

ESCURRIMIENTOS MEDIOS: DISPONIBILIDAD DEL RECURSO

**UNIDAD CURRICULAR:
DISEÑO HIDROLÓGICO**



**INSTITUTO DE MECÁNICA DE FLUIDOS E INGENIERÍA AMBIENTAL (IMFIA)
FACULTAD DE INGENIERÍA
UNIVERSIDAD DE LA REPÚBLICA**

Índice

Introducción	3
1. Balance hídrico	4
1.1. Balance hídrico en una cuenca	4
1.2. Modelos de balance hídrico	5
2. Escurreimiento mensual	7
2.1. Ciclo medio anual en Uruguay	7
3. Modelo de Temez de balance mensual	11
3.1. Estructura del modelo.....	11
3.2. Calibración del modelo en Uruguay	15
3.3. Datos necesarios para su aplicación	17
3.4. Aspectos destacados de la aplicación del modelo calibrado en Uruguay	21
4. Bibliografía	23

INTRODUCCIÓN

La disponibilidad del recurso agua en una cuenca refiere tanto al conocimiento y estimación de la magnitud del recurso, su distribución espacial, así como temporal.

Para ello, habitualmente se implementa como herramienta principal, los balances hídricos en la cuenca. Esto permite en forma simplificada, estimar la cantidad del recurso y su distribución en la cuenca (humedad del suelo, escorrentía directa, percolación profunda, etc.).

Usualmente estos balances se realizan en paso mensual o anual, integrando a lo largo de un mes o un año el resultado de los procesos hidrológicos en la cuenca. La disponibilidad en términos temporales se analiza a partir de la variabilidad del recurso a nivel estacional, interanual, interdecadal, etc.

1. BALANCE HÍDRICO

Equilibrio entre todos los recursos hídricos que ingresan o egresan a un sistema en un intervalo temporal determinado.

Se expresa a partir de la ecuación de continuidad aplicada a un volumen de control representativo del sistema:

$$\frac{dS}{dt} = I(t) - O(t)$$

donde $I(t)$ son los ingresos al sistema o volumen de control, $O(t)$ son las salidas del sistema y S es la variable de estado que representa el Volumen de agua almacenada. La variación temporal de este volumen queda expresada a través de su derivada respecto al tiempo.

El balance hídrico puede ser aplicado tanto a una cuenca, como a un cuerpo de agua: laguna, tajamar, embalse, etc.

1.1. Balance hídrico en una cuenca

En la Figura 1 se presenta un esquema de la cuenca y se indican aquellas variables consideradas en un balance hídrico mensual, donde el volumen de control es la superficie de la cuenca (extensión superficial), la atmósfera circundante (a través de la cual se realizan los intercambios de agua con el suelo y la vegetación), la zona superficial del terreno y la zona no saturada del suelo.

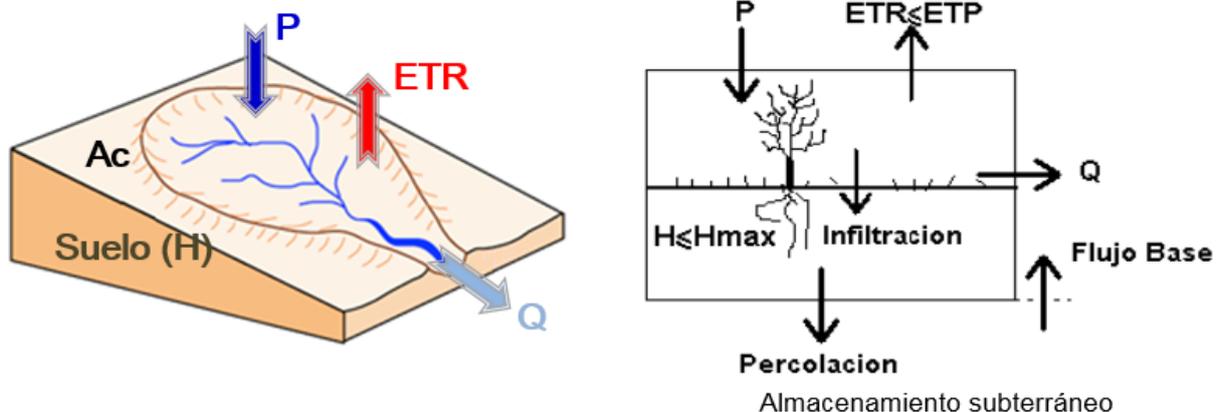


Figura 1: Balance hídrico en cuencas y variables intervinientes.

Considerando ese volumen de control, se reconocen como **entradas**: la precipitación (P) y el aporte del flujo base (compuesto por el aporte subterráneo y el flujo sub-superficial retrasado), como **salidas**: la evapotranspiración real (ETR), la percolación profunda hacia la zona saturada del suelo y el caudal saliente (Q) por el punto de cierre de la cuenca, y como **variable de estado** la humedad del suelo.

Se reconocen dos condiciones límites:

- La evapotranspiración real debe ser menor o igual que la potencial ($ETR \leq ETP$).
- El almacenamiento de agua en el suelo debe ser menor que un almacenamiento máximo fijado a partir de las características texturales del suelo en la cuenca ($H \leq H_{max}$).

El proceso de infiltración se manifiesta a través del cambio en el contenido de humedad del suelo (ΔH).

1.2. Modelos de balance hídrico

Existen diferentes modelos de balance hídrico de carácter agregado (*), los cuales tienen en cuenta para su aplicación pocos parámetros, como por ejemplo:

- Thornthwaite (1948)
- Thornthwaite and Mather (1955, 1957)
- Palmer (1965)
- Témez (1977 y posteriores)
- Thomas (Modelo "abcd") (1981)

(*) Los modelos agregados trabajan con valores medios de las variables y parámetros en la cuenca, sin considerar la distribución espacial de los mismos.

El modelo propuesto por Thornthwaite a mediados del Siglo XX, fue el precursor, de todos los demás modelos agregados propuestos.

Estos modelos simplifican el ciclo hidrológico reduciéndolo a pocas componentes principales y trabajando a escala temporal mensual. Mantienen en común algunas características fundamentales, aunque difieren en la representación de algunas variables y procesos hidrológicos:

Características comunes

- Ecuación de continuidad
- Estructura simple/pocos parámetros
- Estimación de los parámetros por calibración de datos medidos

Características diferentes

- Datos requeridos
- Procesos hidrológicos considerados
- Número de almacenamientos (suelo)

En el caso de Uruguay, particularmente en el IMFIA, se ha investigado sobre la aplicabilidad de los modelos de Thornthwaite, Thornthwaite and Mather, Thomas y Téméz. Si el objetivo es la determinación de escurrimientos mensuales generados por una cuenca para el dimensionado de embalses, el modelo más adecuado ha resultado ser Téméz. Sin embargo, para otras aplicaciones no se descarta la aplicación de los restantes modelos evaluados, como por ejemplo para la determinación del suplemento de riego de cultivos.

A continuación, se resumen algunas de las principales aplicaciones de los modelos de balance hídrico en cuencas.

- Gestión de recursos hídricos.
- Diseño de obras hidráulicas: riego, hidroeléctricas, agua potable.
- Evaluación de impactos ambientales.
- Generación de datos de esorrentía: extensión de series o generación de datos.
- Cuantificación del impacto y adaptación al cambio climático.

2. ESCURRIMIENTO MENSUAL

Expresión de las características fisiográficas y climáticas que rigen la relación entre la precipitación y la escorrentía media de una cuenca de drenaje.

Dos tipos de factores controlan la escorrentía de una cuenca: factores climáticos y factores fisiográficos. A continuación, se esquematizan estos factores.

Factores climáticos

Precipitación	Distribución de intensidad en el tiempo y espacio.
Evaporación	Radiación solar. Temperatura. Velocidad de viento. Humedad de aire. Naturaleza y forma de la superficie evaporativa.
Transpiración	Radiación solar. Temperatura. Velocidad de viento. Humedad de aire. Humedad del suelo y tipo de vegetación.

Factores fisiográficos

Factores físicos Tipo y uso del suelo. Topografía.

