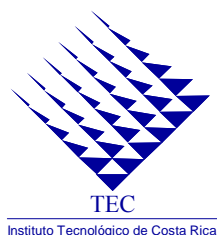


Instituto Tecnológico de Costa Rica - Universidad Nacional  
Universidad Estatal a Distancia.



Doctorado en Ciencias Naturales para el Desarrollo



MODELO TEORICO DETERMINISTICO PARA ANALISIS DE LA  
DISPONIBILIDAD ESTACIONAL DEL AGUA EN CUENCAS  
HIDROGRAFICAS CON DATOS DISCRETOS DE CAUDALES

*Trabajo sometido a consideración del Tribunal Evaluador como requisito para optar por el grado de Doctor en Ciencias Naturales para el Desarrollo con énfasis en Manejo de Recursos Naturales.*

***Autor:*** Ing. Luis Carlos Vargas Fallas

***Director:*** Ph.D. Warren Forsythe Hudson

27 de setiembre del 2010

Heredia - Costa Rica

..

## TRIBUNAL EVALUADOR

Ph.D Warren Forsythe Hudson (Director de tesis)----- \_\_\_\_\_

Dr Ruperto Quesada Monge ----- \_\_\_\_\_

Dr Thomás de Jesús Guzmán Hernández----- \_\_\_\_\_

Dra Sayda Munguía Ulloa ----- \_\_\_\_\_

Dr Freddy Araya Rodríguez ----- \_\_\_\_\_

Dr Diógenes Cubero Fernández ----- \_\_\_\_\_

Ph.D Julio Calvo Alvarado ----- \_\_\_\_\_

### Resumen

Las áreas de recarga de las aguas, originalmente cubiertas por bosques han sido intensamente modificados para dar paso a actividades forestales, agropecuarias, urbanas e industriales; sin valorar la afectación sobre los recursos hídricos captados actualmente o que serán necesarios a futuro para abastecer a las poblaciones. La valoración de esa afectación descrita, es un aspecto que se dificulta por la complejidad de los ecosistemas en constante cambio (natural y provocado) y por la dinámica de los aspectos climáticos e hidrológicos que determinan la disponibilidad de las aguas.

Se realiza una revisión bibliográfica sobre el movimiento del agua en la atmósfera, en el bosque y en otros tipos de cobertura, en el suelo y subsuelo y en el cauce, para fundamentar la necesidad de contar con un modelo conceptual que relacione esos aspectos con la disponibilidad estacional del agua en pequeñas cuencas hidrográficas utilizadas para abastecimiento a poblaciones actualmente o a futuro.

Se analiza la teoría sobre modelos matemáticos de tipo determinístico y se propone un arreglo matemático que considere los factores determinantes: hidrológico-climáticos, topográficos, edáfico-geológicos y de uso de la tierra; en un análisis espacial en modo de sumas, con balances de lluvia y evapotranspiración diarios y descarga de agua medidas en el período de estiaje. El modelo se conceptualiza para ser aplicado en bases de datos de tipo discreto, pero se debe contar con datos continuos diarios mediante la instalación temporal de estaciones limnigráficas para la fase de calibración y validación. Una vez calibrado y validado el arreglo matemático se constituirá en un modelo hidrológico.

A pesar de las incertidumbres conocidas en este tipo de estudios, las aplicaciones del modelo hidrológico se orientan al análisis y pronóstico del efecto en la regulación estacional de las aguas; por cambio de uso de la tierra, por cambios climáticos o por cambios simultáneos en el uso de la tierra y en el clima.

### Abstract

Recharge areas, originally covered by forest have been intensely modified to facilitate forestry, agricultural, urban and industrial activities without evaluating the effects on hydric resources actually harnested or what will be necessary in the future to supply populations. The evaluation of the described effect is a point which is difficult due to the complexity of the natural changing ecosystems (naturally or induced) and to the dynamics of climate and hydrological aspects that determine the availability of water.

A bibliographic study is done on the movement of water in the atmosphere, in the forest and other types of cover, in the soil and subsoil and in the river course, to formulate the need for a conceptual model which relates those aspects with the seasonal availability of water in small hydrographic watersheds used to supply present or future population.

The theory of a deterministic mathematical model is analysed and a mathematical construct is proposed that considers the determining factors of a hydrologic-climatic- topographic- edaphic-geological- and land use nature, in a summational spacial analysis with balances of daily rainfall and evapotranspiration and the discharge (release) of water during the dry period. The model is developed to use discrete forms of data, but should use daily continuous data through the temporary installation of stream gauge stations for the calibration and validation phases. Once calibrated and validated, the mathematical construct will constitute a hydrological model.

In spite of the known uncertainties in this type of study, the applications of the hydrological model is oriented toward the analysis and prediction of its effect on the seasonal regulation of water due to change in land use, climate or the simultaneous changes of land use and climate.

