

DISEÑO Y APLICACIÓN DE UN MODELO SIMPLE DE RELACIÓN PRECIPITACIÓN-CAUDAL

Carla Gulizia^{1,2,3}, Alexis Hannart², Inés Camilloni^{1,2,3}
gulizia@cima.fcen.uba.ar

¹ Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CIMA/CONICET-UBA), Bs. As., Argentina.

² UMI IFAECI/CNRS-CONICET-UBA, Bs. As., Argentina

³ Departamento de Cs. de la Atmósfera y los Océanos (DCAO/FCEN-UBA), Bs. As., Argentina

RESUMEN

El desempeño de los clásicos modelos hidrológicos distribuidos está necesariamente limitado por la complejidad real del sistema, la disponibilidad de datos, así como las aproximaciones utilizadas para la representación de los procesos físicos. Por el contrario, un modelo estadístico simple en donde el costo computacional es bajo, puede resultar útil para comprender más claramente ciertos conceptos específicos dentro de una cuenca hídrica. En este sentido, un enfoque utilizando un modelo estadístico de relación precipitación-caudal (RRM, rainfall-runoff model) de baja complejidad permitiría evaluar en qué medida la variabilidad de los forzantes climáticos explica la variabilidad de los caudales. En consecuencia, el principal objetivo de este trabajo es avanzar en la comprensión de la relación a largo plazo de las variables hidroclimáticas precipitación, evapotranspiración real y potencial y la posterior evaluación de la respuesta y retardo en los caudales de los ríos Paraguay, Paraná y Uruguay. Para ello se desarrolla y evalúa un RRM en el marco de la teoría del hidrograma unitario bajo una configuración de regresión lineal y utilizando la estimación empírica de Turc-Pike para representar la evapotranspiración. Una vez cuantificados los errores en las simulaciones del RRM para cada sub-cuenca, se compara su desempeño con el del modelo hidrológico distribuido VIC, particularmente para la cuenca del río Uruguay. Los resultados de este análisis destacan el potencial del RRM propuesto en el presente trabajo, ya que podría ser muy útil en los casos en que no hay suficiente información disponible como es requerido por los modelos hidrológicos de alta complejidad (con frecuencia en forma diaria).

ABSTRACT

The performance of the classical hydrological distributed models is necessarily constrained by the real complexity of the system, the data availability, as well as the approximations involved in the physical processes representation. On the contrary, a simple statistical model in which computations can be undertaken with little computational resources may be useful to understand more clearly specific concepts in a river basin. In this sense, an approach using a low complexity rainfall-runoff statistical model (RRM) would allow to assess to what extent the climate forcing variability explains runoff variability. Consequently, the main objective of this study is to properly understand the long-term relationship between the hydro-climatic variables precipitation, real and potential evapotranspiration, followed by an evaluation of the response and delay of the Paraguay, Parana and Uruguay rivers discharges. For this purpose, a RRM is developed and evaluated within the unit hydrograph framework under linear regression settings and using the Turc-Pike empirical estimation to represent evapotranspiration. Once the errors derived by the RRM simulations are quantified for each sub-basin, its performance is compared with the one derived by the VIC hydrological distributed model, particularly for Uruguay River basin. Results from this analysis highlight the potential of the proposed

RRM since it could be very useful in cases where there is not enough available information as required by the high complexity hydrological models (frequently at daily basis).

Palabras clave: Cuenca del Plata, modelo estadístico, caudales

1) INTRODUCCIÓN

La relación entre caudal y precipitación en una cuenca puede determinarse a partir de una variedad de modelos que abarcan metodologías estadísticas, modelos conceptuales y determinísticos cuya elección depende de la finalidad del estudio a realizar así como de la información disponible (Vaze y otros, 2012). Asimismo, en los últimos años se ha realizado un gran esfuerzo para mejorar los modelos hidrológicos con el objetivo de estimar los efectos del cambio climático, así como también para simular la cantidad y calidad del agua, intentando lograr la representación más precisa posible de los procesos físicos involucrados. Hasta el presente, los principales estudios en el modelado hidrológico de la Cuenca del Plata se han realizado a partir de la aplicación de modelos del tipo determinístico (distribuidos) (Allasia y otros, 2006; Su y Lettenmaier, 2009; Saurral y Barros, 2009; Saurral, 2010; Saurral y otros, 2013; Camilloni y otros, 2013; Montroull y otros, 2013). En particular, Saurral y Barros (2009) y Saurral (2010) realizaron simulaciones con el modelo hidrológico distribuido VIC (en inglés: Variable Infiltration Capacity, Liang y otros, 1994, Liang y otros, 1996) para evaluar la habilidad de un conjunto de modelos climáticos globales (MCGs) para representar los caudales de algunos ríos de la Cuenca del Plata y derivar escenarios futuros. Los resultados obtenidos indican algunas deficiencias en el ajuste de los caudales que son superadas en cierta medida a partir de la corrección de los errores sistemáticos en los campos de temperatura y precipitación provistos por los MCGs. Asimismo, estudios más recientes (Saurral y otros, 2013; Camilloni y otros 2013; Montroull y otros, 2013) han forzado el modelo hidrológico VIC utilizando las salidas de diversos modelos climáticos regionales (RCMs). Tal como sucede con los MCGs, los RCMs tienen discrepancias en los campos medios de precipitación y temperatura, por lo que el uso directo para evaluación de impactos se ve imposibilitado. Por lo tanto los autores han realizado una corrección de errores sistemáticos a través de la cual logran obtener series temporales de flujo con una distribución estadística similar a la de las observaciones para poder aplicarlas como entrada al modelo hidrológico.

