

# MODELO DE BALANCE HÍDRICO EN LA CUENCA DEL RÍO PARAGUAY PARA USO OPERATIVO DE PRONÓSTICOS A MEDIANO Y LARGO PLAZO

**Marcelo Uriburu Quirno, Juan Borús, Gustavo Almeida**

Instituto Nacional del Agua. Sistemas de Información y Alerta Hidrológico de la Cuenca del Plata

Autopista Ezeiza-Cañuelas. Tramo J. Newbery, Km 1,62. 1804 - Ezeiza. Prov. de Buenos Aires

Teléfono: (54 11) 4480 4500 - Fax: (54 11) 4480 9174

Correo Electrónico: [muriburu@ina.gov.ar](mailto:muriburu@ina.gov.ar)

## RESUMEN

Se propone la aplicación de un modelo de balance hídrico a la cuenca del río Paraguay en Asunción con un doble propósito: como herramienta de pronóstico de caudal medio mensual hasta tres meses en avance y para producir pronósticos probabilísticos mediante la técnica ESP (*Ensemble Streamflow Prediction*).

Importa aumentar la capacidad predictiva de los aportes al Paraná a la vista de proyectos como el de la Hidrovía Paraná-Paraguay.

Se empleó el modelo T- $\alpha$  (Thorntwaite-Mather modificado), considerando caudales medios mensuales en el período 1998-2004. El período se dividió en dos partes de aproximadamente dos tercios para calibración y un tercio para validación.

La precipitación acumulada mensual fue estimada con datos de origen satelital y de superficie, evaluados en una grilla de un grado geográfico de lado. La temperatura media mensual resultó de re-análisis disponibles por NOAA. Ambas variables constituyen la entrada al modelo.

Esta gran cuenca tiene un tiempo de concentración superior a seis meses, mayor al paso mensual del balance hídrico. Fue dividida en seis porciones limitadas por curvas isocronas mensuales. Los excedentes producidos por cada porción durante un mes dado aparecen en el exutorio retardados según su ubicación relativa con respecto a éste. El resultado de esta agregación se lamina por un embalse lineal virtual ubicado en el cierre, que modela el retardo y la atenuación adicionales que se producen por almacenamiento en la cuenca.

Este esquema de modelación sirve para generar un ensamble de trazas de un año de longitud de caudal mensual. Cada traza resulta de modelar las series de un año de precipitación y temperatura observadas, a partir de la condición inicial imperante al efectuar la simulación. Así es posible ajustar una función de densidad de probabilidad y estimar caudales asociados a probabilidades de excedencia para cada uno de los doce meses subsiguientes, es decir, un pronóstico probabilístico.

Los resultados obtenidos han sido alentadores, particularmente para situaciones de aguas bajas, como aquellas para las que fue calibrado el modelo. Sin embargo, se resalta que en uso operativo como herramienta de pronóstico, la calidad de los resultados está fuertemente condicionada por la de los pronósticos climáticos de lluvia y temperatura a incorporar como entrada al modelo. Finalmente, una modelación más ajustada debería contemplar la consideración más realista de la variabilidad del tiempo de concentración de la cuenca con la condición hidrológica de ésta, como se observa en el funcionamiento real del sistema.

## INTRODUCCIÓN

La cuenca del río Paraguay en la sección Asunción – Puerto Pilcomayo, con una extensión de 800.000km<sup>2</sup>, representa un 25% de la superficie de la Cuenca del Plata y se ubica en sus nacientes. Se trata de una cuenca sin regulación por embalses y con una dinámica distintiva marcada en primer lugar por la gran depresión natural que es el Pantanal de Mato Grosso, el que ejerce un efecto natural de regulación de los caudales fluviales a escala estacional (Ponce, 1995).

Conocer más cabalmente la respuesta de esta cuenca y potenciar la capacidad predictiva de los caudales aportados al río Paraná cobra particular interés a la vista de proyectos como el de la Hidrovía Paraná-Paraguay, de inminente concreción. Este requerimiento se ve acentuado en ocasión de estiajes severos, cuando el aporte del río Paraguay adquiere una mayor significación y el conocimiento anticipado de su aporte resulta esencial para pronosticar niveles en la vía fluvial hasta la desembocadura en el estuario del Río de la Plata. En años de aguas bajas, el aporte relativo del río Paraguay en la formación del caudal fluvial agua abajo de la sección Corrientes-Barranqueras se hace especialmente importante hacia fines de otoño e invierno cuando el mismo llega a superar el 30% del caudal en esa sección.

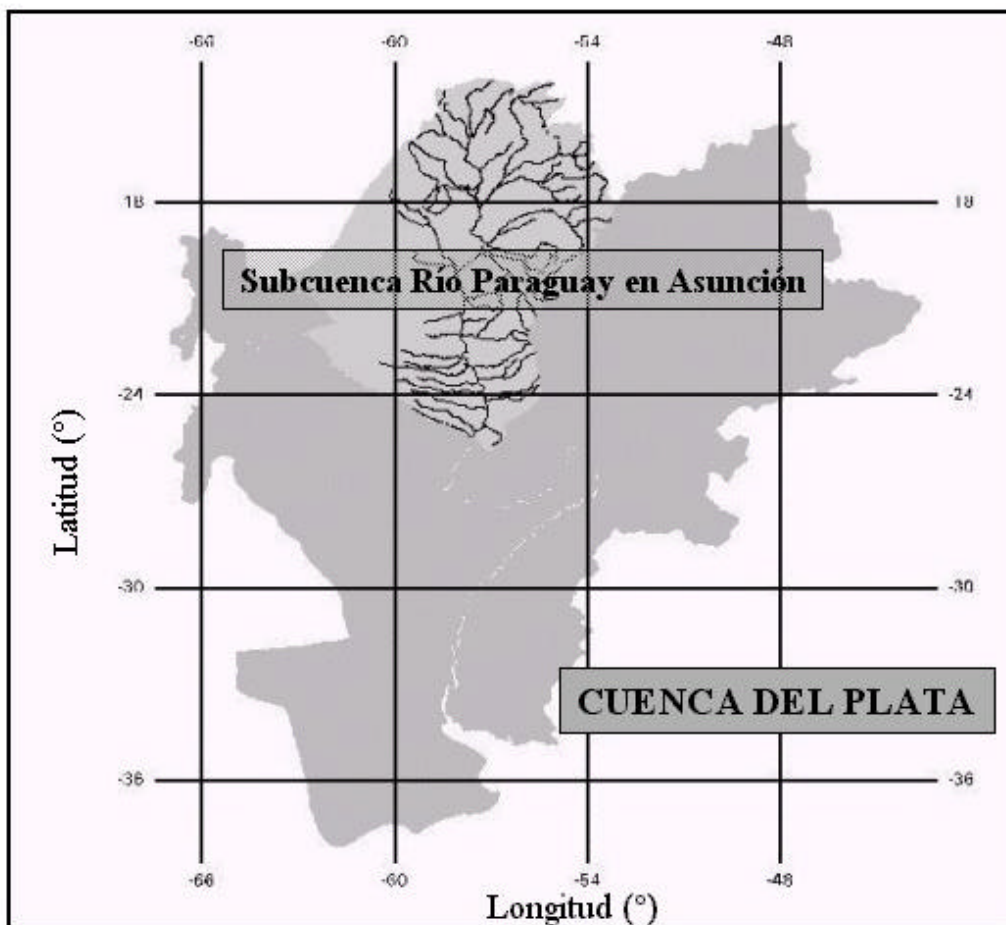
El objetivo planteado para este estudio fue definir una herramienta eficiente capaz de brindar un pronóstico a paso mensual en la sección Asunción-Puerto Pilcomayo, al más largo plazo posible (el cual queda sujeto al limitado horizonte de pronóstico climático). La sección de estudio fue elegida por ser cabecera del tramo inferior, y considerando que el efecto de remanso desde el Paraná es acotado, que se dispone de una curva de descarga y de una serie larga de registros de altura.

Se plantearon ecuaciones de balance hídrico en una cuenca con exutorio en la sección Asunción-Puerto Pilcomayo. Los campos mensuales de precipitación acumulada se estimaron mediante información remota de baja resolución espacial y de estaciones terrenas mientras que los de temperatura media son resultado de modelación y re-análisis. El producto final conforma un esquema de modelación para pronóstico a paso mensual. Asimismo, se planteó el uso de esta herramienta para la elaboración de pronósticos probabilísticos, según la técnica llamada ESP (por Ensemble Streamflow Prediction o Extended Streamflow Prediction, como originalmente se llamaba). Mediante esta técnica, es posible ajustar distribuciones de probabilidad de la variable caudal medio mensual de cada mes, hasta plazos tan largos como doce meses. De esta manera es factible estimar el caudal que, para un mes determinado, tiene asociada una dada probabilidad de excedencia, lo que constituye una importante herramienta de planificación de actividades productivas con la ventaja de que incorpora explícitamente el concepto de riesgo al análisis.

Las crecidas más grandes del siglo XX en el río Paraguay ocurrieron en 1983, 1992, 1985 y 1998. También se han observado bajantes muy significativas. En particular, los últimos seis años configuran un ciclo, que aún no tiene visos de culminar, en el que los niveles se mantienen predominantemente por debajo de los valores medios históricos y con períodos de aguas persistentemente bajas, condicionando fuertemente el uso del río como vía de navegación.

