mes 4: JJA; mes 5: MJJ).

4.6. Conclusiones parciales

En este capítulo se mostró que los cursos de la CRN presentan un ciclo anual bien definido, cuyas fases fueron detectadas objetivamente sobre un ciclo anual característico. Tal ciclo consiste en una fase de mínimo caudal que tiene lugar entre principios del año calendario y fines de mayo, siendo ésta la fase la mas extensa de todas; una fase de máximo relativo, cuyo fin se encuentra a mitad del mes de septiembre y una fase de máximo absoluto que culmina a principio del año calendario siguiente. Asimismo, se expuso que los caudales diarios en la fase de máximo relativo (mínimo) presentan la mayor (menor) dispersión respecto a la mediana de los caudales de tal fase.

La totalidad de las series interanuales de caudal acumulado en trimestres representativos de cada fase (Fase_min, Fase_int y Fase_max) presentan un quiebre o salto significativo hacia menores valores entre el 2007 y el 2010. Este quiebre induce una tendencia negativa espuria que resulta significativa si se la evalúa en todo el período. Sin embargo, las tendencias antes del quiebre (AQ) resultan preponderantemente nulas y negativas después del quiebre (DQ), siendo no significativas en ningún caso, a excepción de la serie de Fase_min en AND después del salto. Asimismo, se mostró que el valor medio de Fase_int muestra una reducción de hasta el 50 % en AND y el valor medio de Fase_max un descenso del 35 % en PDI.

El análisis de bondad de ajuste arrojó que no es posible rechazar que las distribuciones de Fase_int y Fase_max, correspondientes al periodo AQ, provengan de distribuciones teóricas normales, implicando el cumplimiento del Teorema central del límite.

Las distribuciones de Fase_min mostraron características estadísticas diferentes a las otras dos fases, indicando que esta fase presenta singularidades climatológicas. Asimismo, a pesar de que las distribuciones de Fase_int y Fase_max muestran similitudes, en ninguna estación de aforo comparten más del 42 % de varianza, por lo que cabe esperar que la naturaleza de los forzantes de tales variabilidades sea distinta entre ellas. De igual modo, se expuso que en cada fase del ciclo anual existe una alta coherencia espacial en los aforos de la CRN. Por tanto, es factible estudiar la naturaleza de los forzantes troposféricos asociados a cada fase mediante la serie temporal de una estación de aforo, por ejemplo, PDI que muestra la mayor covariabilidad con las otras dos estaciones analizadas.

Las periodicidades dominantes presentes en las series de caudal de cada fase son diferentes, lo

cual refuerza el hecho de que la naturaleza de los forzantes es diversa entre las fases. Se encuentran periodicidades potencialmente vinculadas al IOD, al ENSO, al ciclo solar y a variabilidad de la TSM del Atlántico. La exploración de forzantes, por tanto, apunta al SAM y al Atlántico norte tropical como moduladores de la serie de Fase_min; al ENSO y el IOD de la series Fase_int y Fase_max.

Capítulo 5

Forzantes troposféricos de gran escala de la fase de máximo caudal

En el capítulo precedente se encontró que las series de caudales acumulados trimestralmente en cada una de las tres fases características del ciclo anual presentan una variabilidad independiente entre ellas, indicativo de que la naturaleza de los forzantes es diversa entre las fases. Por cuestión de brevedad, en este capítulo sólo se examinarán los mecanismos forzantes troposféricos de la gran escala asociados a la variabilidad de la serie de Fase_max, esto es, el caudal acumulado en OND, durante el período 1980-2010 (antes del quiebre). Asimismo, dada la alta coherencia espacial de los cursos de la CRN, se mostrarán resultados para las estaciones de aforo PDI y AND, puesto que la primera es la que mayor varianza explica de la variabilidad del caudal de las otras dos (Figura 4.8) y la segunda es la que presenta una mayor porción de varianza no explicada por la primera. Asimismo, estos dos aforos son los que presentan mayores caudales acumulados en la fase estudiada (Figura 4.6).

5.1. Precipitación y caudal

Lauro et al. (2015) indica que el caudal representa la síntesis de todos los procesos hidroclicmáticos que se verifican en ella y en la región andina. Esta respuesta está relacionada con las precipitaciones durante el período invernal y las variaciones de la temperatura durante la

marcha del ciclo anual o componente estacional, siendo la precipitación la variable climática más importante.

A modo de aproximación de la precipitación caída en el área de captura de la CRN, se construyó una serie de precipitación a partir del promedio areal usando la base de datos grillada de GPCC (ver subsección 2.2.9). Para medir la relación entre la variabilidad de la serie de precipitación construida y la variabilidad de la serie de Fase_max, se estimó la correlación de Pearson entre ellas para todos los trimestres posibles del año.

Cabe destacar que la precipitación en esta área de captura en la que se encuentra contenida la CRN presenta su máximo en los meses de invierno, entre mayo y agosto (Figura 5.1), lo que resulta consistente con resultados previos basados en observaciones pluviométricas para la región (González & Vera, 2010). El principal mecanismo dinámico en escala sinóptica que produce precipitación en la región es la actividad transiente asociada a los ciclones migratorios extratropicales que se desplazan hacia el este a través de los 'storm tracks' (Trenberth, 1991; Inatsu & Hoskins, 2004). Procesos de más baja frecuencia que modulan la interacción entre 'storm tracks' y el flujo medio, como pueden ser las ondas de Rossby cuasi-estacionarias o teleconexiones asociadas al fenómeno ENSO, repercuten en la precipitación y, en consecuencia, en los caudales de la región.

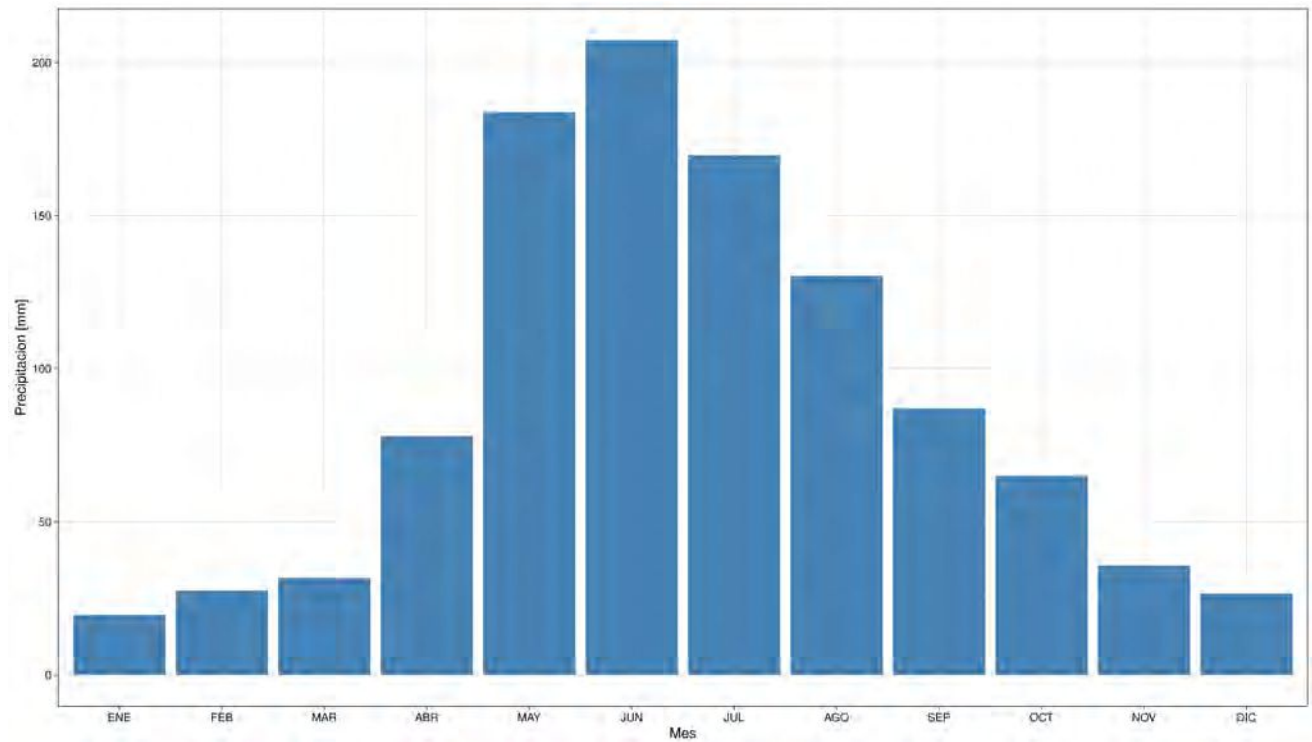


Figura 5.1: *Ciclo anual de la serie de precipitación construida a partir de la base GPCC promediada arealmente.*

La correlación entre precipitación y caudal se muestran en la Tabla 5.1. Éstas resultan ser positivas en todos los trimestres del ciclo anual, resultando significativas entre los trimestres AMJ y OND. En particular, en ambos aforos la correlación maximiza en el trimestre JJA, con valores de 0,79 y 0,81 para AND y PDI, respectivamente, por lo que aproximadamente el 65 % de la varianza de la serie de Fase_max está explicado por la la varianza de la precipitación de ese trimestre. Asimismo, los valores de Fase_max en PDI proyectados en la precipitación trimestral, presentan una contribución promedio máxima en JJA, seguido de los trimestres JAS y ASO (Figura 5.2). Así, por ejemplo, la contribución de JJA es tal que por cada cambio de un desvío estándar (68.4 mm) en la precipitación promedio de JJA en el área, hay un cambio de 13772 m³/s en el caudal. Por tanto, cabe esperar que aquellos forzantes troposféricos de baja frecuencia que modulan la precipitación en el invierno austral, entre mayo y septiembre, tengan impacto clave en la variabilidad de los caudales de la fase estudiada.

| Año | DEF | EFM | FMA | MAM | AMJ | MJJ | JJA | JAS | ASO | SON | OND | NDE |
|-----|------|------|------|------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|------|
| AND | 0.7 | 0.31 | 0.15 | 0.10 | 0.31 | 0.56 | 0.79 | 0.77 | 0.72 | 0.56 | 0.47 | 0.18 |
| PDI | 0.09 | 0.27 | 0.07 | 0.24 | 0.46 | 0.73 | 0.81 | 0.78 | 0.69 | 0.56 | 0.52 | 0.28 |

Tabla 5.1: Correlación de Pearson entre la serie de Fase_max y la precipitación de GPCC promediada arealmente en todos los trimestres del año. Valores en negrita son significativos al 90% de confianza. En azul, el trimestre de máxima correlación.