El peso relativo de cada uno de estos factores depende de las características locales de la zona de estudio, en base a lo cual, no existe un modelo universal óptimo para todos los países, sino que, por el contrario, es necesario encontrar aquel modelo que represente mejor los procesos hidrológicos más significativos en cada zona de estudio.

2.1. *Ciclo medio anual en Uruguay*

A nivel anual es usual, en Uruguay, expresar el balance precipitación- evaporación- escurrimiento en términos del ciclo medio anual (vector de 12 valores donde se expresa el promedio mensual de la variable para cada mes del año) de dichas variables. A esta escala la variación del contenido de agua en el suelo puede despreciarse, frente a la magnitud de las otras tres variables.

Los ciclos medios anuales de las variables hidrológicas permiten analizar la distribución en el año de la magnitud. Si a su vez se incorpora el ciclo medio de desviaciones estándar, se puede observar la variabilidad climática que ocurre año a año.

La disponibilidad de agua en el Uruguay, en términos de valores acumulados mensuales, se caracteriza por ciclos anuales medios de precipitación uniformes y con una alta variabilidad interanual. Las desviaciones típicas de las precipitaciones mensuales son similares a la media de cada mes del año, por tanto, encontrar un año similar al ciclo medio anual medio de precipitación tiene probabilidad “cero”. El ciclo anual medio de caudales está sensiblemente asociado al ciclo anual medio de evapotranspiración y su ciclo anual de desviación típica es aún mayor que el de precipitación.

No obstante, la desviación típica de las precipitaciones y caudales anuales es sensiblemente menor que la media anual, por ello los embalses, de acuerdo a su tamaño relativo, permiten pasar de una alta desviación típica mensual a una desviación típica cercana a la anual.

En definitiva, existe una alta incertidumbre en la disponibilidad mensual de agua, y los embalses disminuyen sensiblemente esa incertidumbre.

Los pronósticos climáticos (estacionales, interanuales e interdecádicos) son una herramienta en desarrollo que también disminuye la incertidumbre.

A modo de ejemplo, en la Figura 2 se presenta el ciclo medio anual de precipitación, evapotranspiración potencial y escurrimiento, junto a los ciclos medios de desviación estándar y los valores anuales de estos estadísticos para la zona Sur de Uruguay (periodo 1985-1999).

Escurrecimientos medios

Diseño Hidrológico

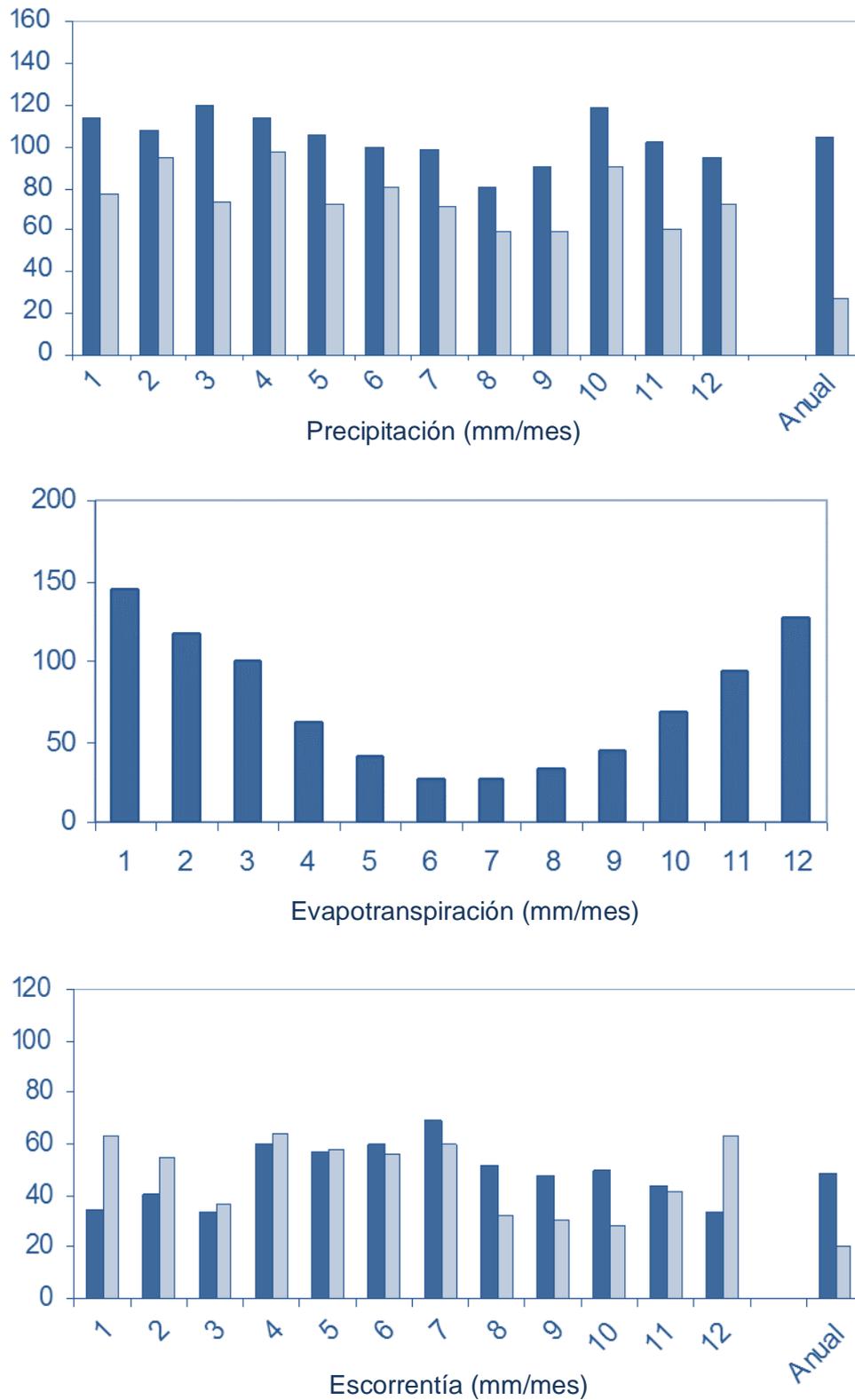


Figura 2: Ciclos medios anuales de precipitación, evapotranspiración y caudal y ciclos medios anuales de desviaciones estándar (zona Sur del Uruguay período 1985-1999).

Adicionalmente, en el marco del Plan Nacional de Aguas (*), con la información hidrometeorológica generada por los institutos nacionales correspondientes se ha desarrollado un modelo de balance hídrico superficial de paso mensual basado en el modelo de Temez (presentado en la siguiente sección). Para la realización de este balance se utilizaron series mensuales en base a datos de precipitación del periodo de 1981 a 2012 (INUMET, INIA), evapotranspiración potencial Penman (INIA) y escurrimientos restituidos a régimen natural, considerando las detracciones producidas por los usos registrados para acrecentar los caudales medidos en la red de estaciones aforadas (DINAGUA). Se utilizó también la caracterización de suelos (Agua Disponible) desarrollada por el MGAP (2001) para la estimación de alguno de los parámetros de calibración del modelo.

La Figura 3 es la representación mensual de los ciclos anuales medios. El valor medio de escurrimiento anual es de $13,9 \text{ l/skm}^2$, que equivalen a 440 mm/año (37 mm/mes). Se diferencia claramente un período con caudales medios iguales o superiores al promedio general de abril a noviembre y un período con caudales medios inferiores al promedio de diciembre a marzo.