## INDICE

<b>A. INTRODUCCION .....</b>	<b>10</b>
<b>B. OBJETIVOS E HIPOTESIS .....</b>	<b>11</b>
B.1 OBJETIVOS .....	11
B.1.1 Objetivo general:.....	11
B.1.2 Objetivos específicos .....	11
B.2 HIPOTESIS .....	11
<b>C. REVISION DE LITERATURA .....</b>	<b>12</b>
C.1 AGUA Y BOSQUE.....	12
C.1.1 Relación ecosistémica .....	12
C.1.2 Reducción de bosques y producción de agua .....	14
C.1.3 Cambios en rendimiento del agua por la regeneración natural.....	17
C.1.4 Cambio en régimen de flujo por conversión de bosque tropical.....	17
C.1.5 Incremento de la escorrentía y efecto sobre la calidad del agua.....	19
C.1.6 Aspectos metodológicos y resultados de estudios .....	20
C.2 ESTUDIO DEL MOVIMIENTO DEL AGUA .....	21
C.2.1 En la atmósfera .....	21
C.2.1.1 Precipitación .....	21
C.2.1.2 Aporte nuboso .....	22
C.2.1.3 Intercepción.....	25
C.2.1.4 Evapotranspiración. ....	25
C.2.2 En el suelo y en el subsuelo .....	27
C.2.2.1 Determinantes del movimiento del agua en el suelo y subsuelo.....	27
C.2.2.2 Cálculo de la infiltración y de la recarga .....	30
C.2.3 En el cauce .....	31
C.3 ASPECTOS SOBRE MODELOS .....	32
C.3.1 Desarrollo y clasificación de modelos .....	32
C.3.1.1 Origen y uso de los modelos .....	32
C.3.1.2 Modelos clasificados según número de parámetros.....	35
C.3.1.3 Teoría de sistemas.....	36
C.3.2 Calibración y validación del modelo. ....	43
C.3.2.1 Relación entre el modelo ideal y su aplicabilidad .....	43
C.3.2.2 Algoritmos de ajuste del modelo y calidad del dato .....	44
C.3.2.2.1 Algoritmos .....	44
C.3.2.2.2 Calidad del dato .....	46
C.3.3 Aplicación y resultados de modelos .....	48
C.3.3.1 En simulación de escurrimiento continuo.....	48
C.3.3.2 En simulación de eventos.....	53
C.3.3.3 En hidrología forestal.....	54
C.3.3.4 En variabilidad y cambio climático .....	55
C.4 RESUMEN Y ANALISIS .....	59
<b>D. METODOS DE INVESTIGACION .....</b>	<b>71</b>
D.1 ASPECTOS BASICOS PARA LA ELABORACION DE MODELOS.....	71
D.1.1 Procesos tecnológicos aplicables.....	71

D.1.2 Pasos del proceso .....	71
D.2 SUBCUENCAS UTILIZADAS EN EL ESTUDIO .....	71
D.3 INFORMACION DISCRETA vRS INFORMACION CONTINUA DE CAUDALES .....	72
D.4. RECOLECCION DE LA INFORMACION .....	73
D.4.1 Limitaciones .....	73
D.4.2 Ajustes .....	73
D.4.3 Calidad de los datos .....	74
<b>E. RESULTADOS .....</b>	<b>75</b>
E.1. MODELO PROPUESTO .....	75
E.1.1 Descripción del modelo propuesto .....	75
E.1.1.1 Ajustes adoptados .....	75
E.1.1.2 Características y alcances del modelo .....	75
E.1.2 Leyes del modelo .....	76
E.1.2.1 Balance hídrico y regulación de las aguas .....	76
E.1.2.2 Factores condicionantes y su caracterización .....	78
E.1.2.2.1 Factores condicionantes .....	78
E.1.2.2.2 Caracterización temporal y espacial .....	79
E.1.3 Modelación de los caudales .....	80
E.1.3.1 Explicación del proceso de recarga .....	80
E.1.3.2 Explicación del proceso de escorrentía directa .....	80
E.1.3.3 Esquema de la cuenca con sus entradas y salidas .....	81
E.1.3.4 Esquema de la variación temporal de la escorrentía en la cuenca .....	81
E.1.4 Usos del modelo .....	82
E.1.4.1 Explicación y cálculo del efecto de regulación .....	82
E.1.4.2 Explicación y cálculo de escenarios .....	83
E.1.4.2.1 Algoritmo de cálculo .....	83
E.1.4.2.2 Aplicaciones de los escenarios .....	84
E.1.4.2.2.1 Enfoque hacia los pronósticos .....	84
a) Cambios en el uso de la tierra: .....	84
b) Cambios climáticos: .....	84
c) Cambios en el uso de la tierra y cambios climáticos: .....	84
E.1.4.2.2.2 Enfoque hacia el control .....	84
E.1.5 Aspectos no considerado en el modelo .....	85
E.2 ESTRUCTURA DEL MODELO .....	86
E.2.1 Aspectos básicos del modelo .....	86
E.2.1.1 Tipificación de las variables y de los parámetros .....	86
E.2.1.2 Proceso general del cálculo y de las mediciones .....	86
E.2.2 Proceso detallado del cálculo y de las mediciones .....	92
E.2.2.1 Calculo de la recarga potencial .....	92
E.2.2.1.1 Aspectos hidrológico-climáticos .....	92
a) Precipitación promedio diaria .....	92
b) Precipitación por deposición nubosa. (lluvia horizontal) .....	92
c) Intercepción en la cobertura vegetal .....	92
d) Intensidad de lluvia .....	92
e) Evapotranspiración real .....	93
E.2.2.1.2 Aspectos Edáfico - Geológicos .....	94
a) Estudios hidrogeológicos .....	94
b) Estudios de suelos .....	94
c) Pendiente del terreno .....	94
d) Capacidad de infiltración – Coeficientes de infiltración .....	95