El desempeño de los modelos distribuidos clásicos está necesariamente limitado por la complejidad real de los sistemas hidrológicos, la disponibilidad de datos, así como las aproximaciones utilizadas para la representación de los procesos físicos y su solución numérica. Particularmente para la Cuenca del Plata, estas limitaciones son especialmente críticas por su gran extensión de alrededor de 3.6 millones de km², dado que existen grandes áreas donde no se cuenta con suficientes observaciones. Más aún, este tipo de modelos distribuidos requieren en su mayoría de información a nivel diario. Por el contrario, un modelo estadístico simple en donde el costo computacional es bajo, puede resultar útil para comprender más claramente ciertos conceptos específicos dentro de una cuenca hídrica, sin la interferencia de la interacción con otros procesos más complejos dentro del sistema hidrológico. En este sentido, un enfoque utilizando un modelo estadístico de relación precipitación-caudal (RRM, rainfall-runoff model) de baja complejidad permitiría evaluar en qué medida la variabilidad de los forzantes climáticos explica la variabilidad de los caudales.

Un RRM estadístico podría basarse sobre la hipótesis de una relación lineal precipitación-caudal, la cual es equivalente a una descripción de la cuenca en base a su hidrograma unitario (HU) (Sherman, 1932), y en asociación con procesos auto-regresivos de medias móviles (ARMA) (Box y Jenkins, 1976), los cuales son Gaussianos y estacionarios. Este enfoque, basado entonces sobre hipótesis altamente simplificadoras, no es nuevo en sí ya que se usó exitosamente en el pasado sobre cuencas rápidas, de baja extensión, y en escalas horarias/diarias (Rodríguez-Iturbe y Valdés, 1979; Gupta y otros, 1980; Neuman y otros, 1982; Dietrich, 1996). El presente trabajo aplica la teoría del HU sobre

escalas de tiempo y espacio más largas que las habitualmente empleadas en la literatura. En consecuencia, resulta particularmente novedosa la exploración de la relación precipitación caudal basada en el HU a nivel de las distintas sub-cuencas de la Cuenca del Plata. En este sentido, los HU pueden ser interpretados como el retardo mensual del caudal de los ríos producido por la precipitación observada en los meses previos.

Asimismo, resulta relevante y necesario entender correctamente la relación a largo plazo entre las variables climáticas precipitación (P), evapotranspiración (ET) y evapotranspiración potencial (E0), para luego comprender la respuesta sobre los caudales de los ríos. Numerosos autores han estudiado la relación empírica de estas tres variables climáticas (Schreiber, 1904; Budyko, 1948; Ol' dekop, 1911; Turc, 1954; Pike, 1964). Arora (2002) ha encontrado que los cambios en los caudales derivados de las ecuaciones provistas por los autores previamente mencionados dan resultados similares y ninguna de ellas figura como *outlier*. Para el diseño del RRM en el presente estudio, fue necesario aplicar una de estas relaciones empíricas, ya que en el marco de la teoría de HU para escalas de tiempo más largas que la horaria/diaria, la evapotranspiración puede jugar un rol fundamental y por lo tanto no puede despreciarse. En particular, en función de la información disponible se optó por emplear la relación diseñada por Turc (1954) y adecuada por Pike (1964), conocida como Turc-Pike.

Consecuentemente, el principal objetivo de este trabajo es diseñar y evaluar un RRM de baja complejidad para avanzar en la comprensión de la relación a largo plazo de las variables hidroclimáticas precipitación, evapotranspiración real y potencial y la posterior evaluación de la respuesta en los caudales de los ríos Paraguay, Paraná y Uruguay.

2) DATOS Y METODOLOGÍA

En el presente estudio se diseña y evalúa un RRM de baja complejidad sobre tres de las seis sub-cuencas analizadas en Gulizia y otros (2015). En particular, estas corresponden a los ríos Paraguay, Paraná y Uruguay con los puntos de cierre Pilcomayo, Paraná Timbúes y Salto Grande, respectivamente.

El balance de agua a largo plazo dentro de una cuenca hídrica se puede expresar a través de la ecuación (1). En el mismo, el almacenamiento de humedad puede despreciarse.

$$\bar{P} = \bar{ET} + \bar{C} \quad (1)$$

\bar{P} , \bar{ET} , y \bar{C} son la precipitación, la evapotranspiración real y el escurrimiento superficial medios climatológicos de un período mayor a 30 años, respectivamente. Sin embargo, al considerar la ecuación (1) a escala mensual para cada tiempo t pueden intervenir otros procesos en el balance y, por lo tanto, resulta necesario agregar un término de residuos ε_t . De este modo se puede derivar una nueva ecuación de balance de agua, de forma de obtener una relación entre los distintos términos que contribuyen a las descargas de los ríos (ver ecuación (2)):

$$C_t = PI_t + ET_t + \varepsilon_t \quad (2)$$

Donde se define PI_t como el índice de precipitación para cada tiempo t (ver ecuación (3)) que representa el hidrograma unitario.

$$PI_t = \sum_{k=1}^H \beta_k P_{t-k} \quad (3)$$

siendo H el tiempo (en meses) máximo de retardo de los caudales. Por definición de hidrograma unitario se debe cumplir que $\sum_k \beta_k = 1$.

