

VARIABILIDAD DEL RÉGIMEN FLUVIAL EN CUENCAS DE LA REGIÓN DE CUYO

STREAMFLOW VARIABILITY OF RIVER BASINS FROM CUYO REGION

Carolina Lauro^{1(*)}; Alberto Vich^{1,2}; Stella Maris Moreiras,^{1,3}

¹ Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (CCT-Mendoza). Av. Adrián Ruiz Leal s/n Parque General San Martín. Mendoza, Argentina.

² Instituto de Estudios del Ambiente y los Recursos Naturales (IDEARN), Facultad de Filosofía y Letras, Universidad Nacional de Cuyo. Mendoza, Argentina.

³ Facultad de Ciencias Agrarias, Universidad Nacional de Cuyo. Almirante Brown 330, Chacras de Coria, Mendoza, Argentina.

(*) E-mail: clauro@mendoza-conicet.gob.ar

RESUMEN

La detección de cambios a largo plazo en variables hidrológicas, es necesario para determinar el efecto de la variabilidad climática en los sistemas hídricos y es fundamental para la planificación de los recursos hídricos. El objetivo del presente trabajo es detectar cambios en el régimen de escurrimiento a partir del análisis de tendencias de largo plazo y cambios abruptos en cuencas con nacientes en la cordillera de Los Andes y vertiente oriental entre los 31° y 35° S. Se tomaron caudales medios diarios de 23 sitios de aforo y se definieron 19 variables de caudal (anual, extremos, mensuales y estacionales). Se realizó un análisis exploratorio de datos y luego se aplicaron test estadísticos paramétricos y no paramétricos para la detección de tendencias y saltos abruptos con un nivel de significancia del 95%. En el presente estudio el 84% de las series de variables analizadas no cumple con uno o dos de los tres supuestos de normalidad, aleatoriedad e independencia, solo el 16% los cumple. Los datos dudosos encontrados son coincidentes con años de ocurrencia de eventos ENSO. El 73% de las variables analizadas no presentó tendencias significativas. El 26% presentó tendencias positivas y el 1,2% negativas. Las tendencias positivas están principalmente relacionadas con las variables vinculadas a los períodos de estiaje o caudales mínimos. Mientras que las tendencias negativas encontradas se vinculan con los períodos de aguas máximas. El 58% de los saltos detectados resultaron ser positivos mientras que el 9% saltos negativos. Los saltos detectados fueron en su mayoría positivos durante la década del 70. En tanto los saltos detectados en la década del 50 fueron negativos. En la década del 80 y 90, se encontraron tantos saltos positivos como negativos. La presencia de no homogeneidad en las series de caudales pueden ser debidos a múltiples factores, sean estos de origen natural o antrópicos. En el caso se las cuencas estudiadas las mismas poseen una baja intervención humana, por lo que es más probable que los cambios detectados provengan de cambios en las variables climáticas.

Palabras claves: Variables hidrológicas, tendencia, cambios abruptos, Cuyo.

ABSTRACT

Detecting trend and step changes in hydrological variables is important issue if we want to evaluate climate variability in Cuyo river systems which are essential for water resources management. The aim of this article is to detect changes of fluvial regime in basins from Mendoza and San Juan province (Cuyo region). We worked with data from 23 gauge stations between 31° and 35° S. First we made an exploratory data analysis, then we applied parametric and non parametric tests for detecting trends and step changes. We analyzed 19 hydrological variables with 95% level of significance. As a result we find that 73% of variables analyzed are not normally distributed, and neither they are independent and random. The outliers found are consistent with years of occurrence of ENSO events. 76% of the analyzed variables showed no significant trends, 26% showed positive trends and 1.2 % negative. The increasing trends were found in minimum, or winter flows variables. On the other hand, the decreasing trends found were associated with maximum or summer flows. 58% of detected step changes were positive while 9% were negative. Step changes were detected mostly during the 70s and were positive. In the 50s

the detected jumps detected were negative. Positive and negative jumps were found in the 80 and 90. While in the last decade were the positive. The lack of homogeneity in flow series could be due to multiple factors, whether natural or anthropogenic origin. The basins studied have low human intervention, so the changes detected are more likely to arise from variation in climate.

Keywords: Hydrological variables, trend, step change, Cuyo.

INTRODUCCIÓN

Existe un interés creciente en la demanda de los recursos hídricos, debido al crecimiento sostenido de la población y a la mayor presión que la sociedad ejerce sobre ellos, tanto en cantidad como en calidad del agua a tal punto que la Organización de las Naciones Unidas (2012) ha determinado que el recurso comienza a transformarse como limitante cuando su uso excede el 20%. Problemas muy severos de abastecimiento (doméstico, industrial y regadío) han ocurrido en los oasis del oeste argentino en años con escasas precipitaciones níveas (1968-69, 1976-77, 1996-97) en los Andes Centrales. Entender los cambios en el régimen de escurrimiento de los ríos cuyanos, es necesario para determinar el efecto de la variabilidad climática en los sistemas hídricos y es fundamental para la planificación de los recursos hídricos. Estos cambios en el régimen hidrológico pueden ser visualizados como cambios graduales o abruptos. Los cambios abruptos se deben a cambios repentinos en la cuenca como puede ser la construcción de un dique, modificaciones en la estación de aforos entre otros, mientras que los cambios graduales se deben a cambios progresivos en la cuenca, como ser urbanización, cambios en el uso del suelo, variabilidad y cambios climáticos entre otros. Para encontrar signos de cambio climático se sugiere analizar series temporales extensas ya que la variabilidad del clima puede causar una tendencia aparente de los datos cuando las series analizadas son cortas (Kundzewicz y Robson, 2000). El caudal representa la función de respuesta o síntesis de todos los procesos que se verifican en la cuenca, en la región andina entre los 30° y 37° S está estrechamente relacionado con las precipitaciones durante el período invernal (Masiokas et al., 2006) y por las variaciones de la temperatura durante la marcha del ciclo anual o componente estacional. Por lo tanto fluctuaciones en las condiciones de estas variables pueden verse reflejadas en la magnitud y temporalidad de los escurrimientos. Es ampliamente conocida la interacción océano-atmósfera actuando como forzante de los sistemas hidrológicos en diferentes escalas temporales. La gran variabilidad interanual de los ríos entre 30° y 40°S se correlaciona con las fases del ENSO (Aceituno 1990; Compagnucci y Vargas, 1998) donde, fases cálidas (frías) provocan precipitaciones níveas por encima (debajo) de la media y consecuente aumento (disminución) del escurrimiento durante el período estival. Además estudios recientes en los Andes Centrales entre los 30° y 37° S indican cambios de régimen de escurrimiento consistentes con la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) (Masiokas et al., 2006; Masiokas et al., 2010; Núñez et al., 2013).

En los años donde las precipitaciones níveas son menores a la media, se observan caudales mayores al esperado producto del aporte glaciar (Boninsegna y Villalba, 2006a). Desde principios del siglo XX se ha registrado pérdida de masa glaciar tanto en cuencas de vertiente Argentina como Chilena (Aniya, 1992; Aniya y Wakao, 1997; Skvarca et al., 1995; Leiva, et al., 2007; Rabatel, et al., 2011; Pellicciotti et al., 2014), debido a la disminución de las precipitaciones y aumento de la temperatura. El proceso de acumulación y ablación depende, entre otros factores, de la elevación de la isoterma de 0° C ya que por encima de la misma no habrá fusión y dependiendo de la estación habrá acumulación y por debajo de la misma habrá la energía suficiente para la ablación. En la zona central de Chile se reporta una tendencia significativa positiva de la isoterma de 0°C durante el último cuarto del siglo XX (Carrasco et al., 2005; Carrasco et al., 2008; Osorio, 2006). Boninsegna y Villalba (2006a,b) encuentran que la tendencia de aumento de la temperatura altera el escurrimiento provocando la fusión temprana de la nieve, un incremento del caudal en los meses de primavera, un adelanto del período de aguas máximas y la disminución de los caudales de verano por agotamiento de la masa de nieve de ablación.

Varios estudios se han realizado en cuencas de vertiente este en la región andina entre los 30° y 37 °S. Lascano y Villalba (2005) encontraron tendencias positivas en la contribución mensual de los derrames para los meses de invierno y primavera. Mientras que para los meses de verano tendencias negativas. Vich et al., (2007), analizaron 210 series temporales y detectaron cambios en 40 de ellas, siendo en su mayor parte cambios correspondientes a periodos de aguas bajas. Además se detectaron saltos en la década del 70 (Vich et al., 2010). Boninsegna y Villalba (2006a, 2006b) aseguran que para los ríos San Juan, Los Patos y Atuel los caudales anuales muestran una tendencia negativa desde inicios del siglo XX y que se acentúa desde la década del 80. A partir de esta década los ríos Mendoza y Tunuyán muestran la misma tendencia. Aseguran que entre 1980 y 2000 la disminución de los caudales ha sido entre un 50 y un 60%. En la localidad de punta de Vacas los mismos autores han encontrado un aumento de la temperatura de verano y de invierno siendo esta última de hasta 1°C. Masiokas et al., (2010) encontraron que para algunos ríos cuyanos el caudal anual no presenta cambios graduales significativos en las series históricas.

La hipótesis que guía el presente trabajo, es el hecho que la magnitud y temporalidad de los escurrimientos (crecientes y estiajes), producto de las interacciones entre las fluctuaciones de las precipitaciones y las

temperaturas, están siendo afectados por variaciones ambientales relacionadas con el cambio climático global. El objetivo del mismo es detectar cambios en el régimen de escurrimiento de los ríos de la región de Cuyo. Para ello se analizó la normalidad, independencia y aleatoriedad de 19 variables hidrológicas: caudales anuales, máximos, mínimos, mensuales y estacionales de diferentes series de caudales diarios de 23 sitios de aforo. Test paramétricos y no paramétricos para la detección de cambios abruptos y tendencias con un nivel de significancia del 95% fueron aplicados posteriormente.

ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio está constituida por las cuencas hidrográficas de los ríos San Juan, Mendoza, Tunuyán, Diamante, Atuel y Colorado localizadas en la cordillera de Los Andes en el centro oeste de la República Argentina (Figura 1 y Tabla 1). Forman parte del sistema hidrográfico del río Colorado localizado íntegramente en el territorio nacional entre los paralelos 27°35' y 36°12' de latitud sur, con una superficie aproximada de 361.620 km². Sus cauces nacen en las altas cumbres de la cordillera de Los Andes y presenta una importante red de drenaje que al alcanzar la llanura se transforman en cauces alóctonos. El sistema desagua en el río Desaguadero, el cual esporádicamente desagua en el río Colorado que vierte sus aguas en el mar Argentino, por ello se lo conoce como Sistema del río Colorado.

La mayor parte del territorio de las cuencas, presenta un clima seco desértico y estepario en el llano (Norte, 1988) y climas polares fríos de altura, de tundra y de hielos eternos, en las áreas cordilleranas por encima de los 3000 metros sobre el nivel del mar Koeppen (1948). La cordillera de Los Andes modula el régimen de precipitación de las cuencas producto del bloqueo de las masas de aire originadas en los sistemas anticiclónicos del Pacífico y Atlántico (Prohaska 1976), consecuentemente se presentan dos sistemas de precipitación uno invernal (Junio, Julio y Agosto) producto del anticiclón semipermanente del Pacífico cuyo alcance es las zonas altas de la cuenca con un gradiente de Oeste a Este y un sistema estival (Diciembre, Enero y Febrero) proveniente del anticiclón del Atlántico afectando las zonas de llanura de las cuencas. Las temperaturas son mínimas en los meses de Junio a Agosto y máximas de Diciembre a Febrero.

Las cuencas estudiadas poseen un gradiente altitudinal de Oeste a Este y de Norte a Sur, alcanzando alturas que van desde los 900 m snm a más de 6000 m snm. La variación estacional del caudal es función de las variaciones estacionales de la precipitación y la temperatura junto a las características topográficas, geológicas y de vegetación. El año hidrológico en las cuencas estudiadas se extiende de Julio a Junio (Figura 1). El régimen fluvial expresado por la curva de caudales medios mensuales representa la característica más visible de la interacción entre diversos factores del proceso precipitación-escorrentía y es indicador de su principal fuente de alimentación, según la clasificación de Pardé (1955, cit. Bruinard, 1992) en la zona de estudio encontramos cuencas de régimen simple es decir de un sólo modo de alimentación: glacial, nival o pluvial. O regímenes complejos, que resultan del efecto combinado o sucesivo de dos o más fuentes de alimentación. Característicos en cuencas poco extensas, que presentan condiciones variables de clima y relieve, y determinan un régimen de alimentación híbrido.

CARACTERÍSTICAS DEL SISTEMA DEL RÍO COLORADO (ANDES CENTRALES)

El río San Juan, está formado por la confluencia de los ríos Castaño por el norte y el río los Patos por el sur. El río Los Patos es aforado en los sitios Álvarez Condarco (Qa 20,04 m³/s) y La Plateada (Qa 45,02 m³/s). Estos tributarios tienen sus cabeceras en las altas cumbres de la cordillera de Los Andes. El área englazada para las cuencas del río Castaño es 93,24 km², para el río Blanco 286,90 km², y para el río Los Patos 175,88 km², lo que arroja un total de 556,02 km² para la cuenca superior del Río San Juan (Bottero, 2002). En el presente estudio la cuenca se cierra en el sitio de aforo denominado Km 47,3, allí el modulo anual del río San Juan es de 64,28 m³/s. El régimen de escurrimiento es del subtipo nival puro con secuencia de caudales máximos en los meses: diciembre, enero, noviembre y febrero. La nieve se acumula en el período abril a septiembre y se funde completamente durante los cuatro meses cálidos de noviembre a febrero.

