

Modelos agregados: NAM

Juan Cabrera, Civ. Eng.
Universidad Nacional de Ingeniería
Facultad de Ingeniería Civil

1. Introducción

NAM es un sistema de modelación hidrológico de tipo conceptual agregado que opera calculando continuamente los contenidos de agua en cuatro almacenamientos mutuamente interrelacionados. Este modelo fue desarrollado en la Universidad Técnica de Dinamarca [Nielsen y Hansen, 1973] y posteriormente modificado y aplicado por el Instituto Danés de Hidráulica (DHI), e incluido dentro del software MIKE 11.

La actual versión del modelo presenta un total de 17 parámetros; sin embargo, en la mayoría de los casos solamente 10 de éstos son ajustados durante el proceso de calibración.

2. Modelo NAM

NAM es la abreviación del danés “Nedbor-Aftromnings-Model”, que significa “modelo-precipitación-escorrentía”. Este modelo fue originalmente desarrollado por el Departamento de Hidrodinámica y Recursos de Agua en la Universidad Técnica de Dinamarca.

En este modelo, el proceso precipitación – escorrentía es modelado por aproximaciones sucesivas del contenido de agua en cuatro diferentes y mutuamente interrelacionados almacenamientos, que representan diferentes elementos físicos de la cuenca:

- Almacenamiento de nieve.
- Almacenamiento superficial.
- Almacenamiento bajo o de Zona de Raíz.
- Almacenamiento de Aguas Subterráneas.

Los datos meteorológicos que se ingresan al modelo son precipitación y evapotranspiración potencial (o temperatura). Sobre esta base produce como resultados principales valores del nivel del agua subterránea y pérdidas en la cuenca así como información acerca de otros elementos de la fase superficial del ciclo hidrológico, tales como la variación temporal del contenido de la humedad del suelo y la recarga de agua subterránea.

La escorrentía de la cuenca resultante se divide conceptualmente en flujo terrestre, flujo intermedio y flujo base.

3. Estructura del modelo

Como mencionamos anteriormente, el modelo NAM consta de cuatro almacenamientos; sin embargo, para el presente artículo no se tomará en cuenta el “almacenamiento de nieve” debido a la poca importancia que tiene en las cuencas de nuestro país (con una pocas excepciones). La Figura 1 muestra un esquema de las interrelación entre estos los 3 almacenamientos restantes.

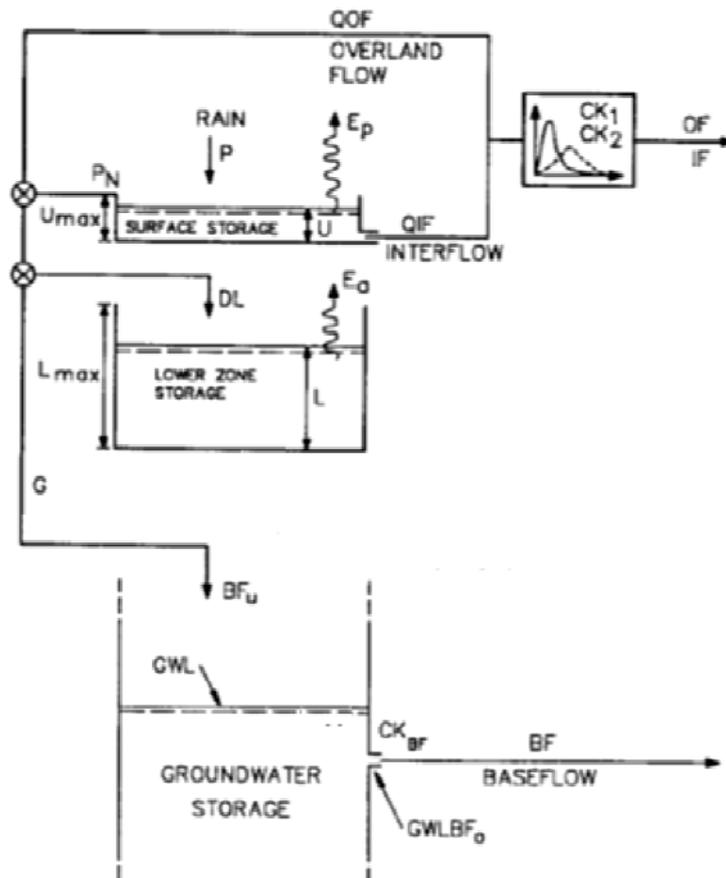


Figura 1. Estructura del modelo NAM.