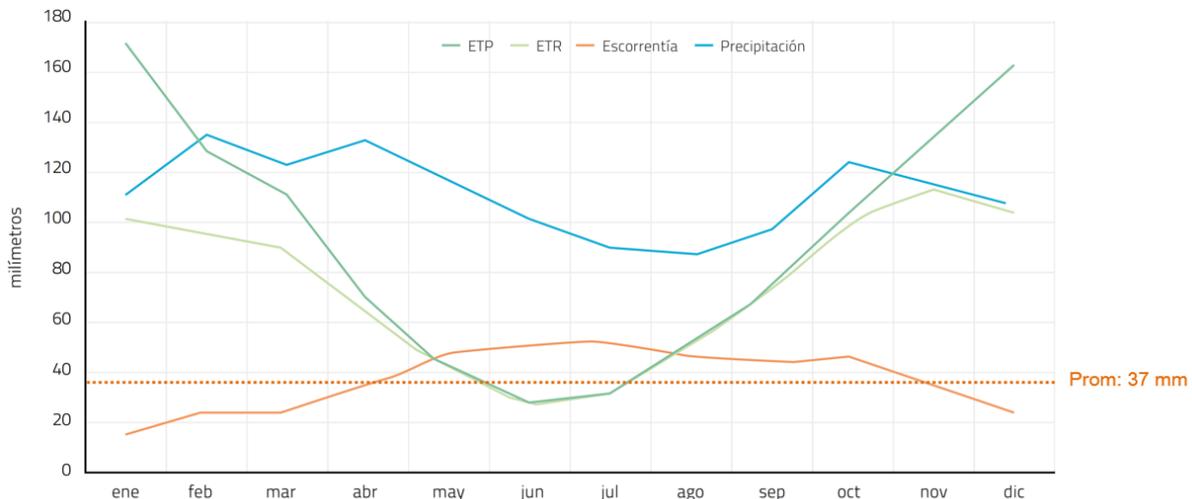


Figura 5.5 | Distribución mensual de Precipitación, ETP, ETR y Escorrentía (mm) | Fuente DINAGUA/INYPSA. Datos período 1987 a 2012

Figura 3: Ciclos medios anuales de precipitación, evapotranspiración y caudal para Uruguay para el periodo 1987-2012 (Fuente: Plan Nacional de Aguas).

(*) El Plan Nacional de Aguas es un instrumento técnico político para la planificación y gestión de las aguas considerando los diversos usos del recurso. Fue aprobado por decreto del Poder Ejecutivo 205/017 del 31 de julio de 2017. A partir de su aprobación, Uruguay cuenta por primera vez con un Plan Nacional de Aguas, tal como lo estableció la Ley de Política Nacional de Aguas de 2009 (Ley N° 18.610). El plan se ordena en torno a tres grandes objetivos: el agua para un desarrollo sostenible, el acceso al agua y el saneamiento como derecho humano y la gestión del riesgo de inundaciones y sequías. Contiene un diagnóstico completo de la situación de los recursos hídricos, posibles escenarios a futuro, identificación de los aspectos críticos y líneas de acción.

Fuente: <https://www.gub.uy/ministerio-ambiente/politicas-y-gestion/planes/plan-nacional-aguas>

3. MODELO DE TEMEZ DE BALANCE MENSUAL

3.1. Estructura del modelo

El modelo de Temez (Temez, 1977) es un modelo de balance hídrico agregado, que permite estimar el escurrimiento mensual generado en una cuenca a partir de la precipitación, el almacenamiento en el suelo y la evapotranspiración potencial.

Reproduce el ciclo hidrológico de forma continua en el tiempo de una manera simple y conceptual.

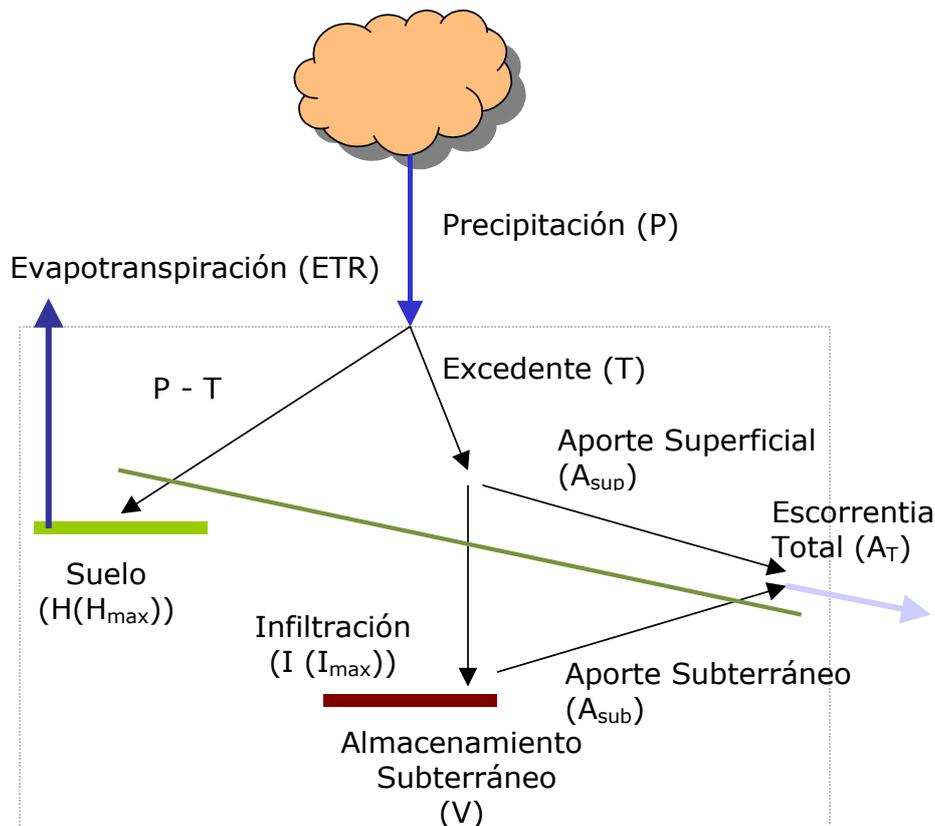


Figura 4: Esquema conceptual del modelo de Temez.

El modelo considera dos capas de suelo, una superior no saturada, y una inferior saturada. Estas dos capas pueden ser consideradas como reservorios, generadores de un flujo superficial rápido y lento respectivamente.

Como se observa en la Figura 4, una parte excedente (T) del agua que precipita (P), es drenada y sale por el cauce, mientras que el resto de esta agua (P-T) es almacenada en la primera capa de suelo. En esta capa del suelo se genera la evapotranspiración. El modelo permite además almacenar agua que pase de un mes a otro.

Se propone primero el cálculo del excedente asumiendo que la lluvia no es uniforme a lo largo del mes, y por tanto sin que se haya cubierto la demanda de ETP y de humedad del suelo puede existir encharcamiento y escurrimiento.

La propuesta de Temez es sobre la forma en que se representa el excedente (T):

$$T_i = 0 \quad \text{si } P_i \leq P_{oi}$$

$$T_i = \frac{(P_i - P_{oi})^2}{P_i + \delta_i - 2P_{oi}} \quad \text{si } P_i > P_{oi}$$

Siendo $\delta_i = H_{\max} - H_{i-1} + ETP_i$ que representa toda la demanda potencial de agua del suelo

$P_{oi} = CPO (H_{\max} - H_{i-1})$ que representa el volumen de agua precipitada a partir del cual existe escurrimiento y por tanto encharcamiento

Donde:

P_i es la precipitación en el mes i

T_i es el excedente en el mes i

H_{\max} es la capacidad máxima de retención de agua en el suelo (primer parámetro del modelo)

H_{i-1} es la humedad en el suelo al final del mes $i-1$

ETP_i es la evapotranspiración potencial en el mes i

CPO es el segundo parámetro del modelo.

La ley propuesta por Temez es asintótica al balance elemental propuesto por Thornthwaite y Mather en 1955, el cual es representativo de valores altos de precipitación:

$$T_i = 0 \quad \text{si } P_i \leq \delta_i$$

$$T_i = P_i - \delta_i \quad \text{si } P_i > \delta_i$$

La formulación de Temez considera en forma más realista los montos pequeños de precipitación, ya que como se muestra en la representación gráfica (Figura 5) es capaz de generar excedente para menores valores de precipitación (acumulados mensuales).