El río Mendoza se origina a partir de la confluencia del río Las Cuevas (Qa 6,80 m³/s) que llega por el oeste y el río Tupungato (Qa 23,53 m³/s) por el sur, tiene como primer afluente el río Las Vacas (4,42 m³/s). El río Las Cuevas nace en las cabeceras de la quebrada Benjamín Matienzo por aporte nivo-glaciario (diciembre, enero, febrero y noviembre), sus principales afluentes provienen de la quebrada de Horcones y Santa María. El 8,5% de la superficie de esta subcuenca está ocupada por glaciares y criofomas, de los cuales solo el 25% son glaciares descubiertos (Inventario glaciares, 2012a).

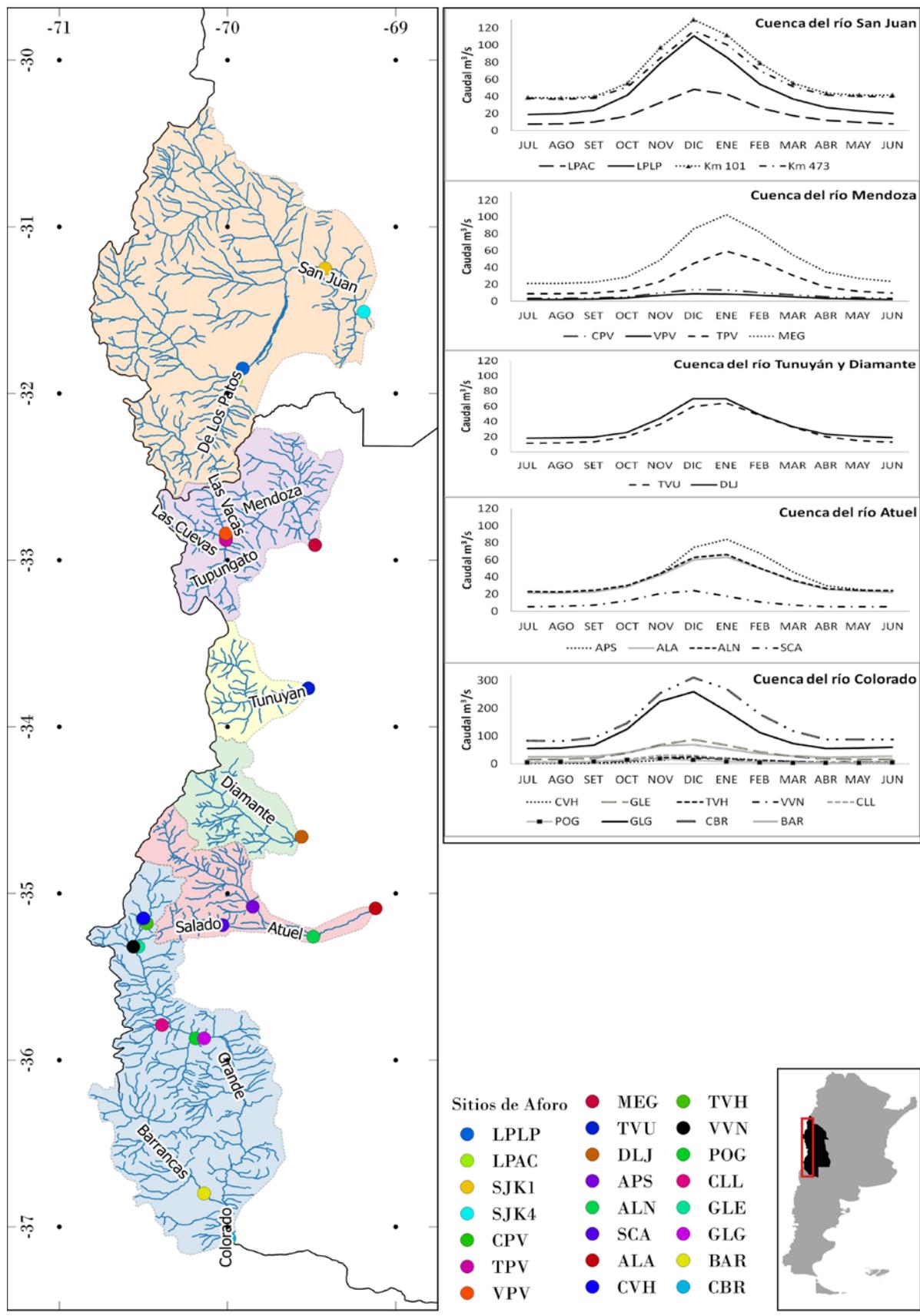


Figura 1: Localización de los sitios de aforo y distribución anual del caudal en cada sitio.
Figure 1: Location of gauge sites and annual distribution of streamflow.

El río Tupungato nace de la confluencia del río del Plomo y Santa Clara, el primero se origina por deshielos provenientes de los cerros Tupungato (6635 m), nevado del Plomo (6071 m) y Juncal (4621 m) entre otros, y el río Santa Clara por deshielos del cerro homónimo (5460 m), la superficie de la cuenca cubierta por geformas glaciares y periglaciares es de 292 Km² (Inventario glaciares, 2012b). Los caudales mensuales se ordenan enero, febrero y diciembre por tanto el régimen fluvial es del subtipo glaciario clásico. El río Las Vacas nace al sur de la ladera oriental del Co. Aconcagua (6962 m), sus afluentes provienen de la quebrada de los relinchos y Fiera. El 9,7% de la superficie presenta geformas glaciares, de los cuales el 62% son glaciares descubiertos (Inventario glaciares, 2012a). Aguas abajo el ya conformado río Mendoza recibe por la margen derecha las aguas de los ríos Colorado, Blanco y Casa de Piedra provenientes del cordón del Plata, el ambiente predominante en este sector es periglacial característico de las zonas áridas, el 65% de los cuerpos inventariados son glaciares cubiertos con glaciares de escombros y a glaciares de escombros propiamente dichos (Inventario glaciares, 2012 c). Por margen izquierda el río Mendoza recibe al río Picheuta y los arroyos Tambillos, Cortaderas, Ranchitos y Uspallata, éstos provienen de la cordillera del Tigre donde se inventariaron 319 cuerpos de hielo, de los cuales el 60% corresponden a glaciares de escombros de orientación SE localizados entre los 3292 y 5606 msnm (Inventario glaciares, 2012d). Se toma como punto de cierre de la cuenca la estación de aforo Guido (MEG). La superficie de la cuenca en este punto es de 8180 km² con un módulo anual de 45,89 m³/s, la secuencia de caudales mensuales máximos es enero, diciembre y febrero siendo el régimen fluvial glaciario mitigado.

El río Tunuyán, es aforado en la estación Valle de Uco, en el piedemonte cordillerano. Se nutre de las aguas provenientes del faldeo oriental de la cordillera Principal, entre ellos del volcán Tupungato. Los afluentes más importantes son el A° Negro y los ríos Palomares, Salinillas y Colorado; también recibe el aporte de otros cauces menores que nacen en la ladera occidental del Cordón del Portillo, perteneciente al sistema montañoso de la Cordillera Frontal. Es alimentado por la ablación de los glaciares presentes en la cuenca y por fusión nival. La parte alta de la cuenca (ubicación aproximada 33°28'S, 69°48'O) tiene 260 km², de los cuales 62 km² corresponden a glaciares de hielo descubierto y cerca de un 8% a hielo cubierto por detrito. Al igual que el Mendoza, posee un régimen glaciario mitigado. En su cabecera los ríos Santa Clara y de la Yesera confluyen en el río las Tunas. Éste se une con el río Alto Tunuyán dando origen al río Tunuyán, cuyo módulo anual es de 28,72 m³/s con medios máximos y mínimo de 54,24 y 15,49 m³/s respectivamente.

El río Diamante nace al sur de la laguna homónima que es alimentada por los cursos que bajan del C° Gorro Frigio (4884 m), el Pilar (4624 m) y el volcán Maipo (5323 m). En su recorrido recibe aportes glaciarios de la cordillera Principal y Frontal además recibe algunos aportes pluviales. En la unión con el río Borbollón cambia de dirección sur a sureste. En esta dirección recibe aportes desde la margen derecha del río Negro y el río Blanco, por la margen izquierda recibe aportes del Arroyo Morro. Aproximadamente 40 km aguas abajo se encuentra la estación de aforo La Jaula donde se registra un módulo anual de 34,22 m³/s, su régimen según la clasificación de Pardé (1955, cit. Bruniard, 1992) es glaciario clásico.

El río Atuel nace en la laguna homónima de origen glaciario, su red de drenaje se extiende desde el Paso de Las Leñas al norte, hasta el portezuelo de Las Lágrimas al sur. Antes de la estación de aforo El Sosneado (Qa 40,48 m³/s) recibe aporte de los arroyos Malo, Blanco, Felipe y Paraguay (Atlas 500k, 2011). El río Salado con nacientes en el C° Las Leñas (4351 m) y aforado en Cañada Ancha (Qa 10,57 m³/s), se une por el sur al río Atuel en el paraje La Junta, el régimen fluvial del río Salado es del subtipo nival mitigado (diciembre, noviembre, enero, febrero). El río continúa hacia el este por la depresión de Los Huarpes donde es aforado en Loma Negra (Qa 36,17 m³/s), allí constituye un serie de bañados y esteros. Desde el paraje el Nihuil, corta a Sierra Pintada y forma el Cañón del Atuel, que al ingreso del cañón es aforado en el sitio La Angostura (34,66 m³/s). Su régimen es nival con aportes pluviales.

El río Grande se origina por la unión de los ríos Tordillos y Cobre. En Valle Hermoso, el río Tordillo (11,3 m³/s) recibe al río Cobre (8,39 m³/s), que drena las aguas que provienen de los glaciares de la Cordillera Principal que posee un frente andino de aproximadamente 20 km. Luego, penetra en un estrecho cañón, denominado Quebrada de la Estrechura, en cuyo trayecto, solo recibe pequeñas afluencias de margen izquierda. A la salida de la quebrada recibe los aportes del río Valenzuela (Qa 10,56 m³/s) presenta el subtipo nival mitigado. Allí se origina el río Grande aforado en La Estrechura (Qa 36,27 m³/s), posee un régimen tipo nival puro, producto de la combinación de los regímenes de sus afluentes. El río Grande recibe el aporte por margen derecha de importantes cauces que bajan directamente de la Cordillera Principal. El río Chico (Qa 12,82 m³/s), posee una importante cuenca y drena las aguas provenientes del cerro Campanario y la zona de paso El Pehuenche. En el tramo comprendido por la desembocadura del Chico y Bardas Blancas, el Grande recibe afluentes importantes como el río Poti-Malal (Qa 7,95 m³/s). Por margen izquierda, los más importantes son el arroyo Piedra Hernández y Chacay-co. El Poti-Malal, que recibe los aportes provenientes de las sierras de Mary, que constituye el divorcio de las aguas con la cuenca del río Barrancas. Los afluentes Chico y Poti Malal, se encuentran a más baja altura, donde la componente pluvial es más importante, dando como resultado un régimen fluvial del tipo nivo-pluvial. La subcuenca del Grande se encuentra en una zona de transición entre la región cuyana seca y patagónica húmeda, donde el aporte nival y pluvial es más importante debido a que la Cordillera es más baja, lo que permite el ingreso de aire húmedo del Pacífico. Por otra parte, los caudales extremos (máximos y mínimos) son extremadamente variables y con gran amplitud.

El río Colorado se origina de la confluencia del río Grande con el río Barrancas. El río Barrancas se origina en la laguna Negra en la falda de la cordillera del límite, recibe de ésta los aportes de los arroyos Matancilla, Montón y Puente de Tierra arriba del cual se halla la Laguna Fea. Después de recibir numerosos arroyos ingresa en la laguna Carrilauquén que vierte al río Colorado. El río Barrancas (Q_a 37,44 m³/s) es aforado aguas debajo de la laguna. Luego de la confluencias con el río Grande el río Colorado es aforado en Buta Ranquil (Q_a 150,3 m³/s). Es un río de régimen nival puro mitigado. El río Grande en La Gotera y Colorado en Buta Ranquil, poseen sus caudales mensuales mayores, con la secuencia: diciembre, noviembre, enero y octubre, sus aportes provienen de la fusión nival y de la precipitación pluvial. La secuencia de ocurrencia de los caudales, lo clasifican como un río con régimen simple de alimentación sólida, nival de montaña, subespecie nival mitigado; pero, el caudal de octubre, distorsiona la categorización realizada debido a la influencia de las lluvias de primavera, que adelantan la curva de crecientes.

MATERIALES Y MÉTODOS

Información de base

Los datos utilizados corresponden a caudales medios diarios de 23 sitios de aforo en las provincias de San Juan y Mendoza entre los 31° y 35° S (Figura 1), extraídos de la Base de Datos Hidrológicos Integrados de la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación. En la Tabla 1 se presenta la ubicación, altura, superficie, longitud de las series, caudal anual, diario máximo y mínimo, máximo y mínimo instantáneos y derrame en cada punto de aforo.

Análisis exploratorio de datos

En los 23 sitios de aforo se realizó un análisis exploratorio de datos, el primer paso fue rellenar los vacíos de información en las series de caudales medios diarios. Fueron rellenadas con diferentes métodos considerando la cantidad de datos faltantes (Gyau-Boakye y Schultz, 1994). Para menos de tres datos faltantes se empleó un polinomio interpolador de tercer grado. Entre 4 y 20 datos faltantes se utilizó un modelo autoregresivo de primer orden con corrección y para más de 20 datos faltantes se utilizó el método MOVE (Maintenance Of Variance Extensión). Éste último, se emplea cuando existe información en otro sitio con características similares (estación base) y que posean un registro común, que incluya la interrupción. Este método preserva mejor las características estadísticas de la serie, que los métodos tradicionales de regresión (Hirsch, 1982, cit Salas, 1992). Aquellos sitios que presenten más del 15% de datos faltantes no serán utilizados para los análisis de tendencia y saltos.