El predominio en los últimos años de aguas bajas que condicionan la navegación y, al mismo tiempo, el interés creciente en extender y potenciar la vía fluvial en todo el tramo de río desde el Pantanal hasta la desembocadura en el estuario del Río de la Plata exigen incrementar la capacidad predictiva, especialmente a paso mensual.

La figura siguiente presenta un mapa de la cuenca bajo estudio en el contexto de la Cuenca del Plata, de la que forma parte de sus nacientes.



**Figura 1. Cuenca de estudio en el contexto de la Cuenca del Plata.**

## **BALANCE HÍDRICO EN LA CUENCA DEL RÍO PARAGUAY**

Los balances hídricos se hacen normalmente a paso mensual. Están concebidos para cuencas suficientemente pequeñas, de modo tal que su tiempo de concentración sea considerablemente menor que un mes. De esta manera, un mes es tiempo suficiente para que los volúmenes de agua recientemente precipitada que se almacenan en depresiones o se retienen inicialmente en el manto vegetal, se infiltren o se evaporen. A su vez, los volúmenes infiltrados y que alcanzan el nivel freático tienen tiempo suficiente como para aparecer en el exutorio de la cuenca como flujo base. De esta manera, en el relativamente largo plazo de un mes, el balance hídrico se reduce al planteo de la ecuación de continuidad entre los términos de precipitación, evapotranspiración, volumen escurrido por el exutorio y la variación de la humedad del suelo en dicho mes.

En el caso del río Paraguay, la cuenca definida por la sección Asunción – Puerto Pilcomayo es de una dimensión tal que el tiempo de concentración supera largamente el mes, excediendo el mismo los seis meses. Por otro lado, el seguimiento de la respuesta de la cuenca en las dos décadas de funcionamiento del Sistema de Alerta Hidrológico aporta indicios de que la memoria de la cuenca supera el año, especialmente en las nacientes y el Pantanal. Es decir que la situación hidrológica predominante es el resultado de la evolución climática de muchos meses. La metodología planteada para efectuar el balance hídrico debe necesariamente tener en cuenta esta

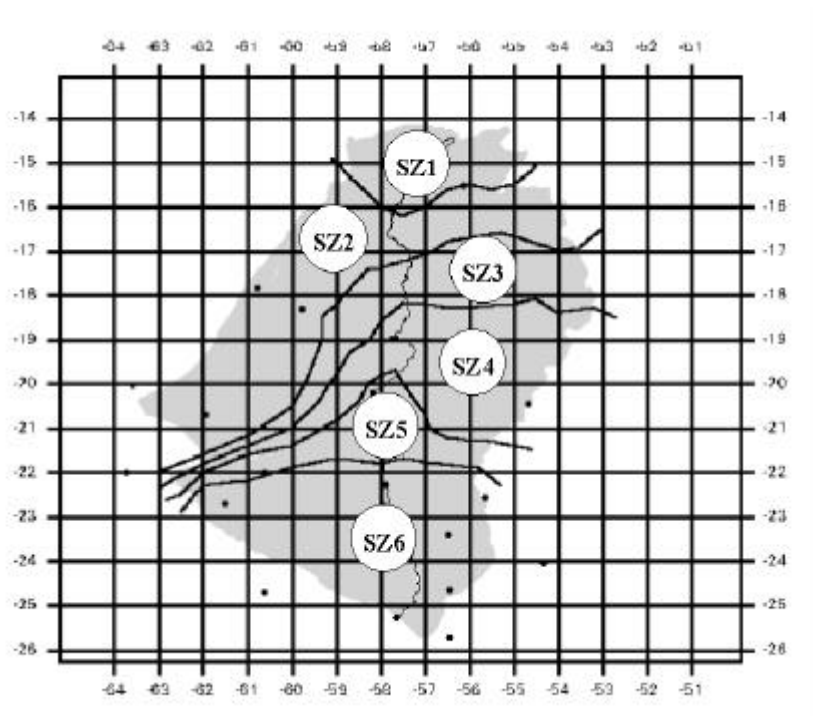
característica. Para ello, se trazaron en forma aproximada las curvas isocronas de paso mensual, quedando así la cuenca dividida en seis porciones denominadas subzonas en este trabajo. Cabe aclarar que curva isocrona es la línea que une puntos con igual tiempo de traslado del agua hasta la salida de la cuenca.

El siguiente paso consistió entonces en plantear balances hídricos a cada una de esas subzonas. El volumen de escorrentía generado en cada una es sumado en la salida de la cuenca en el paso de tiempo correspondiente según su ubicación dentro del esquema de isocronas. Es decir, en un dado mes se computan los volúmenes generados en la primera subzona (corriente arriba) durante el mes de análisis, el generado en la segunda durante el mes anterior al de análisis y así sucesivamente. De esta manera, la suma en el exutorio tiene tantos términos como subzonas.

Lógicamente, ya no fue necesario considerar una única media areal correspondiente a la cuenca entera de las variables precipitación y evapotranspiración potencial (función de la temperatura media mensual). Se consideraron en cambio las medias areales restringidas a cada subzona, resultando en una discretización más fina de los datos de entrada al modelo.

Por otra parte, fue necesario además tener en cuenta que la región más occidental de la cuenca, al oeste del meridiano 60°O, la red de drenaje es prácticamente inexistente y, por tanto, el balance es exclusivamente vertical. Esto obliga a incorporar reducciones a la extensión de cuenca que participa efectivamente en la producción de escurrimiento en el exutorio. La magnitud definitiva de dicha reducción quedó librada a la calibración del modelo a través de distintos parámetros, si bien se los restringió con límites superiores estrictos impuestos por la geomorfología de la zona, según se explica más abajo.

La siguiente figura presenta un esquema (no a escala) de la cuenca de estudio en la que se delinean de manera aproximada las curvas isocronas de paso mensual.



**Figura 2. Esquema de isocronas mensuales. Estaciones pluviométricas utilizadas.**

La siguiente tabla presenta el área de cada subzona (SZ<sub>i</sub>) y la fracción porcentual con respecto al área total de la cuenca.

**Tabla 1. Zonas delimitadas entre isocronas mensuales (ordenadas hacia agua abajo).**

	ÁREA	FRACCIÓN
<b>SZ1</b>	192 000 km <sup>2</sup>	24.0%
<b>SZ2</b>	67 200 km <sup>2</sup>	8.4%
<b>SZ3</b>	137 600 km <sup>2</sup>	17.2%
<b>SZ4</b>	111 200 km <sup>2</sup>	13.9%
<b>SZ5</b>	226 400 km <sup>2</sup>	28.3%
<b>SZ6</b>	65 600 km <sup>2</sup>	8.2%
<b>CUENCA</b>	800 000 km <sup>2</sup>	100.0%

### **Modelo de Balance Hídrico**

En cada subzona definida entre isocronas se efectuó un balance hídrico. El modelo de balance adoptado es el conocido como Modelo T- $\alpha$  (Alley, 1985) y se lo aplica a paso mensual. Este modelo es algo más sofisticado (ya que incorpora el parámetro  $\alpha$ ) que el Modelo T (Alley, 1985), el que a su vez es una variación del conocido modelo de Thornthwaite & Mather (Thornthwaite and Mather, 1955, 1957).

En la aplicación del Modelo T se asume que la cuenca tiene una determinada capacidad de humedad de suelo  $\Phi$ , parámetro del modelo. La variable de estado  $S_i$  representa la humedad del suelo almacenada al final del mes  $i$ . Se incrementa o decrementa la humedad del suelo dependiendo de si la precipitación del mes  $P_i$  es mayor o menor que la evapotranspiración potencial  $PE_i$  de igual mes.

En el primer caso, cuando  $P_i \geq PE_i$ ,

$$S_i = \min \{ (P_i - PE_i) + S_{i-1}, \Phi \} \quad (1)$$

En el segundo caso, cuando  $P_i < PE_i$ ,

$$S_i = S_{i-1} \cdot e^{-\left(\frac{PE_i - P_i}{\Phi}\right)} \quad (2)$$

Cuando la precipitación de un dado mes excede a la evapotranspiración potencial y la humedad de suelo almacenada alcanza la capacidad  $\Phi$ , se asume que el exceso de agua contribuye al excedente hídrico de manera que:

$$\Delta Q = (P_i - PE_i) + S_{i-1} - \Phi \quad \text{si } S_i = \Phi \quad (3)$$

$$\Delta Q = 0 \quad \text{si } S_i \neq \Phi \quad (4)$$

donde  $\Delta Q$  es lo que se agrega al excedente. Se asume también que la escorrentía deriva del excedente. Esencialmente, el excedente es escorrentía futura.

Un problema importante es cuantificar el retardo del excedente en su viaje al flujo superficial. El abordaje habitual es especificar una fracción  $\lambda$  de excedente de agua que permanece en el suelo como parte del almacenaje subterráneo. Entonces, el excedente de agua a final de mes  $Q_i$  es:

$$Q_i = I \cdot (Q_{i-1} + \Delta Q) \quad (5)$$

y la escorrentía del mes es:

$$R_i = (1 - I) \cdot (Q_{i-1} + \Delta Q) \quad (6)$$

La fracción remanente  $\lambda$  varía con la profundidad y la textura del suelo, el tamaño y las características fisiográficas de la cuenca y con la naturaleza del sistema de agua subterránea. Este modelo T se apoya fuertemente en el concepto de umbral, es decir, en que los procesos de escorrentía y recarga sólo ocurren a partir de que se alcanza la capacidad  $\Phi$  del suelo, lo que en general no es cierto dada la no ilimitada capacidad de infiltración de los suelos. Esta restricción es resuelta sencillamente con la incorporación del parámetro  $\alpha$ , que representa la fracción de la precipitación de un dado mes que se transforma automáticamente en escorrentía directa, aun sin haberse satisfecho la capacidad  $\Phi$ , y que depende de características geomorfológicas de la cuenca tales como la pendiente del terreno, el tipo de suelo de la capa superficial y la cobertura vegetal, entre otras. Un modelo así planteado se conoce como Modelo T- $\alpha$ .