Fuente: Refsgaard, J. y Knudsen, J. (1996). Modificado por el Autor.

a. Almacenamiento Superficial

La humedad interceptada en la vegetación, agua atrapada tanto en las depresiones como en las partes más altas, en la parte cultivada del terreno es representada como almacenamiento superficial U . U_{max} denota el límite superior para la cantidad de agua en el almacenamiento superficial.

La cantidad de agua, U , en el almacenamiento superficial disminuye constantemente por consumo evaporativo así como por goteo horizontal (flujo intermedio). Cuando el almacenamiento superficial máximo U_{max} es superado, parte del exceso de agua, P_N , ingresa a la corriente como flujo superficial y el resto es infiltrado a los almacenamientos de zona más baja y de agua subterránea.

b. Almacenamiento de la Zona Más Baja o Zona de Raíz

La humedad del suelo en la zona de raíz, una capa de suelo debajo de la superficie de la cual la vegetación puede atraer agua para transpiración, se representa como el almacenamiento de la zona más baja L . L_{max} denota un límite superior a la cantidad de agua en este almacenamiento.

La humedad en el almacenamiento de la zona más baja, L , está sujeta a pérdidas consuntivas de transpiración, y este contenido de humedad controla la cantidad de agua que entra al almacenamiento de agua subterránea como recarga.

c. Evapotranspiración

Las demandas de Evapotranspiración se extraen primero del valor potencial del almacenamiento superficial. Si el contenido de humedad U en el almacenamiento superficial es menor que estos requisitos, se asume que la fracción restante será retirada por acción de las raíces del almacenamiento de zona más baja en una tasa verdadera E_a que se define como:

$$E_a = (E_p - U) \frac{L}{L_{\max}} \quad (1)$$

d. Flujo Terrestre

Cuando el almacenamiento superficial se desborda, por ejemplo cuando $U \geq U_{\max}$, el exceso de agua P_N ocasiona flujo terrestre e infiltración. QOF denota la parte de P_N , que contribuye al flujo terrestre. Se considera que es proporcional a P_N y varía linealmente con el contenido de humedad relativa del suelo, L/L_{\max} , del almacenamiento de la zona más baja.

$$QOF = \begin{cases} CQOF \frac{L/L_{\max} - TOF}{1 - TOF} P_N & \dots\dots\dots L/L_{\max} > TOF \\ 0 & \dots\dots\dots L/L_{\max} \leq TOF \end{cases} \quad (2)$$

donde $CQOF$ es coeficiente de pérdidas del flujo terrestre ($0 \leq CQOF \leq 1$).

TOF es el valor límite para flujo terrestre ($0 \leq TOF \leq 1$).

La proporción del exceso de precipitación neta P_N que no corre como flujo terrestre se infiltra en el almacenamiento de la zona más baja conformando la zona de raíz. Una porción, ΔL , del agua disponible para infiltración, $(P_N - QOF)$, es asumida para incrementar el contenido de humedad L en el almacenamiento de la zona más baja. La cantidad restante de humedad infiltrada, G , se asume que percola más profundamente y recarga el almacenamiento de agua subterránea.

e. Flujo Intermedio

La contribución al flujo intermedio, QIF , se asume proporcional a U y varía linealmente con el contenido de humedad relativa del almacenamiento de la zona más baja.

$$QIF = \begin{cases} (CKIF)^{-1} \frac{L/L_{\max} - TIF}{1 - TIF} U & \dots\dots\dots L/L_{\max} > TIF \\ 0 & \dots\dots\dots L/L_{\max} \leq TIF \end{cases} \quad (3)$$

donde $CKIF$ es la constante de tiempo para flujo intermedio.