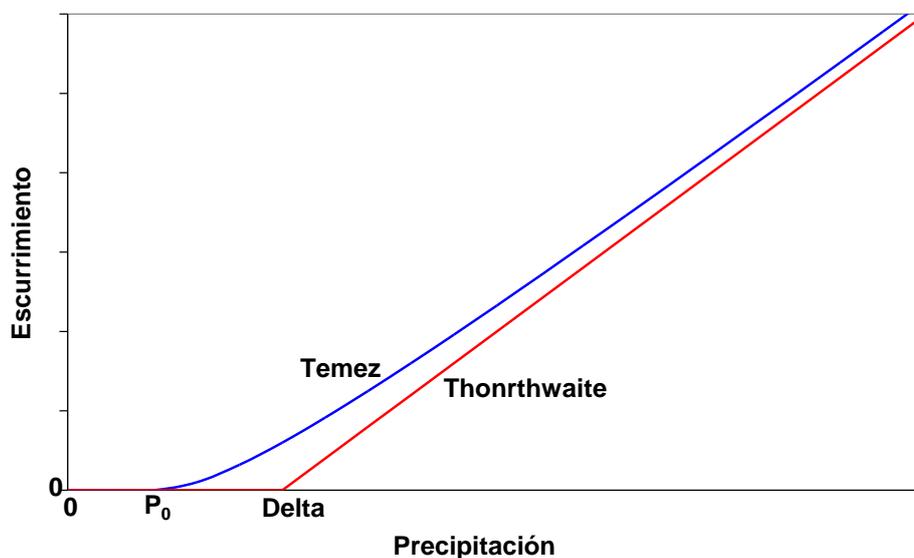


Figura 5: Relación Precipitación-Escurreimiento de los modelos de Temez (azul) y Thornthwaite (roja).

Una vez estimado el excedente, la humedad del suelo al final del período se obtiene mediante el siguiente balance.

$$H_i = \text{Max}(0, H_{i-1} + P_i - T_i - \text{ETP}_i)$$

$$H_i = \text{Min}(H_i, H_{\text{max}})$$

Análogamente se obtiene la evapotranspiración real, imponiendo la condición de que su máximo es la potencial.

$$\text{ETR}_i = \text{min}(H_{i-1} + P_i - T_i, \text{ETP}_i)$$

El modelo adopta una ley de percolación (**I**) hacia el almacenamiento subterráneo que es función del excedente (**T**) y del parámetro **I_{max}**, que es el tercer parámetro del modelo:

$$I_i = I_{\text{max}} \frac{T_i}{T_i + I_{\text{max}}}$$

Esta ley asegura que la percolación aumenta con el excedente, pero tiene como asíntota horizontal $I = I_{\text{max}}$.

La percolación (**I**) se convierte en recarga para el almacenamiento subterráneo, en tanto que el resto es escurrimiento superficial drenado directamente por el cauce (**T-I**).

$$A_{\text{supi}} = T_i - I_i$$

El almacenamiento subterráneo, al igual que el suelo, es una capa capaz de retener agua y también de entregarla. Para la distribución entre ambos se hace la hipótesis de que la cantidad de agua que se entrega (**Q**) es proporcional al volumen almacenado (**V**), definiéndose el cuarto parámetro (**α**). Esta hipótesis y el balance de masa lleva al siguiente sistema de ecuaciones.

$$\begin{cases} Q_i = \alpha V_i \\ \frac{dV_i}{dt} = I_i - Q_i \end{cases}$$

Suponiendo la recarga (**I**) concentrada en la mitad del mes (Figura 6) resulta que

$$V_i = V_{i-1} \cdot e^{-\alpha t} + I_i \cdot e^{-\frac{\alpha t}{2}}$$

y

$$Q_i = Q_{i-1} \cdot e^{-\alpha t} + \alpha \cdot I_i \cdot t \cdot e^{-\alpha t}$$

De esta manera el aporte subterráneo será

$$A_{\text{subi}} = V_{i-1} - V_i + I_i$$

Por lo tanto, el escurrimiento total del mes es:

$$A_{T_i} = A_{\text{supi}} + A_{\text{subi}}$$

$$A_{T_i} = T_i + V_{i-1} - V_i$$

El almacenamiento inferior (subterráneo) funciona como un sistema que traslada agua precipitada en un mes a escurrimiento de los meses siguientes. Por ello en la información de lluvias y escurrimientos mensuales se tienen meses con más escurrimiento que lluvia.

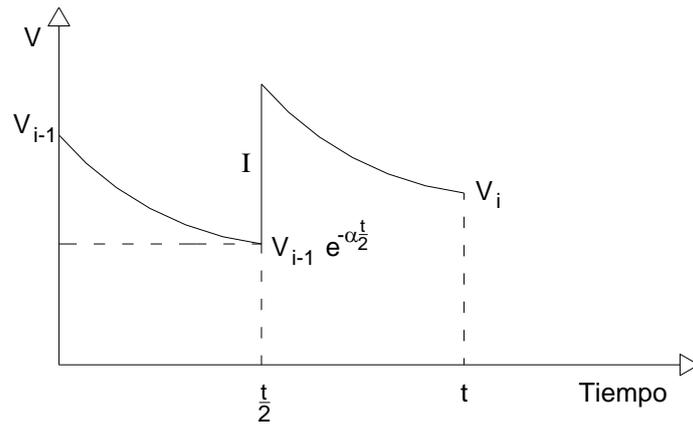


Figura 6: Propuesta de variación temporal del almacenamiento subterráneo (V).

En la Figura 7 se presenta un resumen con el esquema matemático del modelo de Temez.

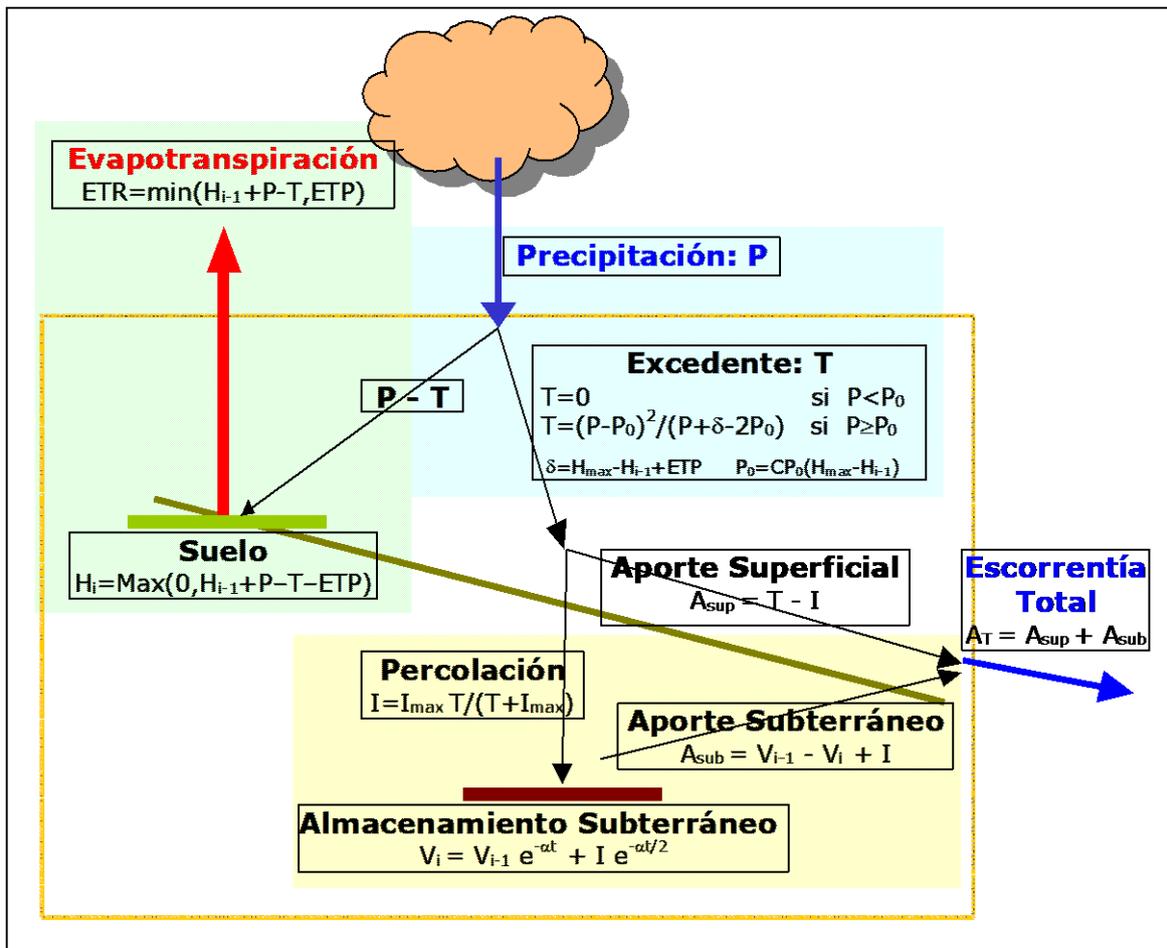


Figura 7: Esquema matemático del modelo de Temez.