### **Evapotranspiración Potencial según Thornthwaite**

La evapotranspiración potencial se define como la pérdida de agua desde una gran zona homogénea, cubierta completamente de vegetación, en la que nunca escasea el agua (Thornthwaite, 1948, Mather, 1978). Es decir, representa la demanda climática de agua relativa a la energía disponible. La conocida fórmula empírica propuesta en 1948 por Warren Thornthwaite (Thornthwaite, 1948, Thornthwaite and Mather, 1957) estima la evapotranspiración potencial (en mm) y tiene por expresión:

$$E_j = 16 \cdot \left( \frac{10 \cdot T_j}{I} \right)^a \cdot K_j \quad (7)$$

donde el subíndice  $j$  representa cada mes del año,  $T_j$  es la temperatura del aire media mensual del mes  $j$ , medida en grados Celsius,  $K_j$  es un coeficiente de ajuste por radiación solar propio del mes  $j$ , función de la latitud del lugar.  $I$  es el índice calórico anual que responde a la expresión

$$I = \sum_{n=1}^{12} i_n \quad (8)$$

donde  $n$  recorre los meses del año e  $i_n$  es el índice calórico mensual propio del mes  $n$  y función de  $T_n^\circ$ , tal que

$$i_n = \left( \frac{T_n^\circ}{5} \right)^{1.514} \quad (9)$$

El exponente  $a$  se computa como un polinomio de tercer grado, en función del índice anual  $I$  según la expresión:

$$a = 0.000000675.I^3 - 0.0000771.I^2 + 0.0179.I + 0.492 \quad (10)$$

El coeficiente  $K$  de ajuste por radiación solar tiene los siguientes valores en función de la latitud del lugar. En la siguiente tabla se presentan sólo los valores de interés para la cuenca del río Paraguay bajo estudio:

**Tabla 2. Coeficientes de ajuste por radiación solar**

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
<b>15° Sur</b>	1.12	0.98	1.05	0.98	0.98	0.94	0.97	1.00	1.00	1.07	1.07	1.12
<b>20° Sur</b>	1.14	1.00	1.05	0.97	0.96	0.91	0.95	0.99	1.00	1.08	1.09	1.15
<b>25° Sur</b>	1.17	1.01	1.05	0.96	0.94	0.88	0.93	0.98	1.00	1.10	1.11	1.18

Se observa que los coeficientes menores que la unidad están claramente concentrados en los meses del invierno austral mientras que los mayores, en los del verano austral.

La fórmula empírica de Thornthwaite fue planteada para ser aplicada no como función de punto sino a extensiones de la superficie terrestre, por ejemplo a cuencas, por lo que la temperatura media mensual que usa como variable de entrada debe ser tomada como la media areal en la extensión de la superficie analizada.

## PROCEDIMIENTO DE CÁLCULO

Una vez realizado el balance hídrico en cada subzona entre isocronas, se procede a su agregación a la salida de la cuenca, sumando los volúmenes de cada mes de manera desplazada y de forma tal que el volumen excedente en un mes determinado se traslade hasta el exutorio en un tiempo dado por su ubicación relativa dentro del esquema de isocronas mensuales.

Ya sumados los volúmenes, se procede a su laminación a través de un embalse lineal virtual, de manera de agregarle una atenuación y un retardo adicional por efecto de almacenamiento en la cuenca. Este submodelo, monoparamétrico, incorpora a la modelación la constante  $K$  de recesión, que es el factor de proporcionalidad entre el volumen útil almacenado en el embalse lineal y el caudal a la salida del mismo.

La siguiente figura muestra una representación esquemática del procedimiento de cálculo. Los bloques rectangulares representan los *inputs* (Precipitación y Temperatura) y el *output*, (Caudal Medio Mensual) mientras que las elipses implican procedimientos (BH: balance hídrico,  $\Sigma$ : suma desplazada de los excedentes y E. L.: embalse lineal virtual).

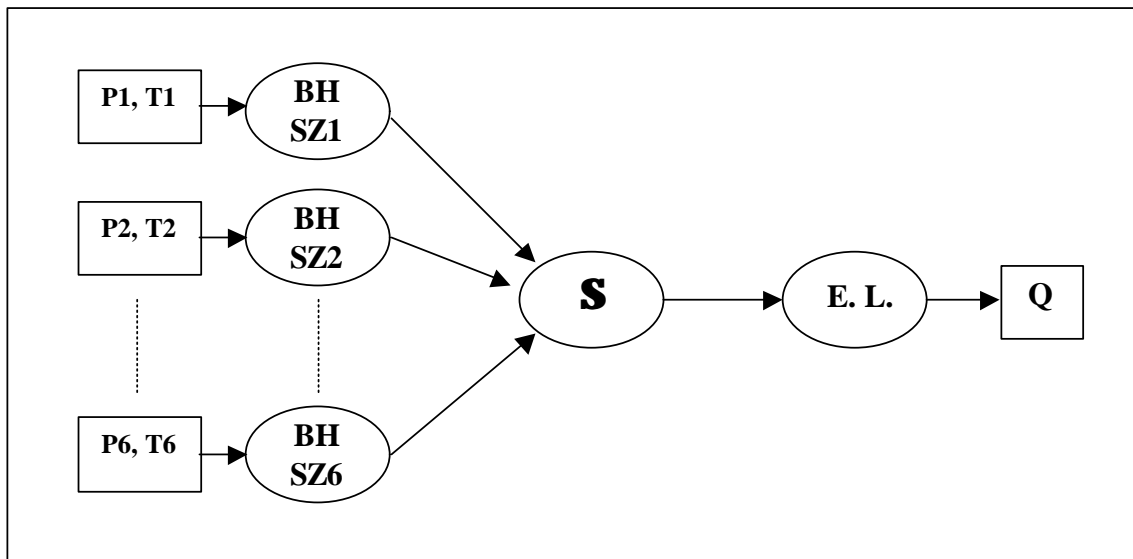


Figura 3: Esquema de la modelación planteada.

## INFORMACIÓN UTILIZADA PARA LA MODELACIÓN

### Caudales a la Salida de la Cuenca (Sección Puerto Pilcomayo – Asunción)

Para la implementación del modelo de balance hídrico es necesario contar con datos de caudal medio mensual a la salida de la cuenca. La información básica disponible para ello fue la de lecturas hidrométrica diarias en la escala de Puerto Pilcomayo, escala que pertenece a la Dirección de Vías Navegables de la Subsecretaría de Navegación y Puertos.

Existe además una curva de descarga en la sección de salida, es decir, una expresión que evalúa el caudal en función de la lectura de escala de Puerto Pilcomayo. La expresión matemática de la curva de descarga es del tipo potencial,  $Q = p.r^h$ , y sus dos coeficientes,  $p$  y  $r$ , surgen de un ajuste contra pares concurrentes de lectura de escala y caudal aforado en dicha sección. Con los caudales diarios transformados de lecturas se estimaron los caudales medios mensuales, variable contra la cual se contrastaron los valores modelados.

### Precipitación Acumulada Mensual Media Areal

Para la calibración y validación del modelo de balance hídrico se utilizaron estimaciones de lluvia provenientes de una fusión de datos de campo y satelitales, tanto de sensores de microondas como de infrarrojo térmico. La resolución espacial está dada por píxeles de un grado geográfico de lado. La información viene dada como intensidades medias diarias (en unidades de  $LT^{-1}$ ). El algoritmo de fusión es ejecutado mensualmente por la NASA para producir la mejor estimación del campo de intensidad de precipitación. El período en el que existen estimaciones de esta fuente comienza recién en 1998.

Su aplicación al balance hídrico exigió un pre-procesamiento de los datos que consistió en integrar los registros de intensidad diaria a lo largo de cada mes, resultando en valores de



acumulado mensual de precipitación (en unidades de  $L$ ), píxel a píxel, para luego tomar medias areales en cada subzona.

Dada la corta historia de estimación de precipitación de la fuente mencionada, en la elaboración de las trazas para el pronóstico probabilístico se utilizó información de lluvia de estaciones terrenas, proveniente de *The Global Historical Climatology Network* (GHCN v.2), una base de datos organizada por la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), de los Estados Unidos, que cuenta con varias décadas de información (Peterson and Vose, 1997, Peterson et al., 1997). Dada la relativamente alta homogeneidad de su distribución espacial, las medias areales se estimaron mediante el promedio aritmético de los acumulados mensuales de cada estación. Para cada subzona se tomaron las estaciones incluidas dentro de sus límites y algunas cercanas, sin correcciones por efectos orográficos dado el poco relieve de la cuenca. En la siguiente tabla se observan las estaciones tomadas para cada subzona ( $SZ_i$ ).