e) Lámina de almacenamiento en el perfil del suelo .....	96
f) Detención del flujo y efecto sobre la infiltración.....	98
E.2.2.1.3 Uso de la tierra .....	98
a) Cobertura del terreno y práctica conservacionista.....	98
E.2.2.2 Cálculo de la descarga de la cuenca .....	99
E.2.2.2.1 Lámina de descarga observada y corregida.....	99
E.2.2.2.2 Turbiedades como indicador de escurrimiento superficial .....	100
E.2.2.2.3 Velocidad específica en la cuenca.....	101
E.2.2.3 Medición y ajustes en los caudales .....	101
E.2.2.3.1 Medición de caudales.....	101
a) Mediciones discretas .....	101
b) Mediciones continuas .....	102
E.2.2.3.2 Ajuste de caudales por extracciones y trasvases .....	102
E.2.2.3.3 Ajustes por flujo regional.....	103
E.3 METODOLOGIA PARA LA CALIBRACION Y VALIDACION.....	104
E.3.1 Fases alcanzadas y fases propuestas .....	104
E.3.1.1 Fase de calibración .....	104
E.3.1.2 Fase de validación y análisis de sensibilidad .....	104
E.3.1.2.1 Fase de validación .....	104
E.3.1.2.2 Análisis de sensibilidad.....	105
E.3.1.3 Requerimientos .....	105
E.3.1.3.1 Información continua de caudales.....	105
E.3.1.3.2 Información discreta de caudales .....	109
E.3.1.3.3 Requerimientos financieros para las instalaciones.....	109
E.3.1.3.4 Requerimientos de estudios específicos.....	109
E.3.2 Instalación preliminar del modelo.....	109
<b>F. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....</b>	<b>111</b>
<b>G. BIBLIOGRAFÍA .....</b>	<b>113</b>

LISTADO DE CUADROS	Página
Cuadro 1-D Datos de las cuencas seleccionadas.....	72
Cuadro 1-E Parámetros y variables del modelo.....	78
Cuadro 2-E Métodos para calcular evapotranspiración de referencia .....	93
Cuadro 3-E Método para determinar los coeficientes de infiltración .....	95
Cuadro 4-E Cálculo del almacenamiento en el suelo (mm).....	96
Cuadro 5-E Cálculo de la lámina de descarga .....	99
Cuadro 6-E Calculo de la velocidad específica .....	101
Cuadro 7-E Calculos para ajuste de caudales en la cuenca .....	102
Cuadro 8-E Costos de la instalación para la fase de calibración y validación .....	109

#### LISTADO DE FIGURAS

Fig. 1-A. Presa de derivación a filo de agua en la subcuenca del río Jorco.....	11
Fig 1-C Detalle típico de presa de derivación a filo de agua.....	59
Fig 1-E Cuenca en estudio y áreas de condiciones determinantes homogéneas.....	81
Fig 2-E Escorrentía en la cuenca y componentes de flujo.....	82
Fig 3-E(a) Variables de entrada y parámetros – Ecuación 1-E.....	88
Fig 3-E(b) Variables de entrada y parámetros- Ecuación 2-E.....	89
Fig 4-E(a) Esquema para el uso del modelo.....	90
Fig 4-E(b) Esquema para el uso del modelo.....	91
Fig. 5-E Ubicación del estiaje mediante datos de turbiedades.....	100
Fig 6-E(a) Proceso iterativo para la calibración-validación del modelo (Paso 1) ...	106
Fig 6-E(b) Proceso iterativo para la calibración-validación del modelo(Paso 2) .....	107
Fig 6-E(c) Esquema del proceso iterativo para la calibración del modelo(Paso 3)...	108

#### LISTADO DE ANEXOS

Anexo 1. Factor de detención del flujo ( <b>FDi</b> )	124
Anexo 2. Bondad de ajuste en modelos hidráulicos desarrollados por CIH.	126