Es relevante notar que a largo plazo se cumple la igualdad $\bar{PI} = \bar{P}$. Mientras tanto, al aplicar la relación de Turc-Pike (Turc, 1954; Pike, 1964), ET_t se puede expresarse de la siguiente forma:

$$ET_t = F(PI_t) = PI_t \left(1 + \left(\frac{PI_t}{E0} \right)^2 \right)^{-1/2} \quad (4)$$

Donde E0 corresponde a un valor constante de evapotranspiración potencial derivado de la estimación Turc-Pike a partir de los datos disponibles de \bar{P} y \bar{C} para 1931-2010 y el balance de la ecuación (1). Con el objetivo de diseñar un modelo estadístico lineal aún más simplificado se linealiza la ecuación (4) como se muestra a continuación:

$$ET_t = a + bPI_t \quad (5)$$

Con $a = F(\bar{P}) - F'(\bar{P}) \cdot \bar{P}$ y $b = F'(\bar{P})$.

Finalmente, se deduce el RRM de la siguiente manera:

$$Q_t = \alpha_0 + \sum_{k=1}^H \alpha_k P_{t-k} + \varepsilon_t \quad (6)$$

Con $\alpha_k = (1 - b)\beta_k$ y $\alpha_0 = -a$.

Por otro lado, el máximo retardo H, que se mostrará a la hora de evaluar los hidrogramas unitarios, se determinó a partir del criterio de AIC (Akaike, 1974). Dicho criterio agrega una penalidad a la máxima verosimilitud de forma de evitar el sobre-ajuste, más conocido como *overfitting*.

Una vez aplicado el RRM a las tres sub-cuencas, y con el objetivo de cuantificar las diferencias entre los caudales observados y simulados, así como comparar si ese error aumenta al considerar distintas resoluciones temporales en las series (mensual, anual o aplicando un filtro de medias móviles de 12 meses), se calcularon los errores cuadráticos medios normalizados por la varianza de las observaciones (MSE, ver ecuación (7)).

$$MSE = \frac{\frac{1}{N} \sum_{t=1}^N (c_{s_t} - c_{r_t})^2}{\frac{1}{N} \sum_{t=1}^N (c_{r_t} - \bar{c}_r)^2} = \frac{\frac{1}{N} \sum_{t=1}^N (c_{s_t} - c_{r_t})^2}{\sigma_{c_r}^2} \quad (7)$$

Siendo c_{s_t} y c_{r_t} las series de caudales simulados y observados, respectivamente, para cada tiempo t y \bar{c}_r el caudal medio observado correspondiente al período completo de estudio de 1931 a 2010.

Vale destacar que la diferencia entre la unidad y el MSE calculado equivale al criterio de eficiencia del modelo propuesto por Nash y Sutcliffe (1970) (NSE=1-MSE), el cual es una medida de asociación estadística que indica el porcentaje de varianza observada que es explicado por los datos modelados. Se considera un ajuste satisfactorio entre las simulaciones y las observaciones para valores de NSE superiores a 0.5, y por lo tanto MSE inferiores a 0.5.

Por otro lado, de modo de evaluar las discrepancias en cada paso temporal t entre las series filtradas con medias móviles de 12 meses derivadas del modelo y de las observaciones se calculan los errores normalizados por el caudal observado (e_t) para cada tiempo t. Valores positivos del error e_t indicarían sobreestimación y valores negativos, subestimación. La expresión matemática de e_t es:

$$e_t = \frac{C_{s_t} - C_{r_t}}{C_{r_t}} \quad (8)$$

Finalmente, se propone comparar las simulaciones de caudal del RRM en la sub-cuenca del río Uruguay con las derivadas de un modelo hidrológico más complejo, tal como es el modelo distribuido VIC. Para ello se contó con simulaciones de caudales mensuales para Salto Grande (punto de cierre de la cuenca) correspondientes a las décadas 1960-1969 (60's) y 1990-1999 (90's). Las mismas fueron realizadas por Saurral y otros (2008). La información meteorológica utilizada por dicho estudio consistió en valores diarios de precipitación, temperatura máxima y mínima, y velocidad del viento.

Durante la segunda mitad del siglo XX, la sub-cuenca del río Uruguay sufrió cambios considerables en el uso del suelo. Estos hechos se produjeron sobre todo después de 1970 y estuvieron relacionados con variaciones en la práctica de la agricultura (Tucci, 2003), lo que sugiere que el principal cambio sobre la región está relacionado con la expansión de áreas para cultivo. Para el estudio de Saurral y otros (2008), la corrida del modelo VIC para la década 60's se realizó utilizando los datos de cobertura de

suelo correspondientes a los 90's dado que el producto de datos de vegetación empleado fue desarrollado recién en los años 90. Sin embargo, para la década de los 90's ya contaban con la información de suelo asociada al mismo período de análisis.

3) RESULTADOS

La figura 1 muestra los HU para las tres sub-cuencas analizadas de la Cuenca del Plata. El retardo H máximo obtenido mediante el criterio de AIC también se detalla. Esto quiere decir que el promedio areal de precipitación producido en la misma cuenca en los tiempos $t-k$ con $k=1, \dots, H$ tendría una influencia sobre el escurrimiento superficial del río en el tiempo t .