**Tabla 3. Estaciones convencionales de precipitación**

ESTACIÓN	LON (°)	LAT (°)	SZ1	SZ2	SZ3	SZ4	SZ5	SZ6
DIAMANTINO	-56.45	-14.40	○					
CUIABA	-56.12	-15.55	○	○	○			
CÁCERES	-57.68	-16.05	○	○				
SAN JOSÉ	-60.75	-17.83		○				
ROBORÉ (CIV / MIL)	-59.75	-18.32		○	○			
PUERTO SUÁREZ	-57.73	-19.00			○	○		
CORUMBÁ INTL ARPT	-57.65	-19.00			○	○		
CAMIRI	-63.57	-20.05		○				
BAHÍA NEGRA	-58.17	-20.22				○	○	
CAMPO GRANDE	-54.67	-20.47				○		
NUEVA ASUNCIÓN	-61.92	-20.72		○	○			
MARISCAL ESTIGARRIBIA	-60.60	-22.00			○	○	○	○
YACUIBA	-63.70	-22.02		○	○			
PUERTO CASADO	-57.87	-22.28					○	○
PEDRO JUAN CABALLERO	-55.65	-22.58					○	○
PRATS-GIL	-61.50	-22.70				○	○	○
CONCEPCIÓN	-57.30	-23.42						○
SALTOS DEL GUAIRA	-54.32	-24.05						○
SAN ESTANISLAO	-56.43	-24.65						○
LAS LOMITAS	-60.58	-24.70						○
ASUNCIÓN	-57.63	-25.26						○
VILLARRICA	-56.43	-25.75						○

### **Temperatura Media Mensual Media Areal**

Para la implementación del modelo propuesto se utilizaron valores de temperatura media mensual provenientes de re-análisis hechos por los *National Centers for Environmental Prediction* y el *National Center for Atmospheric Research* (NCEP's / NCAR), todos dependientes de la NOAA. Existen valores a partir del mes de enero de 1948 y hasta la actualidad.

La temperatura a dos metros de la superficie proveniente de re-análisis se basa en pronósticos del tiempo de corto plazo (seis horas). La precisión de este pronóstico depende de la condición inicial del modelo de pronóstico, de su precisión y del modelo de elevación empleado. No incluye el análisis observaciones de temperatura a dos metros. Aun si lo hiciera, el modelo de terreno y la parametrización de mezcla vertical dominarían luego de seis horas. Los únicos datos de superficie que entran en el análisis son la presión en superficie. Por encima de ésta, viento, temperatura y humedad (Wesley Ebisuzaki, comunicación personal). La información está disponible en Internet.

Cabe aclarar que *Reanalysis* es un proyecto en el que cooperaron los NCEP's y el NCAR y que consistió en producir cuarenta años (a 1996, luego sucesivamente actualizado) de análisis globales de campos atmosféricos, como apoyo a la comunidad de investigación y monitoreo climático. Implicó la recuperación de datos de distinto origen (estaciones en tierra, embarcaciones, aviones, satélites, radiosondas, globos piloto, entre otros) así como el control de calidad y el perfeccionamiento de un sistema de asimilación de datos para uso como *input* a modelos (Kalnay *et al.*, 1996, Kistler *et al.*, 2001).

Las temperaturas mensuales son descargables como medias areales correspondientes a un recinto definido por el usuario, limitado por paralelos y meridianos, de Sur a Norte y de Oeste a Este. Para la cuenca bajo estudio se obtuvieron las medias areales para tres *boxes* (Norte, Centro y Sur) definidos en la tabla siguiente:

**Tabla 4. Dominios para la Temperatura Media Areal.**

<b>Box</b>	<b>Latitud Origen</b>	<b>Latitud Fin</b>	<b>Longitud Origen</b>	<b>Longitud Fin</b>
<b>Norte</b>	-18° 00'	-14° 00'	-62° 00'	-53° 00'
<b>Centro</b>	-22° 00'	-18° 00'	-64° 00'	-53° 00'
<b>Sur</b>	-26° 00'	-22° 00'	-62° 00'	-55° 00'

Con esta información proveniente de re-análisis se estimaron las temperaturas medias areales dentro de las subzonas entre isocronas, delimitadas para este estudio mediante promedios que ponderan los porcentajes de área de cada subzona dentro de cada uno de los tres *boxes*, tal como se indica en la siguiente tabla:

**Tabla 5. Pesos para la Temperatura Media Areal de las subzonas.**

<b>Subzona</b>	<b>Peso Box Norte</b>	<b>Peso Box Centro</b>	<b>Peso Box Sur</b>
<b>S1</b>	100.0%	0.0%	0.0%
<b>S2</b>	54.5%	45.5%	0.0%
<b>S3</b>	55.6%	44.4%	0.0%
<b>S4</b>	0.0%	100.0%	0.0%
<b>S5</b>	0.0%	100.0%	0.0%
<b>S6</b>	0.0%	0.0%	100.0%

## **CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN**

### **Criterios de Eficiencia**

Los criterios de eficiencia que expresan la precisión de un modelo están generalmente asociados a la función objetiva usada durante la calibración de los parámetros. Una función usada

comúnmente es la suma de cuadrados de las diferencias entre valores observado y simulado de la variable, correspondientes a un mismo paso de tiempo y tomados sobre el período completo de calibración. De esta manera se obtiene:

$$F = \sum_{i=1}^N (Q_{obs,i} - Q_{sim,i})^2 \quad (11)$$

donde  $N$  es el número de meses del período usado para la calibración de los parámetros,  $i$  es el índice del mes, tal que  $i = 1 \cdots N$ ,  $Q_{obs,i}$  y  $Q_{sim,i}$  son los caudales medios mensuales observado y simulado en el mes  $i$ , y  $F$  es la función objetiva.

La calibración consiste en encontrar el juego de parámetros del modelo que minimice el valor de esta función. Queda claro que  $F$  no es adimensional sino que tiene dimensiones de caudal al cuadrado, es decir,  $[F] = [L^3 T^{-1}]^2$ . Como tal, es útil para comparar el rendimiento de distintos modelos sobre una misma cuenca y una misma longitud de registro, no así para comparar el rendimiento de un único modelo sobre cuencas distintas o sobre una única cuenca pero con distintas longitudes de registro. Este inconveniente fue solucionado por Nash and Sutcliffe (1970), quienes definieron el criterio de eficiencia  $E$  de un modelo. Este coeficiente computa la proporción de la variancia inicial  $F_0$  explicada por el coeficiente  $F$  definido arriba. La variancia inicial se calcula como

$$F_0 = \sum_{i=1}^N (Q_{obs,i} - \bar{Q})^2 \quad (12)$$

donde  $\bar{Q}$  es la media de los caudales medios mensuales durante el período de calibración cuya cantidad de pasos de tiempo (meses en el caso de estudio) es  $N$  y las demás variables son tal como fueron definidas arriba. Entonces, el coeficiente de eficiencia se computa como la reducción proporcional de la variancia inicial por medio del modelo, tal que

$$E = \frac{F_0 - F}{F_0} \quad (13)$$

Este coeficiente es adimensional y está comprendido en el intervalo  $(-\infty, 1.0]$ . Un valor unitario de  $E$  significa un rendimiento perfecto. Valores negativos implican que la media observada en el período de análisis ( $\bar{Q}$ ) es un mejor predictor que el modelo planteado (Wilcox *et al.*, 1990). La calibración debe apuntar a la obtención de un valor lo más cercano a la unidad posible. En la evaluación de la eficiencia para el período de validación debe tomarse la precaución de utilizar para el cómputo de  $E$  el mismo valor de  $F_0$  hallado para el período de calibración, es decir, calculado con el  $\bar{Q}$  correspondiente a dicho período.

## Calibración y Validación

La disponibilidad de estimaciones areales de precipitación de origen combinado (satelital y terreno) se extiende al período comprendido entre ene-1998 y feb-2004, constituyéndose en la variable limitante de las requeridas en función de su relativamente corta extensión de registro. Este período fue dividido en tres partes de cinco, 45 y 25 meses cada una, tal que de ene-1998 a may-1998 se destinó para inicialización del modelo, de jun-1998 a feb-2002, para calibración, reservándose de mar-2002 a feb-2004 para validación. Vale remarcar que estos períodos comprenden el ciclo seco comenzado en el último trimestre de 1998 y que aún no tiene visos de culminar. Por otra parte, la necesidad operativa actual es la de monitorear la respuesta de la cuenca en una condición prevaleciente de seca.

El criterio adoptado para la calibración fue el de maximización del coeficiente  $E$ , criterio de eficiencia según la definición de Nash-Sutcliffe, como se explica más arriba. Los parámetros a ajustar en el proceso de maximización son los correspondientes a  $\Phi$  (capacidad de almacenamiento de humedad en el suelo),  $\alpha$  (fracción de la precipitación de un dado mes que se transforma en escorrentía directa, independientemente del estado de humedad del suelo) y  $\lambda$  (fracción de excedente de agua que permanece en el suelo como parte del almacenaje subterráneo). Estos parámetros son propios de cada subzona y a ellos se agrega la constante  $K$  de recesión del embalse lineal a la salida de la cuenca. La reducción de área, descrita más arriba, aplicada a las subzonas SZ2, SZ3, SZ4, y SZ5 fue considerada a través de cuatro parámetros que debieron ser calibrados. Estos parámetros, indicados con la letra  $\beta$ , representan la proporción de área que efectivamente participa en la producción de caudal con respecto al área total (por lo tanto, la reducción en cada caso es de  $[1-\beta]$ ). La cantidad total de parámetros resultó, entonces, de 23.