TIF valor límite de la zona de raíz para flujo intermedio ($0 \leq TIF \leq 1$)

f. Recarga del Agua Subterránea

La cantidad de agua infiltrada, G , que recarga el almacenamiento de agua subterránea depende del contenido de humedad del suelo en la zona de raíz.

$$G = \begin{cases} (P_N - QOF) \frac{L/L_{\max} - TG}{1 - TG} & \dots L/L_{\max} > TG \\ 0 & \dots L/L_{\max} \leq TG \end{cases} \quad (4)$$

donde TG es el valor límite de la zona de raíz para recarga del agua subterránea ($0 \leq TG \leq 1$).

g. Contenido de Humedad del Suelo

El almacenamiento de la zona más baja representa el agua contenida en la zona de raíz. Después de distribuirse entre el flujo terrestre y la infiltración al agua subterránea, el restante de la precipitación neta incrementa el contenido de humedad L en el almacenamiento de la zona más baja en una cantidad ΔL .

$$\Delta L = P_N - QOF - G \quad (5)$$

h. Recorrido del Flujo Terrestre y del Flujo Intermedio

El flujo intermedio es dirigido a través de dos depósitos lineales en serie con la misma constante de tiempo CK12. La dirección del flujo terrestre se basa también en el concepto del reservorio lineal pero con una constante de tiempo variable:

$$CK = \begin{cases} CK_{12} & \dots OF < OF_{\min} \\ CK_{12} \left(\frac{OF}{OF_{\min}} \right)^{-\beta} & \dots OF \geq OF_{\min} \end{cases} \quad (6)$$

donde OF es el flujo terrestre (mm/h), OFmin es el límite superior para un recorrido lineal (=0.4mm/h) y $\beta = 0.4$.

La constante $\beta = 0.4$ corresponde a usar la fórmula de Manning para modelar el flujo terrestre.

i. Flujo Base

El flujo base BF del almacenamiento de agua subterránea es calculado como la salida de un depósito lineal con constante de tiempo CKBF.

$$BF = \begin{cases} (GWLBF_0 - GWL) S_Y (CK_{BF})^{-1} & \dots GWL \leq GWLBF_0 \\ 0 & \dots GWL > GWLBF_0 \end{cases} \quad (7)$$

donde GWLBF0 es la máxima profundidad del acuífero la cual causa el flujo base; y, Sy es la capacidad de campo del reservorio acuífero.

4. PARÀMETROS DE CALIBRACIÓ

La versión simplificada del modelo NAM contiene 9 parámetros a ser determinados por calibración (ver Tabla 1).

Parámetros del Modelo	Descripción
L_{\max}	Contenido máximo de agua en el almacenamiento de zona más baja. L_{\max} representa el máximo contenido de agua del suelo en la zona de raíz disponible para la transpiración vegetativa.
U_{\max}	Contenido máximo de agua en el almacenamiento superficial. Representa el contenido de agua en la intercepción de almacenamientos, en los almacenamientos de depresiones de la superficie, y en los centímetros superiores del suelo. Una buena aproximación de este valor es $0.1L_{\max}$.
CQOF	Coficiente de escurrimiento de flujo terrestre ($0 \leq \text{CQOF} \leq 1$). CQOF determina la distribución del exceso de lluvia en el flujo terrestre y la infiltración.
TOF	Valor límite del flujo terrestre ($0 \leq \text{TOF} \leq 1$).El flujo terrestre sólo se genera si el contenido de humedad relativa en el almacenamiento de la zona más baja es mayor que TOF.
TIF	Valor límite del flujo intermedio ($0 \leq \text{TOF} \leq 1$).El flujo intermedio sólo se genera si el contenido de humedad relativa en el almacenamiento de la zona más baja es mayor que TIF.
TG	Valor límite de recarga ($0 \leq \text{TOF} \leq 1$).La recarga del almacenamiento subterráneo sólo se genera si el contenido de humedad relativa en el almacenamiento de la zona más baja es mayor que TG.
CKIF	Constante de tiempo para flujo intermedio. CKIF determina junto con U_{\max} la cantidad de flujo intermedio. Es el parámetro de asignación de ruta dominante del flujo intermedio porque $\text{CKIF} \gg \text{CK12}$.
CK12	Constante de tiempo para la asignación de rutas del flujo terrestre y flujo intermedio. El flujo terrestre y el intermedio son ruteadas a través de dos depósitos lineales en serie con constante de tiempo CK12.
CKBF	Constante de tiempo del flujo base. El flujo base del almacenamiento de agua subterránea es generado utilizando un modelo de depósito lineal con constante de tiempo CKBF.