La cuenca del río Paraguay (figura 1a) presenta dos máximos en el HU; uno alrededor de 2 meses, y luego el otro entre los 7 y 8 meses. El retardo más prolongado está asociado a la influencia del escurrimiento desde la cuenca del Pantanal (esta última posee un pico de 5 meses, el cual podría demorar unos pocos meses más hasta llegar al punto de cierre en Pilcomayo – no se muestra). Por el contrario, el máximo de 2 meses estaría asociado directamente a la cuenca del Paraguay, excluyendo al área de captación del Pantanal. Por otro lado, la cuenca del río Paraná (figura 1b) exhibe el mayor desfase posible ($H=24$) entre todas las sub-cuencas analizadas. Sin embargo, el pico máximo de influencia ocurre alrededor de los 3 meses y luego decae considerablemente. Los diversos picos, de hasta 24 meses, estarían asociados a una característica orográfica de la propia cuenca. Es decir, el impulso a partir de la precipitación caída en la región de mayor orografía podría tener una respuesta más rápida, representada en el HU por los picos de menor retardo en los caudales. Mientras tanto, los máximos secundarios que presenta el HU podrían estar asociados al agua que escurre desde zonas con orografía inferior. Finalmente, el HU del río Uruguay (figura 1c) destaca el hecho de que esta cuenca es la de menor extensión, dado que el máximo observado se encuentra entre uno y dos meses. Por lo tanto, este último caso muestra el río que resulta ser el más rápido y eficaz para escurrir superficialmente el agua entre las cuencas analizadas.

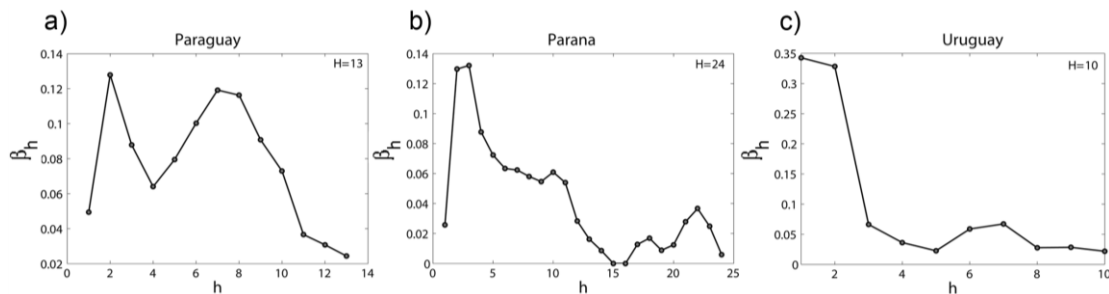


Figura 1: Hidrograma unitario derivado del RRM correspondientes a las sub-cuencas a) Paraguay, b) Paraná, y c) Uruguay. Se indica el máximo desfase, H , expresado en meses.

Los ciclos anuales de los caudales observados y simulados en las tres sub-cuencas, correspondientes al período 1931-2010, se presentan en la figura 2. Los resultados muestran una representación adecuada de los mismos particularmente en la cuenca de los ríos Paraguay (figura 2a) y Paraná (figura 2b), con valores comparables, a pesar de una leve subestimación en la mayoría de los meses del año en ambas sub-cuencas. Por el contrario, las discrepancias son mayores en el río Uruguay (figura 2c), donde existe una sobreestimación del modelo entre diciembre y abril, y subestimación de mayo a noviembre. Estas diferencias podrían ser explicadas por una representación deficiente del ciclo anual de precipitación observada en la cuenca. La cuenca del río Uruguay muestra un alto grado de variabilidad espacio-temporal y podría llegar a dividirse en cinco sub-cuencas (Krepper y otros, 2003). Al considerar en el presente trabajo el promedio areal de los 78 puntos de retícula que conforman la cuenca, los distintos ciclos anuales se compensan entre sí, dando como resultado un ciclo estacional considerablemente más atenuado. En consecuencia, dado que la principal variable de entrada al modelo es la media areal de precipitación, si ésta no está correctamente representada, se puede esperar que no se logre simular

adecuadamente el caudal mensual en la misma cuenca. Posteriormente, este análisis será retomado al momento de cuantificar estas diferencias a través del MSE.

En la figura 3 se muestran las series de caudales simulados y observados, filtradas con medias móviles de 12 meses, para cada una de las sub-cuencas. En términos generales, el modelo logra capturar considerablemente bien la variabilidad de las descargas de los ríos, aunque no los extremos hidrológicos asociados. Asimismo, puede notarse que las mayores dificultades para representar las observaciones se encuentran principalmente en la sub-cuenca del río Paraguay (figura 3a). Por el contrario, los caudales del río Paraná (figura 3b) y, en mayor medida, los del río Uruguay (figura 3c) son simulados adecuadamente, no sólo su variabilidad sino la magnitud de los mismos. Vale la pena señalar que a pesar de que el ciclo anual de los caudales en el río Uruguay no fue completamente representado, RRM es capaz de simularlos satisfactoriamente en escalas de tiempo más largas, tales como la anual. En términos generales, la amplitud de los caudales simulados en todas las sub-cuencas es más pequeña que la de los caudales observados, en particular para el río Paraguay.