## GLOSARIO DE TERMINOS UTILIZADOS EN EL MODELO

Símbolo	Explicación
A	Area total de la cuenca en estudio (expresada en km <sup>2</sup> )
A <sub>i</sub>	Fracción de área de la cuenca con condiciones homogéneas (fracción decimal)
Acs	Area de cuenca subterránea que aporta en estiaje (expresada en km <sup>2</sup> o en m <sup>2</sup> )
ADT	Agua disponible total en la zona radicular (mm)
AFD	Agua fácilmente disponible en la zona radicular (mm).
$\alpha$	Algoritmo para evaluación del desempeño (valor de ajuste inicial)
$\alpha^*$	Algoritmo para evaluación del desempeño (valor de ajuste mejorado)
CC	Capacidad de campo (% en volumen)
C°	Grados Celsius.
C <sub>ti</sub>	Coefficiente de infiltración en el terreno.
C <sub>e<sub>ti</sub></sub>	Coefficiente de escurrimiento en el terreno.
C <sub>fc</sub>	Coefficiente de infiltración por textura del suelo.(expresada en fracción decimal)
CO <sub>2</sub>	Dióxido de carbono.
E	Escorrentía en la cuenca
Ed	Escorrentía directa en la cuenca
ET	Evapotranspiración en la cuenca.
ET <sub>ti</sub>	Evapotranspiración real en zonas A <sub>i</sub> con factores determinantes homogéneos.
ETP <sub>ti</sub>	Evapotranspiración potencial en zonas A <sub>i</sub> con factores determinantes homogéneos.
ET <sub>0ti</sub>	Evapotranspiración de referencia en zonas A <sub>i</sub> con factores determinantes homogéneos.
(e <sub>s</sub> - e <sub>a</sub> )	Déficit de la presión de vapor [kPa]
e	Base de los logaritmos neperianos.
Ext <sub>t</sub>	Total de agua extraída y retorno a la cuenca.
FD <sub>ti</sub>	Factor de detención del escurrimiento en el terreno
FDe <sub>ti</sub>	Factor facilitador del escurrimiento en el terreno
FR	Factor de regulación de la cuenca.
Fsub <sub>on</sub>	Lámina de agua observada que corresponde a descarga de recesión.
Fsub <sub>pn</sub>	Lámina potencial de agua que se recarga.
Fsub	Flujo lento en terrenos.
f <sub>c</sub>	Infiltración básica del suelo o capacidad de infiltración en terreno nivelado.
G	Flujo de calor en el suelo [kPa/ °C ]
GCM	Modelos de circulación global de la atmósfera.
Ip	Infiltración potencial por textura (mm/día).
INT	Intensidad de lluvia en unidades indicadas
I <sub>ti</sub>	Intercepción por cobertura. (fracción decimal)
Kc	Coefficiente del cultivo (expresado en fracción decimal)
k <sub>ti</sub>	Aporte por humedad atmosférica (expresada en fracción decimal)
kn	Constante de recesión de la cuenca para el año n.
kn1	Constante de recesión de la cuenca para el año n-1.
Ks	Coefficiente de estrés hídrico. (adimensional)
m	Máximo número de posibles unidades espaciales diferenciables.
NTU	Unidades nefelométricas de turbiedad.
p	Factor de agotamiento del agua en el suelo (adimensional).
P	Precipitación en la cuenca.
P <sub>ti</sub>	Precipitación.
$\rho_{ti}$	Factor de almacenamiento y transmisión del agua.
Palm <sub>c</sub>	Profundidad de almacenamiento en el perfil del suelo en la cuenca (m) .
Ph	Precipitación de aporte horizontal (mm)
PRrad	Profundidad radicular (m)
PRT	Profundidad radicular mas profundidad de almacenamiento en la cuenca (m)