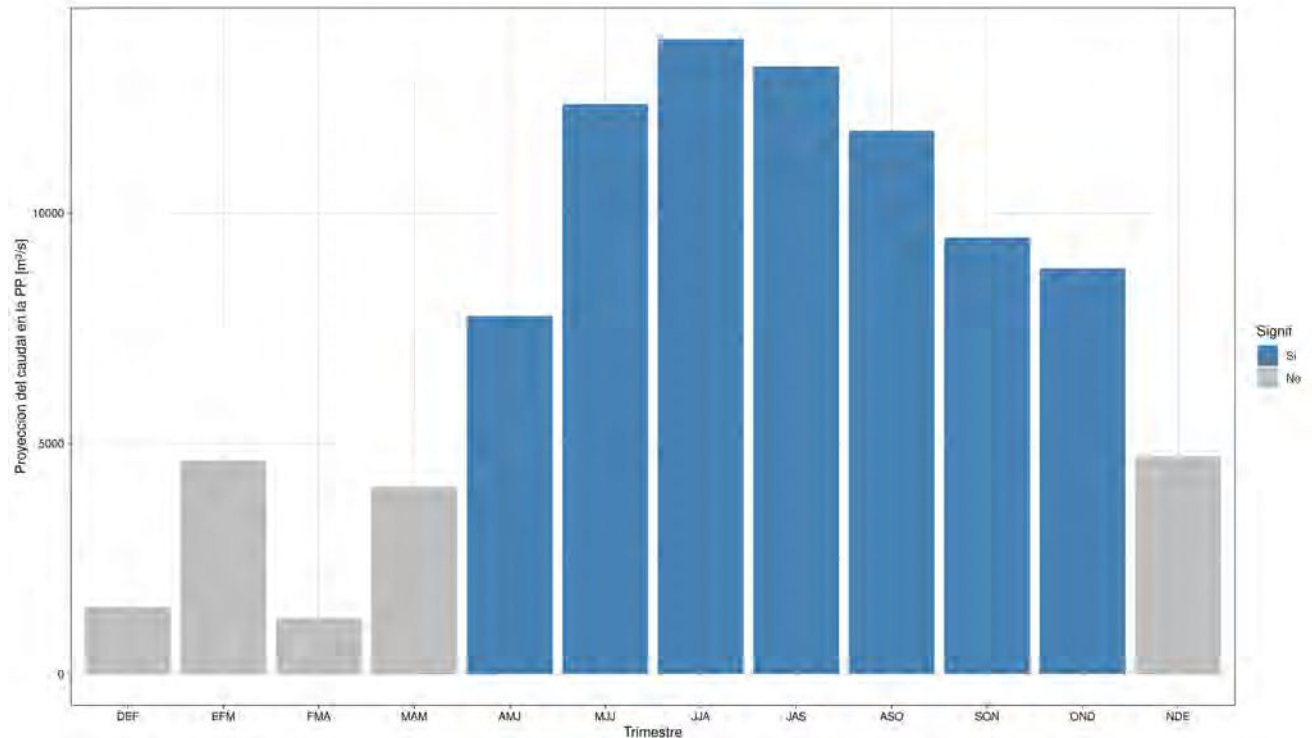


Figura 5.2: Proyección del caudal acumulado de PDI en el trimestre OND (Fase_max) sobre la precipitación de GPCC promediada arealmente en todos los trimestres del año. Valores en azul son significativos al 90% de confianza.

5.2. Identificación de años de altos y bajos acumulados

Para analizar los forzantes troposféricos asociados a la variabilidad de baja frecuencia de los caudales en la CRN, se determinaron los valores extremos de las series de Fase_max de AND y PDI (Figura 5.3). La identificación de caudales extremos altos y bajos se llevó a cabo aplicando el criterio de cuartiles. De esta forma, aquellos años cuyos caudales son mayores (menores) al P75 (P25) fueron considerados extremos altos (bajos).

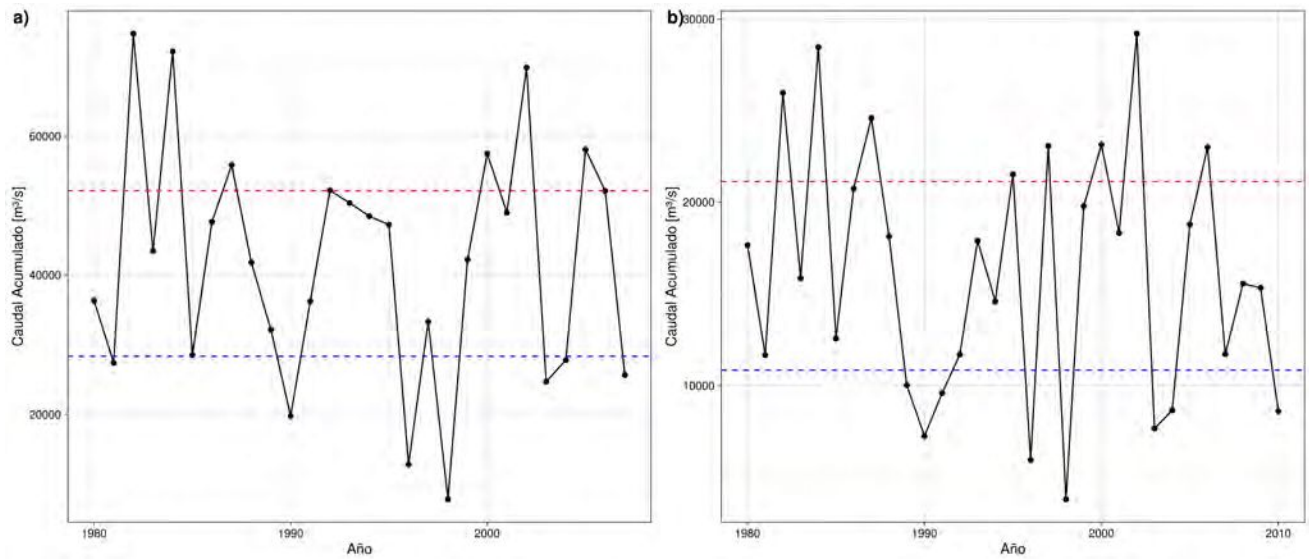


Figura 5.3: Serie de Fase_max de las estaciones PDI (a) y AND (b) en el periodo AQ. Percentiles 25 y 75 de las distribuciones en líneas puntadas azules y rojas, respectivamente.

La Tabla 5.2 muestra los años de extremos altos y bajos identificados para ambas series. Como en el capítulo precedente se encontró que existe cierta asociación lineal entre las series de Fase_max y los fenómenos ENSO e IOD durante OND y meses precedentes, se incorpora esta discriminación a la tabla de años extremos.

| | Bajos | | Altos | |
|----|-------------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| | AND | PDI | AND | PDI |
| AQ | 1989 (-) | 1981 (-) | 1982 (+) | 1982 (+) |
| | 1990 | 1990 | 1984 | 1984 |
| | 1991 | 1996 (-) | 1987 | 1987 |
| | 1996 (-) | 1998 (-) | 1995 | 1992(-) |
| | 1998 (-) | 2003 | 1997 (+) | 2000 |
| | 2003 | 2004 | 2000 | 2002 |
| | 2004 | * 2007 | 2002 | 2005 |
| | * 2010 (-) | | 2006 (+) | |

Tabla 5.2: Años extremos de la serie Fase_max altos (encima del P75) y bajos (debajo del P25) correspondientes al periodo AQ de las estaciones AND y PDI. Años de eventos ENSO positivos y negativos según el índice ONI en OND (rojo y azul, respectivamente). Años en negrita refieren a eventos ENSO moderados a muy fuertes. Eventos IOD marcados con signos positivos y negativos. Los años con un asterisco (*) responden al año del quiebre de cada serie.

Los años de fase positiva del fenómeno ENSO (Niño) se marcan en rojo y de fase negativa (Niña) en azul, basados en el índice ONI en el trimestre OND (primavera austral), mientras que los años de fase neutra del ENSO están en color negro. Más aún, los años ENSO con índice ONI por encima (debajo) de 1°C (-1°C) se resaltan en negrita. Los valores resaltados siguen el criterio estándar de clasificación de eventos ENSO como neutro ($|\text{ONI}|$ entre 0° y $0,5^{\circ}\text{C}$), débil ($|\text{ONI}|$ entre $0,5^{\circ}$ y 1°C), moderado ($|\text{ONI}|$ entre 1°C y $1,5^{\circ}\text{C}$), fuerte ($|\text{ONI}|$ entre $1,5^{\circ}\text{C}$ y 2°C) y muy fuerte ($|\text{ONI}|$ mayor a 2°C), de este modo en negrita se muestran los eventos de moderados a muy fuertes. También se indican los años de ocurrencia de eventos IOD positivos (+) o negativos (-), según el ‘Australian Bureau of Meteorology’. Tanto para acumulados altos como bajos, se identificaron 8 años para AND y 7 años para PDI. Además, ambos aforos comparten 5 años en común tanto para los caudales altos como bajos, en concordancia con el hecho de que ambas series comparten un 75 % de varianza (sección 4.3.2).

Es evidente de la Tabla 5.2, que en general la ocurrencia de una u otra fase del ENSO en la primavera austral no es discriminante de la ocurrencia de extremos altos y bajos de caudal, por lo que no es posible una generalización inmediata. Así, puede observarse que para los extremos altos de caudal hay dos años asociados con eventos el Niño moderados (1987, 2002) y dos muy fuertes (1982, 1997), un año de Niña moderada (1995), un año a Niño débil (2006), tres a la Niña débil (1984, 2000 y 2005) y un año de condiciones neutras (1992). Por otro lado, para los bajos caudales hay tres años asociados a Niñas fuertes (1998, 2007, 2010), uno a Niño débil (2004), uno a Niño moderado (1991) y 5 años asociados a condiciones neutras (1981, 1989, 1990, 1996 y 2003). A diferencia del ENSO en la primavera austral, los eventos IOD sí muestran una potencial capacidad de discriminar extremos. En general, se advierte que todos los eventos IOD negativos ocurridos desde 1980 hasta el año 2010 (5 eventos), se corresponden con la ocurrencia de extremos bajos en la CRN, aunque dos de ellos concomitantes con la ocurrencia de eventos La Niña. La excepción es el año 1992, en el que se registró un extremo alto en condiciones de IOD negativo bajo condiciones neutras de ENSO. Luego hay 3 eventos de IOD positivo que ocurren en años de extremos altos, pero también bajo condiciones El Niño.