La maximización de  $E$  es equivalente a la minimización de la función objetiva  $F$ , definida anteriormente. La rutina elegida fue la denominada Gradiente Conjugado de uso extendido y aplicada con la herramienta *Solver* de *Microsoft Excel*. El proceso se llevó a cabo sujeto a restricciones en los valores que pueden adoptar los parámetros, de manera que sean físicamente razonables según su naturaleza. La siguiente tabla muestra las restricciones impuestas:

**Tabla 6. Restricciones a los valores de los parámetros del modelo.**

Parámetro	Mayor o igual que	Menor o igual que
<b>F</b>	60.0 mm	175.0 mm
<b>a</b>	0.0 %	30.0 %
<b>l</b>	0.0 %	90.0 %
<b>K</b>	0.00 mes	-----
<b>b (SZ2)</b>	70%	100%
<b>b (SZ3, SZ4, SZ5)</b>	85%	100%

La siguiente tabla muestra el juego resultante de parámetros:

**Tabla 7. Valores calibrados de los parámetros del modelo.**

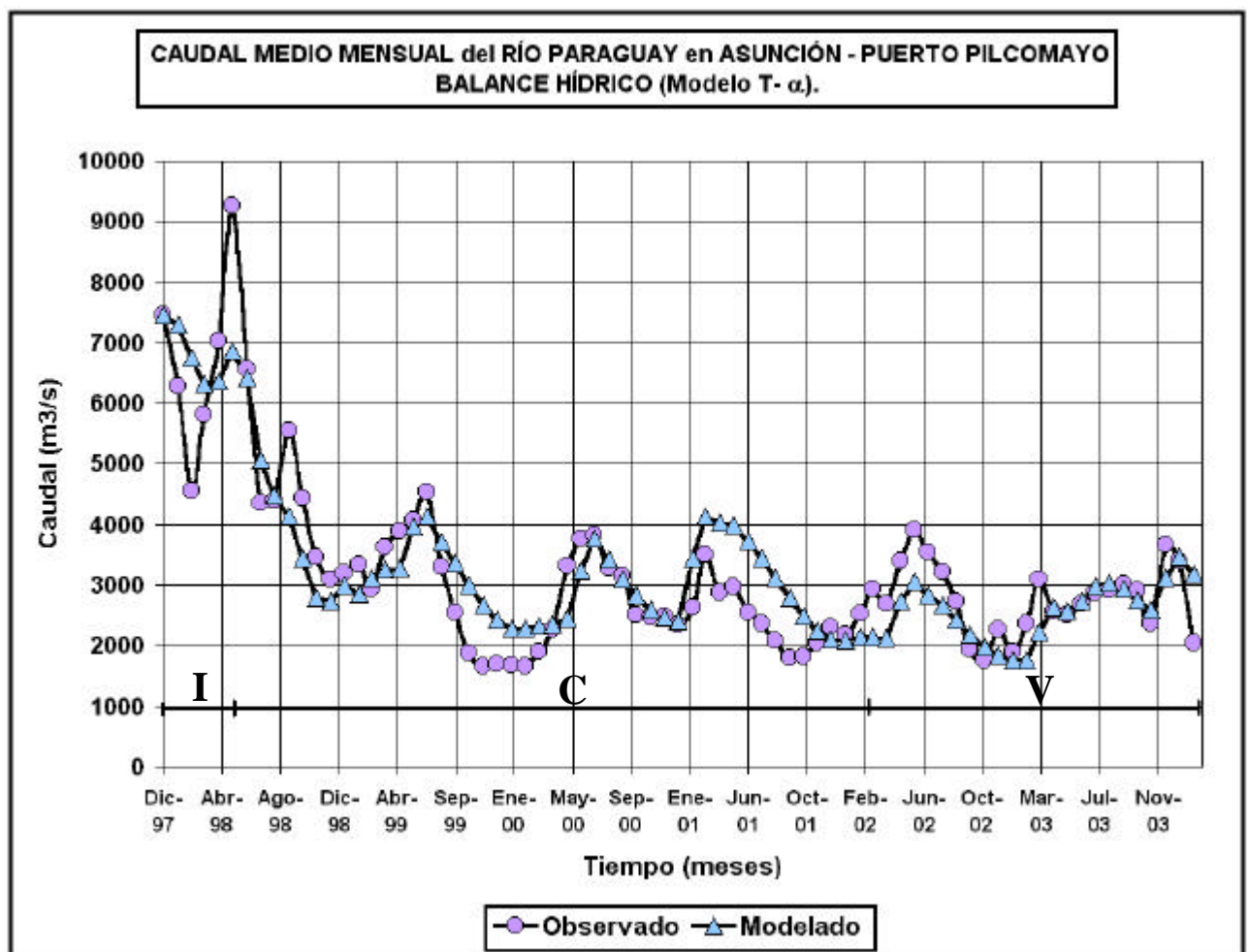
Parámetro	SZ1	SZ2	SZ3	SZ4	SZ5	SZ6
<b>F</b>	175.0 mm	175.0 mm	175.0 mm	175.0 mm	175.0 mm	175.0 mm
<b>a</b>	4.4 %	0.0 %	9.8 %	10.0 %	0.0 %	0.0 %
<b>l</b>	90.0 %	90.0 %	7.8 %	90.0 %	90.0 %	0.0 %
<b>b</b>	---	70.0%	85.0%	85.0%	85.0%	---
<b>Parámetro</b>	<b>Cierre de la cuenca</b>					
<b>K</b>	3.1 meses					

La siguiente tabla muestra los valores del coeficiente de Nash-Sutcliffe y el error en volumen, medido como la diferencia de caudales promedio con respecto al promedio de caudal observado, ambos coeficientes evaluados para los períodos de calibración y validación.

**Tabla 8. Coeficiente de Nash-Sutcliffe y diferencia porcentual de caudales**

	$E$	$\frac{\bar{Q}_{mod} - \bar{Q}_{obs}}{\bar{Q}_{obs}}$
<b>Calibración</b>	61 %	+ 6.1 %
<b>Validación</b>	30 %	- 7.5 %

En la siguiente figura se observan las series observada y modelada de caudal medio mensual en la sección de cierre de la cuenca. En el mismo se indican los períodos de inicialización (I), calibración (C) y validación (V).



**Figura 4. Hidrogramas de caudal observado y modelado.**

## USO OPERATIVO PARA PRONÓSTICOS

### Pronósticos de Mediano Plazo

Una vez calibrado y validado el modelo planteado, el mismo queda en condiciones de ser utilizado operacionalmente. Para ello hay que considerar distintos aspectos propios del uso operativo, normalmente no tenidos en cuenta cuando simplemente se simula el comportamiento de la cuenca, en estudios específicos para proyectos.

El más importante de estos aspectos es el planteo del *input*. Queda claro que para obtener un pronóstico de caudal medio mensual a la salida de la cuenca a  $n$  meses de antelación debe hacerse una corrida del modelo cuyo *input* cubra dichos  $n$  meses. Por lo tanto, resulta necesario incorporar a cada subzona pronósticos a  $n$  meses de precipitación acumulada mensual y de temperatura media mensual, ambas variables como medias areales. Lógicamente, aún con un modelo bien establecido y funcionando satisfactoriamente en simulación, la calidad del pronóstico de descargas está fuertemente sujeta a la del pronóstico de los *inputs*, que es climático. Este pronóstico pierde confiabilidad rápidamente con  $n$  creciente lo que constituye un serio inconveniente y limita el uso de la herramienta a plazos no excesivamente largos. Es por ello que en el presente trabajo se propone un máximo de tres meses de pronóstico, que es el alcance que normalmente tienen los pronósticos climáticos para esta región elaborados por los distintos centros de pronóstico global.

Otro punto a considerar es cómo computar el Índice Calórico Anual  $I$  asociado al (incompleto) año en curso. Tal como fue planteado, el modelo de Thornthwaite & Mather y, por lo tanto, también los modelos T y T- $\alpha$ , se comporta como un modelo anticipativo ya que el valor de la evapotranspiración potencial de un mes se calcula en función, entre otras variables, de un índice anual que se computa con índices mensuales propios de meses futuros (ver ecuación (8)). Queda claro que en usos no operativos como clasificación de cuencas, caracterización, planificación, etc. sólo interesa el comportamiento de un año medio, es decir, con estadísticos climáticos mensuales de precipitación y temperatura. De esta manera, se evalúan registros históricos de años completos, con lo que la característica de anticipativo del modelo de evapotranspiración no resulta un inconveniente. En cambio, para uso operacional como modelo predictivo, el pronóstico de volumen derramado para un mes en avance requiere plantear pronósticos para el resto del año en curso de la evolución de las temperaturas medias mensuales, lo que no resulta sencillo dada la baja predictibilidad de esta variable. Lógicamente, esta dificultad rige también para pronósticos de mayor horizonte.

El problema es ciertamente grave si se considera la fuerte influencia que tiene la variable temperatura en la estimación de la evapotranspiración potencial, según la fórmula empírica de Thornthwaite, para lo que basta con observar su expresión matemática (ecuación (7) y subsiguientes). Un simple análisis de sensibilidad muestra que las variaciones porcentuales de temperatura se amplifican, resultando en variaciones mayores de evapotranspiración y que este comportamiento varía entre las estaciones del año.

Para superar la limitación descrita arriba, a la hora de usar operativamente el modelo se pueden plantear distintos abordajes, los que pueden complicarse tanto como se quiera, desde simplemente tomar los doce últimos meses para computar el índice calórico, o tomar los valores medios climáticos, hasta plantear los pronósticos de temperatura como suma de la componente determinística de esa variable representada mediante los primeros términos de una serie de Fourier y la componente aleatoria, pronosticada mediante un modelo autorregresivo de los residuos, si es

que estos no constituyen un ruido blanco. No obstante ello, es creciente la confiabilidad de los pronósticos de temperatura a mediano plazo generados por los distintos centros mundiales de pronóstico, a medida que avanzan los sistemas de observación y el entendimiento de los fenómenos climáticos.