Continúa



## GLOSARIO DE TERMINOS UTILIZADOS EN EL MODELO (Continuación)

Símbolo	Explicación
PMP	Punto de marchitez permanente (% en volumen)
$Q_0$	Valor de caudal al inicio del período de recesión.
$Q_1$	Caudal de recesión medido t días desde el momento en que se midió el valor $Q_0$ .
$Q_{est}$	Caudal de estiaje
$Q_{ext_t}$	Caudal de agua que se saca de la cuenca o acuífero.
$Q_n$	Caudal medido al inicio de estiaje en el tiempo $t_1$ .
$Q_{n-1}$	Caudal medido al inicio del estiaje (lps) en el año n-1.
$Q_R$	Flujo de intercambio regional (mm)
$Q_R(t)$	Salida real del sistema en el instante t
$Q_S(t)$	Salida del sistema según el modelo en el instante t.
$Q_{trasv_t}$	Caudal de agua que se trasvasa a la cuenca.
QB	Flujo base que discurre en el cauce
$QB_{n-1}$	Flujo base del año antecedente
$Q_x$	Caudal medido en el momento x en la cuenca (lps).
$R^2$	Coefficiente de determinación en la correlación.
RP	Rangos de pendientes
Ra	Radiación solar global en el tope de la atmósfera [Mj/m <sub>2</sub> /día]
Rn	Radiación neta [Mj/m <sub>2</sub> /día]
r	Máximo número de subperíodos de análisis temporal
$t_1$	Inicio del estiaje del año n.
$t_2$	Final del estiaje del año n, medido en días.
$t_{1x}$	Del inicio de estiaje del año n-1 hasta el inicio del estiaje del año n.
$t_{2x}$	Del inicio del estiaje del año n-1 hasta el final de estiaje del año n.
T	Temperatura media del aire [°C]
Tmax	Temperatura máxima del aire [°C]
Tmin	Temperatura mínima del aire [°C]
TURBest	Valor de turbiedad del agua en estiaje. (en NTU)
TURB <sub>i</sub>	Valor de turbiedad del agua. (en NTU)
Trasv <sub>t</sub>	Total de agua trasvasada a la cuenca.
UT	Clasificaciones de uso de la tierra
U2	Velocidad del aire a 2 m sobre el suelo [m/s]
$V_R$	Volumen promedio anual de escorrentía real
$V_S$	Volumen promedio anual simulado
VESPest	Velocidades específicas de estiaje en la cuenca (mm/día)
VESPx	Velocidad específica en la cuenca en el momento x. (mm/día)
y	Constante psicrométrica [kPa/°C]
$\Delta$	Pendiente de la curva de presión de vapor [kPa/°C]
$\Delta A$	Cambio en el almacenamiento (mm/año)
(1- $\rho_{ii}$ )	Factor reductor del almacenamiento-transmisión.
$\eta$	Porosidad total o humedad volumétrica saturada (% en volumen)
$\eta_{pe}$	Rendimiento específico del suelo en estudio (% en volumen)
$\eta_{re}$	Retención específica del suelo en estudio. (% en volumen)
$\emptyset$	Factor que excluye el área con PRT<PRrad.
$\zeta$	Representa los factores climáticos.
$\xi$	Representa los factores climáticos.
$\phi$	Representa los factores edáfico, topograficos y de uso de la tierra.

## A. INTRODUCCION

El deterioro ambiental afecta la disponibilidad y la calidad de las aguas necesarias para abastecer a las ciudades; aspecto que depende de territorios donde drenan y se almacenan las aguas. En estos territorios, los entornos cubiertos originalmente por bosques han sido intensamente modificados para dar paso a actividades forestales, agropecuarias, urbanas e industriales; en general sin valorar la afectación sobre los recursos hídricos captados actualmente o que serán necesarios a futuro.

La ausencia de un adecuado conocimiento sobre la relación que existe entre las aguas (la oferta estacional de las cuencas) y el uso de la tierra en el territorio donde se originan esas aguas; determina que las decisiones sobre el cambio de ese uso se tomen sin valorar los efectos que se producirán, en especial respecto a las modificaciones de régimen de caudales estacionales (efecto de regulación del flujo) y sobre la calidad del agua.

Constantemente se da un incremento de la demanda del agua en las metrópolis; a su vez el efecto de crecimiento de la mancha urbana en forma periférica y extendida genera el deterioro de zonas naturales, cuencas y acuíferos; en consecuencia la oferta de agua cruda de calidad adecuada es cada vez más menor. En toda esta situación se carece de criterios que permitan valorar el efecto del cambio de uso de la tierra sobre la disponibilidad de agua, bajo un abordaje hidrológico, para luego pasar a un análisis económico sobre el tema. Esto para fundamentar los mecanismos de compensación utilizados por el Estado (vg. pago de servicios ambientales) desde una perspectiva que considere la relación agua-territorio y el costo real unitario de reponer los caudales perdidos.

Por otra parte, salvo en el caso del Embalse El Llano, que se utiliza tanto para generar energía eléctrica, como para abastecer de agua a la población del Area Metropolitana de San José; en todas las demás derivaciones de aguas para consumo humano existentes en Costa Rica, se carece de embalses que permitan almacenar el agua que discurre como excedente de época húmeda. Es por eso que el tema de las reducciones del flujo base de estiaje, adquiere especial relevancia máxime cuando existe la posibilidad de que los caudales demandados a futuro superen la disponibilidad del agua en época seca. El efecto de mejorar la disponibilidad del agua de estiaje, reduciendo los excedentes de época húmeda para condiciones climáticas similares; denominado efecto de regulación de la esorrentía es un tema relevante, que se aborda en la presente investigación.

A su vez, los efectos de la *variabilidad climática* y del *cambio climático* vienen a urgir la necesaria sistematización de la información para conocer la respuesta en las cuencas hidrográficas, ante los cambios en precipitación y temperatura que se han pronosticado para Costa Rica; especialmente en los escenarios de caudales deficitarios basados en los modelos climáticos regionales y globales, como es el uso del modelo PRECIS.

Especialmente cuando se sabe que todo el fenómeno de respuesta hidrológica que ocurre en las cuencas hidrográficas es distorsionado adicionalmente por el efecto antrópico, en una combinación muy compleja.

En todo caso; sea para justificar las medidas que deben adoptar las institucionales usuarias de las aguas, para definir medidas de planificación de demanda y oferta de las aguas, para justificar las medidas de ordenamiento del territorio o la restauración de ecosistemas; se requiere mejorar el conocimiento sobre los usos de la tierra respecto a los aspectos climáticos e hidrológicos, con el enfoque dinámico que aportan los instrumentos de la modelación.