Esta ardua discriminación provee de una base para la exploración no lineal de los forzantes troposféricos asociados a estos extremos. Se tiene que los caudales altos se ven afectados por eventos el Niño, de moderados a fuertes en la primavera, caracterizados por un reconocido impacto global por medio de teleconexiones. En general, los eventos Niño intensos se caracterizan por tener sus rasgos definidos desde comienzo del invierno austral. Es posible pensar entonces que para

estos casos, haya anomalías de circulación troposférica típicas del Niño ya presentes en el invierno austral, generando fuertes precipitaciones nivas en los Andes que contribuirán más tarde al pico de primavera, como cabría esperar a partir de los resultados de la sección anterior. En este sentido, es preciso destacar que el Dipolo del Índico es una oscilación de las TSM en Índico tropical que alcanza su intensidad máxima en el invierno austral (mayo-octubre). Bajo condiciones en las que el fenómeno ENSO está ausente, puede generar trenes de ondas en baja frecuencia que alcancen Sudamérica (Chan et al., 2008; Sena & Magnúsdóttir, 2021). Por tanto, es necesario reexaminar los años extremos de caudal considerando la ocurrencia del ENSO durante el invierno austral, especialmente en el trimestre JJA, periodo en el que maximiza la señal precipitación-caudal en la CRN (ver sección 5.1).

La Tabla 5.3 muestra los valores de ONI en los años de alto caudal para los distintos trimestres del año. Puede observarse que los años clasificados como el Niño de moderado a muy fuerte en OND (primavera) comparten la característica de presentar anomalías de TSM mayores o iguales a 0.8°C en JJA. Más aún, sólo cuatro temporadas JJA en todo el período AQ cumplen con esta anomalía invernal y las cuatro generan caudales acumulados altos en la CRN (1982, 1987, 1997, 2002). Los demás años de extremo alto presentan condiciones en JJA de ENSO neutral, a excepción del año 2000. Para este año las condiciones en JJA son de Niña débil ($\text{ONI}=-0,6^{\circ}\text{C}$), como parte de la prolongada Niña que se inició a mediados de 1998 y se prolongó hasta comienzos del 2001. Por su parte, la primera mitad del año 1992, que es neutro tanto en invierno como en la primavera (y por tanto no es clasificado como año Niño), forma parte de un Niño fuerte iniciado en 1991. Las condiciones de Niño moderado que persistieron hasta AMJ potencialmente pudieron producir teleconexiones típicas asociadas al Niño durante el otoño tardío de 1992, repercutiendo en las precipitaciones nivas de Los Andes en esos meses, dando lugar posteriormente a altos caudales observados. Esta hipótesis se va a verificar más adelante.

| Referencia | Año | DEF | EFM | FMA | MAM | AMJ | MJJ | JJA | JAS | ASO | SON | OND | NDE |
|------------|------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| Niño | 1982 | 0.0 | 0.1 | 0.12 | 0.5 | 0.7 | 0.7 | 0.8 | 1.1 | 1.6 | 2.0 | 2.2 | 2.2 |
| | 1987 | 1.2 | 1.2 | 1.1 | 0.9 | 1.0 | 1.2 | 1.5 | 1.7 | 1.6 | 1.5 | 1.3 | 1.1 |
| | 1997 | -0.5 | -0.4 | -0.1 | 0.3 | 0.8 | 1.2 | 1.6 | 1.9 | 2.1 | 2.3 | 2.4 | 2.4 |
| | 2002 | 0.1 | 0.0 | 0.1 | 0.2 | 0.4 | 0.7 | 0.8 | 0.9 | 1.0 | 1.2 | 1.3 | 1.1 |
| Niña | 2006 | -0.9 | -0.8 | -0.6 | -0.4 | -0.1 | 0.0 | 0.1 | 0.3 | 0.5 | 0.8 | 0.9 | 0.9 |
| | 1984 | -0.6 | -0.4 | -0.3 | -0.4 | -0.5 | -0.4 | -0.3 | -0.2 | -0.2 | -0.6 | -0.9 | -1.1 |
| | 1995 | 1.0 | 0.7 | 0.5 | 0.3 | 0.1 | 0.0 | -0.2 | -0.5 | -0.8 | -1.0 | -1.0 | -1.0 |
| | 2000 | -1.7 | -1.4 | -1.1 | -0.8 | -0.7 | -0.6 | -0.6 | -0.5 | -0.5 | -0.6 | -0.7 | -0.7 |
| Neutros | 2005 | -0.6 | -0.6 | 0.4 | 0.4 | 0.3 | 0.1 | -0.1 | -0.1 | -0.1 | -0.3 | -0.6 | -0.8 |
| | 1992 | 1.7 | 1.6 | 1.5 | 1.3 | 1.1 | 0.7 | 0.4 | 0.1 | -0.1 | -0.2 | -0.3 | -0.1 |

Tabla 5.3: Índice ONI de los años de extremos altos de caudal en la CRN. Valores en negrita corresponden a valores del ONI mayores (menores) a 1°C (-1°C). Clasificación en Niño, Niña y neutro según el ONI en OND. Se sombrea la columna del trimestre JJA para su clasificación según el ONI en este trimestre.

La Tabla 5.4 muestra los valores del índice ONI en los distintos trimestres del año para los extremos bajos de caudal en los que, como se ha dicho, se han observado la mayoría de los IOD negativos. Aquí lo notable es que existen extremos bajos de caudal en condiciones de IOD puro, es decir, sin ocurrencia simultánea de ENSO (1981, 1989 y 1996). Además, otros dos años ocurren bajo condiciones de IOD negativo, pero también con ocurrencia de La Niña (1998, 2010) que evolucionan rápidamente hacia la Niña fuerte desde el invierno hacia la primavera. Para estos años es posible que las anomalías troposféricas asociadas a la Niña interfieran en las señales asociadas al IOD, y por tanto, han de considerarse separadamente. Por su parte, los eventos Niño de los años 1991 y 2004 presentan anomalías menores a 0.8°C durante el invierno e inicios de la primavera.

| Referencia | Año | DEF | EFM | FMA | MAM | AMJ | MJJ | JJA | JAS | ASO | SON | OND | NDE |
|------------|------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| Niño | 1991 | 0.4 | 0.3 | 0.2 | 0.3 | 0.5 | 0.6 | 0.7 | 0.6 | 0.6 | 0.8 | 1.2 | 1.5 |
| | 2004 | 0.4 | 0.3 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.3 | 0.5 | 0.6 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.7 |
| Niña | 1998 | 2.2 | 1.9 | 1.4 | 1.0 | .5 | -0.1 | -0.8 | -1.1 | -1.3 | -1.4 | -1.5 | -1.6 |
| | 2007 | 0.7 | 0.2 | -0.1 | -0.3 | -0.4 | -0.5 | -0.6 | -0.8 | -1.1 | -1.3 | -1.5 | -1.6 |
| | 2010 | 7.5 | 1.2 | 0.8 | 0.4 | -0.2 | -0.7 | -1.0 | -1.3 | -1.6 | -1.6 | -1.6 | -1.6 |
| Neutros | 1981 | -0.3 | -0.5 | -0.5 | -0.4 | -0.3 | -0.3 | -0.3 | -0.2 | -0.2 | -0.1 | -0.2 | -0.1 |
| | 1989 | -1.7 | -1.4 | -1.1 | -0.8 | -0.6 | -0.4 | -0.3 | -0.3 | -0.2 | -0.2 | -0.2 | -0.1 |
| | 1990 | 0.1 | 0.2 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.4 | 0.4 | 0.3 | 0.4 | 0.4 |
| | 1996 | -0.9 | -0.8 | -0.6 | -0.4 | -0.3 | -0.3 | -0.3 | -0.3 | -0.4 | -0.4 | -0.4 | -0.5 |
| | 2003 | 0.9 | 0.6 | 0.4 | 0.0 | -0.3 | -0.2 | 0.1 | 0.2 | 0.3 | 0.3 | 0.4 | 0.4 |

Tabla 5.4: Ídem Tabla 5.3, pero para los años de extremos bajos de caudal.

El análisis anterior permite reorganizar los extremos, agrupando los años con respecto a las siguientes características comunes:

Caudales altos

- Grupo Niño intenso: años de Niño de moderado a muy fuerte en OND, con valores de $ONI \geq 0,8^{\circ}\text{C}$ en JJA. Estos años pueden imponer teleconexiones del tipo Niño en invierno: 1982, 1987, 1997 y 2002.
- Año 1992: excepcionalidad, con condiciones de ENSO neutras en invierno y primavera. Sin embargo, se presentan condiciones de niño moderado hasta el trimestre AMJ debido al Niño fuerte el año anterior (Niño moderado de 1991/92).
- Grupo neutro altos: años de condiciones neutras en JJA (1984, 1995, 2005 y 2006), o Niña débil $ONI > -0,8^{\circ}\text{C}$ (2000).

Caudales bajos

- Grupo IOD negativo puro: años de evento IOD negativo, en ausencia del fenómeno ENSO: 1981, 1989, 1996.
- Grupo Niña intensa: años de Niña de moderada a muy fuerte en OND, con valores de $ONI \leq -0,8^{\circ}\text{C}$ en JJA: 1998 y 2010
- Grupo neutro bajos: años de condiciones neutras en JJA (1990 y 2003) o ENSO débil $-0,8 < ONI < 0,8^{\circ}\text{C}$ (1991, 2004 y 2007)

En vistas de las características comunes, se procederá a componer campos de anomalías de variables troposféricas con el fin de determinar las condiciones dinámicas que propiciaron la ocurrencia de acumulados altos y bajos de caudal.

5.3. Caudales acumulados altos

5.3.1. Grupo Niño intenso

La exploración de la serie de precipitación sobre el área que contiene la CRN muestra que para este grupo, las anomalías mensuales positivas de precipitación en meses precedentes, factor clave

para el caudal, se concentran entre junio y noviembre. Las anomalías trimestrales de precipitación son máximas en JJA (Figura 5.4)