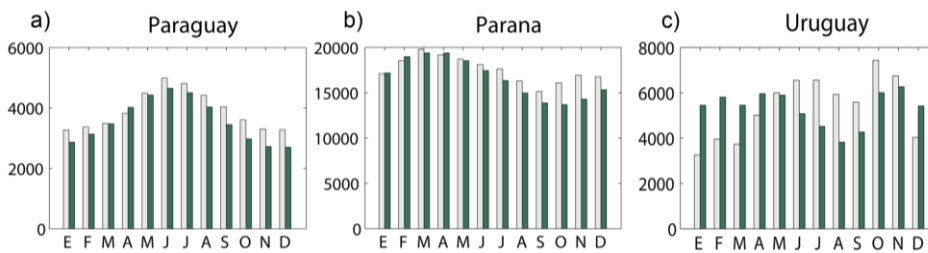


Figura 2: Ciclos anuales medios observados (gris) y simulados por RRM (verde) correspondiente al período 1931-2010, para las sub-cuencas a) Paraguay, b) Paraná, y c) Uruguay.

A través del cálculo de MSE se propuso cuantificar, en parte, las discrepancias observadas en la figura 3 entre RRM y las observaciones de caudales. Asimismo, se evalúa si el modelo presenta mejoras al considerar diferentes escalas temporales (mensual, anual y las series filtradas con medias móviles de 12 meses). Se puede distinguir (figura 4) que el MSE para la serie mensual es superior en todos los casos a los correspondientes considerando tanto la serie anual como la filtrada. Estas diferencias son aún mayores para la sub-cuenca del río Uruguay. Por otro lado, se puede observar que para ninguna de las sub-cuencas se presentan grandes diferencias entre los MSE estimados utilizando las series filtradas y anuales. Es importante recordar que el modelo RRM partió de estimar los términos del balance de agua considerando la relación empírica de Turc-Pike para el cálculo de ET. Dado que esta parametrización empírica es más apropiada para escalas mayores a la anual, las discrepancias de mayor magnitud, encontradas a nivel mensual, podrían explicarse en este sentido ya que, en general, las simulaciones en escalas mayores que la mensual son más confiables. Para el caso del río Uruguay, como el ciclo anual de precipitación observada no está bien capturado por la media areal considerada, la capacidad del RRM para representar los caudales mensuales se ve afectada considerablemente. Sin embargo, en escalas de tiempo mayores el modelo mejora su desempeño.

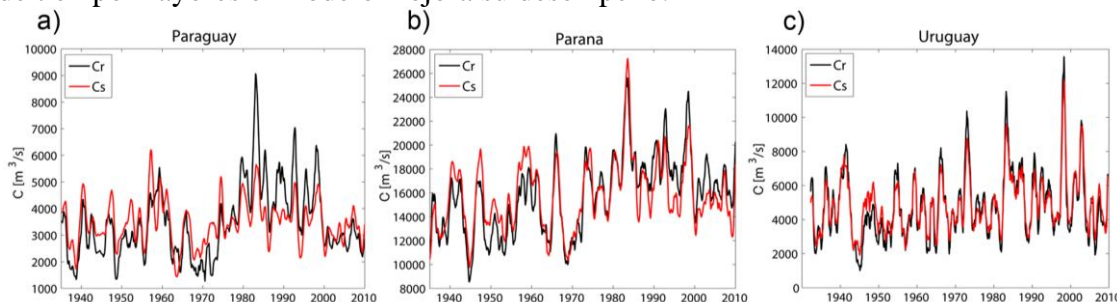


Figura 3: Series anuales de caudales observados (C_r , en línea negra) y simulados (C_s , en línea roja) a partir del RRM correspondientes a las sub-cuencas a) Paraguay, b) Paraná, y c) Uruguay.

En la figura 4 se puede observar que las sub-cuencas de los ríos Paraná y Uruguay, presentan en todos los casos (series mensuales, anuales y filtradas) una eficiencia superior a los umbrales de MSE y NSE.

A pesar de que la escorrentía mensual observada en el río Uruguay está representada en un menor grado, el RRM es capaz de simularla satisfactoriamente a nivel anual, al explicar el 90% de la varianza total. Por el contrario, la eficiencia en las simulaciones del río Paraguay dependerá de qué escala de tiempo se utilice para la serie de entrada. El NSE promedio de los tres casos está cerca de 0.5, a pesar que la eficiencia para la serie mensual es ligeramente inferior.

Las figuras 4b a 4d presentan los errores estimados de las simulaciones para cada tiempo t . Se puede comprobar cuantitativamente que existen dos intervalos distintos dentro del período de estudio completo: en el primero, el modelo RRM tiende a sobreestimar los caudales observados, mientras que en el segundo período las discrepancias son tales que el modelo subestima a las observaciones en mayor medida. Esta característica se evidencia en mayor medida en las sub-cuencas del Paraguay y Paraná (figuras 4b y 4c, respectivamente). En particular, en la del río Paraguay se pueden destacar errores de mayor magnitud para el intervalo de tiempo alrededor de 1970, así como también se encuentra que, a partir del año 2000, el modelo tiende a sobreestimar a las observaciones, como ocurría previo a 1970. En las del río Uruguay (figuras 4d), si bien en el período anterior a 1970 predominan las diferencias positivas (es decir, sobreestimación de las observaciones), en general los errores son muy pequeños y altamente variables, lo cual hace que la dificultad para corroborar la subestimación del segundo período sea mayor.