Se definieron 19 variables de trabajo: caudal medio anual (Q_A), caudal medio máximo anual (Q_{MAX}), caudal medio mínimo anual (Q_{MIN}), caudales medios mensuales (Q_{ENE} , Q_{FEB} , Q_{MAR} , Q_{ABR} , Q_{MAY} , Q_{JUN} , Q_{JUL} , Q_{AGO} , Q_{SET} , Q_{OCT} , Q_{NOV} , Q_{DIC}) y caudales estacionales: caudal de verano Q_V (Enero, Febrero y Marzo), caudal de otoño Q_O (Abril, Mayo y Junio), caudal de invierno Q_I (Julio, Agosto y Septiembre) y caudal de primavera Q_P (Octubre, Noviembre y Diciembre).

Detección de tendencias

Se entiende como tendencia al cambio gradual a largo plazo en la media de una variable. La presencia de tendencia equivale a decir que la serie es no estacionaria. No existe un consenso en la comunidad científica de preferencia de un test a otro, en el río Tupungato Maza et al., (1997) aplicaron el test de Mann-Kendall y para las series autocorrelacionadas, utilizaron una modificación robusta de dicho test. Flamenco (2002), estudió las tendencias en el río Mendoza aforado en Cacheuta. Poblete y Escudero (2013) estudiaron las tendencias con el test de Mann-Kendall y el test de Spearman en el caudal anual del río San Juan y Mendoza, posteriormente Masiokas et al. (2010) testearon la significancia de tendencia de series anuales con el coeficiente de autocorrelación con lag-1 de la regresión lineal de los residuos y además para corroborar aplicaron el test de Mann-Kendall. Vich et al. (2005, 2007) aplicaron pruebas estadísticas paramétricas y no paramétricas a series más modernas y extensas de 21 variables de caudal en 10 estaciones de aforos de la provincia de Mendoza.

En el presente estudio se aplicaron test paramétricos y no paramétricos. Los test aplicados fueron: t student (Remington y Schork, 1974), Spearman Rank Order Correlation (Kundzewicz y Robson, 2000), Mann y Kendall (Hirsch et al., 1982; Westmacott y Burn, 1997) y sus correcciones por pre-blanqueo para series autocorrelacionadas (Yue et al., 2002) y por varianza (Hamed y Rao, 1998). En todos los test se trabajó con $\alpha=0,05$. También, en este análisis se aplicó el criterio exigente; la sola indicación de no homogeneidad significativa de algún método, se toma como motivo de sospechas de cambios graduales. En el APENDICE B se desarrollan los distintos procedimientos para su detección.

Sistema	Cuenca	Río	Sitio de aforo	Sigla	Lat	Long	H (m)	A (Km ²)	Serie	Años	QA (m ³ s ⁻¹)	Q diario máx. Medio (m ³ s ⁻¹)	Q máx. Instantáneo (m ³ s ⁻¹)	Q diario min. Medio (m ³ s ⁻¹)	Q min. instantáneo (m ³ s ⁻¹)	Derrame (Hm ³)	
RIO COLORADO	RIO SAN JUAN	De los Patos	Alvarez Condarco	LPAC	-31,9	-69,7	1950	3710	1951-2011	60	20,04	73,6	264,77	4,74	1,7	633,36	
			La Plateada	LPLP	-31,9	-69,7	1900	8500	1951-2011	60	45,02	166,58	739,82	12,57	3	1419,66	
		San Juan	Km101	SJK1	-31,3	-69,2	1310	18348	1971-2011	40	64,28	194,57	795	27,79	7,25	2027,19	
			Km47.3	SJK4	-31,5	-68,9	945	25670	1951-2011	60	59,43	171,31	663,14	28,23	10	1874,21	
	RIO MENDOZA	Cuevas	Punta de Vacas	CPV	-32,9	-69,8	2430	680	1949-2011	61	6,8	21,02	70	2,23	0,1	214,59	
			Vacas	VPV	-32,8	-69,8	2450	570	1949-2011	62	4,42	16,23	66,55	1,16	0,06	139,5	
		Tupungato	Punta de Vacas	TPV	-32,9	-69,8	2450	1800	1949-2011	62	23,53	85,38	293	6,44	1,15	742,09	
	Mendoza	Guido	MEG	-32,9	-69,2	1550	8180	1956-2011	55	45,89	149,64	401,46	17,43	9,9	1447,26		
	RIO TUNUYAN	Tunuyán	Valle de Uco	TVU	-33,8	-69,3	1200	2380	1944-2011	67	28,72	92,77	211	8,37	1,2	905,75	
	RIO DIAMANTE	Diamante	La Jaula	DLJ	-34,7	-69,3	1500	2753	1971-2011	41	34,22	102,65	0	14,51	7,81	1079,17	
	El Sosneado		APS	-35,1	-69,6	1580	2385	1972-2011	39	40,48	121,26	306,45	15,35	5,8	1276,48		
	Atuel		Loma Negra	ALN	-35,3	-69,2	1340	3860	1982-2011	30	36,17	95,84	210,5	17,67	8,18	1140,63	
	RIO ATUEL	Atuel	La Angostura	ALA	-35,1	-68,9	1200	3800	1931-2011	80	34,66	87,84	207,5	15,55	2	1092,93	
	Salado		Cañada Ancha	SCA	-35,2	-69,8	1700	810	1939-2011	72	10,57	37,44	131,38	3,45	0,5	333,2	
	Cobre		Valle Hermoso	CVH	-35,3	-70,3	2150	189	1950-1978	28	8,39	35,83	101,55	1,21	0,4	264,59	
	RIO COLORADO	Tordillo	Valle Hermoso	Tordillo	TVH	-35,2	-70,2	2200	190	1950-1975	25	11,3	37,37	66,31	2,99	1	356,37
				Grande	La Estrechura	GLE	-35,3	-70,3	1690	1070	1977-2011	34	36,94	127,79	319,97	9,95	0,8
			Valenzuela	Valle Noble	VVN	-35,3	-70,3	1680	243	1977-2011	34	10,56	37,75	173,9	3,67	0,89	333,04
		Chico	Las Loicas	CLL	-35,8	-70,1	1500	220	1991-2011	20	12,82	56,5	128,44	4,55	2,98	404,2	
		Poti Malal	P. Gendarmería	POG	-35,9	-69,9	1485	840	1971-2011	40	7,95	31,23	79,97	2,22	0,42	250,42	
Grande		La Gotera	GLG	-35,9	-69,9	1400	6180	1971-2011	40	112,51	391,5	840	37,74	12,42	3548,02		
Barrancas		Barrancas	BAR	-36,8	-69,9	950	2900	1960-2011	51	37,44	116,95	344,43	17,11	6,99	1181,3		
Colorado	Buta Ranquil	CBR	-37,1	-69,7	850	15300	1939-2011	72	150,28	486,65	1404,13	57,28	15,36	4742,48			

Tabla 1. Características de los sitios de aforo. **Table 1.** Streamflow gauge station characteristics.

La estimación de la magnitud de la tendencia se realiza mediante un estimador no paramétrico, robusto e insesgado, propuesto por Hirsch et al., (1982) que se define como (4):

$$B = \text{mediana} \left\{ \frac{x_j - x_k}{j - k} \right\} \quad \forall K > j \quad (4)$$

Donde: B es el valor estimado de la pendiente de la tendencia y x_k es la k-ésima observación. Valores positivos de B representan tendencias positivas y valores negativos tendencias negativas.

Detección de cambios abruptos

Para detectar la presencia de cambios abruptos en las series de caudales se aplicaron diversos test paramétricos: t de Student y no paramétricos: Pettitt (Pettitt, 1979), Buishand (Buishand, 1982), y Worsley (1979). Estos test detectan un solo punto de cambio y en algunos casos debe eliminarse previamente la tendencia y las series deben tener distribución normal. Nuevamente se trabajó con un $\alpha = 0,05$. Si al menos uno de los test rechaza la hipótesis nula, se considera que existe evidencia suficiente de que la serie presenta un salto para el nivel de significancia de 95%. En el APÉNDICE C se desarrollan los distintos procedimientos para su detección.

Poblete y Escudero (2013) detectaron saltos o cambios abruptos en caudales anuales del río San Juan y Mendoza con la prueba de Alexandersson. Masiokas et al., (2010) buscaron saltos en las medias de las series utilizando el método de Rodinov.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Análisis exploratorio de datos

Los sitios con mayor porcentaje registros de caudal medio diario faltantes, son en el río Colorado, sito Buta Ranquil (CBR) y Tordillo (TVH) con 41,27 y 40,37% respectivamente (Tabla 2). En CBR los datos se ausentan de manera continua de 1960 a 1990. Le siguen el Cobre (CVH), Valenzuela (VVN), San Juan (SJK1), el Grande (GLE), mientras que los sitios en el río Mendoza (MEG) y Atuel Loma Negra (ALN) no presentan datos faltantes.

Sitio	LPAC	LPLP	SJK1	SJK4	CPV	MEG	TPV	VPV	TVU	DLJ	APS	ALA
% faltantes	3,6	9,8	22,3	0,3	6,6	0,0	5,3	5,4	0,7	1,3	2,2	0,2
Sitio	ALN	SCA	TVH	CVH	GLE	VVN	CLL	POG	GLG	BAR	CBR	
% faltantes	0,0	4,3	40,4	32,7	16,0	25,3	4,2	3,5	4,7	13,8	41,3	

Tabla 2. Porcentaje de datos faltantes por sitio.

Table 2. Percentage of missing data

El 16% de las variables analizadas cumple con los supuestos de normalidad, independencia y aleatoriedad de un total de 19 variables para cada sitio. El 84% restante no cumple con ninguno o alguno de los tres supuestos. En la Tabla 3 se muestran los resultados de los test, se presentan en el siguiente orden: normalidad, independencia y aleatoriedad, donde con A se indica que se acepta la H_0 y con R no se acepta la H_0 .

En la cuenca del río San Juan, aparecen como datos dudosos o atípicos, los correspondientes al caudal mínimo del año 1952-53 en los sitios La Plateada (Los Patos) y Km 43,5 (San Juan). El test de Grubbs identifica valores atípicos únicamente en la estación Km 101 (San Juan) para Q_{OCT} de 1984-85 y Q_{MAX} y Q_{NOV} del ciclo 1987-88, destacando que el primero es un valor rellenado.

En la cuenca del río Mendoza, con el test WRC se detectaron datos atípicos en el Q_{MIN} de los ríos Las Cuevas, Tupungato y Vacas 1965-66, 1953-54 y 2007-2008 respectivamente. Además tanto para el río Tupungato y Las Vacas se detectaron en las variables Q_{JUL} , Q_{JUN} , Q_{AGO} y Q_I datos dudosos en el año 1987-1988. Mientras que el test de Grubbs no detectó datos dudosos en ninguna variable y en ningún sitio. Para el sitio Guido no se identificaron datos dudosos.

En el río Tunuyán en Q_{MIN} se detectaron datos dudosos en 1953 y 1981 con los test WRC y Grubbs respectivamente. En las variables Q_{AGO} , Q_I ambas en 1995 con el test WRC únicamente.

El Diamante, solo presenta valores fuera de rango, según Grubbs, para el caudal anual y caudales mensuales de enero a julio y septiembre en el año 1982-83.

En la cuenca del río Atuel, el test de WRC no indica ningún año con observaciones fuera de rango. En las estaciones de Puente Sosneado y Loma Negra sobre el Atuel, el test de Grubbs señala como valores atípicos,

para algunas variables, las observaciones de los años: 1982-83, 1983-84, 1992-93, 1996-97 y 1999-00, preferentemente el año 1982-83 es el más común.

En el río Atuel se encontraron datos atípicos en los 3 sitios de aforo. En Puente Sosneado con WRC en las variables Q_{MIN} período 1996-97, en Q_{ENE} , Q_{FEB} , Q_{SET} y Q_V en 1999-00. Mientras que con Grubbs en para Q_A , Q_{ENE} , Q_{FEB} , Q_{MAR} , Q_{ABR} , Q_V , y Q_O en 1982-83, para Q_{MAX} y Q_{MAY} en 1992-93, para Q_{AGO} en 1999-00 y para Q_{NOV} en 2005-06. En el sitio Loma Negra con el test WRC en Q_{MIN} y Q_{SET} en 1999. Con Grubbs en Q_A , Q_{MAX} , Q_{ENE} , Q_{FEB} , Q_{MAR} , Q_{DIC} y Q_V en 1982 y Q_{AGO} en 2002. En La angostura únicamente en Q_{FEB} en 1982 con el test WRC. En el río Salado con WRC se detectaron en las variables Q_{SET} 1956 y en Q_{OCT} , Q_{NOV} , Q_{DIC} y Q_P en 1968-69, en este año los caudales para los meses mencionados son considerablemente inferiores a los de años precedentes y posteriores. Cabe recordar que el años 1968-69 se registraron escasas precipitaciones níveas y el régimen de este río es del subtipo nival mitigado.

Registros atípicos altos fueron identificados en todas las estaciones de la cuenca del río Grande, particularmente en el 1982-83. Los años hidrológicos con observaciones atípicas son: 1979-80, 1982-83, 1985-86, 1987-88, 1990-91, 2000-01, 2005-06 y 2006-07.