Fuente: Adaptado por el autor en base a Khu, S. (1998)

5. CONDICIONES INICIALES

Las condiciones iniciales requeridas por el modelo son los volúmenes iniciales de agua en los almacenamientos superficial, de zona de raíz y subsuperficial (acuífero), junto con los valores iniciales de flujos de los dos reservorios ruteados para el flujo terrestre e intermedio, y para el flujo base.

A menudo es suficiente poner todos los valores iniciales a cero, exceptuando el contenido de agua en la zona de raíz y el flujo base.

Debido a que los datos iniciales influyen el período inicial de la serie, se recomienda desestimar el primer medio año (o lo que sea necesario) de la simulación para eliminar la influencia de condiciones iniciales erróneas.

6. APLICACIÓN

Las características de este modelo, que incluye un componente tan variable como el “agua en la zona de raíz”, permiten utilizarlo a escala diaria.

Para fines académicos, el modelo fue aplicado a escala mensual a la cuenca del río Callazas para el período 1962-2006. Se usaron series de precipitación total mensual de la cuenca, temperaturas medias mensuales y caudales medios mensuales. Las temperaturas se utilizaron para estimar la evapotranspiración por aplicación de la ecuación de Blaney y Criddle.

Para el ejemplo desarrollado no se consideró el reservorio de nieve.

El proceso de calibración se realizó utilizando la herramienta SOLVER de EXCEL. Para evaluar la eficiencia del modelo se utilizó el balance de masas, el cual arrojó un valor de -0.07% y el criterio de Nash, que alcanzó un valor de 0.54 que es indicativo de una buena calibración. La Figura 2 muestra el gráfico comparativo entre caudales observados y simulados.

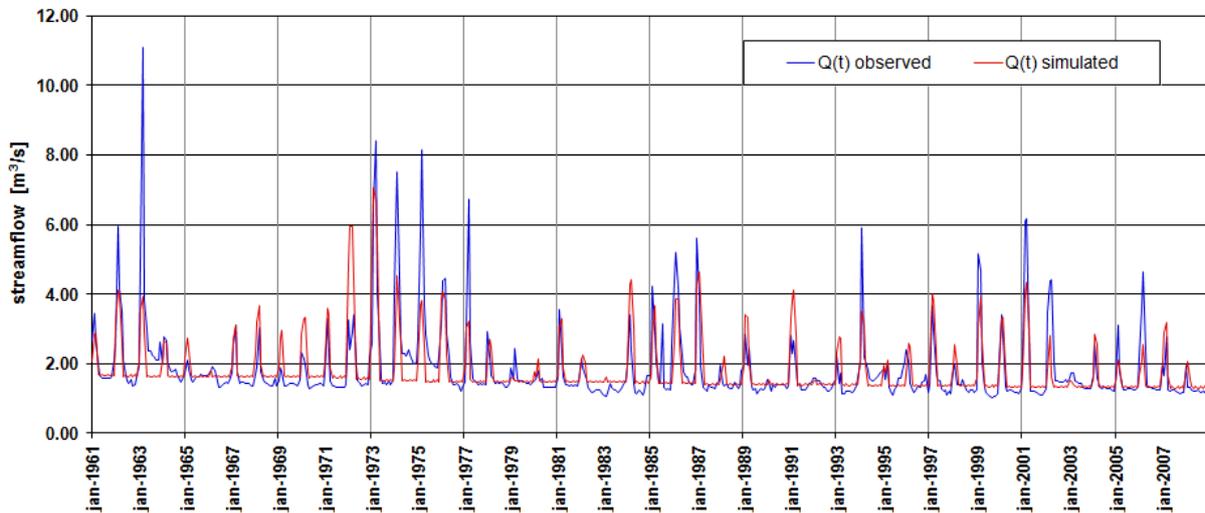


Figura 2. Calibración de datos de la cuenca del río Callazas por aplicación del modelo NAM a escala mensual.