En la figura 4a se pudo observar que las simulaciones de los caudales correspondientes a Salto Grande, punto de cierre de la sub-cuenca del río Uruguay, lograron representar satisfactoriamente las observaciones, considerando tanto las series anuales como las filtradas con medias móviles de 12 meses. Por tal motivo, se propuso comparar las mismas con simulaciones del modelo hidrológico distribuido VIC. La figuras 5a y 5b muestra las series filtradas con medias móviles de 12 meses de caudales observados y simulados (derivados de los modelos RRM y VIC) para las dos décadas estudiadas. Si bien ambos modelos presentan un buen ajuste y captan correctamente la variabilidad en las décadas estudiadas, el modelo VIC representa más adecuadamente el segundo período. Asimismo, se puede distinguir que la primera década está levemente mejor representada por el RRM respecto del modelo VIC.

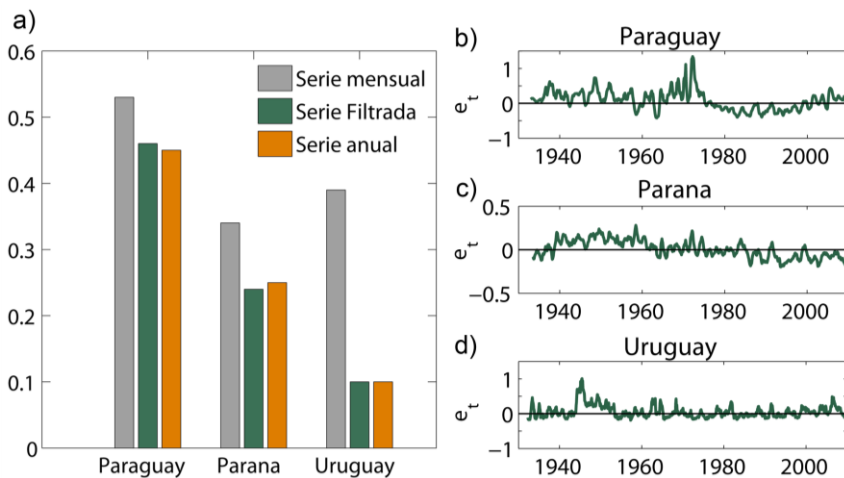


Figura 4: a) MSE calculados a partir de las series mensuales (gris), las series filtradas con medias móviles (verde) y las series anuales (naranja) para cada sub-cuenca. En el panel derecho se muestran los errores e_t derivados de las simulaciones de caudales filtradas con medias móviles para b) Paraguay, c) Paraná, y d) Uruguay.

La figura 5c presenta los MSEs para cada modelo y década de estudio. Como ya se ha observado en las figuras 5a y 5b, los resultados de los MSEs muestran que el ajuste entre las observaciones y las simulaciones de cada modelo puede considerarse satisfactorio dado que los valores de MSE son inferiores 0,5. Asimismo, el modelo VIC presenta errores levemente superiores al 20% para el primer período, mientras que son cercanos al 10% para el caso del RRM. Si bien en ambos modelos los errores se reducen en el segundo período, lo hacen en mayor medida para el VIC dado que, como se detalló anteriormente, la cobertura de suelo utilizada en el segundo período fue más realista. En este segundo caso, los errores se reducen alcanzando valores de sólo el 2% para el VIC, en tanto que el RRM muestra MSE cercanos al 6%. A pesar de las diferencias encontradas, es de destacar la adecuada

habilidad del RRM en los dos períodos analizados, el cual se asemeja en gran medida al modelo distribuido VIC, considerablemente más complejo.

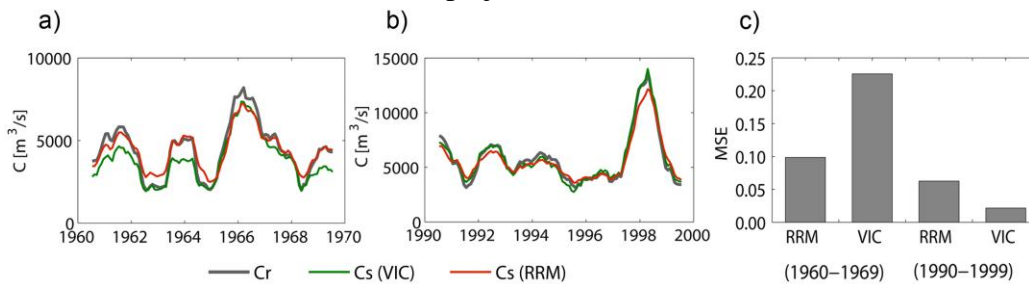


Figura 5: Series filtradas de caudales observados (C_r , línea gris) y simulados (C_s) por VIC (línea verde) y RRM (línea roja) para a) 60's y b) 90's. c) MSEs de las series filtradas de cada simulación (VIC y RRM) correspondientes a los 60's y 90's.

4) CONCLUSIONES

El presente trabajo se focalizó en desarrollar y evaluar un modelo estadístico de relación precipitación-caudal (RRM), de bajo costo computacional y complejidad. Se propuso avanzar en la comprensión de la variabilidad hidrológica de la Cuenca del Plata, haciendo especial énfasis en intentar explicar en qué medida la variabilidad de la precipitación logra explicar la variabilidad de los caudales. En particular se consideraron las cuencas correspondientes a los ríos Paraguay, Paraná y Uruguay en el período de estudio 1931-2010. En términos de escalas temporales, este estudio plantea un enfoque novedoso en el cual se explora la relación precipitación-caudal a escala mensual a anual en el marco de la teoría del hidrograma unitario (HU) a nivel de cada sub-cuenca. De esta forma, se evalúan los términos del balance de agua, utilizando estimaciones para la evapotranspiración real (ET) y potencial (E0) teniendo en cuenta la influencia del retardo de la precipitación sobre los caudales, a través de los HUs. En particular, en este estudio se consideró la parametrización de evapotranspiración ET denominada Turc-Pike. En consecuencia, la originalidad del presente trabajo surge a partir de la extensión de la teoría del HU a escalas de tiempo y espacio más largas que las frecuentemente aplicadas en la literatura.