En su gran mayoría, los caudales atípicos detectados, responden a fenómenos globales de características excepcionales se presentan en años donde el fenómeno ENSO tuvo una intensidad de moderada a severa (Trenberth, 1997; Nicholls, 2008) y difícilmente se puedan deber a errores en las mediciones, dado que la gran mayoría de las variables hidrológicas empleadas provienen de promedios de un conjunto de observaciones más o menos importantes. Por tal razón, en este análisis no se los excluirá.

Es conveniente destacar, que las series de caudal anual, mensual y estacional han sido calculados con las series rellenadas de caudales diarios medios y extendidas en base a información obtenida de archivos. Los caudales extremos, un valor anual, provienen de series de caudales diarios que en algunos casos poseen vacíos de información poco extensas.

DetECCIÓN DE TENDENCIAS

Los resultados que se exponen en el texto son los del criterio aplicado: se considera falta de homogeneidad si al menos uno de los test rechaza la hipótesis nula. Los resultados para los caudales mensuales se muestran en la Tabla 4 y en la Figura 3 se muestra la distribución espacial de la tendencia paramétrica para las variables caudal anual, máximo, mínimo, y estacionales. Se indica la magnitud de tendencia no paramétrica B.

Para el período de registro de los últimos 60 años en los sitios de la cuenca del río San Juan, las variables Q_{MIN} , Q_{JUN} , Q_{JUL} , Q_{AGO} , Q_{SET} , Q_{OCT} y Q_I presentan tendencias significativas positivas. Al igual que lo encontrado en la cuenca del río San Juan, el río Las Cuevas presenta tendencia significativa positiva en el Q_{MIN} , Q_{JUN} , Q_{JUL} , Q_I . En el sitio del río Las Vacas solo Q_{NOV} presenta tendencia significativa positiva. El río Tupungato presenta tendencias significativas positivas en Q_A , Q_{MIN} , Q_{ENE} , Q_{FEB} , Q_{MAR} , Q_{ABR} , Q_{JUL} , Q_V , Q_P . En el río Mendoza en Guido todas las variables tienen tendencias significativas positivas para el período 1956-2011.

En el río Tunuyán se observan tendencias significativas positivas en el Q_{MIN} , Q_{JUN} , Q_{JUL} y Q_I . El río Diamante tiene tendencias significativas positivas en los caudales de Q_{JUL} y Q_{SET} .

La cuenca del río Atuel presenta diferencias en las tendencias entre los distintos sitios. En el sitio el Sosneado tiene tendencias significativas negativas en Q_{FEB} , Q_{MAR} , Q_V , Q_P . El sitio Loma Negra tiene tendencia significativa negativa en Q_{MAX} , es importante recordar que los sitios mencionados corresponden a series de 39 y 30 años de longitud respectivamente, mientras que en las series más largas como la del río Salado aforado Cañada Ancha (SCA) con 72 años de registros, la tendencia en el Q_{MAX} es significativa positiva y en el sitio La Angostura con 80 años de registro todas las variables muestran tendencias positivas siendo significativas en el caso de Q_A , Q_{MIN} , Q_{ABR} , Q_{MAY} , Q_{JUN} , Q_{JUL} , Q_{AGO} , Q_{SET} , Q_{OCT} , Q_O , Q_I , Q_P . En la Figura 2 se presentan dos casos, donde se puede observar que la longitud de la serie influye en los resultados obtenidos y que si se estima la tendencia para los últimos 30 años del sitio SCA la misma es negativa.

En la cuenca del río Colorado los sitios Chico, Potimalal y la Gotera no presentan tendencias significativas. En el río Barrancas se encontraron tendencias significativas positivas en Q_{MIN} , Q_{MAY} , Q_{JUN} , Q_{JUL} , Q_{AGO} , Q_O , Q_I .

DETECCIÓN DE CAMBIOS ABUPTOS

En relación a la detección de cambios abruptos en las series históricas, el test t de Student Secuencial señala puntos de quiebre estadísticamente significativos de manera más frecuente que los otros test. El test de Pettitt en ningún caso identificó cambios abruptos. Debe recordarse que los test empleados, requieren la condición de normalidad en la distribución, aspecto que solo se cumplen en menos del 40 % de las series analizadas, lo que introduce un importante nivel de incertidumbre en los resultados. Los resultados estadísticamente significativos de los distintos test para la detección de saltos en los valores medios mensuales se muestran en la Tabla 4 y para los caudales anuales, máximos, mínimos y estacionales en la Figura 4.

	Q MED	Q MAX	Q MIN	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	VER	OTO	INV	PRI
LPAC	RAA	RAA	RAA	RAA	RAA	RAA	RAA	RAA	AAA	ARA	RRR	RAA	AAR	RAA	RAA	RAA	RAA	ARR	RAA
LPLP	RAA	RAA	ARR	RAA	RAA	RAA	RAA	RAA	ARR	RRR	RRR	AAR	AAR	RAA	RAA	RAA	RRA	ARR	RAA
SJK1	RAA	RAA	ARR	RAA	RAA	RAA	RRA	AAA	AAA	AAR	ARR	ARR	AAA	RAA	RAA	RAA	RRA	ARR	RAA
SJK4	RAA	RAA	ARR	RAA	RAA	RAA	RRA	RRA	ARR	ARR	ARR	ARR	RAR	RAA	RAA	RAA	RAA	ARR	RAA
VPV	RRR	RAA	AAR	RAA	RRA	RAA	RRR	RRR	RRR	RRA	RRA	RAA	RRR	RAA	RAA	RRA	RAR	RAA	RAA
CPV	RRA	RAA	ARR	RAA	RAA	RRA	RAA	ARR	AAR	ARA	AAA	AAR	RRR	RAA	RAA	RAA	RAA	AAR	RAA
TPV	RRR	RAA	RRR	RAA	RRR	RAR	RAR	RAR	RAR	RRR	RAR	RRR	RAR	RAR	RAA	RRR	RRR	RRR	RAA
MEG	RRR	RAA	RRR	RRA	RRR	ARR	ARR	RRR	RAA	RRR	RRR	RRR	RAR						
TVU	RAA	RAA	RRA	RAA	RAA	RAA	RRA	RAA	RAA	ARR	RRA	ARR	AAR	RAA	RAA	RRA	RAA	RRR	AAA
DJL	RAR	AAA	ARR	RAA	RAA	RAA	RAA	ARR	ARR	ARR	ARR	RRR	ARR	AAA	AAA	RAA	RRR	ARR	AAR
APS	AAA	RAA	AAR	RAA	RAA	RAA	RAA	RAA	ARR	ARR	RAA	RAA	AAA	RAA	AAA	RAA	AAR	ARA	AAA
ALN	RRA	ARA	AAR	RAA	RAA	RAA	AAA	AAA	ARR	ARR	RRR	AAA	ARA	AAA	AAA	RAA	AAR	ARR	AAA
ALA	RRR	RAR	ARR	RAA	RRR	RAR	RRR	ARR	RRR	RRR	RRR	RRR	RAR	RAR	RAR	RRR	RRR	RRR	RAR
SCA	RAA	RAA	ARR	RAA	RAA	RAA	RRR	RRR	RRR	RRR	RRR	ARR	AAA	RAR	RAA	RAA	RRR	ARR	ARR
TVH	AAA	AAA	RAA	RAA	RAA	RAA	ARA	AAA	RAA	AAA	ARR	ARR	ARR	AAA	AAA	AAA	AAA	ARR	AAA
CVH	RAA	RAA	AAA	RAA	AAA	RAA	RAA	RAA	RRA	RAA									
GLE	AAA	RAA	ARR	RAA	RAA	RAA	RAA	RAA	AAA	ARR	AAR	ARR	AAA	AAA	RAA	RAA	AAA	AAR	AAA
VVN	AAA	RAA	RAR	AAA	RAA	RRA	RAA	RAA	RAA	AAA	RAA	RAA	RAA	RAA	AAA	RAA	RAA	RAA	AAA
CLL	AAA	AAA	AAA	RAA	RAA	AAA	AAA	RAA	AAA	RAA	AAA	RAA	AAA	AAA	AAA	RAA	AAA	AAA	AAA
POG	AAA	RAA	AAR	RAA	RAA	AAA	RAA	RAR	RAA	RRA	RAA	AAA	AAA	RAA	RAA	RAA	RRR	AAA	RAA
GLG	AAA	AAA	ARA	RAA	RRA	AAA	AAA	AAA	AAA	RAA	RAA	AAA	AAA						
BAR	AAA	RAA	ARR	RAA	RAA	RAA	RAA	RRR	RRR	RRR	RRR	RRR	ARR	ARA	AAA	RAA	RRR	RRR	AAA
CBR	RAR	RAA	ARR	RAR	RRR	RAR	ARR	AAR	RAA	RAR	RRR	RRR	AAA						

Tabla 3. Resultados tests de normalidad, independencia, aleatoriedad. A indica que se acepta la Ho y con R no se acepta la Ho.
Table 3. Results of normality, independence and ramdomnes tests. A means Ho is accepted and R the Ho is not accepted.

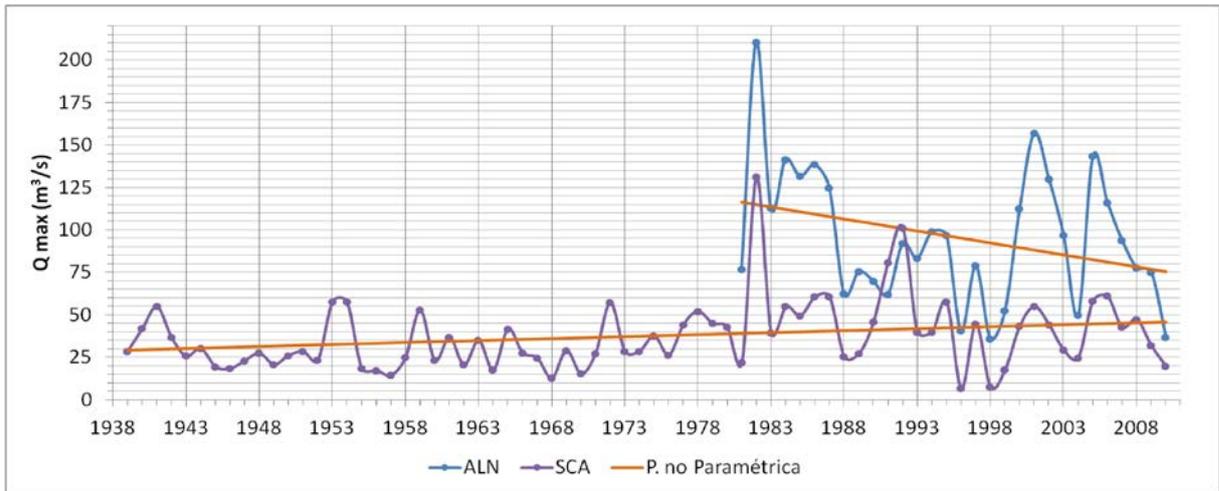


Figura 2. Tendencia lineal no paramétrica B en los ríos Atuel (ALN) y Salado (SCA).
Figure 2. Non parametric trend in Atuel river (ALN) and in Salado river (SCA).

En los sitios LPAC, LPLP y SJK4 del río San Juan se detectaron saltos significativos positivos en la década del 70 en varias variables. Para las variables del río Las Cuevas, Vacas, Tupungato y Mendoza se detectaron principalmente saltos significativos positivos durante la década del 70.

En la cuenca del río Tunuyán los saltos significativos positivos detectados también son en la década del 70 y además en el Q_{MIN} en 1981 y en Q_{OCT} 1999. En el río Diamante en 1979 se detectaron saltos positivos en caudales mensuales de mayo a octubre y estacionales de otoño e invierno.

En la cuenca del río Atuel el sitio Puente Sosneado en el Q_{MAX} se detectó un salto positivo en 1999 y en 1984 en abril, además se detectaron saltos negativos en 1987. La serie Loma Negra de 30 años de longitud muestra saltos significativos positivos en 2000. En La Angostura saltos positivos en la década del 70. Y en la estación cañada ancha donde la serie consta de 72 años de longitud se detectaron saltos significativos negativos en la década del 50 en Q_{MIN} , Q_{MAY} , Q_{JUN} , Q_{JUL} , Q_{SET} y saltos positivos en la década del 70. En las Figuras 5 y 6 se muestran los saltos para la variable caudal otoño para los sitios SCA, APS y ALA. En ellos se puede observar la longitud de la serie analizada, en La Angostura (ALA) el promedio de la serie pasa de 20 a 27 m^3/s . Mientras que en los otros sitios se detectan saltos negativos en 1953, para el sitio SCA de 6,92 a 4,92 m^3/s , y en 1992 para APS con una disminución en la media de 3,12 m^3/s . En el Figura 6 se muestran los puntos de quiebre detectados, como se puede notar en la serie SCA podría haber punto de quiebre positivo en 1977.

En el río Chico se encontró un salto significativo positivo en Q_{OCT} en el año 2000. En Potimalal se encontró un salto positivo en Q_{MIN} y Q_{JUL} en 1999, los caudales de los meses de febrero a mayo y verano presentaron un salto negativo en 1984. En Q_O se encontró un salto negativo en 1985. En la Gotera en el año 1999 hay un salto positivo en Q_{MIN} , mientras que en Q_{FEB} , Q_{MAR} el salto es negativo para el año 1984.

La serie del sitio Barrancas, fue rellenada desde el 71 al 75, se encontraron saltos positivos en 1971 en Q_A , Q_{MAX} , Q_{MAR} , Q_{ABR} . En el Q_{MIN} en 1972, En Q_{JUL} , Q_{SET} , Q_{OCT} , Q_{NOV} en 1976 y en el 2000 en Q_{AGO} .