3.2. Calibración del modelo en Uruguay

Calibración de un modelo

Proceso por el cual se determina el valor de los parámetros que logra la “máxima aproximación posible” entre las series simuladas y observadas.

Para evaluar la bondad de ajuste del modelo se utiliza una “función objetivo”.

Este proceso puede realizarse de dos formas:

- (i) “Prueba y error”: Ajuste manual de los parámetros basado en el criterio del investigador. Tiene valor de aprendizaje, pero es lento y subjetivo.
- (ii) Automática: Optimización de los valores de los parámetros utilizando técnicas numéricas. Es más rápido y objetivo, sin embargo, es numéricamente complejo y puede conducir a valores de los parámetros sin sentido físico.

Para la implementación del modelo de Temez en una cuenca dada de nuestro país, es necesario conocer el valor de los cuatro parámetros del modelo: **H_{max}**, **C_{Po}**, **I_{max}** y **α**. Para ello, se ha realizado la calibración del modelo a partir de la información de escurrimiento mensual de 12 cuencas aforadas por la DINAGUA (ver Tabla 1).

Dicha calibración se realizó en dos etapas.

- **Calibración individual:** En primer lugar, se realizó una calibración individual en cada una de las 12 cuencas en donde se fijó para, cada una, un valor diferente de la cuarteta de parámetros del modelo. Si bien se consiguió fijar el valor de los parámetros, estos son únicamente válidos en las cuencas donde fueron calibrados.
- **Calibración regional:** En consecuencia, se realizó una segunda etapa en la calibración. Esto consistió en determinar un único valor para cada uno de los parámetros válido para cualquier punto del país, en base a regionalizar el parámetro H_{max} vinculándolo al valor de Agua Disponible del suelo:

$$H_{\max} = CAD * AD$$

Se optó por calibrar los parámetros en nueve cuencas y luego validarlos en las tres restantes.

Como funciones objetivo se emplearon el coeficiente de eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE) y la diferencia entre los coeficientes de escorrentía calculados y medidos ($C = Esc/P$), buscando minimizar la diferencia entre los valores de caudal, así como reproducir la forma de los hidrogramas medidos.

El coeficiente de eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE) se define según:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^N [x_{obs}(t) - x_{sim}(t)]^2}{\sum_{t=1}^N [x_{obs}(t) - \mu_{obs}]^2}$$

donde $x_{obs}(t)$ es el valor observado en el tiempo t , $x_{sim}(t)$ es el valor simulado y μ_{obs} es la media de los valores observados en todo el periodo analizado

Tabla 1: Cuencas aforadas por DINAGUA empleadas en la calibración del modelo.

Estación	Período de datos		Latitud	Longitud	Area (Km ²)	AD (mm)	Cantidad de datos
	Inicio	Final					
Arapey	1988	1998	31°14'	57°06'	6590	39	117
Cebollatí	1987	1999	33°50'	54°46'	2840	72	147
Durazno	1970	1999	33°22'	56°31'	8470	90	348
M.Díaz	1972	1999	31°32'	55°41'	2100	108	337
Olimar	1970	1999	33°15'	54°24'	4540	73	340
P. Cohelo	1970	1999	32°02'	55°22'	2300	104	346
P. Pache	1970	1999	34°22'	56°15'	4860	126	341
P.Ramos	1989	1999	33°33'	58°10'	2110	72	135
Queguay	1986	1999	32°08'	57°56'	7530	67	167
S. Carlos	1985	1999	34°46'	54°54'	790	108	175
S. José	1970	1999	34°19'	56°43'	2290	97	345
Tacuari	1985	1999	32°46'	53°45'	3260	72	157

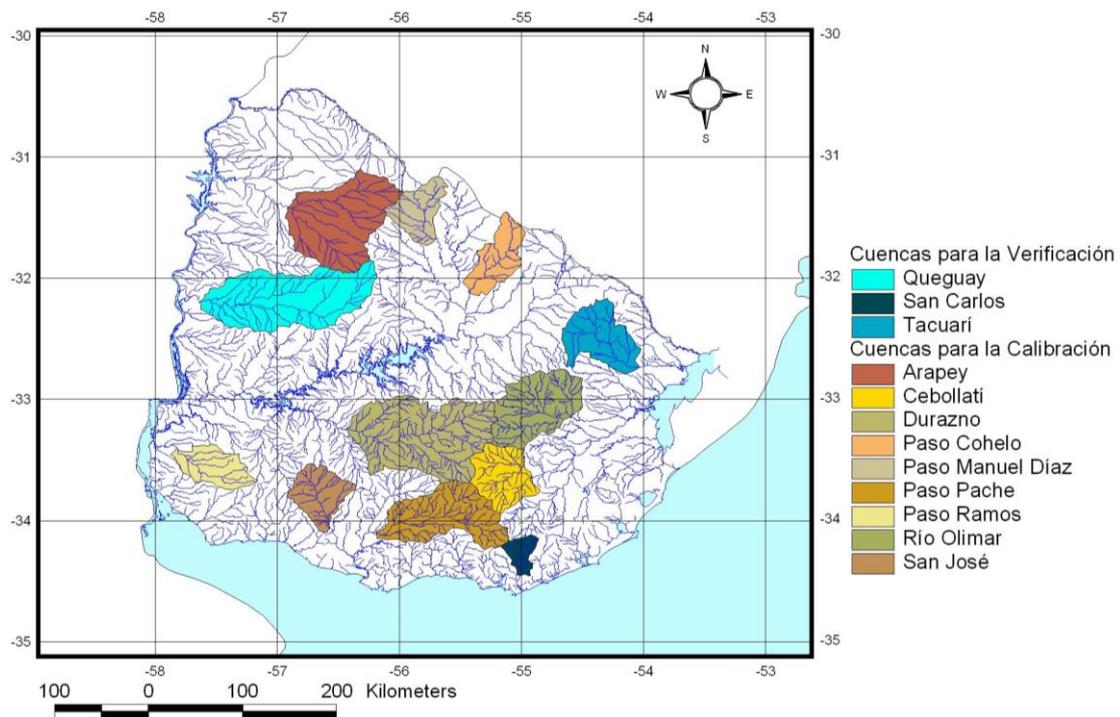


Figura 8: Cuencas aforadas por DINAGUA utilizadas para la calibración del modelo de Temez.

El resultado de la calibración regional de los parámetros del modelo de Temez para Uruguay se presenta en la Tabla 2.

Tabla 2: Valores de los parámetros calibrados del modelo de Temez.

Parámetro	CAD	CPo	α (1/día)	$I_{m\acute{a}x}$ (mm)
Valor calibrado	0.92	0.30	0.0775	386

A modo de ejemplo del ajuste logrado, en la Figura 9 se presenta la comparación de las series de escurrecimiento mensual (simulado y observado) en la cuenca del río Olimar.