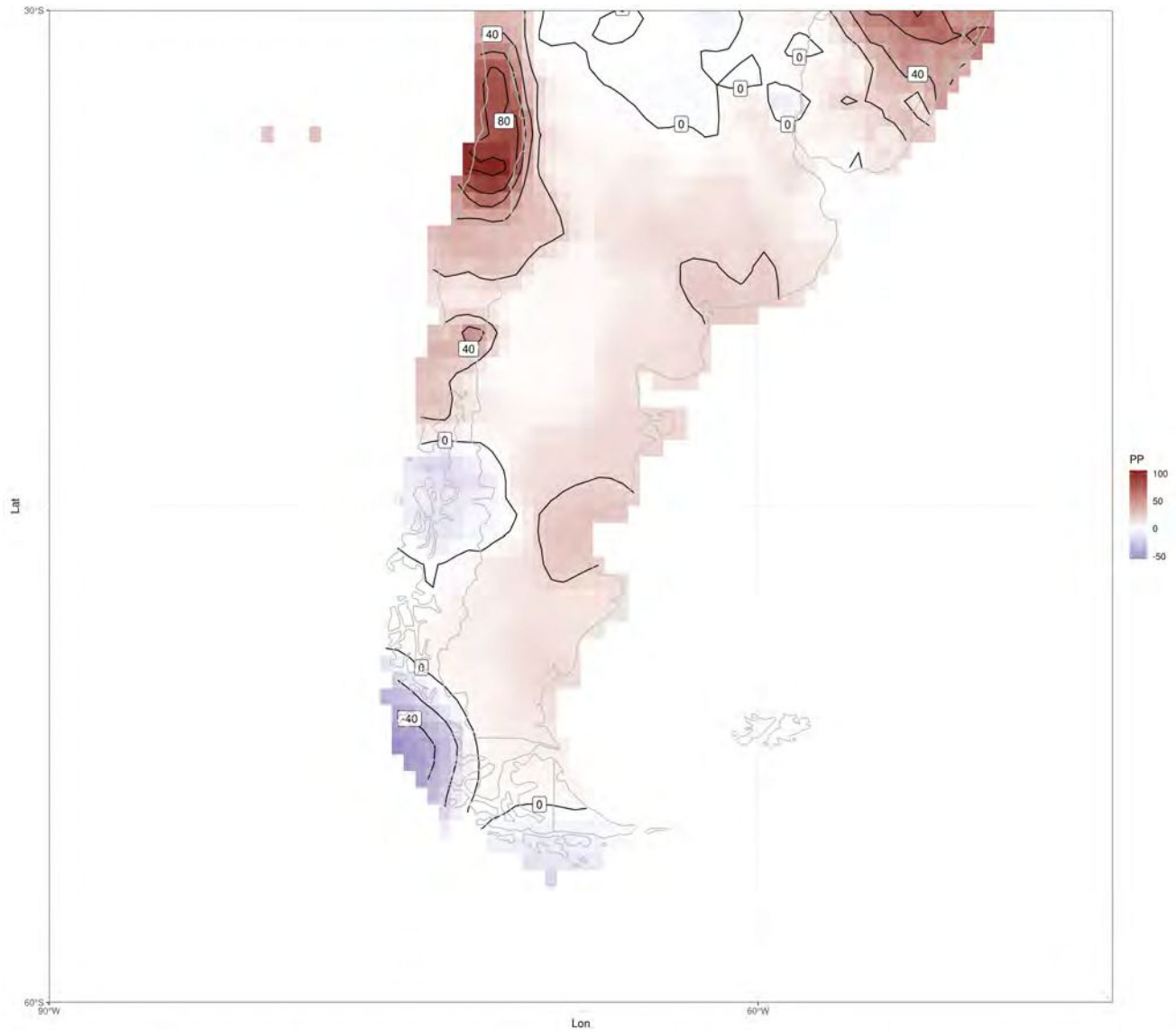


Figura 5.4: Composición de anomalías de precipitación del GPCC para el trimestre JJA (PP, mm) para el Grupo Niño intenso.

Esta temporada presenta un calentamiento anómalo de la TSM del Pacífico central ecuatorial en JJA (Figura 5.5a), consistente con las anomalías de ONI que permitieron armar este grupo (Tabla 5.3). El campo de anomalías de precipitación de la base GPCC muestra amplias anomalías de precipitación a lo largo de los Andes subtropicales, en concordancia con lo mostrado por

Compagnucci & Vargas (1998) para inviernos previos a Niño fuerte, y que se extienden hasta latitudes medias, afectando el área de estudio. La Figura 5.5d muestra las anomalías de la componente rotacional del flujo para JJA y el flujo de actividad de onda (FAO, vectores) que evidencian la típica propagación meridional de ondas de Rossby cuasi-estacionarias asociadas al evento Niño que modulan la tropósfera extratropical. Este tren de ondas cuasi-estacionario se mantiene a lo largo de la primavera austral propiciando dinámicamente la precipitación en la CRN (no mostrado). El campo anómalo de onda larga saliente (OLR) muestra una banda zonal de convección activada en el Pacífico ecuatorial centrada en 180°O y de convección inhibida en el Continente Marítimo (Figura 5.5b). El campo de anomalía del potencial de velocidad y el flujo divergente asociado (Figura 5.5c) muestra divergencia anómala centrada en el Pacífico central ecuatorial y convergencia anómala en el Continente Marítimo, en total concordancia con las grandes áreas de convección anómala. La fuerte divergencia anómala en la tropósfera superior del Pacífico central tropical provee de la fuente dinámica para la emanación observada de ondas de Rossby. Como consecuencia de la teleconexión descrita, se posiciona sobre el oeste de la Península Antártica una anomalía anticiclónica cuasi-estacionaria y otra ciclónica en latitudes medias del Pacífico Sur que debilita el anticiclón semipermanente del Pacífico Sur. Esta configuración produce un corrimiento hacia el norte de los ‘storm-tracks’, favoreciendo la actividad transiente baroclínica en la región (Cai et al., 2020), característica en años Niño.

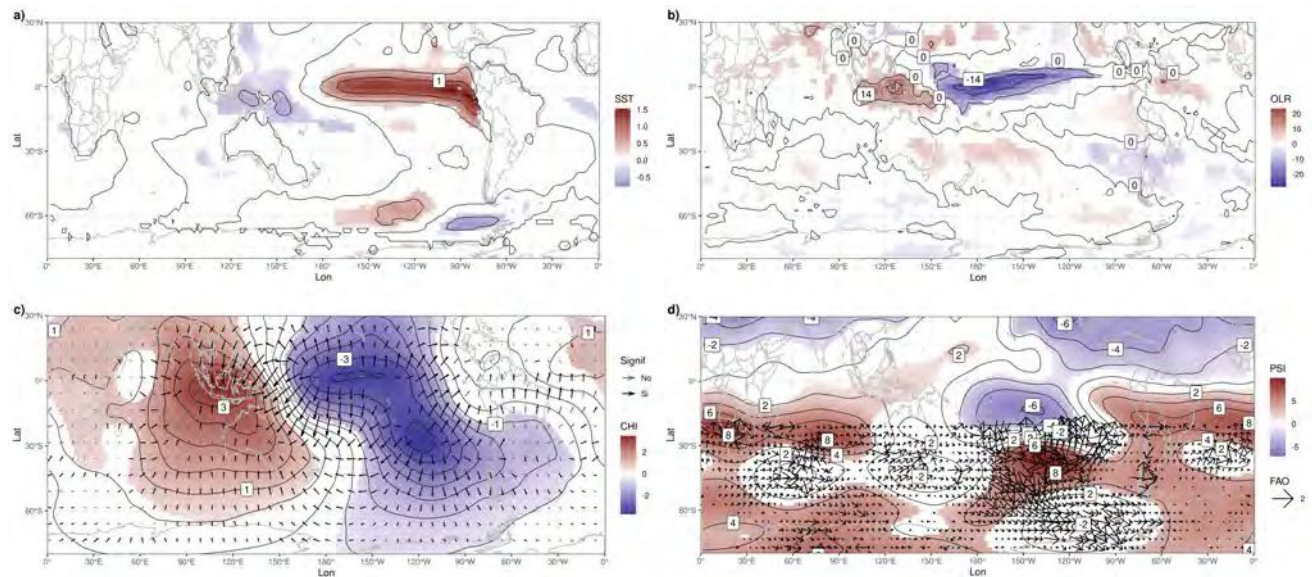


Figura 5.5: Composición de anomalías en JJA para el Grupo Niño intenso de temperatura superficial del mar (SST, °C) del ERSST (a); de onda larga saliente interpolada (OLR, W/m^2) de la NOAA (b); de potencial de velocidad (CHI, contorno en m^2/s) y viento divergente (vectores en m/s) en 250 hPa derivados del ERA5 (c); y de de función corriente (PSI, contorno en m^2/s) y flujo de actividad de onda (FAO, vector en m^2/s^2) en 250 hPa del ERA 5 (d). Áreas significativas al 90% de confianza por test de t de Student con varianza desigual a dos colas sombreadas en color rojo (positivo) y azul (negativo).

5.3.2. Año 1992

Este año resulta excepcional, dado que es el único año con condiciones de IOD negativo asociado a valores altos de caudal. No obstante, las condiciones del evento Niño de 1991 se impusieron hasta bien entrado el otoño de 1992, en el que aún se aprecia el calentamiento anómalo del Pacífico central en el bimestre mayo-junio (Figura 5.6a). Asimismo, se presentan condiciones de calentamiento anómalo en la región oriental del Índico tropical, como es de esperarse en un evento negativo del IOD. Las anomalías de OLR mostradas en el panel b de la Figura 5.6 se corresponden con las de TSM en ambos océanos, aunque se advierte que la convección asociada al evento ENSO es notablemente mayor, al igual que la divergencia asociada a la banda de convección del Pacífico tropical (panel c, Figura 5.6). De este modo, la configuración de anomalías de divergencia en tropósfera superior es tal que provee de condiciones para la generación de una teleconexión asociada al Niño, que emana del Pacífico central y genera un profundo eje ciclónico

cuasi-estacionario sobre el centro y sur de Argentina (Figura 5.6d).

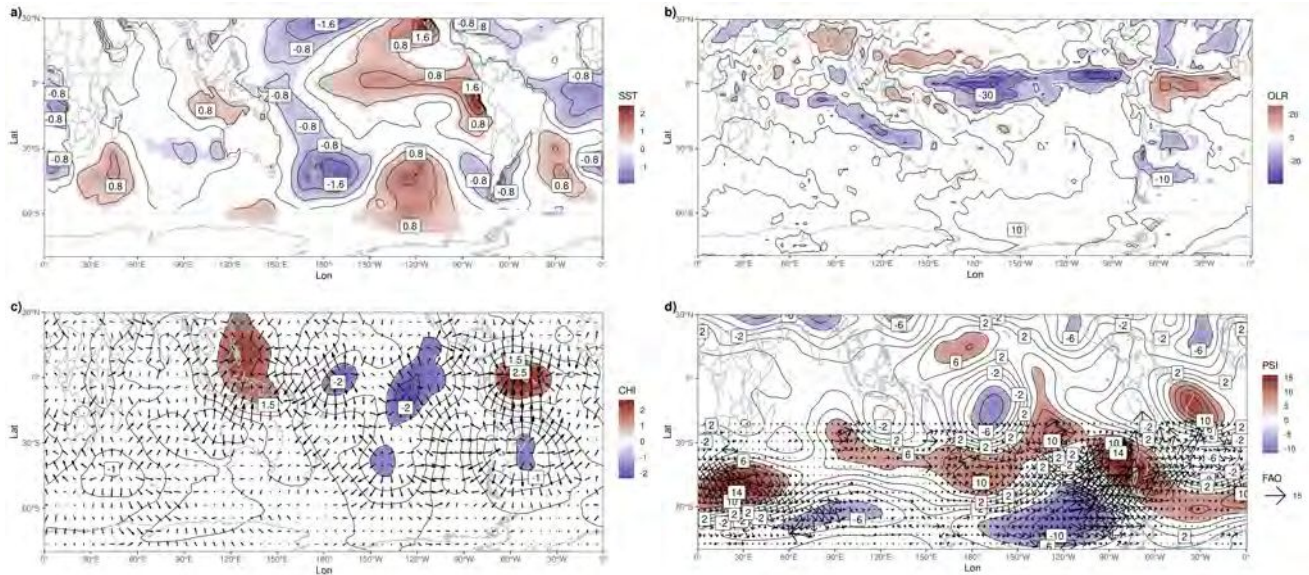


Figura 5.6: Campo de anomalías del bimestre mayo-junio de 1992 de temperatura superficial del mar (SST, °C) del ERSST (a); de onda larga saliente interpolada (OLR, W/m^2) de la NOAA (b); de potencial de velocidad (CHI, contorno en m^2/s) y viento divergente (vectores en m/s) en 250 hPa derivados del ERA5 (c); y de de función corriente (PSI, contorno en m^2/s) y flujo de actividad de onda (FAO, vector en m^2/s^2) en 250 hPa del ERA 5 (d). Las áreas sombreadas corresponden a valores de $|PSI| > 6 \times 10^{-6} m^2/s$, $|CHI| > 2 \times 10^{-6} m^2/s$, $|SST| > 0.8^\circ C$ y $|OLR| > 10 W/m^2$.