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En el presente trabajo se actualizan los estudios de tendencias y saltos abruptos para cuencas de vertiente oriental de los Andes Centrales entre los 31° y 35°S. La presencia de no homogeneidad en las series de caudales pueden ser debidos a múltiples factores, sean estos de origen natural o antrópicos. En el presente estudio el 26% de las variables presentan para un nivel de significancia de 0,05 tendencias positivas, de las cuales pertenecen en su mayoría a las variables caudal mínimo, Junio, Julio, Agosto, e invierno. El 1,2% presenta tendencias negativas, las mismas se registran en la cuenca del río Atuel. Si bien en el presente trabajo no se estudió el origen de los cambios detectados, se presume que los mismos son producto de fluctuaciones en las variables climáticas, ya que las cuencas estudiadas poseen una baja intervención humana.

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC
Los Patos - La Plateada												
B	0,002	-0,004	0,070	0,073	0,103	0,135	0,137	0,144	0,114	0,184	0,073	0,042
Salto	ns	ns	1971 +	1976 +	1976+	1977 +	1977 +	1977 +	1976 +	1976 +	ns	ns
Los Patos Alvarez Condarco												
B	0,124	0,071	0,046	0,030	0,023	0,012	0,024	0,021	-0,001	0,094	0,160	0,148
Salto	1971 +	ns	1976 +	1976 +	1976 +	1976 +	1977 +	1977 +	ns	1976 +	ns	ns
San Juan - Km 473												
B	0,326	0,168	0,150	0,140	0,133	0,193	0,182	0,186	0,221	0,321	0,388	0,283
Salto	1971 +	1971 +	1976 +	1976 +	1979 +	1976 +	1977 +	1977 +	1976 +	1976 +	1976 +	ns
Las Cuevas - Punta de Vacas												
B	0,069	0,055	0,030	0,022	0,018	0,013	0,010	0,011	0,008	0,023	0,056	0,065
Salto	1971 +	1971 +	1971 +	1971 +	1971 +	1971 +	1972 +	1972 +	1972 +	1976 +	1999 +	1976 +
Tupungato - Punta de Vacas												
B	0,352	0,233	0,151	0,056	0,020	0,024	0,026	0,019	0,013	0,045	0,091	0,261
Salto	1971 +	1977 +	1977 +	1977 +	1977 +	1977 +	1978 +	1977 +	1976 +	1976 +	1976 +	1976 +
Las Vacas - Punta de Vacas												
B	0,053	0,035	0,019	0,009	0,006	0,005	0,004	0,004	0,005	0,019	0,046	0,020
Salto	1971 +	1971 +	1971 +	1971 +	1971 +	1971 +	1972 +	1972 +	1972 +	1976 +	1976 +	ns
Mendoza - Guido												
B	0,804	0,479	0,301	0,236	0,178	0,171	0,159	0,151	0,158	0,223	0,451	0,746
Salto	1971 +	1977 +	1977 +	1977 +	1977 +	1977 +	1977 +	1977 +	1976 +	1976 +	1976 +	1976 +
Tunuyán - Valle de Uco												
B	0,164	0,105	0,056	0,030	0,031	0,030	0,039	0,029	0,033	0,047	0,095	0,062
Salto	1971 +	ns	ns	ns	1970 +	1978 +	1979 +	1979 +	1970 +	1999 +	ns	ns
Diamante - La Jaula												
B	-0,146	-0,027	0,045	0,091	0,100	0,094	0,148	0,090	0,122	0,129	0,109	0,010
Salto	ns	ns	ns	ns	1979 +	1979 +	1979 +	1979 +	1979 +	1979 +	1979 +	ns
Atuel - Puente Sosneado												
B	-0,523	-0,616	-0,271	-0,150	-0,058	-0,011	0,015	-0,017	0,005	-0,021	-0,064	-0,619
Salto	1987 -	1987 -	1987 -	1984 +	1992 -	ns	ns	ns	ns	ns	ns	1987 -
Atuel - Loma Negra												
B	-0,555	-0,567	-0,338	-0,033	-0,103	-0,087	-0,081	-0,039	-0,064	-0,144	-0,295	-0,496
Salto	ns	ns	1987 -	ns	ns	ns	1987 -	2000 +	ns	ns	ns	ns
Atuel - La Angostura												
B	0,097	0,060	0,101	0,127	0,114	0,106	0,101	0,101	0,122	0,104	0,141	0,133
Salto	1971 +	1977 +	1977 +	1977 +	ns	ns	1977 +	1977 +	1971 +	1976 +	1970 +	1971 +
Salado - Cañada Ancha												
B	0,029	-0,001	-0,009	-0,005	0,006	-0,004	0,002	0,014	0,005	0,014	0,069	0,076
Salto	1976 +	ns	ns	1953 -	1951 -	1953 -	1952 -	2000 +	1954 -	1976 +	1970 +	1971 +
Potimalal - Gendarmería												
B	-0,066	-0,034	-0,013	-0,011	-0,026	-0,022	0,025	0,013	-0,014	-0,033	-0,119	-0,136
Salto	1982 -	1984 -	1984 -	1984 -	1984 -	ns	1999 +	ns	ns	ns	ns	1984 -
Chico - Las Loicas												
B	-0,212	-0,065	0,005	-0,008	0,038	-0,008	0,035	0,081	0,039	0,284	-0,500	-0,114
Salto	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	2000 +	ns	ns
Grande - La Gotera												
B	-1,356	-0,777	-0,249	-0,006	-0,076	0,072	0,090	0,145	0,330	0,639	0,010	-0,907
Salto	ns	1984 -	1984 -	ns								
Barrancas- Barrancas												
B	-0,067	-0,022	0,068	0,125	0,159	0,203	0,186	0,189	0,199	0,326	0,450	0,270
Salto	ns	1970 +	1971 +	1971 +	1978 +	1978 +	1976 +	1978 +	1976 +	1976 +	1976 +	ns

Tabla 4. Tendencias y saltos para los caudales mensuales. B estimador de la magnitud de tendencia no paramétrica (m^3/s año). En negrita se señala la tendencia significativa ($\alpha = 5\%$), según el criterio aplicado. Años de saltos, el signo indica si es positivo (+) o negativo (-) Ns= no significativo.

Table 4. Trend and Step Change for month flows. B= non parametric trend magnitude (m^3/s yr). In bold significant trend. Year Step Change positive (+), negative (-). Ns=non significant

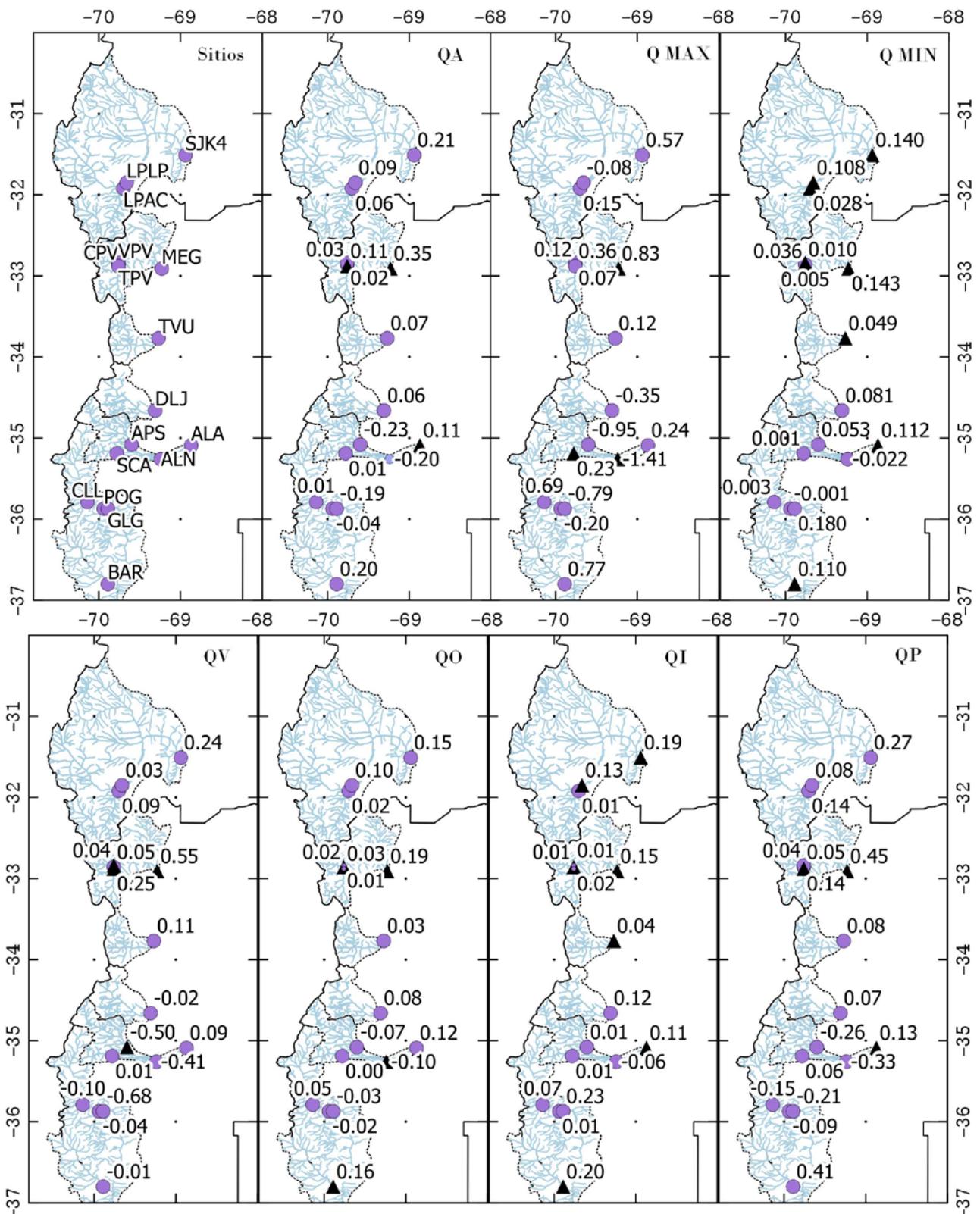


Figura 3. Distribución espacial de la tendencia no paramétrica B (m^3/s año). El triángulo indica tendencia significativa para $\alpha = 5\%$.

Figure 3. Spatial distribution of non parametric trend B (m^3/s año). Black triangle shows significant trend for $\alpha = 5\%$.

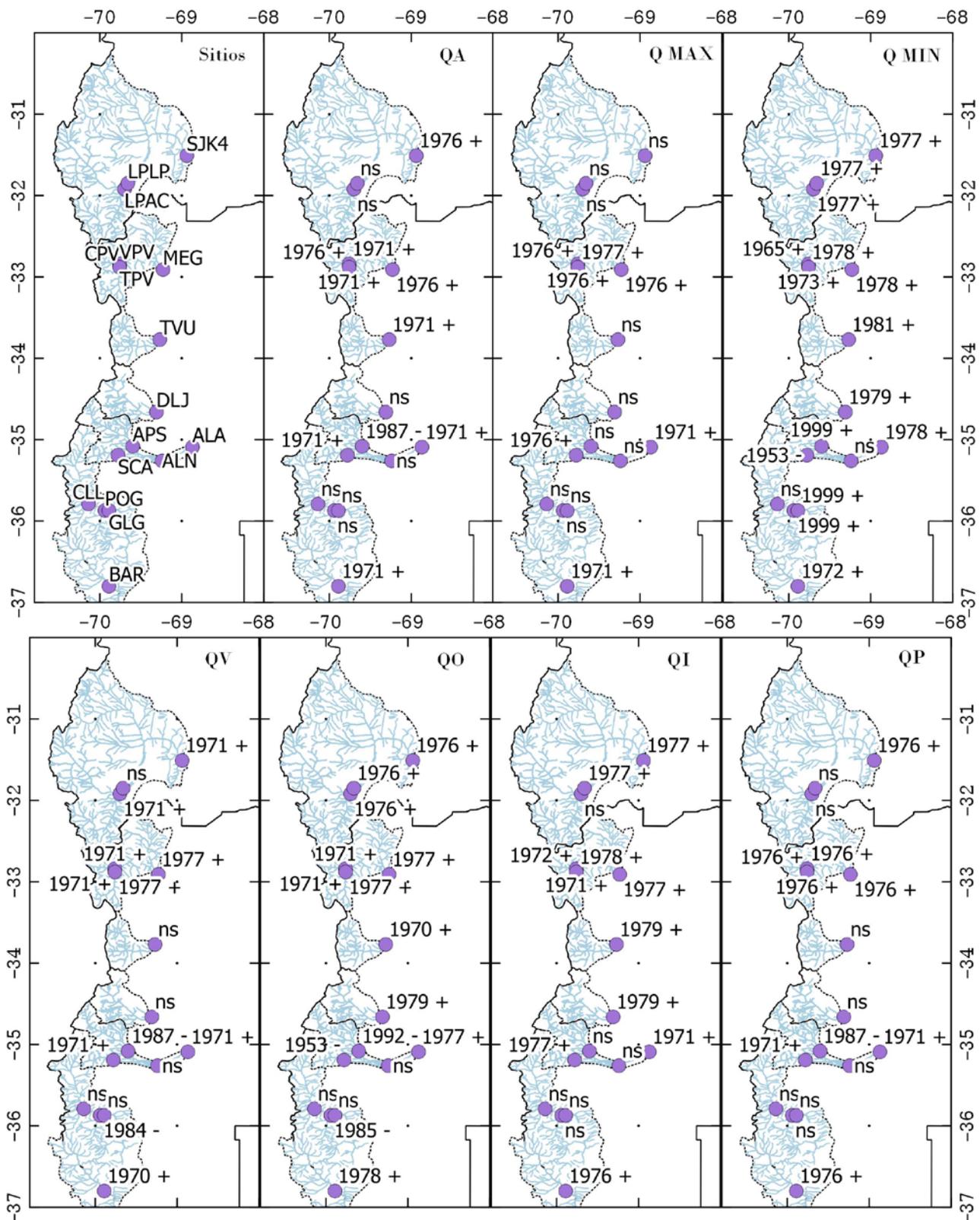


Figura 4. Distribución espacial de los años en los que se produce un salto en el valor medio de la serie de caudal. El signo indica si se pasa a una media mayor (+) o menor (-).