Los beneficios que tendría el contar con el modelo indicado serían:

1. contar con un modelo aplicable a cuencas con datos puntuales o sea sin registros continuos de caudales, que relacione en forma adecuada los caudales con los aspectos climáticos, fisiográficos y de uso de la tierra para efectos de control de calidad del dato.
2. pronosticar la variación de caudales que se producirían ante diferentes alternativas de uso de la tierra y condiciones conocidas de entradas climáticas.
3. Para condiciones de cuenca dadas, conocer las variaciones de caudales que se tendrán si se cuenta con datos de entrada determinados por los efectos de *variabilidad climática* y *cambio climático*.
4. Conocer y evaluar los beneficios e impactos hidrológicos, cuando existe un plan de cambio de uso de la tierra (Caso con o sin proyecto, pago de servicios ambientales),
5. Contribuir a la selección de los territorios nacionales de mejores condiciones hidrológicas para la recarga de las aguas, a efecto de asegurar el abastecimiento de agua potable a poblaciones.

En la investigación, se ha tomado como sitio de estudio la subcuenca del río Jorco (sus subcuencas) en el flanco sur de las estribaciones denominadas Cerros de Escazú, en Costa Rica.



Fig. 1-A. Presa de derivación a filo de agua en la subcuenca del río Jorco.

Dada la limitante insalvable de la cantidad y de la calidad de los datos de caudales, el objetivo de la investigación se centró en: desarrollar y presentar un modelo determinístico teórico; definir las necesidades de infraestructura para obtener los datos y presentar la metodología para calibrar y validar dicho modelo, a efecto de que se constituya en un modelo hidrológico.

## B. OBJETIVOS E HIPOTESIS

### B.1 OBJETIVOS

#### B.1.1 Objetivo general:

Desarrollar una metodología para que a partir de información adecuada en cantidad y calidad se pueda contar con un modelo hidrológico determinístico, de aplicación a cuencas hidrográficas pequeñas con datos climáticos continuos y con datos de caudal discretos; que relacione entradas y salidas climáticas e hidrológicas y uso de la tierra, con la regulación de caudales.

#### B.1.2 Objetivos específicos

1. Proponer un modelo físico matemático teórico determinístico para las condiciones indicadas.
2. Proponer la metodología para la fase de calibración y validación del modelo.

### B.2 HIPOTESIS

Es posible construir un arreglo físico matemático, expresado como una serie de operaciones que son una función del espacio y del tiempo, para que a partir de información limitada de entrada (variables independientes) se obtengan valores de salida (variables dependientes), determinadas por las condiciones del sistema, y con capacidad de representar adecuadamente la realidad conocida.

## C. REVISION DE LITERATURA

En esta sección se hace una revisión de literatura de las relaciones de tipo hidrológico que fundamentan el modelo propuesto.

### C.1 AGUA Y BOSQUE

#### C.1.1 Relación ecosistémica

El bosque tropical húmedo típico, es descrito por Budowski (1980) ; como una gran diversidad de especies de árboles con diferentes formas de crecimiento, sin estratos definidos, pudiéndose encontrar más de 100 especies diferentes de árboles por hectárea. El sotobosque no es muy denso y se ven lianas, palmas de todos tamaños y muchas epífitas pertenecientes a numerosos grupos botánicos. La fauna es muy variada aunque no necesariamente muy abundante y fácil de ver. .... Los suelos en general son ácidos (ph entre 4 y 5 más comunes), de tipo “oxisoles”, “ultisoles” y “alfisoles”, son meteorizados y lixiviados, siendo notable que el ecosistema del bosque húmedo es increíblemente eficiente para recircular nutrientes derivados de la descomposición de hojarasca, flores, frutos, ramas y troncos caídos. ... El suelo tiene usualmente un porcentaje relativamente alto de materia orgánica producto de la descomposición de detritus orgánicos, pero ésta se descompone rápidamente y los nutrientes son incorporados a los tejidos. Este autor caracteriza a los bosques húmedos como bosques de altura, que al quedar expuestos a los vientos prevalentes y con alta nubosidad que generalmente provienen del norte o noreste producen un efecto de esponja al crear con sus ramas y epífitas una barrera a los vientos ascendentes, generando un aumento considerable en la precipitación. Estos bosques tienen enorme importancia para el régimen hidrológico de los valles situados más abajo. La remoción de estos bosques produciría efectos catastróficos respecto a erosión, sequías e inundaciones y destrucción de hábitat del quetzal y otras especies. Casi siempre se encuentran en cuencas críticas y en fuertes pendientes, cumplen una importantísima función de protección y no deben convertirse a otros usos. (Budowski 1980)

Atención especial se debe brindar a los bosques nubosos; Holdridge (1982) indica que: “ se presentan bosques nubosos en todas las franjas altitudinales con vegetación arborea de la región tropical”, estas condiciones corresponden a asociaciones atmosféricas húmedas y son más frecuentes en las zonas de vida desde el Bosque Húmedo al Bosque Pluvial de las fajas Premontano y Montano Bajo, de la Región Tropical.