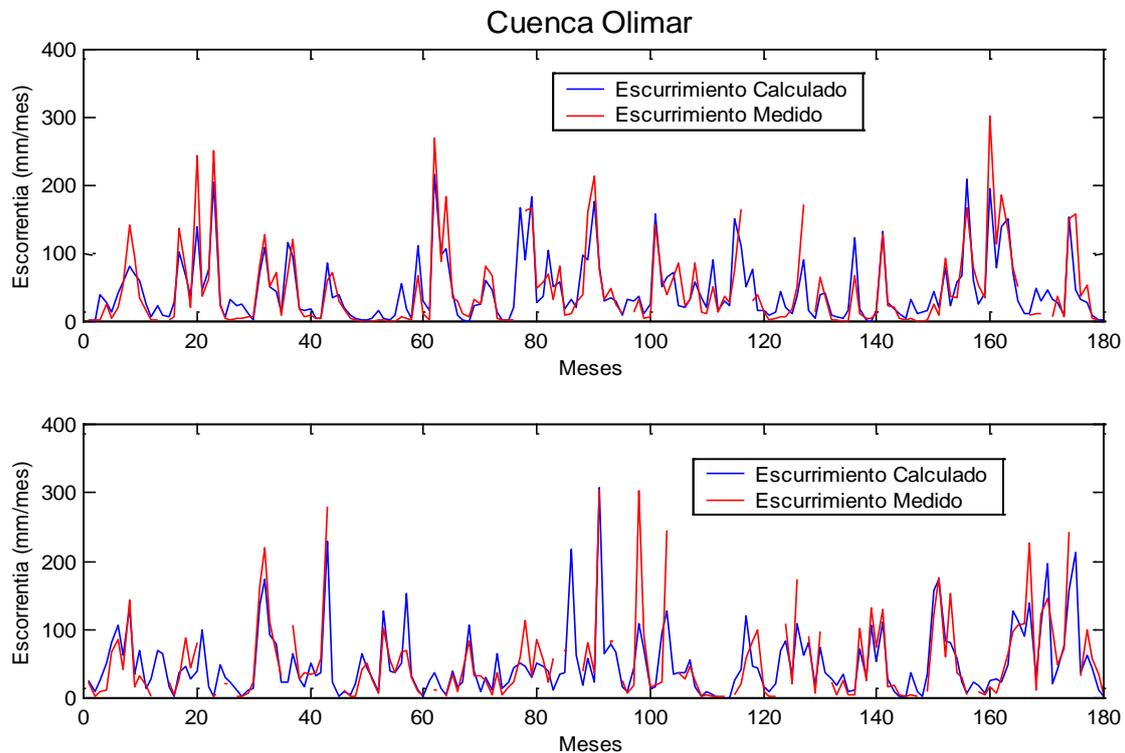


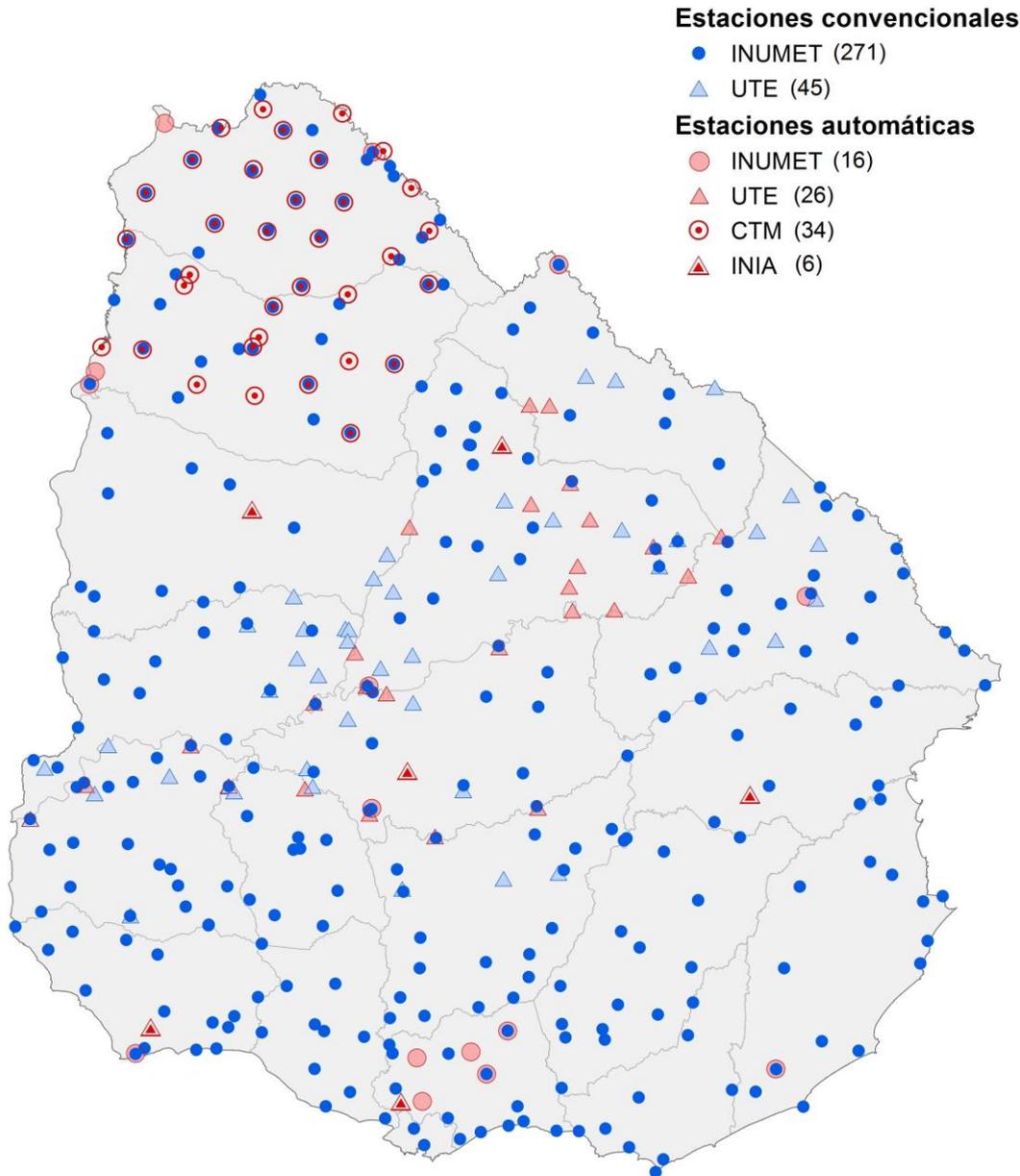
Figura 9: Escurrecimiento mensual calculado con el modelo de Temez calibrado y observado en el río Olimar (panel superior: período 1970-1984, panel inferior: período 1985-1999).

3.3. Datos necesarios para su aplicación

A continuación, se resumen los datos necesarios para la aplicación del modelo de Temez en una cuenca dada de nuestro país:

- A_c : Área de la cuenca de aporte (ha).
- P_i : Precipitación en la cuenca (mm/mes).
- Ciclo anual medio de Evapotranspiración Potencial.
 ETP_m Evapotranspiración media mensual (mm/mes).
 ETP_i Ciclo anual medio de evapotranspiración potencial (mm/mes).
- AD: Agua Disponible de los suelos presentes en la cuenca (mm).