Por otro lado, los resultados de los HUs indicaron que los caudales observados en los puntos de cierre están influenciados por la precipitación ocurrida en los meses previos. En particular, la cuenca que presentó mayor influencia a largo plazo de la precipitación sobre el caudal fue la del río Paraguay, donde se observaron dos picos máximos en el HU: uno alrededor de los 7 meses (asociado al Pantanal) y otro cerca de los dos meses. Asimismo, en las otras cuencas, pese a que exhibieron un desfase máximo significativo superior a los 10 meses, según el criterio de AIC, las mismas indicaron que la principal influencia de la precipitación caída en la cuenca sobre el caudal es alrededor de los 2 meses.

En general, las simulaciones de las descargas de los ríos obtenidas por el RRM, y filtradas con medias móviles de 12 meses, capturaron notablemente bien la variabilidad de las observaciones, a pesar que se encontraron deficiencias relativamente mayores en el río Paraguay, especialmente en la representación de los extremos asociados. En la sub-cuenca del río Uruguay tanto la variabilidad como la magnitud lograron estar considerablemente bien representadas. La cuantificación de los errores cuadráticos medios normalizados por la varianza de las observaciones mostró que el RRM presenta una adecuada eficiencia (más del 50% de la varianza total explicada) en las sub-cuencas de los ríos Paraná y Uruguay en todas las escalas temporales analizadas (mensual, anual y las series filtradas con medias móviles de 12 meses). Para el río Paraguay, el MSE se encontró alrededor de 0.5 en promedio, a pesar de presentar deficiencias levemente mayores en la escala mensual.

Además, todas las sub-cuencas han exhibido una representación satisfactoria de los ciclos anuales, excepto el río Uruguay. Particularmente, las sub-cuencas del Paraná y Paraguay capturaron considerablemente algunos aspectos del ciclo anual (a nivel mensual, las simulaciones explicaron el

66% y el 47% de la varianza total, respectivamente). La falencia en representar adecuadamente el ciclo anual en la sub-cuenca del río Uruguay estuvo asociada a una representación incorrecta de la onda anual de la precipitación observada. Dado que para la evaluación del RRM se utilizó el promedio areal de la precipitación en la cuenca, el error radica en la falta de diferenciación entre los diversos regímenes de precipitación dentro de la misma. Sin embargo, las simulaciones del río Uruguay fueron capaces de explicar más del 60% de la varianza total observada a nivel mensual, e incluso más del 90% en la escala anual. En este sentido, el desempeño del RRM en esta sub-cuenca fue analizado más exhaustivamente al comparar sus simulaciones con las derivadas del modelo hidrológico distribuido VIC. Los resultados de este análisis destacan el potencial del RRM propuesto en el presente trabajo, ya que podría ser muy útil en los casos en que no hay suficiente información disponible como es requerido por los modelos hidrológicos de alta complejidad (con frecuencia en forma diaria). Esto mismo se observó en la década de los 60's donde las simulaciones del RRM lograron explicar un 10% más de la variación total observada.

Por otro lado, se distinguieron dos sub-períodos con características diferentes en el desempeño del RRM: las primeras décadas sobreestimaron los caudales, mientras que en las últimas se pudo notar una subestimación de los mismos. A través del cálculo de errores, se lograron cuantificar las discrepancias encontradas entre los caudales observados y simulados para cada tiempo t así como también se comprobó efectivamente la sobreestimación del primer período, previo a 1970, y subestimación del período posterior. Estos resultados se pudieron distinguir en las sub-cuencas de los ríos Paraguay y Paraná. La hipótesis central que se propone es que el cambio en el uso de suelo pudo haber influenciado las tendencias positivas observadas en los caudales, proceso que no se tuvo en cuenta para el diseño del modelo estadístico RRM. De esta forma, de haber habido un avance de la frontera agropecuaria, deforestación, y/o sustitución de bosques por cultivos y/o pasturas, el escurrimiento superficial de la precipitación caída en cada sub-cuenca podría ser mayor dadas estas condiciones. Por el contrario, el incremento observado no se podría explicar por un aumento en la temperatura ya que si existiera un mayor calentamiento, la evaporación debería ser mayor, y por lo tanto, habría menor volumen de agua disponible para escurrir superficialmente.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por el CONICET (PIP11220120100586), y la Universidad de Buenos Aires (UBACYT- 20020130100644BA). Agradecemos al Dr. Ramiro Saurral por proveernos de las simulaciones del modelo VIC desarrolladas para el trabajo Saurral y otros (2008).