Figure 4. Spatial distribution of Step Change. When its positive (+), negative (-).

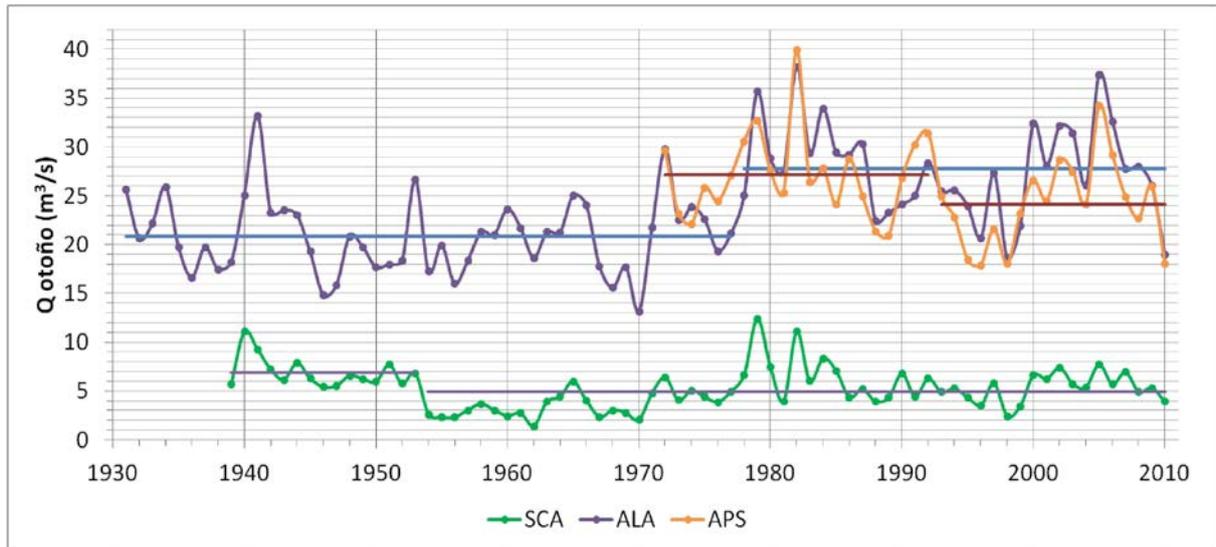


Figura 5. Saltos en caudal otoño en la cuenca del río Atuel, en los sitios Cañada Ancha (SCA), La Angostura (ALA) y Puente Sosneado (APS)

Figure 5. Step Change for Autumn river flow in Atuel river basin.

No existe un consenso de preferencia por la adopción de un test frente a otro. Si bien se prefieren los test no paramétricos frente a los paramétricos ya que la condición de normalidad difícilmente se cumple en las variables hidrológicas, en las series analizadas, únicamente el 32% cumple con el supuesto de normalidad. Así como en el caso de la prueba de Mann-Kendall, que debe cumplirse el supuesto de independencia, hecho que se cumple en el 67% de los casos estudiados. Por ello, de ser posible, es conveniente la aplicación de distintas técnicas, comparar sus resultados y adoptar como resultado aquel que se presentan en el mayor número de métodos.

Poblete y Escudero (2013) encontraron tendencia decreciente estadísticamente no significativa en el caudal anual del río San Juan para el período 1909-2010. Por otra parte, Celis et al., (2009) también señalan que hay indicios de una leve tendencia negativa en el caudal anual, correspondientes a las series históricas de los ríos Los Patos y San Juan. En el presente estudio tampoco se encontró tendencia significativa, sin embargo la tendencia hallada es positiva, posiblemente debido a que el período de registro utilizado es menor (60 años).

En el río Tupungato Maza et al., (1997), encontraron que el caudal para los meses de febrero, marzo, abril, mayo, agosto y diciembre y para los valores medio anual, diario mínimo y promedio del periodo octubre – marzo, presenta tendencia positiva en el período 1954-1998. Mismos resultados fueron encontrados para el período 1949-2011.

En el río Mendoza aforado en Guido en todas las variables se encontraron tendencias positivas significativas. Contrariamente, en el período 1909-2010 Poblete y Escudero (2013) encontraron una tendencia negativa no significativa en una serie de caudal anual ensamblada con los sitios de aforo Guido y Cacheuta (33°01'S, 69°07'O). Flamenco (2002), encontró un leve decrecimiento en los derrames del río Mendoza (estación Cacheuta).

En el sitio La Angostura de la cuenca del río Atuel en el caudal anual se encuentra una tendencia significativa positiva, a diferencia de lo hallado por Boninsegna (2009) donde no se observan tendencias significativas en el caudal anual histórico del Atuel, pese a la importante disminución de la superficie cubierta por glaciares (Le Quesne et al., 2009).

Masiokas et al., (2010) tampoco encuentra tendencias significativas para el caudal anual en los ríos San Juan, Mendoza, Tunuyan, Diamante, Atuel y Colorado. Vich et al., (2007) estudiaron las tendencias de los ríos de la provincia de Mendoza para un periodo de diez años menos (hasta 2001), encontraron resultados similares, excepto en el Atuel donde existían evidencias de cambios graduales, que los nuevos datos y otros métodos no la corroboraron.

Las tendencias positivas detectadas están principalmente relacionadas con las variables vinculadas a los períodos de estiaje o caudales mínimos. Esto podría ser producto del incremento de la temperatura durante el período invernal. La tendencia al aumento de la temperatura (Boninsegna y Villalba, 2006a, 2006b), hace que el periodo de fusión nival comience más temprano, lo que explica el incremento de los distintos caudales estacionales y probablemente que el pico de caudal se anticipe. Mientras que las tendencias negativas encontradas principalmente al Sur de los 35°S se vinculan con los períodos de aguas máximas, lo que podría ser atribuible a la disminución de las precipitaciones nivales considerando que en estas cuencas el régimen fluvial es

de alimentación nival. Aunque particularmente en el sitio La Angostura las tendencias son positivas, en este caso también el régimen tiene una componente pluvial de masas de aire provenientes del Atlántico.

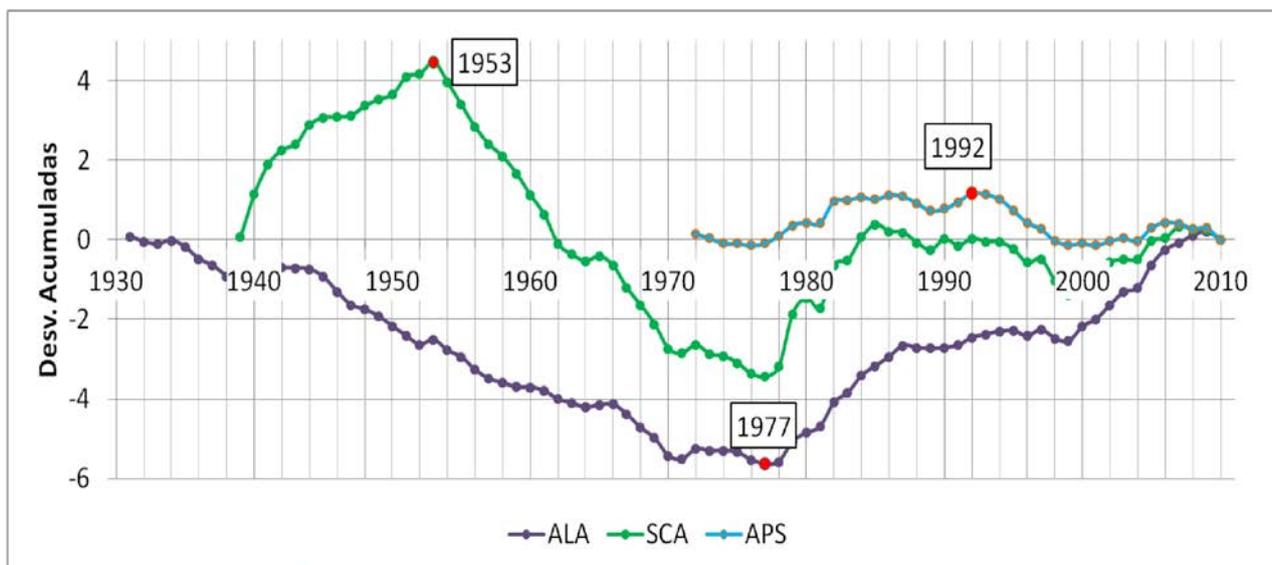


Figura 6. Desvíos acumulados respecto de la media. En cuenca río Atuel.
Figure 6. Accumulated deviations from the mean in Atuel river basin.

Los test aplicados para la detección de cambios abruptos en las series de caudales consisten en la detección de un solo punto de cambio, sin embargo no significa que no existan otros puntos de quiebre. Los distintos test requieren la condición de normalidad en la distribución, aspectos que en pocos casos se cumplen como se mencionó anteriormente. En general, el test t de Student Secuencial señala puntos de quiebre estadísticamente significativos de manera más frecuente que los otros test.

Si bien los test empleados detectan un solo punto de salto, la utilización de series de diferente longitud permite observar una alternancia de fases negativas y positivas pasando por una disminución de los caudales al comienzo de la década del 50, posteriormente un aumento en la década del 70, disminución en la segunda mitad de la década del 80 y un salto positivo a finales de la década del 90. Poblete y Escudero (2013) detectan tres períodos de cambio en el caudal anual en los ríos San Juan y Mendoza, el primero 1909-1944 pasando a un período de disminución 1944 a 1970 y a un período mayor entre 1970-2010. Estos períodos coinciden con los encontrados para índices globales atmosféricos tales como la PDO, SST y temperatura global (Poblete et al., 2013). Por su parte Masiokas et al., (2010) también encuentran un período seco entre 1945-76 y un período húmedo entre 1977-87 y concuerdan en que los saltos en 1945 y 1977 coinciden con los cambios de fase de la PDO.

Los saltos encontrados son consistentes con los puntos de cambios detectados en la PDO con alternancia de fases frías y cálidas y que han sido reportados por otros autores para precipitaciones y caudales de ríos localizados entre los 30° y 43°S en los años 1945 y 1976 (Masiokas et al., 2010; Quintana and Aceituno, 2012). En Chile, Rubio-Álvarez and McPhee (2010) encontraron correlaciones significativas entre la PDO anual y caudales de invierno en el período 1952-2003, para regiones de ríos localizados entre 35 y 37°S. Le Quesne et al., (2009) reconstruyeron una serie de precipitación que muestra un incremento de largo plazo en la temperatura con dos saltos en 1947 y 1970 coincidentes también con las fases de la PDO.

APENDICE A

Contraste de normalidad: Test de Asimetría y Test de Curtosis

Tipo de prueba: test para verificar si una serie de datos está ligada a una distribución de la población normal estándar.

Estadístico de contraste para asimetría (A.1) y para curtosis (A.2):

$$Z_{\text{asimetría}} = \frac{\text{asimetría}}{\sqrt{\frac{6}{N}}} \quad (\text{A.1})$$

$$Z_{\text{curtosis}} = \frac{\text{curtosis}}{\sqrt{\frac{24}{N}}} \quad (\text{A.2})$$

Donde: N tamaño de la muestra, α nivel de significancia.

Criterio de rechazo: el estadístico calculado se compara con el valor cuantil $Z_{1-\alpha/2}$ de la distribución normal estándar; si el estadístico de contraste cae dentro de los límites del intervalo $[-Z_{1-\alpha/2}, Z_{1-\alpha/2}]$, la hipótesis de normalidad es aceptada.

Contraste de aleatoriedad: Test de Rachas y Test de Kendall

Tipo de prueba: El test de Rachas se relaciona con el hecho que las observaciones muestrales pueden presentar una de dos características al extraer secuencialmente los elementos muestrales. Una, de manera puramente aleatoria; o formando una racha larga (secuencia de valores sucesivos iguales). Ambas características se alternarán de modo totalmente impredecible y el número de rachas proporciona evidencia en de la aleatoriedad de la muestra.

Estadístico de contraste: A la observación de la muestra se le asigna un indicador, por ejemplo, E o D, según que esté por encima o por debajo de la mediana muestral. Se establece el número de rachas y el número de datos que reúne cada indicador. El estadístico es (A.3):

$$Z_{\text{rachas}} = \frac{NR - \frac{2N_1N_2}{N_1+N_2} + 1}{\sqrt{\frac{2N_1N_2(2N_1N_2 - N_1 - N_2)}{(N_1+N_2)^2(N_1+N_2-1)}}} \quad (\text{A.3})$$

Donde: NR número de rachas; N_1 numero de datos de la componente E; N_2 numero de datos de la componente E.

Criterio de rechazo: el estadístico calculado se compara con el valor cuantil $Z_{1-\alpha}$ de la distribución normal estándar. Si $|Z_{\text{rachas}}| \leq Z_{(1-\alpha)}$ las observaciones disponibles, proceden de una población realmente aleatoria (H_0), frente a la alternativa de que hay cierto determinismo en ellas (H_1).