La prevalencia de un ciclón cuasi estacionario sobre el área produjo importantes excesos invernales de precipitación en mayo-junio (Figura 5.7), aportando al caudal extremo observado en la primavera de 1992.

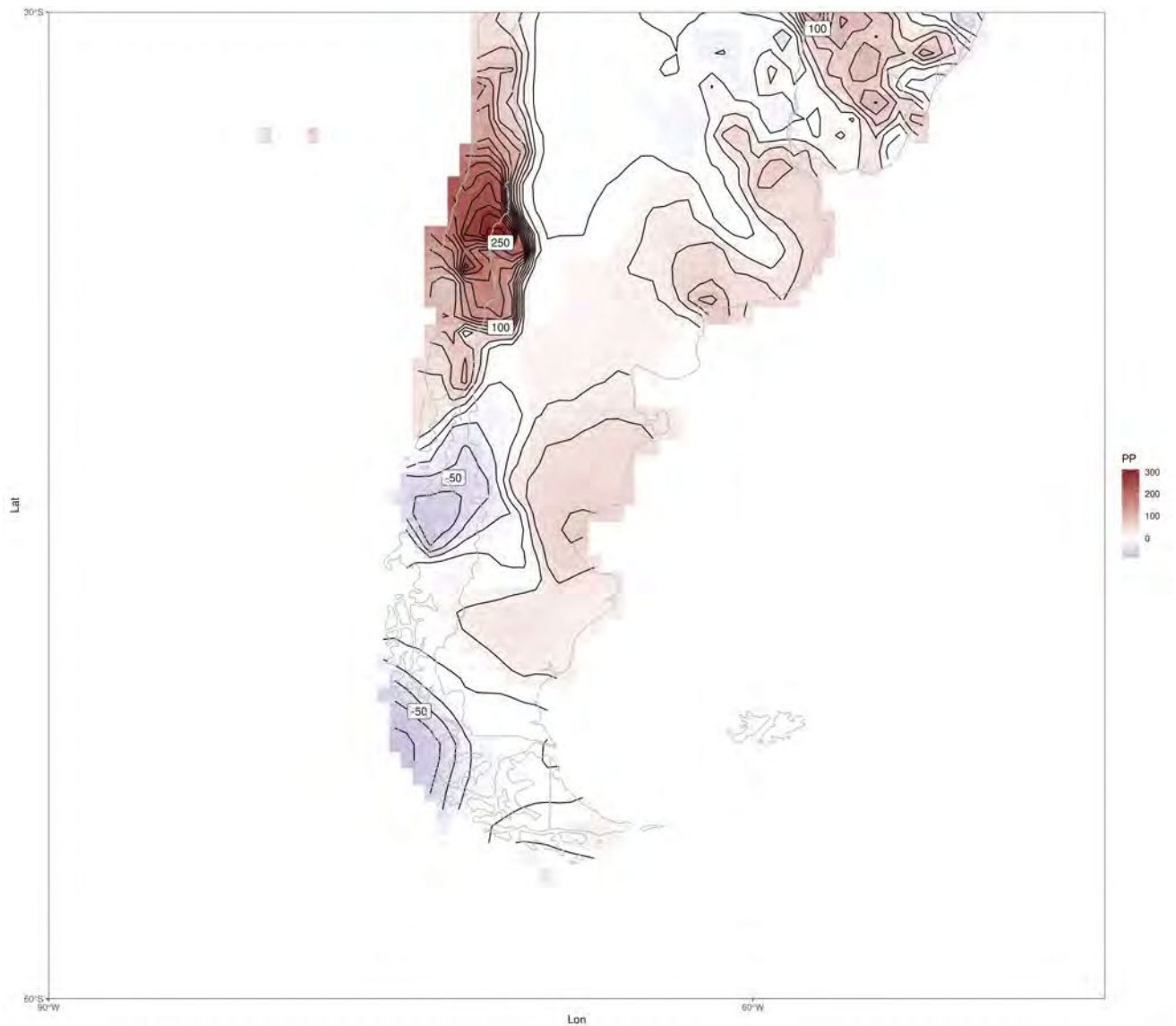


Figura 5.7: Ídem Figura 5.4, pero para el bimestre de mayo-junio de 1992.

Lo anterior muestra evidencia de que las condiciones de Niño de 1991 dominaron la circulación troposférica de gran escala hasta la mitad de 1992, por sobre la posible influencia del evento IOD negativo. Esto explica porqué 1992 es el único año que rompe la regla de que los eventos IOD negativos están asociados al caudal extremo bajo en la CRN, que se mostrará desde el punto de vista dinámico en la subsección 5.4.1.

5.3.3. Grupo neutro altos

En general, en este grupo se presentan interacciones trópico-extratropical mediante teleconexiones relacionadas con diversas regiones que son fuentes de ondas de Rossby cuasi-estacionarias. Estas regiones se asociarían a anomalías de convección sobre el Índico oriental, Australia y Pacífico occidental observadas entre mayo y septiembre. El impacto de esta variedad de teleconexiones en la precipitación de los meses precedentes al extremo de caudal requiere de una evaluación particular para cada año, la cual se realizará en futuros trabajos.

5.4. Caudales acumulados bajos

5.4.1. Grupo IOD negativo puro

Los años que conforman este grupo corresponden a años de eventos IOD negativos, en ausencia de condiciones ENSO en el Pacífico ecuatorial. La Figura 5.8a, respectiva al mes de julio, reproduce el característico dipolo del IOD, aunque algo desplazado hacia el este. Este mes presenta una intensa anomalía negativa de precipitación (-57% de la media de julio) en la CRN, presentando anomalías cálidas en la región oriental del Índico y el Continente Marítimo, y anomalías frías en la región centro-oeste de esta cuenca. En concordancia, la Figura 5.8b muestra un dipolo de convección incrementada (inhibida) en el Índico oriental (occidental). Asociado a esta convección incrementada se advierte un núcleo de potencial de velocidad negativo situado sobre continente marítimo y su divergencia asociada (Figura 5.8c). La advección de vorticidad relativa por parte de la componente divergente del flujo actúa como fuente de ondas de Rossby que, de acuerdo con trabajos clásicos como Hoskins & Karoly (1981), se propagan hacia el polo y hacia el este de la fuente. La propagación resultante es de un tren de ondas de Rossby cuasi-estacionarias, desde el Índico oriental hacia Sudamérica, tal como muestra la Figura 5.8d. Como consecuencia, se establece un pronunciado eje anticiclónico cuasi-estacionario de estructura barotrópica, que se observa incluso en el nivel de 850 hPa (no mostrado). Como consecuencia de esto, se produce una intensificación del anticiclón semipermanente del Pacífico y un bloqueo o debilitamiento de la actividad transiente baroclínica en la región. La composición de precipitación del GPCC muestra que asociado a este patrón, se produjeron importantes déficit en la precipitación de julio (Figura 5.9), explicando así los bajos caudales de primavera.

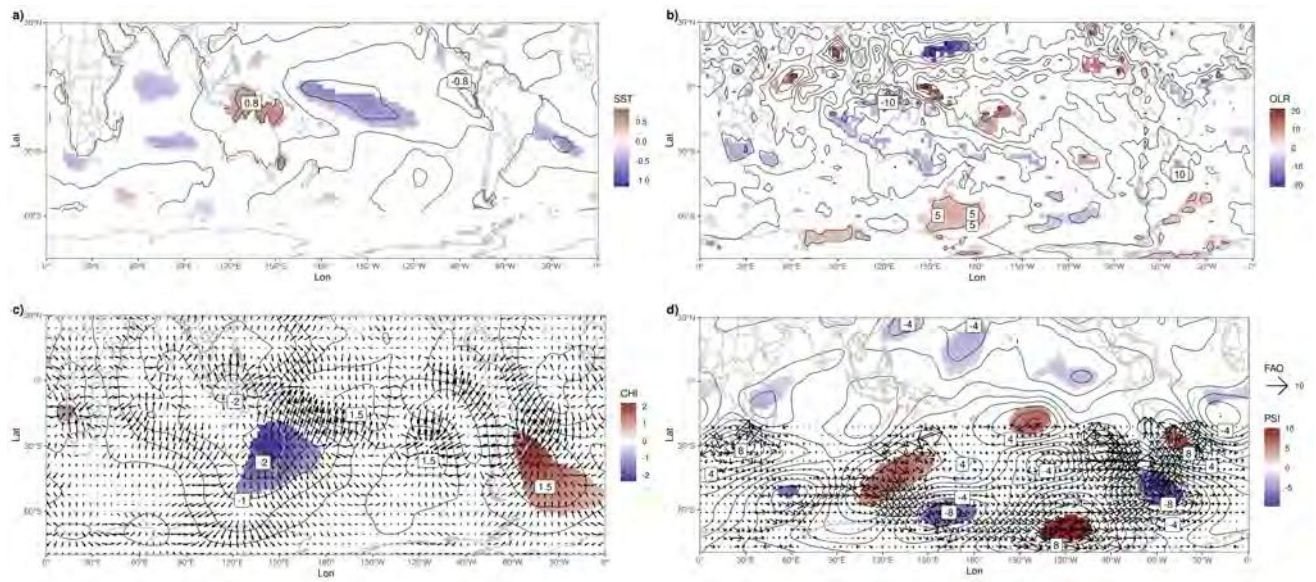


Figura 5.8: Ídem Figura 5.5, pero para el mes de julio de los años del Grupo IOD negativo puro.



Figura 5.9: Ídem Figura 5.4, pero para el mes de julio de los años del Grupo IOD negativo puro.