REFERENCIAS

- Akaike, H., 1974:** New look at the statistical model identification. *IEEE Transactions on Automatic Control*, AC-19(6), 716-723.
- Allasia, D., da Silva, B., Collischonn, W. y Tucci, C., 2006:** Large basin simulation experience in South America. En: *Predictions in Ungauged Basins: Promise and Progress* (Proceedings of symposium S7 held during the Seventh IAHS Scientific Assembly at Foz do Iguacu, Brazil, April 2005). IAHS Publ. 303.
- Arora, V. K., 2002:** The use of the aridity index to assess climate change effect on annual runoff. *Journal of Hydrology*, 265(1-4), 164-177.
- Box, G. E. P. y Jenkins, G. M., 1976:** *Series Analysis Forecasting and Control*. 1st Edn., Holden-Day, San Francisco, ISBN-10: 0816211043, 575 pp.
- Budyko, M. I., 1948:** *Evaporation under natural conditions*, Gidrometeorizdat, Leningrad, English translation by IPST, Jerusalem.
- Camilloni, I. A., Saurral, R. I., y Montroull, N. B., 2013:** Hydrological projections of fluvial floods in the Uruguay and Paraná basins under different climate change scenarios. *International Journal of River Basin Management*, 11(4), 389-399.
- Dietrich, C. R., 1996:** Linear rainfall-runoff system identification with ramifications for modelling

catchment processes. *Hydrological Processes*, 10(6), 893-902.

Gulizia, C., Hannart, A., y Camilloni, I., 2015: Caracterización de la variabilidad temporal de los caudales de los grandes ríos y de la precipitación en la Cuenca del Plata. Actas de conferencia del XII Congreso Argentino de Meteorología (CONGREMET XII). Mar del Plata, Buenos Aires, Argentina.

Gupta, V. K., Waymire, E., y Wang, C. T., 1980: A representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology. *Water Resources Research*, 16(5), 855-862.

Krepper, C. M., García, N. O., y Jones, P. D., 2003: Interannual variability in the Uruguay River basin. *International Journal of Climatology*, 23(1), 103-115.

Liang, X., Lettenmaier, D. P. Wood, E.F. y Burges, S.J., 1994: A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for General Circulation Models. *Journal of Geophysical Research*, D: Atmospheres, 99(D7), 14415-14428.

Liang, X., Lettenmaier, D. P. y Wood, E.F., 1996: Surface Soil Moisture Parameterization of the VIC-2L Model: Evaluation and Modification. *Global and Planetary Change*, 13, 195-206.

Montroull, N. B., Saurral, R. I., Camilloni, I. A., Grimson, R., y Vasquez, P., 2013: Assessment of climate change on the future water levels of the Iberá wetlands, Argentina, during the twenty-first century. *International Journal of River Basin Management*, 11(4), 401-410.

Nash, J. E. y Sutcliffe, J. V., 1970: River flow forecasting through conceptual models. Part I: A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10, 282-290.

Neuman, S. P., Resnick, S. D., Reebles, R. W., Dunbar, y David B., 1982: Developing a New Deconvolution Technique to Model Rainfall-Runoff in Arid Environments. PROJECT COMPLETION REPORT. OWRT Project No. A- 086 –ARIZ. Water Resources Research Center, University of Arizona (Tucson, AZ).

Ol'dekop, E. M., 1911: On evaporation from the surface of river basins. *Trans. Met. Obs. Iur-evskogo, Univ. Tartu* 4, en Ruso.

Pike, J. G., 1964: The estimation of annual runoff from meteorological data in a tropical climate. *Journal of Hydrology*, 2, 116-123.

Rodriguez-Iturbe, I., y Valdes, J. V., 1979: The geomorphologic structure of hydrologic response. *Water Resources Research*, 15(6), 1409-1420.

Saurral, R. I., Barros, V. R., y Lettenmaier, D. P., 2008: Land use impact on the Uruguay River discharge. *Geophysical Research Letters*, 35(12), L12401.

-----, **Barros, V., 2009:** Estudio de la climatología de la Cuenca del Plata en un conjunto de modelos climáticos globales. *Meteorológica*, 34, 5-15.

-----, **2010:** The hydrologic cycle of the La Plata Basin in the WCRP-CMIP3 multimodel dataset. *Journal of Hydrometeorology*, 11(5), 1083-1102.

-----, **Montroull, N. y Camilloni, I., 2013:** Development of statistically unbiased 21st century hydrology scenarios over La Plata Basin. *International J. of River Basin Management*, 11(4), 329-343.

Schreiber, P., 1904: Über die Beziehungen zwischen dem Niederschlag und der Wasserführung der Flüsse in Mitteleuropa. *Z. Meteorol.* 21(10), 441-452.

Sherman, L. K., 1932: Stream-flow from rainfall by the unit-graph method. *Engineering News Rec.*, 108, 501-505.

Su, F., y Lettenmaier D. P., 2009: Estimation of the surface water budget of the La Plata basin. *Journal of Hydrometeorology*, 10(4), 981-998.

Tucci, C. E. M., 2003: Variabilidade climática e o uso do solo na bacia brasileira do Prata in *Clima e Recursos Hídricos no Brasil*, Coleção ABRH, vol. 9, editado por C. E. M. Tucci y B. P. F. Braga, pp. 163 – 242, Assoc. Bras. de Recursos Hídricos, Porto Alegre, Brazil.

Turc, L., 1954: Le bilan d' eau des sols. Relation entre la précipitation, l'évaporation et l'écoulement. *Ann. Agron.* 5, 491-569.

Vaze, J., Jordan, P., Beecham, R., Frost, A. y Summerell, G., 2012: Guidelines for rainfall-runoff modelling: Towards best practice model application. (eWater Cooperative Research Centre 2011).