Es conveniente analizar la relación entre la precipitación y la cobertura de bosque tropical; desde el dosel (área de copas), el sotobosque, el mantillo y el espacio ocupado por el sistema radicular. Cerca del 5% de la precipitación total que cae sobre el bosque es interceptada por el dosel . Alrededor del 95% llega al suelo por goteo, por caída directa o por escurrimiento por los fustes. Parte del agua se infiltra y el resto se acumula en la superficie, de donde una pequeña parte se evapora y el resto escurre en forma escorrentía laminar o canalizada. La parte del agua infiltrada que no es captada por las raíces se incorpora al escurrimiento. El bosque devuelve a la atmósfera gran parte de la precipitación total que recibe. El balance anterior es muy general, ya que se depende del tipo de bosque, de suelo y del clima. La capacidad de intercepción depende del área foliar, de la forma y tipo de la hoja, de la orientación en el espacio y de su temperatura. Además de aspectos climáticos, como el déficit de saturación de humedad del aire; que en tanto sea mayor, mayor será la evaporación del agua captada y la intercepción. La capacidad de almacenaje corresponde a un valor entre 2 mm y 5mm de lluvia aproximadamente; cantidad que corresponde a lo que un bosque puede transpirar en un día. (Heuveltop 1986:235).

Los datos de agua captada por un pluviómetro bajo un árbol con respecto al agua captada por otro pluviómetro a campo abierto en el mismo sitio, indican la diferencia considerable de precipitación causada por la condensación de la niebla, la que depende de la altura y de la superficie foliar de la vegetación. Estos hechos son de gran importancia dado que la remoción de la vegetación puede disminuir considerablemente el caudal de las corrientes. (Holdridge 1982:86,87). En algunos bosques se ha medido un aporte de la precipitación horizontal de hasta un 50% adicional a la precipitación total que recibe el bosque. El tamaño de las gotitas de agua de las nubes o neblina es de 0.01 mm de diámetro, gotas de este tamaño no caen por gravedad y más bien flotan por efecto de las fuerzas ascendentes del aire caliente. (Heuveldop et al.1986:235). Holdridge (1982) insiste en que el agua es un recurso progresivamente limitante en ciertas áreas, por lo que se hace necesaria una mayor investigación sobre la relación entre humedad que se condensa y la vegetación.

Zadroga (1981) apunta que la eliminación del bosque en regiones templadas da paso a incrementos temporales en el flujo de caudales; aspecto asociado principalmente a la reducción de las pérdidas por evapotranspiración; la intercepción de la humedad por la masa forestal, normalmente constituye una pérdida por evaporación que de otra forma habría alcanzado el suelo; estas observaciones sugieren que una de las mejores formas de incrementar el escurrimiento podría ser eliminar todo el bosque o partes de la cobertura boscosa. Esta es una técnica de manejo usada en algunos países. Sin embargo si se trata de un bosque nuboso Montano, la deforestación puede causar una disminución sustancial en el rendimiento de las aguas. En Costa Rica este tipo de asociación boscosa cubre aproximadamente el 8,7 % del territorio. (Zadroga 1981:59,73).

La velocidad de caída de las gotas aumenta con su tamaño y en forma proporcional se aumenta el riesgo de erosión de los suelos. El dosel produce la disminución del *momentum* que es la relación entre el tamaño de las gotas y su velocidad, reduciendo este efecto; sin embargo cuando se supera la capacidad máxima de intercepción de las hojas, la caída de gotas grandes desde el dosel produce un *momentum* peligroso por su efecto destructivo. La protección de la erosión atribuida al bosque primario, se debe a la estratificación escalonada y a la existencia de vegetación herbacea del sotobosque. (Heuveldop et al 1986:235)

Fournier menciona que para Bosque tropical lluvioso la biomasa alcanza a 45 kg/m<sup>2</sup>, en arboledas y matorrales la biomasa llega a 6 kg/m<sup>2</sup>, mientras que en tierras de cultivo el valor indicado es de 1 kg/m<sup>2</sup>. (Fournier 1998:15).

Un factor importante es que, cuando la vegetación muere y se descompone en el sitio, aumenta el contenido de materia orgánica y de humus del suelo y con ello la porosidad y capacidad de aereación y de retención de agua de los terrenos, a lo que contribuye el aumento de la actividad de los microorganismos que en mayor número viven en los suelos con vegetación (Suárez 1982:40; Heuveldop 1986:127).