Fuente: Autor.

Como puede observarse, el modelo muestra un importante ajuste en los picos pero muestra una inusual “linealidad” en el flujo base; a pesar de ello, el flujo base simulado se ajusta al promedio de los caudales menores. Podría pensarse que esta característica es causada por utilizar datos mensuales en un modelo que está diseñado para datos diarios; sin embargo, otros resultados como los obtenidos por Nieto (2007) confirman similar comportamiento aún a escala diaria.

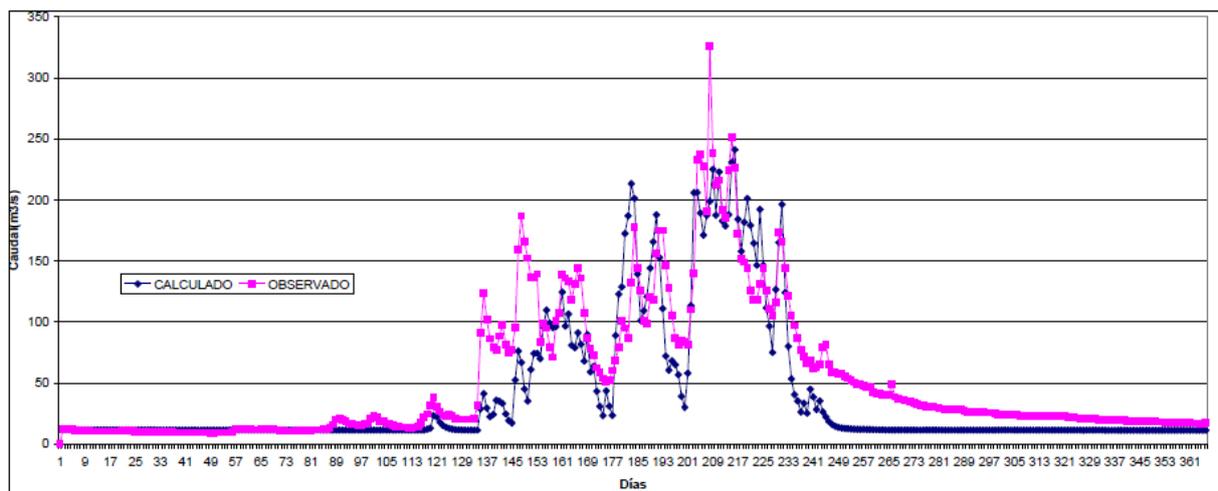


Figura 3. Calibración de datos de la cuenca del río Cañete por aplicación del modelo NAM a escala diaria.

Fuente: Nieto (2007).

Finalmente, podemos concluir que la simplicidad de este modelo agregado permite su fácil aplicación a para simular procesos precipitación-escorrentía a escala mensual y diaria con un importante ajuste y con bajo requerimiento de datos.

7. BIBLIOGRAFÍA

DHI (2007). Mike 11 - A Modelling System for Rivers and Channels. Reference Manual. Danish Hydraulic Institute.

Khu, S. (1998). Automatic Calibration of NAM Model with Multi-Objectives Consideration. D2K Technical Report 1298-1. National University of Singapore / Danish Hydraulic Institute.

Nielsen, S. A., y E. Hansen (1973). Numerical simulation of the rainfall runoff process on a daily basis. *Nordic Hydrol.*, 4, 171–190, 1973.

Nieto, H. (2007). Comparación de modelos hidrológicos precipitación-escorrentía determinísticos conceptuales con y sin uso de modelo estocástico. Tesis para optar el grado de Maestro en Ciencias con mención en Ingeniería Hidráulica. Universidad Nacional de Ingeniería. Lima, Perú.

Refsgaard, J. y Knudsen, J. (1996). Operational validation and intercomparison of different types of hydrological models. *Water Resources Research*, Vol. 32, No. 7, Pages 2189–2202, July 1996