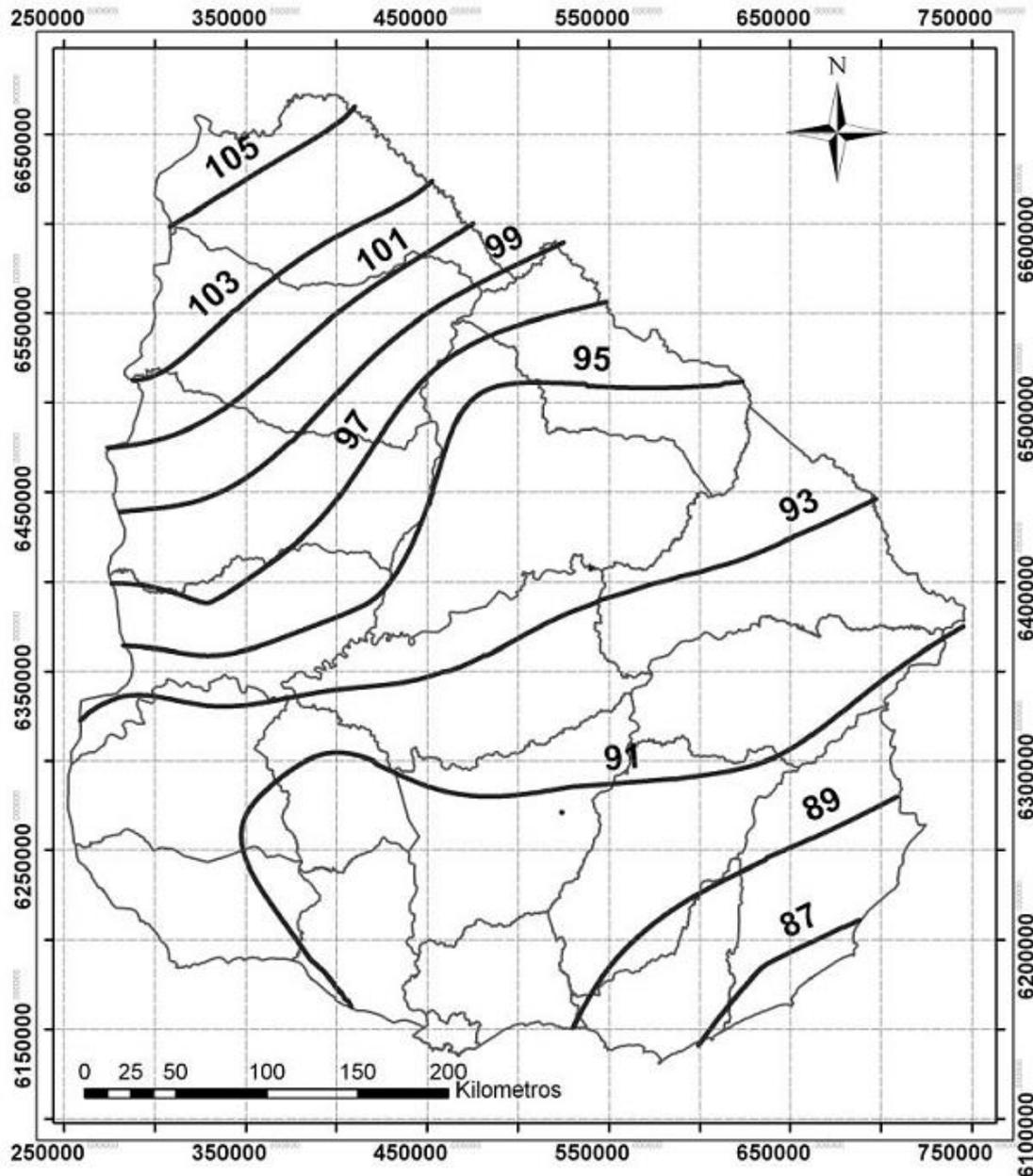
ESTACIONES PLUVIOMÉTRICAS EN URUGUAY



Fuente: Elaboración propia a partir de información sobre las estaciones brindada por los institutos nacionales correspondientes.

EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL EN URUGUAY

Isolíneas de ETP media anual (ETPm, mm/mes) y coeficientes de distribución del ciclo medio anual de ETP (ETPi/ETPm).



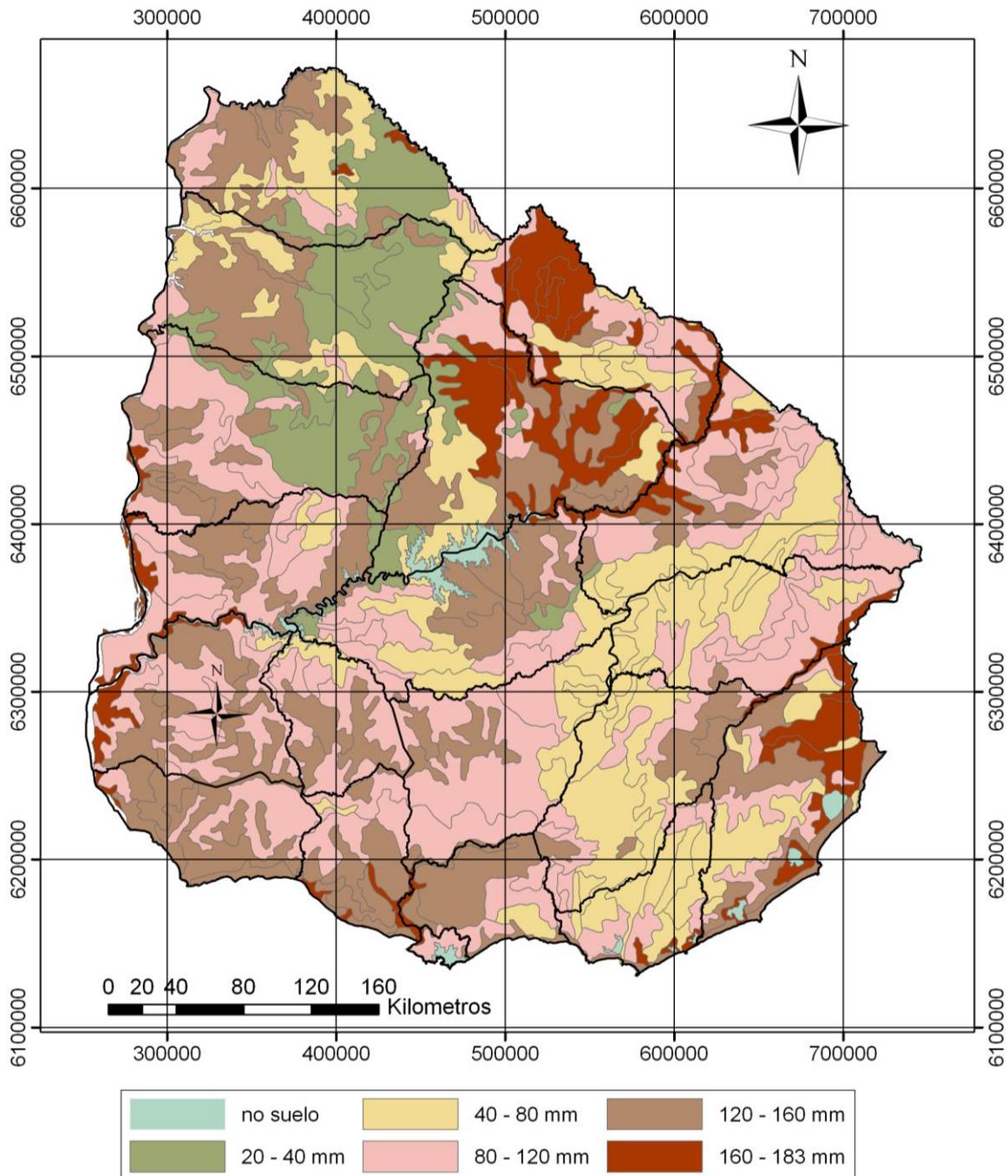
Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.
1.88	1.45	1.19	0.73	0.44	0.29	0.35	0.55	0.78	1.12	1.47	1.78

Sistema de coordenadas: Gauss Kruger Uruguay

Fuente: "Manual de Diseño y Construcción de Pequeñas Presas",
MVOTMA-DINAGUA-IMFIA, 2011.

AGUA DISPONIBLE DE LOS SUELOS DE URUGUAY

Distribución espacial de los valores de Agua Disponible de los suelos del Uruguay.



Fuente: Molino y Califra (2001)

Sistema de coordenadas: Gauss Kruger Uruguay

Fuente: "Manual de Diseño y Construcción de Pequeñas Presas",
MVOTMA-DINAGUA-IMFIA, 2011.