Tipo de prueba: El test de Kendall permite comprobar la presencia de aleatoriedad de una muestra, basado en el rango de una serie de puntos de inflexión, conocidos como picos y valles que deberían distribuirse al azar. Los picos son aquellas observaciones superiores a las adyacentes y valles observaciones menores a las contiguas.

Estadístico de contraste: Consiste en calcular el número de puntos de inflexión en una serie, mediante la definición de una nueva serie I (A.4):

$$I_i = \begin{cases} 1 & \text{si } x_i > x_{i-1} \text{ y } x_i > x_{i+1} \\ -1 & \text{si } x_i < x_{i-1} \text{ y } x_i < x_{i+1} \\ 0 & \text{si } x_i > x_{i-1} \text{ y } x_i < x_{i+1} \end{cases} \quad \forall i = 2 \dots N - 1 \quad (\text{A.4})$$

En consecuencia, el número de puntos de inflexión resulta (A.5):

$$Q = \sum_{i=2}^{N-2} |I_i| \quad (\text{A.5})$$

Estadístico de Contraste (A.6):

$$C = \frac{Q - \frac{2N-4}{3}}{\sqrt{\frac{(16N-29)}{90}}} \quad (\text{A.6})$$

Donde: x_i observación en el rango i , Q número de puntos de inflexión.

Criterio de rechazo: C tiene distribución aproximadamente normal $N(0,1)$ niveles de distribución y el criterio de rechazo es similar al test anterior.

Contraste de independencia: Test de Bartlett y Test de Von Neuman

Tipo de prueba: Se trata de una prueba paramétrica que asume que las observaciones de la muestra siguen una distribución normal.

Estadístico de contraste: La independencia de las observaciones en la serie se comprueba mediante el coeficiente de autocorrelación con $\text{lag} = 1$. La hipótesis nula es que la autocorrelación sea cero, lo que significa que los datos posteriores en la muestra son independientes. El coeficiente se calcula como (A.7):

$$r_1 = \frac{\sum_{i=1}^{N-1} (x_i - \text{MEDIA})(x_{i+1} - \text{MEDIA})}{\sum_{i=1}^N (x_i - \text{MEDIA})^2} \quad (\text{A.7})$$

Estadístico de contraste (A.8):

$$S = \frac{r_1 \sqrt{df}}{\sqrt{(1-r_1^2)}} \quad (\text{A.8})$$

Donde: df son los grados de libertad, que se estima como (A.9):

$$df = (N - 3) \frac{1-r_1^2}{1+r_1^2} \quad (\text{A.9})$$

Criterio de rechazo: El estadístico de prueba S sigue una distribución t de Student con $N-3$ grados de libertad y se lo compara con el valor crítico de la distribución de Student. Esto significa que la hipótesis de la independencia es rechazada si $|S| > t_{(1-\alpha/2)}$. Se trata de una prueba sensible a la normalidad.

Tipo de prueba: El Test de Von Neumann es una prueba de razón, no paramétrica para testear la independencia de las observaciones en una serie temporal. Sólo debe ser aplicada para la serie de tiempo de al menos 30 datos.

Estadístico de contraste: La base para el estadístico de prueba o contraste es R , que se calcula como (A.10):

$$R = \frac{N \sum_{i=1}^{N-1} (x_{i+1} - x_i)}{(N-1) \sum_{i=1}^N (x_i - \text{MEDIA})^2} \quad (\text{A.10})$$

El estadístico de prueba estandarizado C se calcula (A.11):

$$C = \frac{R - \frac{N}{4}}{\sqrt{\frac{4(N-2)}{(N-1)^2}}} \quad (\text{A.11})$$

Criterio de rechazo: El estadístico de contraste C tiene una distribución normal $N(0,1)$. Así, si $|S| > z_{(1-\alpha/2)}$. Siendo z el cuantil de la distribución normal estándar, entonces la hipótesis de que la serie consta de observaciones independientes se rechaza.

APENDICE B

Tipo de Test: Regresión lineal. Se trata de un test paramétrico, en la cual se asume que las observaciones se encuentran distribuidas normalmente e independientes entre sí. La hipótesis nula, H_0 , establece que la pendiente de la recta de regresión es nula, lo que es equivalente a asumir que la serie es estacionaria. El gradiente de la recta de regresión es estimada como (B.1):

$$\hat{b} = \frac{\sum_{i=1}^N (t_i - \bar{t})(y(t_i) - \bar{y})}{\sum_{i=1}^N (t_i - \bar{t})^2} \quad (B.1)$$

Estadístico de contraste (B.2):

$$T = \frac{bs_x \sqrt{(N-1)}}{s_{xy}} \quad (B.2)$$

Donde: b, pendiente de la recta de regresión; s_x desvío estándar de la variable independiente; N número de datos; $s_{x,y}$ error típico.

Criterio de rechazo: El estadístico de prueba T sigue una distribución t de Student con N-2 grados de libertad (Remington y Schork, 1974) y se lo compara con el valor crítico de la distribución de Student. Esto significa que la hipótesis es rechazada si $|T| > t_{(1-\alpha/2)}$. Se trata de una prueba sensible a la normalidad.

Tipo de Test: El test no paramétrico SROC (Spearman Rank Order Correlation), muy usado por la Organización Meteorológica Mundial (Kundzewicz y Robson, 2000). Se basa en la asignación de un valor R a cada observación, igual a 1 para la mayor observación y N para la menor. Posteriormente se calcula la diferencia entre el valor asignado R_i y la posición relativa de la observación i, definida como rango. Luego el coeficiente de correlación de la serie de rangos es (B.3):

$$r_s = 1 - \frac{6 \sum_{i=1}^N (R_i - i)^2}{N(N^2 - 1)} \quad (B.3)$$

Estadístico de contraste (B.4):

$$T = r_s \sqrt{\frac{N-2}{1-r_s^2}} \quad (B.4)$$

Criterio de rechazo: El estadístico T posee distribución t de Student con N-2 grados de libertad. La hipótesis nula H_0 es rechazada cuando $T > t_{\alpha/2}$ o $T < -t_{\alpha/2}$.

Tipo de Test: Test no paramétrico de Mann-Kendall (MK) (Hirsch et al., 1982; Westmacott y Burn, 1997). Esta técnica tiene como propósito detectar la existencia de tendencia monótona o cambio gradual. La hipótesis nula H_0 establece que los datos son variables aleatorias independientes e idénticamente distribuidas. La hipótesis H_1 , es que las distribuciones de las observaciones no son idénticas. El estadístico de contraste S está definido con (B.5):

$$S = \sum_{k=1}^{N-1} \sum_{j=k+1}^N \text{signo}(x - x_k) \quad (B.5)$$

Donde: la función signo toma valores 1, 0 y -1, si su argumento es mayor, igual o menor que cero, respectivamente.

Se demuestra (Hirsch y otros, 1982) que bajo H_0 la distribución de S es asintóticamente normal con media cero y varianza igual a (B.6):

$$\text{VAR}(S) = \frac{1}{18} [N(N-1)(2N-5) - \sum_{p=1}^q t_p(t_p-1)(2t_p+5)] \quad (B.6)$$

Donde: q es el número de grupos de datos repetidos; t_p representa el número de repeticiones en un grupo. El signo del estadístico S indica la dirección de la tendencia, positivo si es creciente y negativo si es decreciente.

Estadístico de contraste (B.7, B.8, B.9):

$$Z = \frac{S-1}{\sqrt{\text{VAR}(S)}} \quad \text{si } S > 0 \quad (B.7)$$

$$Z = 0 \quad \text{si } S = 0 \quad (B.8)$$

$$Z = \frac{S+1}{\sqrt{\text{VAR}(S)}} \quad \text{si } S < 0 \quad (B.9)$$

Criterio de rechazo: dado que S posee distribución $N(0, \text{VAR}(S))$, se puede asociar el valor del estadístico al de la variable normal estandarizada Z. La hipótesis nula es rechazada para un determinado nivel de significancia α si $|Z| > Z_{1-\alpha/2}$.

Comentarios: si la serie analizada posee autocorrelación positiva la varianza estadístico de la prueba S es subestimada, aumentando así la probabilidad de detección de tendencia. El efecto inverso se presenta en series con autocorrelación negativa. Si bien varios autores han planteado soluciones a este problema, en este estudio se consideran las metodologías propuestas por Hamed y Rao (1998) y Yue y otros (2002).

La prueba MK modificada para series autocorrelacionadas propuesta por Hamed y Rao (1998) está basada en la corrección de la varianza de S en función del número efectivo de observaciones N_s . La varianza modificada es (B.10):

$$V^*(S) = \text{VAR}(S) \frac{N_s}{N} \quad (\text{B.10})$$

La mejor aproximación a los valores teóricos derivados por los autores está dada el factor de corrección es (B.11):

$$\frac{N_s}{N} = 1 + \frac{2}{N(N-1)(N-1)} \sum_{i=1}^{N-1} (N-i)(N-i-1)(N-i-2) \rho_s(i) \quad (\text{B.11})$$

Donde: N es el número total de observaciones y $\rho_s(i)$ valores significativos de la función de autocorrelación de la serie, calculados después de remover la tendencia estimada por algún método no-paramétrico robusto.

El procedimiento de pre-blanqueo propuesto por Yue et al., (2002) para eliminar el efecto de la correlación serial en la aplicación de la prueba MK, propone remover de la serie estandarizada Y_t la tendencia, estimada por algún método robusto B, antes de calcular el coeficiente de autocorrelación de retardo uno r_1 . De esta forma se resuelve el problema de la influencia de la tendencia en la estimación del coeficiente autocorrelación, mientras que la remoción de la tendencia no afecta al proceso auto-regresivo subyacente. Se asume que la tendencia es lineal y se elimina de la serie según (B.12):

$$Y_t = x_t - Bt \quad (\text{B.12})$$

Se estima el coeficiente r_1 de la serie Y_t y si éste no es significativamente distinto de cero, la serie se considera independiente y la prueba MK se aplica a la serie original. Si r_1 es significativamente distinto de cero, en la serie Y_t se remueve el proceso autoregresivo como (B.13):

$$Y_t^R = Y_t - r_1 Y_{t-1} \quad (\text{B.13})$$

La nueva serie Y_t^R compuesta por residuos se asumen como independientes y se combinan como (B.14):

$$Y_t^B = Y_t^R + Bt \quad (\text{B.14})$$

La prueba MK se aplica a la serie Y_t^B evitando de esta forma el efecto negativo de la correlación serial.

APENDICE C

Tipo de Test: Test paramétrico secuencial t de Student. Se basa en la verificación de la igualdad estadística de dos medias muestrales, lo que significa que ambas muestras pertenecen a la misma población y por lo tanto, no ha habido cambios abruptos en el régimen hidrológico debido a causas antrópicas (trasvase, construcción de embalses, etc.) o modificaciones en la circulación general de la atmósfera.

Estadístico de contraste (C.1):

$$T = \frac{(\text{media A} - \text{media B})}{\sqrt{\frac{(L-1)\text{varA} + (M-1)\text{varB}}{L+M-2} \cdot \frac{1}{L} \cdot \frac{1}{M}}} \quad (\text{C.1})$$

Donde: La serie A es: x_1, x_2, \dots, x_L , con L observaciones; la serie B es: $x_{L+1}, x_{L+2}, \dots, x_{L+M}$, con M observaciones, de manera tal que $L+M = N$.

Criterio de rechazo: Al ser aplicado secuencialmente, el punto de ruptura o cambio, corresponde al mayor valor del estadístico T que exceda el valor crítico. La ecuación de cálculo de estadístico es: Si $|t| > t_{\alpha/2}$ se rechaza la hipótesis de igualdad de medias, es probable que se esté frente a un cambio abrupto en la serie para un nivel de significación α dado. Se trata de un test robusto, si se pueden asumir condiciones de normalidad e igualdad de varianzas.

Tipo de Test: El Test de Pettitt (Pettitt, 1979), es un test no paramétrico, de fácil aplicación y válido para la detección de un solo punto de cambio; su principal inconveniente radica en el hecho que previamente debe eliminarse la tendencia en la serie.

Estadístico de contraste (C.2):

$$K_T = \max \left| \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^N \text{signo}(x_i - x_j) \right| \quad t = 1 \dots N \quad (\text{C.2})$$

Criterio de rechazo: La ausencia de cambios abruptos o verificación de hipótesis nula, es rechazada si el nivel de significación α es (C.3):

$$\alpha > \exp \left(\frac{-6K_T^2}{(N^2 + N^3)} \right) \quad (\text{C.3})$$

El tiempo t del punto de cambio se puede estimar cuando se produce el máximo de K_T .

Tipo de Test: El Test de Buishand (Buishand, 1982), se aplica a series de sumas parciales acumuladas de desviaciones de la media. Es un test simple, de fácil aplicación que requiere que los datos se encuentren normalizados. Las sumas parciales se definen como (C.4):

$$CS_k^* = \frac{\sum_{i=1}^k (x_i - \text{media})}{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \text{media})^2}} \quad \forall k = 0, \dots, N \quad (\text{C.4})$$

Estadístico de contraste (C.5):

$$Q = \max |CS_k^*| \quad \forall k = 0, \dots, N \quad (\text{C.5})$$

Criterio de rechazo: Se rechaza la hipótesis, si Q es mayor que el valor crítico tabulado dado por Buishand (1982).

Tipo de Test: Test Worsley. Asume que la serie se encuentra normalmente distribuida y el punto de quiebre desconocido. Emplea sumas parciales acumuladas de desviaciones de la media como (C.6):

$$CS_k^* = \frac{\sqrt{k(N-k)} CS_k^*}{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \text{media})^2}} \quad \forall k = 0, \dots, N \quad (\text{C.6})$$

Estadístico de contraste (C.7):

$$W = \frac{V\sqrt{N-2}}{\sqrt{1-V^2}} \quad (\text{C.7})$$

Donde V (C.8) es:

$$V = \max |S_k^*| \quad \forall k = 1, \dots, N \quad (\text{C.8})$$

Criterio de rechazo: Se rechaza la hipótesis, si W es mayor que el valor crítico tabulado para diferentes niveles de significación, obtenidas por Worsley (1979).