5.4.2. Grupo Niña intensa

Este grupo está conformado por los dos años de ocurrencia conjunta del evento Niña intensa en JJA e IOD negativo. Las anomalías de precipitación en la región muestran déficit desde el mes de mayo hasta noviembre, maximizando en el invierno austral (Figura 5.10).

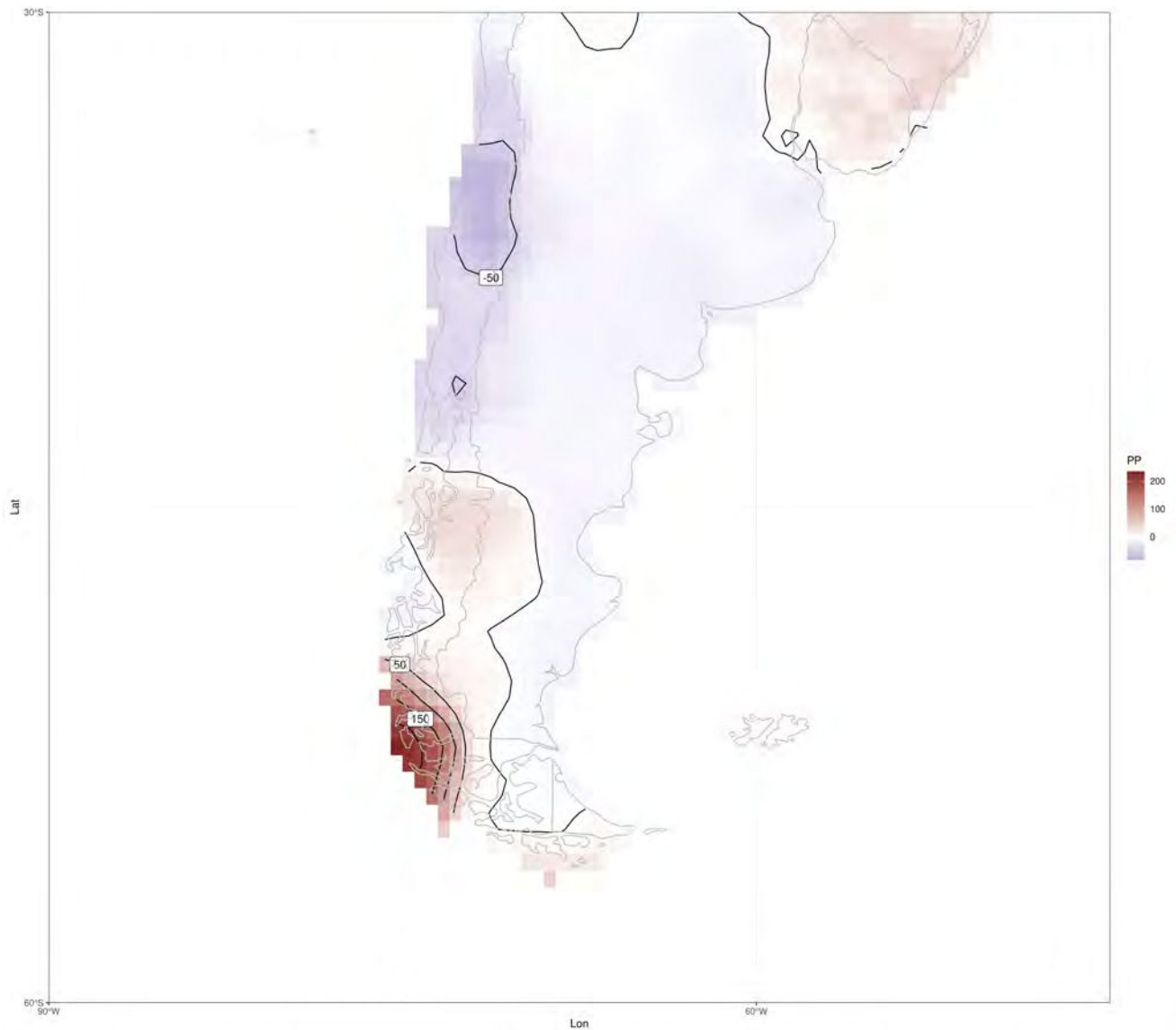


Figura 5.10: Ídem Figura 5.4, pero para los años del Grupo Niña intensa.

Las anomalías de TSM de JJA muestran un calentamiento en el Continente Marítimo (Figura 5.11a), como es de esperarse bajo condiciones de Niña e IOD negativo. Además, se advierten anomalías negativas en el Pacífico central ecuatorial del orden de 1° C. Como consecuencia de estas anomalías, se observan en la Figura 5.11b anomalías de OLR negativas en el Océano Índico tropical oriental y positivas en el Pacífico ecuatorial, indicando convección inhibida. A consecuencia de los flujos anómalos divergentes sobre el Pacífico (Figura 5.11c), se observa la propagación meridional de un tren de ondas cuasi-estacionario, característico de la fase negativa

del ENSO (5.11d). Al igual que para el caso de los eventos Niño intensos en invierno (subsección 5.3.1), las anomalías se fortalecen en primavera, con un correlato en la circulación dinámica, que se intensifica y se sostiene hasta la primavera tardía (no mostrado).

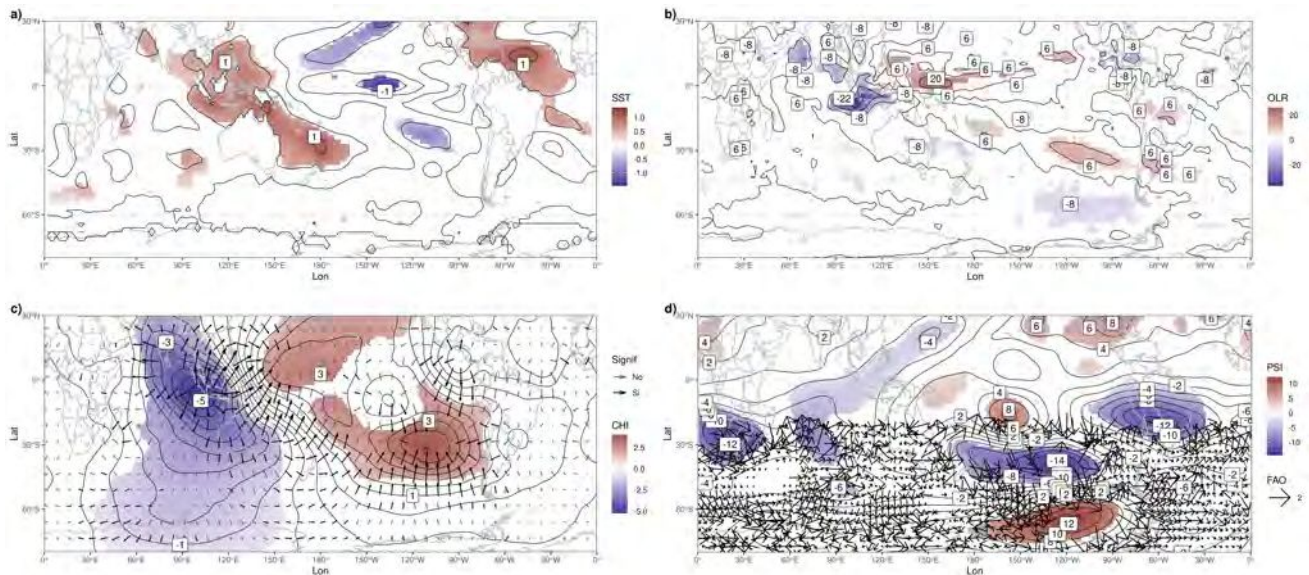


Figura 5.11: Ídem Figura 5.5, pero para el Grupo Niña intensa.

Al igual que lo observado en el año 1992 (subsección 5.3.2), se concluye que ante la ocurrencia conjunta de ENSO e IOD, se impone la circulación anómala asociada al primero en el Pacífico extratropical en términos dinámicos, dificultando que teleconexiones asociadas al evento IOD puedan manifestarse y alcanzar Sudamérica, como ha sido el caso mostrado en la subsección 5.4.1.

5.4.3. Grupo neutro bajos

Al igual que para el caso neutro de los caudales altos, los años de este grupo presentan una variedad de fuentes de ondas de Rossby durante el invierno, los cuales requieren de un análisis pormenorizado e independiente de cada uno de ellos. Tal análisis será llevado a cabo en futuros trabajos.

5.5. Conclusiones parciales

La ocurrencia de extremos altos y bajos de caudal en la serie de Fase_max muestra la participación de una variedad de factores forzantes que requieren una pormenorizada categorización de procesos de baja frecuencia, todos ellos relacionados con la ocurrencia de precipitación en la CRN en los meses precedentes. Entre los principales resultados se encontró que la precipitación de la temporada fría ocurrida entre mayo y septiembre es un factor determinante clave, siendo el trimestre JJA el más relevante. En este sentido, extremos de caudales pueden ocurrir forzados por dos procesos de gran escala que interactúan entre sí, entre otros varios factores que restan por dilucidar, dando las anomalías invernales de precipitación: el fenómeno ENSO y el IOD. Ante la ocurrencia simultánea de ambos, son las anomalías troposféricas asociadas al ENSO las dominantes. En ausencia del ENSO, se manifiestan teleconexiones asociadas a IOD. Así, en condiciones de Niño intenso ($ONI \geq 0,8^\circ\text{C}$ en JJA y que se acentúa hacia la primavera), precipitación invernal incrementada ocurre entre junio y noviembre, generando caudales extremos altos. Por otra parte, en condiciones de Niña intensa ($ONI \leq -0,8^\circ\text{C}$ y que se acentúa hacia la primavera), los déficits de precipitación se observan desde mayo a noviembre, con máximos en JJA, generando caudales extremos bajos. Por otra parte, en ausencia de Niña, la ocurrencia de IOD negativo está asociada a déficits de precipitación en el invierno, por medio de teleconexión de ondas de Rossby cuasi-estacionaria entre el Índico oriental y Sudamérica.

Capítulo 6

Conclusiones finales

En el contexto de una sucesión de años secos que repercutieron en los caudales de la CRN, el presente trabajo de tesis tuvo como objetivo general examinar los mecanismos físicos de la circulación troposférica asociada a la variabilidad de los caudales acumulados, habiendo caracterizado su climatología y analizado estadísticamente su comportamiento temporal en el período 1980-2019. Para tal fin se trazaron los objetivos específicos que se abordaron gradualmente a lo largo de cada capítulo.