### **Pronósticos Probabilísticos (ESP)**

El planteo de pronósticos probabilísticos mediante la técnica ESP (*Ensemble Streamflow Prediction*) consiste en la obtención para cada instante futuro de la distribución de probabilidad de la variable hidrológica tratada. En el caso planteado, las distribuciones se ajustan para cada uno de los doce meses subsiguientes a aquel en que se efectúa la evaluación. La variable estudiada es el caudal medio mensual.

La muestra de caudales sobre la que se ajusta la distribución para cada mes surge de la elaboración de un ensamble de trazas, lo que da nombre a la técnica, donde cada una es el resultado de modelar años históricos de precipitación y temperatura tomados como *inputs* y volcados sobre una cuenca en condiciones como las que imperan al momento de plantear los pronósticos (Day (1985), Fread *et al.* (1999), Curtis and Schaake (1979), Twedt *et al.* (1977) y Twedt *et al.* (1978)).

La hipótesis subyacente principal es considerar que las series de registro mensual de un año de duración de precipitación y temperatura medias areales son equiprobables. Volcadas sobre la cuenca en las condiciones actuales, una vez resuelto el balance hídrico, producen trazas de caudal medio mensual de doce meses de longitud. Quedan así generadas doce muestras cuya longitud es igual a la cantidad de años de registro y sobre las que se hace el tratamiento estadístico. Este puede consistir en ajustar distribuciones teóricas cuyos parámetros se ajustan en función de la muestra o simplemente en proceder a la evaluación de distribuciones empíricas en la que la probabilidad de excedencia de un caudal esté estimada según la proporción de valores que lo superan en la muestra, fórmula de California, o diversas variaciones de ésta. La fórmula de California, que expresa la probabilidad de que el caudal  $Q$ , tomado como variable aleatoria, supere o iguale un determinado valor  $q_m$ , tiene la siguiente expresión:

$$P(Q \geq q_m) = \frac{m}{n} \quad (14)$$

donde  $m$  es la posición de un valor  $q_m$  en una lista de tamaño  $n$  (suficientemente grande), ordenada por magnitud descendente.

Otras expresiones de distribuciones empíricas responden a la siguiente expresión general:

$$P(Q \geq q_m) = \frac{m - b}{n + 1 - 2b} \quad (15)$$

donde  $b$  es un parámetro y las demás variables mantienen la definición anterior. Distintos autores proponen valores del parámetro  $b$  como Weibull ( $b = 0$ ), Hazen ( $b = 0,5$ ), Blom ( $b = 0,375$ ), etc. (Chow *et al.*, 1994).

Hecho lo anterior, se está en condiciones de estimar cuantiles de caudal (valores asociados a una determinada probabilidad de no-excedencia), los cuales son de mucha utilidad a la hora de plantear escenarios de riesgo para un sinnúmero de aplicaciones como navegación, manejo de

bajantes y provisión de agua (para el caso del río Paraguay) y, en general, planeamiento de llenado de embalses y operación de centrales, recreación, etc.

Esta técnica se aplica habitualmente con modelos hidrológicos continuos. Alley (1985) propone, en cambio, el uso de un balance hídrico a paso mensual, con similar fundamento teórico y adecuado a casos como el presentado en este trabajo, donde el planteo de un modelo continuo resulta innecesario, sin considerar que la disponibilidad de datos es insuficiente para ello.

Una de las ventajas de ESP es la cuantificación de la incertidumbre en pronósticos de caudal, la que incrementa la utilidad y el valor económico de los pronósticos hidrológicos. Un ensamble de posibles realizaciones de una variable permite tener explícitamente en cuenta el riesgo involucrado a la hora de tomar decisiones, lo que potencia la herramienta (Georgakakos and Krzysztofowicz, 2001).

La herramienta es suficientemente versátil como para ser utilizada incorporando el pronóstico climático vigente, asignando pesos a los distintos años, según el grado de similitud de los históricos con el actual y pronosticado, procedimiento no explorado en este trabajo.

La siguiente tabla presenta los percentiles resultantes de 43 trazas correspondientes al período comprendido entre 1960 y 2003, excepto 1997. El modelo fue corrido con una condición inicial como la que imperaba a diciembre de 2003. Esta condición inicial fue obtenida mediante simulación con el mismo modelo de balance. Los percentiles para cada mes fueron computados empíricamente y no mediante un ajuste previo de una función de distribución de probabilidades. Se empleó para ello la fórmula de California.

**Tabla 9. Percentiles de Caudal Medio Mensual (m<sup>3</sup>/s) en Puerto Pilcomayo**

	<b>Ene</b>	<b>Feb</b>	<b>Mar</b>	<b>Abr</b>	<b>May</b>	<b>Jun</b>	<b>Jul</b>	<b>Ago</b>	<b>Sep</b>	<b>Oct</b>	<b>Nov</b>	<b>Dic</b>
<b>Mín.</b>	<b>3447</b>	<b>3144</b>	<b>2924</b>	<b>2678</b>	<b>2426</b>	<b>2331</b>	<b>2099</b>	<b>1899</b>	<b>1499</b>	<b>1174</b>	<b>944</b>	<b>823</b>
<b>5%</b>	3447	3144	2928	2792	2594	2512	2277	1980	1742	1432	1211	1109
<b>10%</b>	3447	3144	2941	2822	2727	2657	2430	2036	1766	1554	1392	1300
<b>15%</b>	3447	3144	2957	2927	3005	3028	2572	2228	1863	1632	1480	1353
<b>20%</b>	3447	3144	2977	3092	3256	3231	2749	2456	2245	1848	1581	1439
<b>25%</b>	3447	3144	2990	3147	3511	3455	3044	2660	2325	1959	1733	1618
<b>30%</b>	3447	3144	3058	3254	3723	3561	3318	2916	2393	2011	1842	1752
<b>35%</b>	3447	3144	3118	3383	3848	3625	3429	3018	2568	2103	1992	1870
<b>40%</b>	3447	3144	3293	3502	3910	3815	3749	3280	2660	2314	2046	2084
<b>45%</b>	3447	3330	3343	3595	4040	4122	3807	3365	2944	2583	2094	2200
<b>50%</b>	<b>3447</b>	<b>3437</b>	<b>3425</b>	<b>3847</b>	<b>4116</b>	<b>4272</b>	<b>4013</b>	<b>3514</b>	<b>3197</b>	<b>2615</b>	<b>2241</b>	<b>2371</b>
<b>55%</b>	3447	3493	3641	3971	4136	4376	4074	3637	3232	2805	2518	2489
<b>60%</b>	3551	3563	3679	3999	4272	4567	4196	3690	3291	2915	2639	2680
<b>65%</b>	3585	3627	3913	4203	4435	4697	4340	3775	3483	2956	2811	2782
<b>70%</b>	3673	3744	4116	4463	4563	4995	4524	4025	3663	3294	2972	2885
<b>75%</b>	3733	3941	4338	4550	4831	5194	4987	4391	3815	3465	3154	3027
<b>80%</b>	3778	4117	4700	4792	5473	5642	5524	4889	4136	3900	3461	3175
<b>85%</b>	3911	4273	4795	5074	5737	6038	5767	5515	4959	4611	4301	3843
<b>90%</b>	4136	4597	4849	5525	6492	6098	6030	5812	5460	5026	4594	4200
<b>95%</b>	4218	4792	5121	6876	6889	7919	7430	6983	7118	5979	6009	5930
<b>Máx.</b>	<b>5121</b>	<b>6145</b>	<b>7190</b>	<b>8858</b>	<b>10223</b>	<b>11284</b>	<b>10602</b>	<b>9130</b>	<b>7380</b>	<b>7376</b>	<b>6865</b>	<b>7716</b>



Las siguientes cinco figuras presentan la graficación de las 43 trazas resultantes, divididas en grupos por claridad de visualización.