BIBLIOGRAFÍA

- Aceituno, P., (1990). Variabilidad interanual en el caudal de ríos andinos en Chile Central en relación con la temperatura de la superficie del mar en el Pacífico central. *Revista de la Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica*, 5(1): 7–19.
- Aniya, M., (1992). Recent glacier variation in the Northern Patagonia Ice Field, Chile, and variations between 1985/86 and 1990/91. *Artic and Alpine Research*, 20(2): 179-187.
- Aniya, M. y Y. Wakao, (1997). Glacier variations of Hielo Patagónico Norte, Chile, between 1944/45 and 1995/96. *Bulletin of Glacier Research*, 15: 11-18.
- Atlas, (2010). Atlas de Cuencas y Regiones Hídricas Superficiales de la República Argentina. Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación.
- Atlas 500k, (2011). Atlas Argentina 500K. Cartografía topográfica y de imagen escala 1:500000. IGN-CONAE. ISBN: 978-987-25448-6-7.
- Boninsegna, J. y R. Villalba, (2006a). Los condicionantes geográficos y climáticos. Documento marco sobre la oferta hídrica en los oasis de riego de Mendoza y San Juan. Primer informe a la Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación. 19 pp.
- Boninsegna, J. y R. Villalba, (2006b). Los escenarios de Cambio Climático y el impacto en los caudales. Documento sobre la oferta hídrica en los oasis de riego de Mendoza y San Juan en escenarios de Cambio Climático. Primer informe a la Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación. 19 pp.
- Boninsegna, J., (2009). Impacto del Cambio Climático en la región Centro Oeste de Argentina y posibles medidas de adaptación. Foro: Escenarios climáticos y medidas de adaptación. Secretaría de Ambiente de la Nación. Buenos Aires. www.ambiente.gov.ar/archivos/web/AdCC/File/09_boninsegna.pdf
- Bottero R., (2002). Inventario de glaciares de Mendoza y San Juan. En IANIGLA, 30 Años de Investigación Básica y Aplicada en Ciencias Ambientales. Editores Trombotto D. y Villalba R. 165–169. ISBN: 987-43-4545-4.
- Buishand, E., (1982). Some methods for testing the homogeneity of rainfall records, *Journal of Hydrology* 58:11-17.
- Bruniard, E., (1992). Hidrografía. Procesos y tipos de escurrimiento superficial. Editorial CEYNE.
- Carrasco, J.F., G. Casassa y J. Quintana, (2005). Changes of the 0°C isotherm and the equilibrium line altitude in central Chile during the last quarter of the 20th century / Changements de l'isotherme 0°C et de la ligne d'équilibre des neiges dans le Chili central durant le dernier quart du 20ème siècle. *Hydrological Sciences Journal*, 50(6).
- Carrasco, J.F., R. Osorio y G. Casassa, (2008). Secular trend of the equilibrium-line altitude on the western side of the southern Andes, derived from radiosonde and surface observations. *Journal of Glaciology*, 54(186): 538–550.
- Compagnucci, R.H. y W.M. Vargas, (1998). Inter-annual variability of the Cuyo rivers' streamflow in the Argentinean Andean mountains and ENSO events. *International Journal of Climatology*, 18(14): 1593–1609
- Celis, A., F. Ostuni, G. Kisilevsky, E. Schwartz, S. Fernández Bouzo, y L. Lopresti, (2009). Documento País: Riesgos de desastres en Argentina. CAPITULO 5: Cambio climático: variabilidad pasada y una prospectiva de las amenazas de acuerdo a los escenarios futuros. Cruz Roja Argentina, Centro Estudios Sociales y Ambientales. Buenos Aires.
- Environmental Protection Agency, (2000). Guidance for data quality assessment. Practical methods for data analysis. EPA QA/G-9. QA00 Update.
- Flamenco, E., (2002). Cambio del régimen hídrico en importantes ríos de la República Argentina. Informe inédito. INTA. Instituto de Clima y Agua, Castellar.
- Figueras, S. y P. Gargallo, (2003). Análisis Exploratorio de Datos, [en línea] 5campus.com, Estadística <<http://www.5campus.com/leccion/aed>.
- Giese B.S., S.C. Urizar y N.S. Fuckar, (2002). Southern Hemisphere Origins of the 1976 Climate Shift. *Geophysical research letters*, 29(2): 1014.
- Gyau-Boakye, P., y G.A. Schultz (1994). Filling gaps in hydrological runoff data series in West África. *Hydrological Sciences Journal-des Sciences Hydrologiques*, 39: 621-636.
- Hamed, K.H. y A.R. Rao, (1998). A Modified Mann-Kendall Trend Test for Autocorrelated Data. *Journal of Hydrology*, 204: 182-196.
- Hirsch, R., J. Snack y R. Smith, (1982). Techniques of Trend Analysis for Monthly Water Quality data. *Water Resources Research*, 18(1): 107-121.
- Interagency Advisory Committee on Water Data, (1982). Guidelines for Determining Flood Flow Frequency, Bulletin 17 B. U.S. Department of Interior, Geological Survey. Office of Water Data Coordination.
- Inventario glaciares, (2012 a). Informe de las subcuencas de los ríos de las Cuevas y de las Vacas Cuenca del río Mendoza, provincia de Mendoza. Secretaría De Ambiente Y Desarrollo Sustentable De La Nación. IANIGLA.
- Inventario glaciares, (2012 b). Informe de la subcuenca del río Tupungato Cuenca del río Mendoza provincia de Mendoza. Secretaría De Ambiente Y Desarrollo Sustentable De La Nación. IANIGLA.

- Inventario glaciares, (2012 c). Informe de las subcuencas de los ríos Blancos y Sector del Cordón del Plata Cuenca del río Mendoza, provincia de Mendoza. Secretaría De Ambiente Y Desarrollo Sustentable De La Nación. IANIGLA.
- Inventario glaciares, (2012 d). Informe de las subcuencas del arroyo Uspallata y del sector Cordillera del Tigre Cuenca del río Mendoza, provincia de Mendoza. Secretaría De Ambiente Y Desarrollo Sustentable De La Nación. IANIGLA.
- Koepfen, W., (1948). *Climatología. Con un estudio de los climas de la Tierra*. Fondo de Cultura económica. México DF–Buenos Aires. 496 pp.
- Kundzewicz, Z. y Alice Robson, (2000). Detecting trend and other changes in hydrological data. WCDMP-45. WMO/TD, 1013. Geneva.
- Lascano, M. y R. Villalba, (2005). Impacto del calentamiento regional sobre el régimen de los ríos de alimentación nival en la Argentina. XXII Congreso Nacional del Agua. Mendoza.
- Leiva, J.C., G. Cabrera, y L. Lenzano, (2007). 20 years of mass balances on the Pilotglacier, Las Cuevas River basin, Mendoza, Argentina. *Global and Planetary Change*, 59: 10-16.
- Le Quesne, C., C. Acuña, J. Boninsegna, A. Rivera y J. Barichivich, (2009). Long-term glacier variations in the Central Andes of Argentina and Chile, inferred from historical records and tree-ring reconstructed precipitation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281: 334–344.
- Masiokas, M., R. Villalba, B.H. Luckman, C. Le Quesne y J.C. Aravena. (2006). Snowpack Variations in the Central Andes of Argentina and Chile , 1951 – 2005 : Large-Scale Atmospheric Influences and Implications for Water Resources in the Region. *Journal of Climate*, 19: 6334–52.
- Masiokas, M., R.Villalba, B.H. Luckman y S.Mauget, (2010). Intra- to Multidecadal Variations of Snowpack and Stream flow Records in the Andes of Chile and Argentina between 30° and 37°S. *Journal of Hydrometeorology*, 11(3): 822-831.
- Maza, J.A., L. Fornero, P.M. López, A. Vargas, A.J. M. Zuluaga y M. Toledo, (1997). Simulación matemática de la fusión nival con distintos escenarios climáticos en la cuenca del río Tupungato. Informe Interno, PICT 97 N° 07-00000-0725. Instituto nacional del Agua. Centro Regional Andino. 46 p.
- Nicholls, N., (2008). Recent trends in the seasonal and temporal behaviour of the El Niño–Southern Oscillation. *Geophysical Research. Letters*: 35, L19703. Doi:10.1029/2008GL034499.
- Norte, F., (1988). Características del Viento Zonda en la Región de Cuyo. Tesis doctoral. Universidad de Buenos Aires. 255 pp. Disponible en el Programa Regional de Meteorología (PRM), Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales. (IANIGLA), Centro Científico Tecnológico (CCT), CONICET, Mendoza, Argentina. <http://www.prmarg.org/tesis-doctorado>.
- Núñez J., D. Rivera, R. Oyarzún y J.L. Arumí, (2013). Influence of Pacific Ocean multidecadal variability on the distributional properties of hydrological variables in north-central Chile.
- Organización de las Naciones Unidas, (2012). *Managing Water under Uncertainty and Risk*. The United Nations World Water Development Report 4 (3 volumes), 904 p. 978-92-3-104235-5.
- Osorio, R., (2006). Estudio de la variabilidad reciente de la altura de la línea de nieves en la Cordillera de Los Andes (188–558S). (Undergraduate thesis, Universidad de Valparaíso.)
- Pellicciotti, F., S. Ragetti, M. Carezzo y J. McPhee, (2014). Changes of glaciers in the Andes of Chile and priorities for future work. *Science of the Total Environment*, 493: 1197-1210.
- Pettitt, A.N., (1979). A nonparametric approach to the change-point problem. *Applied statistics*, 28: 126-135.
- Poblete A.G. y S.A. Escudero, (2013). La sequía en los Andes Centrales y su repercusión en los ríos San Juan y Mendoza. IV Congreso Nacional de Geografía. XI Jornadas cuyanas de geografía. ISSN 2346-9698.
- Poblete A.G., J.L. Minetti, y S.A., Escudero (2013). Cambios abruptos en los derrames anuales del río San Juan – argentina asociados a fenomenos climaticos de la macroescala. XXIV Congreso Nacional del Agua 2013. San Juan, Argentina.
- Prohaska, F., (1976). The climate of Argentina, Paraguay and Uruguay. En .W. Schwerdtfeger, (ed.), *World Survey of Climatology. Climates of Central and South America*. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands. Quintana, J.M., P., Aceituno, 2012. Changes in the rainfall regime along the extratropical west coast of South America (Chile): 30–43°S. *Atmósfera*, 25 (1): 1–22.
- Rabatel, A., H. Casteburnet, V. Favier, L. Nicholson y C. Kinnard, (2011). Glacier changes in the Pascua-Lama region, Chilean Andes (29 S): recent mass balance and 50 yr surface area variations. *The Cryosphere*, 5(4): 1029-1041.
- Remington, R.D. y M.A. Schork, (1974). *Estadística Biométrica y Sanitaria*. Editorial Prentice/Hall International, Bogota.
- Rubio-Álvarez E. y J. McPhee, (2010). Patterns of spatial and temporal variability in streamflow records in south central Chile in the period 1952–2003. *Water Resources. Research* 46, W05514. <http://dx.doi.org/10.1029/2009WR007982>.
- Ruis Díaz, F., (1999). *Bioestadística: métodos y aplicaciones*. Universidad de Malaga. Servicio de Publicaciones e Intercambio. 425 p. ISBN 9788474967470.

- Salas, J.D., (1992). Analysis and modelling of hydrologic time series. En: Handbook of Hydrology. Maidment, David (ed) MacGraw-Hill. New York.
- Skvarca, P., K. Satow, R. Naruse y J. Leiva, (1995). Recent thinning, retreat and flow of Upsala Glaciar, Patagonia. Bulletin of Glacier Research, 13:11-20.
- Trenberth, K.E., (1997). The definition of El Niño. Bulletin of the American Meteorological Society. 78: 2771-2777.
- Vich, A.I.J., P.M. Lopez y L.I. Villegas, (2005). Detección de tendencias en el régimen hídrico de los principales ríos de la provincia de Mendoza (Argentina). En: CONAGUA2005. XX Congreso Nacional del Agua. III Simposio de Recursos Hídricos del Conos Sur. Resúmenes de Trabajos, pp. 343, en CD-ROM, trabajo completo. ISBN 987-22143-0-1. Mendoza.
- Vich, A.I.J., F. Bizzotto, E. Vaccarino, M. Correas y F. Manduca, (2010). Tendencias y cambios abruptos en el escurrimiento de algunos ríos con nacientes en la cordillera y serranías del oeste argentino. En: 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. 149-166. 172 p. ISBN 978-987-657-371.
- Vich A.I.J., P. López y M. Schumacher, (2007). Trend detection in the water regime of the main rivers of the province of Mendoza, Argentina. Geojournal, 70: 233-243. DOI: 10.1007/s10708-0089136-x.
- Westmacott, J. y D. Burn, (1997). Climate Change Effects on the Hydrologic Regime within the Curchill Nelson River Basin. Journal of Hydrology, 202: 263-279.
- Worsley, K.J., (1979). On the likelihood ratio test for a shift in location of normal populations. Journal of American Statistic Associations, 74: 365-367.
- Yue, S., P. Pilon y G. Cavadias, (2002). Power de Mann-Kendall and Spearman's rho tests for detecting monotonic trends in hydrological series. Journal of Hydrology, 259: 254-271.

Recibido: 30-10-2014

Aceptado: 19-10-2015