El primer objetivo específico ha sido analizar la consistencia y la calidad de los datos de caudales, evaluando la metodología de rellenado de datos faltantes más adecuada para la región de estudio, el cual fue abordado en el Capítulo 3. En él, se encontró que una de las tres series temporales de caudal medio diario seleccionada para el análisis (AND) presentó casi dos años consecutivos sin registro, junto a faltantes aislados, comprometiendo su análisis. El estudio comparativo de varios métodos de rellenado permitió escoger el mejor para salvar la serie histórica. Se encontró que los métodos basados en regresiones lineales múltiples (MLR), utilizando estaciones próximas de aforo como predictoras, así como también los valores previos de la propia serie a rellenar, resultaron ser los más adecuados para la región de estudio. Así, para faltantes consecutivos, el mejor método resultó ser el modelo MLR_Ds y para faltantes aislados, el método MLR_Ar.

El segundo objetivo específico, desarrollado en la primera parte del Capítulo 4, ha sido identificar las fases que componen el ciclo anual de los caudales en la CRN y estimar series temporales de acumulados en cada una de las fases obtenidas. Se encontró que el ciclo anual de

caudales presenta tres fases bien definidas: La fase de caudal mínimo, desde principios del año calendario hasta fines de mayo; la fase de máximo relativo, desde junio a mediados de septiembre, y la de máximo absoluto, entre mediados de septiembre y comienzos de enero. Así, se estimaron series trimestrales de caudales acumulados dentro de cada una de estas fases detectadas: Fase_min (febrero, marzo y abril); Fase_int (junio, julio y agosto) y Fase_max (octubre, noviembre y diciembre).

El tercer objetivo específico ha sido analizar estadística y espectralmente las series temporales de caudales en cada una de sus fases y su coherencia, desarrollado en el corazón del Capítulo 4. Se obtuvo que las series interanuales de Fase_min, Fase_int y Fase_max presentan un quiebre o salto significativo hacia menores valores entre el 2007 y el 2010, donde el valor medio de Fase_int muestra una reducción de hasta 50 % en AND y el valor medio de Fase_max un descenso del 35 % en PDI. Este quiebre induce una tendencia negativa espuria, que resulta significativa si se la evalúa en todo el período de análisis. Asimismo, las distribuciones previas al quiebre de Fase_int y Fase_max muestran similitudes para cada aforo, indicando una climatología común. En cambio, las distribuciones de Fase_min mostraron características estadísticas diferentes a las de la serie de Fase_int y Fase_max, indicando que el caudal en la fase mínima presenta singularidades climatológicas. No obstante, desde el punto de vista de la variabilidad, en ninguna estación de aforo estas series temporales comparten más del 42 % de varianza, evidenciando que los forzantes de la variabilidad son diversos. Sin embargo, dentro de cada fase del ciclo anual, existe una alta coherencia espacial entre los aforos de la CRN. Las periodicidades dominantes presentes en las series de caudal de cada fase son diferentes, lo cual refuerza el hecho de que la naturaleza de los forzantes es diversa entre ellas. Se encuentran periodicidades potencialmente vinculadas al IOD, al ENSO, al ciclo solar y a variabilidad de la TSM del Atlántico.

El cuarto objetivo específico ha sido establecer la relación de la variabilidad de cada serie de caudal con índices principales del sistema climático e identificar las temporadas en las que la variabilidad podría estar siendo modulada por forzantes de gran escala, abordado en la última parte del Capítulo 4. El análisis exploratorio indicó como potenciales forzantes troposféricos al SAM y al Atlántico norte para la serie de Fase_min durante FMA y meses precedentes, y al ENSO y el IOD para la series Fase_int y Fase_max para sus respectivos trimestres y meses precedentes.

Finalmente, el último objetivo específico ha sido examinar los mecanismos físicos forzantes

de la circulación troposférica de gran escala en las temporadas seleccionadas (Capítulo 5). Para desarrollar este objetivo se examinaron los forzantes asociados a la variabilidad de la serie de Fase_max en el período antes del quiebre. Entre los principales resultados se encontró que la precipitación de invierno ocurrida entre mayo y septiembre es un factor determinante clave, siendo el trimestre JJA el más relevante. En este sentido, extremos de caudales pueden ocurrir por dos procesos, entre otros que restan por dilucidar, que interactúan entre sí dando las anomalías invernales de precipitación: el fenómeno ENSO y el IOD. Ante la ocurrencia simultánea de ambos, son las anomalías troposféricas asociadas al ENSO las dominantes. En ausencia del ENSO, se manifiestan teleconexiones asociadas a IOD. Así, en condiciones de Niño intenso ($ONI \geq 0,8^\circ\text{C}$ en JJA y que se acentúa hacia la primavera), la precipitación invernal está incrementada entre junio y noviembre, generando caudales extremos altos. Por otra parte, en condiciones de Niña intensa ($ONI \leq -0,8^\circ\text{C}$ y que se acentúa hacia la primavera), los déficits de precipitación se observan desde mayo a noviembre, con máximos en JJA, generando caudales extremos bajos. De este modo, se evidencia una relación lineal entre los caudales extremos en la CRN y la ocurrencia de eventos ENSO intensos en el invierno austral con posterior fortalecimiento en primavera. Por otra parte, en ausencia de Niña, la ocurrencia de IOD negativo está asociada a déficits de precipitación en el invierno, por medio de teleconexión de ondas de Rossby cuasi-estacionaria entre el Índico oriental y Sudamérica. Además, en los años de condiciones neutras en el Pacífico central ecuatorial, hay una variedad de factores forzantes asociados a las anomalías de convección sobre el Índico oriental, Australia y Pacífico occidental, que requieren una pormenorizada categorización de procesos de baja frecuencia en relación con la precipitación en el invierno y la primavera austral.

Finalmente, cabe resaltar que en futuros trabajos se abordará el estudio de los factores forzantes asociados a las otras fases del caudal no analizadas aquí. También se estudiará el significado del quiebre o salto presente en las series de caudal en la CRN en términos de la dinámica climática subyacente. Resta a su vez analizar las interacciones trópico-extratropical mediadas por la propagación de ondas de Rossby cuasi-estacionarias en los años categorizados como neutros cuya dinámica no fue desarrollada en la presente investigación.

Bibliografía

- Agosta, E. A., Hurtado, S. I., & Martin, P. B. (2020). “easterlies”-induced precipitation in eastern patagonia: Seasonal influences of enso’s flavours and sam. *International Journal of Climatology*, 40(13), 5464–5484.
- Aguayo, R., León-Muñoz, J., Vargas-Baecheler, J., Montecinos, A., Garreaud, R., Urbina, M., Soto, D., & Iriarte, J. L. (2019). The glass half-empty: climate change drives lower freshwater input in the coastal system of the chilean northern patagonia. *Climatic Change*, 155(3), 417–435.
- Alfieri, L., Lorini, V., Hirpa, F. A., Harrigan, S., Zsoter, E., Prudhomme, C., & Salamon, P. (2020). A global streamflow reanalysis for 1980–2018. *Journal of Hydrology X*, 6, 100049.
- Araneo, D. C. & Compagnucci, R. H. (2008). Atmospheric circulation features associated to argentinean andean rivers discharge variability. *Geophysical Research Letters*, 35(1).
- Arriagada, P., Dieppois, B., Sidibe, M., & Link, O. (2019). Impacts of climate change and climate variability on hydropower potential in data-scarce regions subjected to multi-decadal variability. *Energies*, 12(14), 2747.
- Bais, F. M. (2017). Caracterización de sequías hidrológicas en cuencas de la patagonia de la república argentina. B.S. thesis, Universidad Nacional de Córdoba. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y
- Barros, V., Vera, C., Agosta, E., Araneo, D., Camilloni, I., Carril, A., Doyle, M., Frumento, O., Nuñez, M., Ortiz de Zárate, M., et al. (2014). Tercera comunicación nacional sobre cambio climático. *Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)*. Buenos Aires, Argentina.
- Barros, V. R., Boninsegna, J. A., Camilloni, I. A., Chidiak, M., Magrín, G. O., & Rusticucci,

- M. (2015). Climate change in argentina: trends, projections, impacts and adaptation. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 6(2), 151–169.
- Behera, S. K. & Yamagata, T. (2015). Indo-pacific climate variability and predictability.
- Berri, G. J., Bianchi, E., & Müller, G. V. (2019). El niño and la niña influence on mean river flows of southern south america in the 20th century. *Hydrological Sciences Journal*, 64(8), 900–909.
- Bivand, R., Keitt, T., Rowlingson, B., Pebesma, E., Sumner, M., Hijmans, R., Rouault, E., & Bivand, M. R. (2015). Package ‘rgdal’. *Bindings for the Geospatial Data Abstraction Library*. Available online: <https://cran.r-project.org/web/packages/rgdal/index.html> (accessed on 15 October 2017).
- Braun, M. H., Malz, P., Sommer, C., Farías-Barahona, D., Sauter, T., Casassa, G., Soruco, A., Skvarca, P., & Seehaus, T. C. (2019). Constraining glacier elevation and mass changes in south america. *Nature Climate Change*, 9(2), 130–136.
- 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., et al. (2020). Climate impacts of the el niño–southern oscillation on south america. *Nature Reviews Earth & Environment*, 1(4), 215–231.
- Campitelli, E. (2018). metr-visualización y manejo de datos meteorológicos. In *Conferencia Latinoamericana sobre Uso de R en Investigación+ Desarrollo (LatinR 2018)-JAIIO 47 (CABA, 2018)*.
- Cerrudo, C. G., Díaz, G. M., Juárez, S. H., Ferreira, L. J., et al. (2016). Análisis de la relación espacio temporal entre la precipitación estimada por el satélite trmm (3b42rt) y el caudal medio diario en la cuenca del río iguazú.
- Chan, S. C., Behera, S. K., & Yamagata, T. (2008). Indian ocean dipole influence on south american rainfall. *Geophysical Research Letters*, 35(14).
- Compagnucci, R. H. & Araneo, D. C. (2007). Alcances de el niño como predictor del caudal de los ríos andinos argentinos. *Ingeniería hidráulica en México*, 22(3), 23–35.
- Compagnucci, R. H. & Vargas, W. M. (1998). Inter-annual variability of the cuyo rivers’ streamflow in the argentinean andean mountains and enso events. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 18(14), 1593–1609.