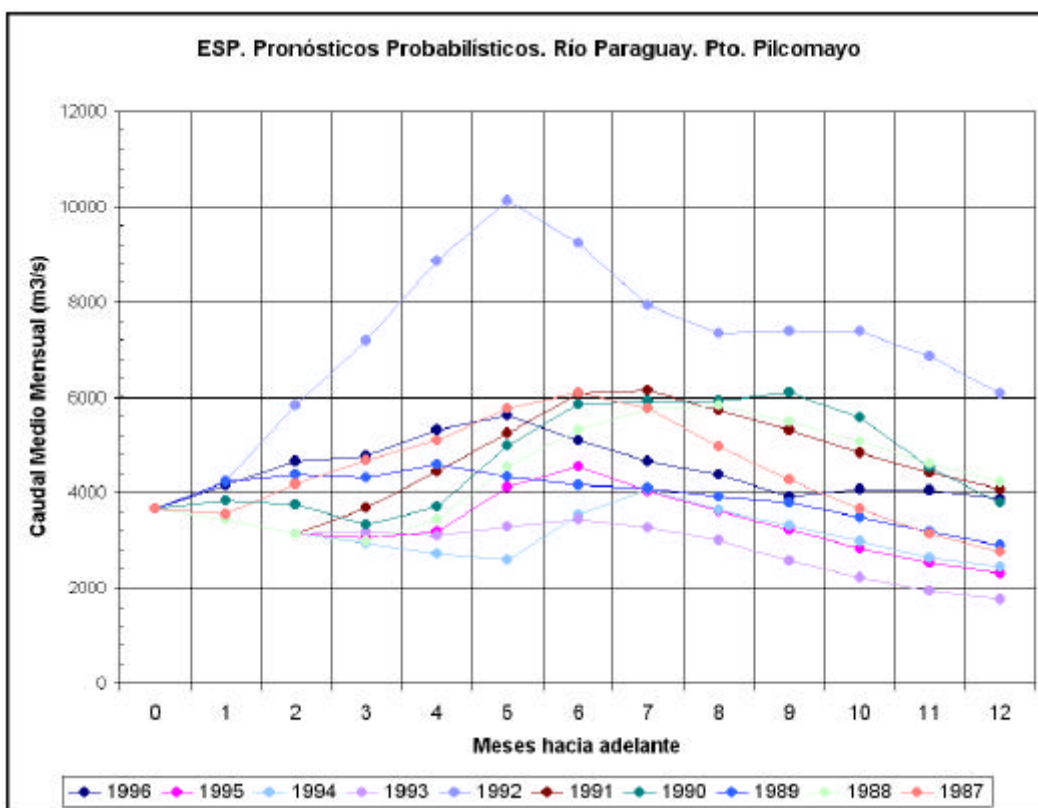


Figura 5. Trazas de 1987 a 1996

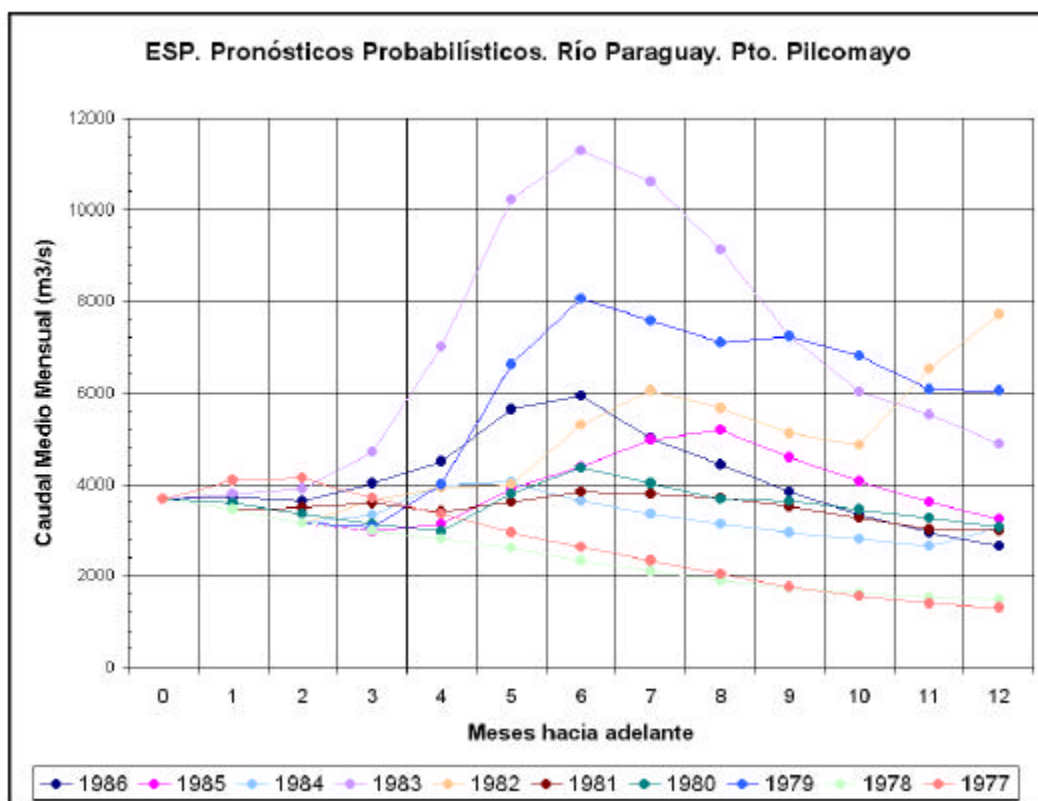


Figura 6. Trazas de 1977 a 1986

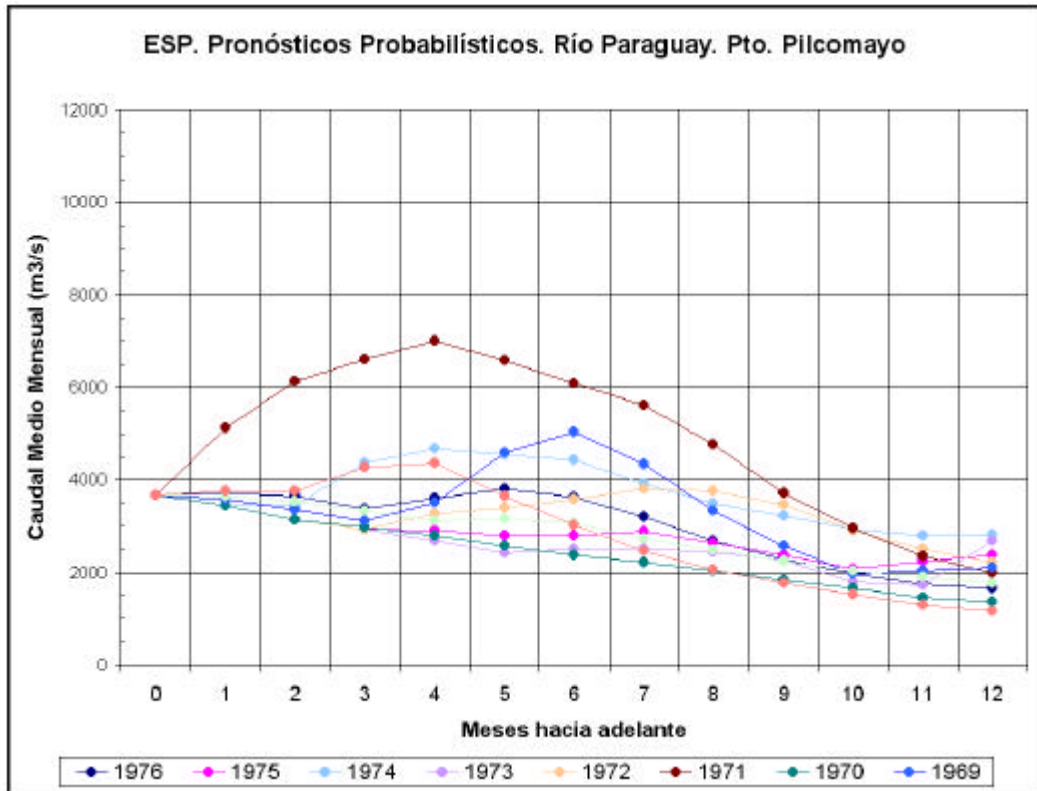


Figura 7. Trazas de 1969 a 1976

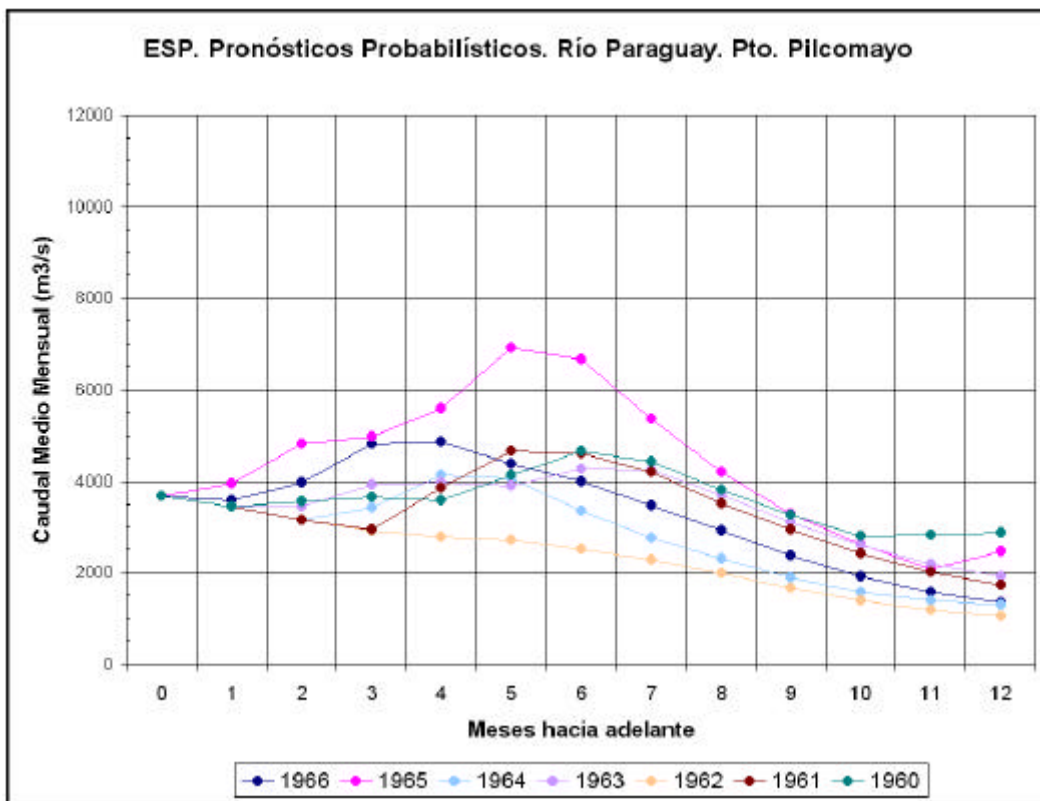


Figura 8. Trazas de 1960 a 1966

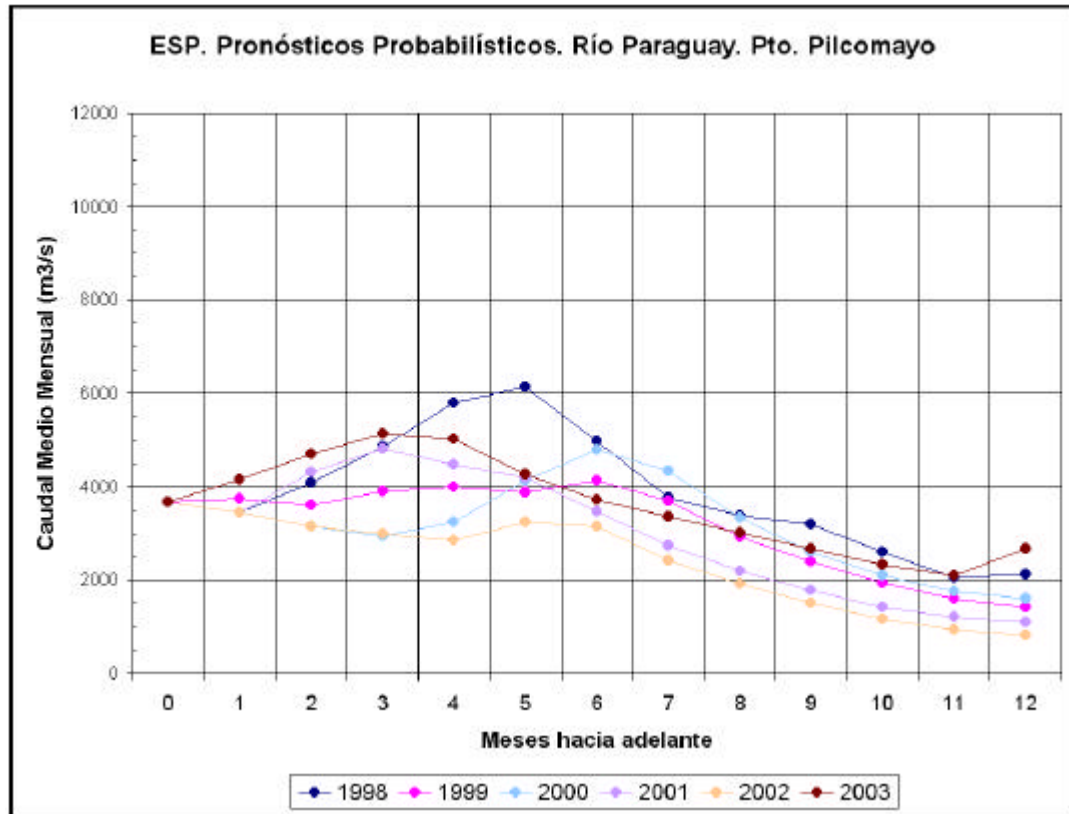


Figura 9. Trazas de 1998 a 2003

El haz de trazas observado en los gráficos ilustra sobre el alcance de esta aplicación. La inspección de estos resultados aporta elementos de análisis para la toma de decisiones de largo plazo. Se observa que en años secos los resultados van acercándose hacia los últimos meses y la dispersión se reduce. En años muy húmedos en la cuenca baja (subzonas 5 y 6) la dispersión persiste.

## CONCLUSIONES

El trabajo describe el proceso de sistematización de las técnicas de monitoreamiento basadas en el balance hídrico, aprovechando de una manera eficiente los recursos e información disponibles, así como la experiencia acumulada en el seguimiento de diversas situaciones hidrológicas a lo largo de estos 21 años de existencia del Sistema de Alerta Hidrológico.

El procedimiento descrito responde a las necesidades operativas de pronóstico. Deja abierta la posibilidad de mejoras significativas en varios frentes de investigación.

El doble propósito planteado en este trabajo busca cubrir la necesidad de pronóstico estacional relacionado con el pronóstico climático y por otro lado aportar una cuantificación probabilística del pronóstico a largo plazo.

El objetivo de análisis no fue la cuenca ni tampoco las situaciones hidrometeorológicas enfrentadas, sino la construcción misma de un esquema de modelación ágil y al mismo tiempo eficaz. El período utilizado para calibración y validación fue de aguas por debajo de lo normal, lo que obliga a un uso cauteloso en situaciones de aguas altas. Sin embargo, es en épocas de bajante como la actual que cobra mayor importancia la aplicación de la herramienta planteada.

Pese a que se observa una fuerte dependencia de los pronósticos climáticos de precipitación y temperatura, los resultados son alentadores en el sentido descrito de construcción de un esquema de modelación. La expectativa está puesta en la mejora gradual y sostenida que en el futuro tendría la predicción del clima regional.

La limitación por el *input* de temperatura en meses futuros no es considerada un impedimento grave. La perspectiva es de una mejora gradual y sustancial en el futuro cercano.

Se observa que es posible plantear pronósticos probabilísticos de largo plazo sobre la base de balance hídrico, incorporando eficientemente la información disponible. Resulta un elemento de análisis útil para la toma de decisiones con un horizonte de varios meses.

La aplicación sistemática de este modelo y su periódico ajuste permitirán mejorar y actualizar el conocimiento de la respuesta hidrológica de la cuenca, de su memoria relativa y de sus retardos.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alley, W. M.** (1985). "Water Balance Models in One-Month-Ahead Streamflow Forecasting", Water Resources Research, Vol. 21. No. 4, pages 597-606, April 1985.
- Chow, Ven Te; D. R. Maidment y L. W. Mays** (1994) *Hidrología aplicada*. McGraw-Hill Interamericana S.A. Santafé de Bogotá, Colombia.