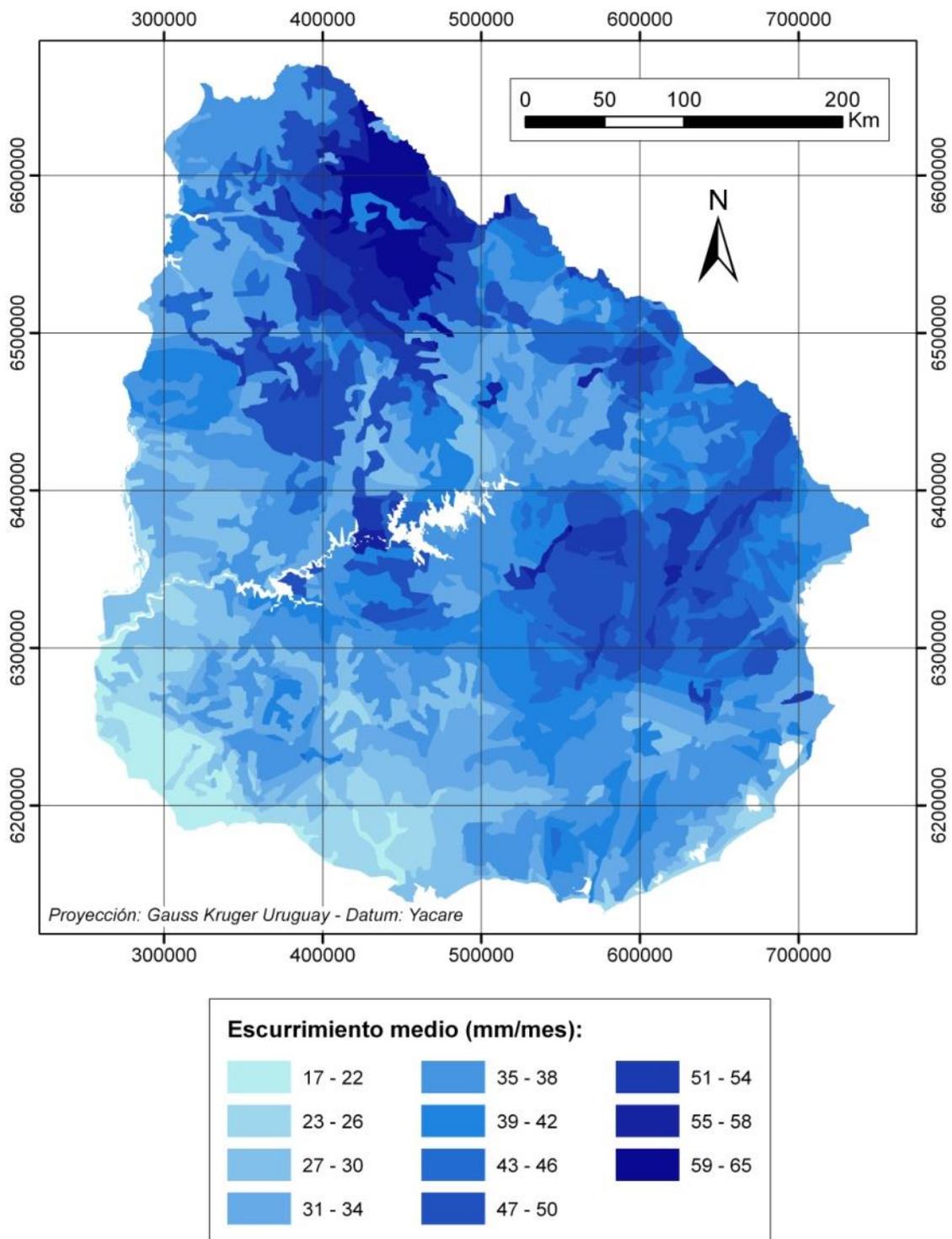
3.4. Aspectos destacados de la aplicación del modelo calibrado en Uruguay

- Es un modelo simple de transformación Precipitación-Escurrecimiento, basado esencialmente en una adecuada caracterización del funcionamiento hidrológico del suelo en la zona no saturada.
- Permite el pasaje de agua precipitada en un mes como escorrentía en el siguiente.
- Fue calibrado en base a información de escorrentía observada en doce cuencas del país, utilizando el Agua Disponible como magnitud principal en la regionalización de sus parámetros.
- La calibración se realizó para cuencas entre 800 y 8500 Km² de superficie, por lo que se verifica que el modelo representa bien los procesos hidrológicos asociados a dicha escala. En pequeñas y micro cuencas (inferiores a algunos pocos Km²), los tiempos de respuesta son mucho menores y los procesos hidrológicos relevantes son otros, lo que puede generar mayor incertidumbre en los resultados del modelo.
- La aplicación del modelo de Temez para el cálculo de la escorrentía anual resulta ventajosa frente al cálculo habitual de asignación de un coeficiente de escorrentía. En particular porque, para años de igual precipitación total acumulada, permite obtener resultados de escurrecimiento anual diferentes en función de la distribución interanual de las precipitaciones.
- Permite el análisis cuantitativo del impacto sobre la disponibilidad del recurso generado por modificaciones en las condiciones de escurrecimiento de una cuenca, como por ejemplo cambios en el uso del suelo, la implantación de embalses, obras de toma, trasvase de cuencas, etc.
- Permite el análisis cuantitativo del impacto sobre la disponibilidad del recurso generado por escenarios de cambio climático que afecten la magnitud/frecuencia de las precipitaciones y/o temperatura.

Si se considera la precipitación media mensual, la evapotranspiración potencial y el valor del Agua Disponible en cada punto del país, aplicando el modelo de Temez se puede estimar un valor de escorrentía media mensual en cada punto (Figura 10). El gradiente de escorrentía media mensual responde esencialmente al valor del Agua Disponible asociado a cada uno de los suelos del País.

Escurreimientos medios

Diseño Hidrológico



Sistema de coordenadas: Gauss Kruger Uruguay.

Figura 10: Escurreimiento medio mensual calculado con el modelo de Temez (mm/mes).

4. BIBLIOGRAFÍA

Chow V.T., Maidment D.R., Mays L.W. (1994). "Hidrología Aplicada". McGraw-Hill. ISBN: 958-600-171-7.

DINAGUA (2012). "Ciclos anuales y estacionales de parámetros hidrológicos" (1980-2004). Informe temático de la División Recursos Hídricos, Departamento de Hidrología, Dirección Nacional de Aguas, MVOTMA, Uruguay.

DINAGUA (2012). "Regionalización y correlaciones de parámetros hidrológicos" (1980-2004). Informe temático de la División Recursos Hídricos, Departamento de Hidrología, Dirección Nacional de Aguas, MVOTMA, Uruguay.

Failache N., Charbonnier F., Genta J.L., Chreties Ch. (2006). "Calibración y regionalización de un modelo de balance hídrico mensual en cuencas uruguayas utilizando un algoritmo genético multiobjetivo". XXII Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Ciudad Guayana, Venezuela.

Genta J.L., Charbonnier F., Failache N. (2001). "Modelo regional de balance hídrico mensual para cuencas no aforadas en Uruguay". IV Congreso Internacional de Ingeniería Agrícola, Universidad de Concepción, Chillán, Chile.

IMFIA-DNH-PHI-UNESCO (2002). "Balances hídricos superficiales en cuencas del Uruguay".

MVOTMA-DINAGUA-IMFIA (2011). "Manual de diseño y construcción de pequeñas presas", Uruguay. <https://www.gub.uy/ministerio-ambiente/comunicacion/publicaciones/manual-diseno-construccion-pequenas-presas>

MVOTMA (2017). "Plan Nacional de Aguas", Uruguay. ISBN: 978-9974-658-31-8. <https://www.gub.uy/ministerio-ambiente/politicas-y-gestion/planes/plan-nacional-aguas>

Molfino J.H., Califra A. (2001). "Agua disponible de las tierras del Uruguay". División de Suelos y Aguas, MGAP, Uruguay.

Palmer W. (1965). Meteorological Drought. Research Paper No. 45, 1965, 58 p.1-65.

Temiz J.R. (1977). "Modelo matemático de transferencia precipitación aportación". ASINEL 1977.

Thomas H.A. (1981). "Improved methods for national water assessment". Report, Contract: WR15249270. Washington, D.C.: US Water Resource Council.

Thornthwaite C.W. (1948). "An approach toward a rational classification of climate". American Geographical Society 38(1): 55-94.

Thornthwaite C.W. and Mather J.R. (1955). "The water balance". Publ. Climatol., 8(1).

Thornthwaite C.W. and Mather J.R. (1957). "Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance". Publ. Climatol., 10(3).