- Cordero, R. R., Asencio, V., Feron, S., Damiani, A., Llanillo, P. J., Sepulveda, E., Jorquera, J., Carrasco, J., & Casassa, G. (2019). Dry-season snow cover losses in the andes (18°–40° s) driven by changes in large-scale climate modes. *Scientific reports*, 9(1), 1–10.
- Delignette-Muller, M. L., Dutang, C., Pouillot, R., Denis, J.-B., & Delignette-Muller, M. M. L. (2015). Package ‘fitdistrplus’.
- Enfield, D. B. & Mayer, D. A. (1997). Tropical atlantic sea surface temperature variability and its relation to el niño-southern oscillation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 102(C1), 929–945.
- Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., et al. (2007). The shuttle radar topography mission. *Reviews of geophysics*, 45(2).
- Finessi, F. G. & Groch, D. (2018). Estudio hidrológico de la cuenca alta del río neuquén. B.S. thesis, Universidad Nacional del Comahue. Facultad de Humanidades.
- García-Serrano, J., Cassou, C., Douville, H., Giannini, A., & Doblas-Reyes, F. J. (2017). Revisiting the enso teleconnection to the tropical north atlantic. *Journal of Climate*, 30(17), 6945–6957.
- Garreaud, R. D., Alvarez-Garreton, C., Barichivich, J., Boisier, J. P., Christie, D., Galleguillos, M., LeQuesne, C., McPhee, J., & Zambrano-Bigiarini, M. (2017). The 2010–2015 megadrought in central chile: impacts on regional hydroclimate and vegetation. *Hydrology and earth system sciences*, 21(12), 6307–6327.
- Gharde, K., Kothari, M., Mahale, D., et al. (2016). Developed seasonal arima model to forecast streamflow for savitri basin in konkan region of maharashtra on daily basis. *Journal of the Indian Society of Coastal Agricultural Research*, 34(1), 110–119.
- González, M. H. & Vera, C. S. (2010). On the interannual wintertime rainfall variability in the southern andes. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 30(5), 643–657.
- Grolemund, G. & Wickham, H. (2011). Dates and times made easy with lubridate. *Journal of statistical software*, 40(1), 1–25.

- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., et al. (2020). The era5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999–2049.
- Hipel, K. W. & McLeod, A. I. (1994). *Time series modelling of water resources and environmental systems*. Elsevier.
- Hoskins, B. J. & Karoly, D. J. (1981). The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38(6), 1179–1196.
- Huang, B., Thorne, P. W., Banzon, V. F., Boyer, T., Chepurin, G., Lawrimore, J. H., Menne, M. J., Smith, T. M., Vose, R. S., & Zhang, H.-M. (2017). Extended reconstructed sea surface temperature, version 5 (ersstv5): upgrades, validations, and intercomparisons. *Journal of Climate*, 30(20), 8179–8205.
- Hurtado, S. I., Zaninelli, P. G., & Agosta, E. A. (2020). A multi-breakpoint methodology to detect changes in climatic time series. an application to wet season precipitation in subtropical argentina. *Atmospheric Research*, 241, 104955.
- Hurtado, S. I., Zaninelli, P. G., Agosta, E. A., & Ricetti, L. (2021). Infilling methods for monthly precipitation records with poor station network density in subtropical argentina. *Atmospheric Research*, 254, 105482.
- Hyndman, R. J., Athanasopoulos, G., Bergmeir, C., Caceres, G., Chhay, L., O’Hara-Wild, M., Petropoulos, F., Razbash, S., & Wang, E. (2020). Package ‘forecast’. *Online*] <https://cran.r-project.org/web/packages/forecast/forecast.pdf>.
- Hyndman, R. J. & Khandakar, Y. (2008). Automatic time series forecasting: the forecast package for r. *Journal of statistical software*, 27(1), 1–22.
- Inatsu, M. & Hoskins, B. J. (2004). The zonal asymmetry of the southern hemisphere winter storm track. *Journal of climate*, 17(24), 4882–4892.
- Kandel, S., Parikh, R., Paepcke, A., Hellerstein, J. M., & Heer, J. (2012). Profiler: Integrated statistical analysis and visualization for data quality assessment. In *Proceedings of the International Working Conference on Advanced Visual Interfaces* (pp. 547–554).

- Kassem, A. A., Raheem, A. M., & Khidir, K. M. (2020). Daily streamflow prediction for khazir river basin using arima and ann models. *Zanco Journal of Pure and Applied Sciences*, 32(3), 30–39.
- Lauro, C., Vich, A., & Moreiras, S. M. (2015). Variabilidad del régimen fluvial en cuencas de la región de cuyo. *Geoacta*, 40(2), 28–51.
- Lauro, C., Vich, A. I., & Moreiras, S. M. (2019). Streamflow variability and its relationship with climate indices in western rivers of argentina. *Hydrological Sciences Journal*, 64(5), 607–619.
- Li, J. & Heap, A. D. (2008). A review of spatial interpolation methods for environmental scientists.
- Li, J. & Heap, A. D. (2011). A review of comparative studies of spatial interpolation methods in environmental sciences: Performance and impact factors. *Ecological Informatics*, 6(3-4), 228–241.
- Liebmann, B. & Smith, C. A. (1996). Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(6), 1275–1277.
- Liu, Y., Li, Z., Lin, X., & Yang, J.-C. (2021). Enhanced eastern pacific enso-tropical north atlantic connection under greenhouse warming. *Geophysical Research Letters*, 48(22), e2021GL095332.
- Marshall, G. J. (2003). Trends in the southern annular mode from observations and reanalyses. *Journal of climate*, 16(24), 4134–4143.
- Masiokas, M. H., Cara, L., Villalba, R., Pitte, P., Luckman, B., Toum, E., Christie, D., Le Quesne, C., & Mauget, S. (2019). Streamflow variations across the andes (18–55 s) during the instrumental era. *Scientific reports*, 9(1), 1–13.
- Masiokas, M. H., Villalba, R., Luckman, B. H., Lascano, M. E., Delgado, S., & Stepanek, P. (2008). 20th-century glacier recession and regional hydroclimatic changes in northwestern patagonia. *Global and Planetary Change*, 60(1-2), 85–100.
- Migueles, N., Abrameto, M. A., Macchi, P. A., Solimano, P. J., Arias, A., Guardiola Rivas, F. J., Soricetti, M., & Morawicki, S. N. (2019). Informe del estado ambiental del río negro. *Informe del estado ambiental del Río Negro*.
- Neteler, M., Bowman, M. H., Landa, M., & Metz, M. (2012). Grass gis: A multi-purpose open source gis. *Environmental Modelling & Software*, 31, 124–130.

- Ng, J. Y., Turner, S. W., & Galelli, S. (2017). Influence of el niño southern oscillation on global hydropower production. *Environmental Research Letters*, 12(3), 034010.
- Ng, W., Panu, U., & Lennox, W. (2009). Comparative studies in problems of missing extreme daily streamflow records. *Journal of Hydrologic Engineering*, 14(1), 91–100.
- ORSEP (2020). Diques argentinos en realidad aumentada.
- Pohlert, T., Pohlert, M. T., & Kendall, S. (2016). Package ‘trend’. *Title Non-Parametric Trend Tests and Change-Point Detection*.
- Qin, J. & Robinson, W. A. (1993). On the rossby wave source and the steady linear response to tropical forcing. *Journal of Atmospheric Sciences*, 50(12), 1819–1823.
- Rasmusson, E. M. & Mo, K. (1993). Linkages between 200-mb tropical and extratropical circulation anomalies during the 1986–1989 enso cycle. *Journal of Climate*, 6(4), 595–616.
- Rivera, J. A., Araneo, D. C., Penalba, O. C., & Villalba, R. (2018). Regional aspects of streamflow droughts in the andean rivers of patagonia, argentina. links with large-scale climatic oscillations. *Hydrology Research*, 49(1), 134–149.
- Rivera, J. A., Otta, S., Lauro, C., & Zazulie, N. (2021). A decade of hydrological drought in central-western argentina. *Frontiers in Water*, 3, 28.
- Rivera, J. A., Penalba, O. C., Villalba, R., & Araneo, D. C. (2017). Spatio-temporal patterns of the 2010–2015 extreme hydrological drought across the central andes, argentina. *Water*, 9(9), 652.
- Romero, P. E. & González, M. H. (2016). Relación entre caudales y precipitación en algunas cuencas de la patagonia norte. *Revista de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente*, (36), 7–13.
- Ruxton, G. D. (2006). The unequal variance t-test is an underused alternative to student’s t-test and the mann–whitney u test. *Behavioral Ecology*, 17(4), 688–690.
- Saavedra, F. A., Kampf, S. K., Fassnacht, S. R., & Sibold, J. S. (2018). Changes in andes snow cover from modis data, 2000–2016. *The Cryosphere*, 12(3), 1027–1046.
- Sammut, C. & Webb, G. I. (2010). *Leave-One-Out Cross-Validation*. Springer US: Boston, MA.

- Scarpati, O., Spescha, L., Fioriti, M., & Capriolo, A. D. (2001). El niño driven climate variability and drainage anomalies in patagonian region argentina. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 27, 179–191.
- Schneider, U., Becker, A., Finger, P., Meyer-Christoffer, A., Rudolf, B., & Ziese, M. (2011). Gpcc full data reanalysis version 6.0 at 0.5: Monthly land-surface precipitation from rain-gauges built on gts-based and historic data. *GPCC Data Rep.*, doi, 10.
- Sena, A. C. & Magnúsdóttir, G. (2021). Influence of the indian ocean dipole on the large-scale circulation in south america. *Journal of Climate*, 34(15), 6057–6068.
- Siegel, A. F. (2016). Multiple regression: predicting one variable from several others. *Practical Business Statistics*. Academic Press: United States of America.
- Takahashi, K., Montecinos, A., Goubanova, K., & Dewitte, B. (2011). Enso regimes: Reinterpreting the canonical and modoki el niño. *Geophysical research letters*, 38(10).
- Takaya, K. & Nakamura, H. (2001). A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *Journal of Atmospheric Sciences*, 58(6), 608–627.
- Team, Q. D. et al. (2016). Qgis geographic information system. *Open source geospatial foundation project*.
- Team, R. C. et al. (2013). R: A language and environment for statistical computing.
- Toure, Y. M., Rajagopalan, B., & Kushnir, Y. (1999). Dominant patterns of climate variability in the atlantic ocean during the last 136 years. *Journal of Climate*, 12(8), 2285–2299.
- Trenberth, K. E. (1991). Storm tracks in the southern hemisphere. *Journal of Atmospheric Sciences*, 48(19), 2159–2178.
- Valdés-Pineda, R., García-Chevesich, P., Valdés, J. B., & Pizarro-Tapia, R. (2020). The first drying lake in chile: causes and recovery options. *Water*, 12(1), 290.
- Vich, A., Bizzotto, F., Vaccarino, E., Correas, M., & Manduca, F. (2010). Tendencias y cambios abruptos en el escurrimiento de algunos ríos con nacientes en la cordillera y serranías del oeste argentino. *Criterios para la determinación de crecidas de diseño en sistemas climáticos*

cambiantes. Carlos Ubaldo Paoli et al. 1a ed.-Santa Fe: Universidad Nacional del Litoral, (pp. 149–166).

Wickham, H., Averick, M., Bryan, J., Chang, W., McGowan, L. D., François, R., Grolemund, G., Hayes, A., Henry, L., Hester, J., et al. (2019). Welcome to the tidyverse. *Journal of open source software*, 4(43), 1686.

Wilks, D. S. (2011). *Statistical methods in the atmospheric sciences*, volume 100. Academic press.

Yuan, X. & Yonekura, E. (2011). Decadal variability in the southern hemisphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D19).