- Curtis, D.C. and Schaake, J.C., Jr.** (1979). "The NWS Extended Streamflow Prediction Technique", presented at the July 8-13, 1979, Engineering Foundation Conference: Water Conservation - Needs and Implementing Strategies, held at Franklin Pierce College, Rindge, N.H.
- Day, G.N.** (1985). "Extended Streamflow Forecasting Using NWSRFS" A.S.C.E. Journal of Water Resources Planning and Management, Vol. 111, No. 2, April, 1985.
- Fread, D.L., Ingram, J., Schaake, J., Braatz, D.** (1999). "Recent Experience With Ensemble Streamflow Prediction in Des Moines River Basin", 79th AMS Annual Meeting, 14th Conference on hydrology, Dallas, TX, January 10-15, 1999.
- Georgakakos, K.P. and Krzysztofowicz, R.** (2001). "Probabilistic and ensemble forecasting", Journal of Hydrology 249 (2001) 1, Preface.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, B., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, Roy, Joseph, Dennis** (1996). "The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project". Bulletin of the American Meteorological Society: Vol. 77, No. 3, pp. 437-472.
- Kistler, R., Kalnay, E., Collins, W., Saha, S., White, G., Woollen, J., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Kanamitsu, M., Kousky, V., van den Dool, H., Jenne, R., Fiorino, M.** (2001). "The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation". Bulletin of the American Meteorological Society: Vol. 82, No. 2, pp. 247-268.
- Mather, J.R.** (1978). *The climatic water balance in environmental analysis*. D.C. Heath and Company, Lexington, Massachusetts, 239 p.
- Nash, J.E., and J.V. Sutcliffe** (1970). "River flow forecasting through conceptual models: Part I - A discussion of principles" . J. Hydrol., 10, 282-290.

- Peterson, T.C. and R.S. Vose** (1997). "An overview of the Global Historical Climatology Network temperature data base", Bulletin of the American Meteorological Society, 78, 2837-2849.
- Peterson, T.C., R.S. Vose, R. Schmoyer and V. Razuvaev**, (1997). "Quality control of monthly temperature data: The GHCN experience". International Journal of Climatology, submitted.
- Ponce, V.M.**, (1995). "Hydrologic and environmental impact of the Paraná-Paraguay Waterway on the Pantanal of Mato Grosso, Brazil. A reference study". San Diego State University, California. August 1995.
- Thornthwaite, C.W.** (1948). "An approach toward a rational classification of climate". Geographical Review 38:55-94.
- Thornthwaite, C.W. and Mather, J.R.** (1955). "The water balance. Publications in climatology". Centerton, NJ: Drexel Institute of Technology. Vol. VIII, No. 1.
- Thornthwaite, C.W. and Mather, J.R.** (1957). "Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance". Publications in climatology. Centerton, NJ: Drexel Institute of Technology. Vol. X, No. 3.
- Twedt, T.M., Burnash, R.J.C. and Ferral, R.L.** (1978). "Extended Streamflow Prediction During the California Drought", presented at the April 18-20, 1978 Western Snow Conference, held at Otter Rock, Oregon.
- Twedt, T.M., Schaake, J.C., Jr., and Peck, E.L.** (1977) "National Weather Service Extended Streamflow Prediction", presented at the April 19-21, 1977, Western Snow Conference, held at Albuquerque, N.M.
- Wilcox, B.P., W.J. Rawls, D.L. Brakensiek, and J.R. Wight** (1990). "Predicting runoff from rangeland catchments: A comparison of two models". Water Resour. Res., 26, 2401-2410.