Maldonado y Rodríguez (1999) al ilustrar la velocidad con que se pierde el suelo debido al mal uso de la tierra; apunta que en Abangares, dos sitios distantes 500m, con pendientes y otras condiciones similares, con la diferencia que uno había sido conservado con bosque natural, mientras que el otro se encontraba en pasto abandonado. La profundidad efectiva de suelo en el terreno con pastos resultó 45 cm menor respecto al terreno con bosque. La textura del suelo en el área con bosques era Franco arenosa gruesa y Franco arcillosa en el subsuelo, mientras que en el área con pasto abandonado era Franco arcillosa desde la superficie. Diferencia explicada por la pérdida del horizonte debido al sobreuso de la tierra.

### C.1.2 Reducción de bosques y producción de agua

Diversos autores y profesionales señalan que la reducción y eliminación de bosques produce un aumento en caudales, aspecto que ha sido documentado en publicaciones; este apartado versa sobre ese tema.

Hewlet (1982) explica el método de cuencas pareadas, desarrollado por los hidrólogos forestales para resolver las dificultades experimentales en el balance hídrico. La primera cuenca experimental fue la de Wagon Wheel Gap Experiment en Colorado USA (Desarrollada en forma conjunta entre 1909 y 1919 por U.S Forest Service y el Weather Bureau.) no solo para conocer los valores absolutos de la evapotranspiración, sino además conocer las diferencias de valores de la evapotranspiración entre dos o más tipos de cobertura forestal diferentes. La calibración se realiza en cuencas de entre 25 a 50 há y deben ser adyacentes y contar con estaciones de flujo de escorrentía y de valores meteorológicos.

Cavelier y Vargas. (2002) señala que una de las formas más directas de medir el papel de la cobertura vegetal en el balance hídrico, es mediante la medición de las variaciones en la descarga de la cuenca, que pueden ocurrir por una disminución de esa cobertura (deforestación) o un aumento de la misma (aforestación).

El análisis estadístico realizado en 94 cuencas (Bosch y Hewlet 1982 citado por Cavelier y Vargas 2002) y 145 cuencas experimentales (Sahin y Hall 1996 citado por Cavelier y Vargas 2002) en zonas templadas, arrojó los siguientes resultados.

- a) una reducción en la cobertura de bosques produce un incremento en el rendimiento hídrico anual y no una disminución como generalmente se piensa. Al restablecer la cobertura, se redujo el rendimiento .
- b) El tipo de cobertura vegetal afecta de manera significativamente diferente el rendimiento hídrico de la cuenca, según se trate de bosques latifoliados, arbustos, coníferas o *Eucalyptus*. (Hewlet 1982).

Si bien esos resultados son en su mayoría de experimentos realizados en bosques templados; se ha observado resultados similares en bosque tropicales, en África (Pereira 1962 citado por Cavelier y Vargas 2002), (Lal 1997 citado por Cavelier y Vargas 2002) y en el neotrópico. Fritsch (1990) citado por Cavelier y Vargas (2002), al estudiar 6 microcuencas; midió un incremento del 146% de rendimiento en el flujo en las cuencas deforestadas respecto a las cuencas control, en los primeros 6 a 12 meses de la intervención. Con la regeneración natural, plantaciones comerciales de Pinus, Eucalyptus, toronja y pasturas, el rendimiento disminuyó. Esto se explica: al pasar de cobertura de bosque a la de pastos, por la reducción del índice de área foliar y de evapotranspiración, el agua que no se transfiere a la atmósfera pasa al suelo para alimentar la escorrentía.

El efecto de aumento del rendimiento hídrico explicado, ocurre siempre que la precipitación local no disminuya. Esta disminución de lluvia local podría ocurrir cuando la misma dependa del efecto convectivo, es decir que sea producida en gran medida por aporte a la atmósfera por efecto de evapotranspiración del bosque.

Bruijnzeel (1988) citado por Cavelier y Vargas. (2002) indica que en contraste con el efecto positivo de la deforestación sobre el rendimiento hídrico anual, durante la época de sequía se puede presentar tanto un aumento como una disminución en el caudal de los ríos. La disminución en el caudal puede obedecer a efectos causado por cambios en las propiedades físicas e hidráulicas de los suelos, según autores que menciona Cavelier y Vargas (2002) y que destacan los siguientes resultados:

- En terrenos deforestados y en proceso de rehabilitación en estudios en Nigeria, se encontró un aumento de la densidad aparente de los suelos y la disminución

- concomitante en su conductividad hidráulica, especialmente si estos habían sido perturbados. (Lal 1996 citado por Cavelier y Vargas 2002:158).
- En la Amazonía se encontró que la conductividad hidráulica en suelos oxisoles superficiales (0 a 20 cm) cubiertos por pastizales pisoteados por el ganado, era significativamente menor que en bosques. (Tomasella y Hodnett 1996 citado por Cavelier y Vargas 2002:158).
  - Si se mantienen las condiciones hidráulicas al pasar de bosques a pastos, con la disminución en la evapotranspiración, debe incrementar el flujo base. Esto se documentó en experimentos en Tanzania, utilizando cuencas pareadas donde se hizo un manejo adecuado de los suelos, después de que se había deforestado.(Edwards y Blackie 1981 citado por Cavelier y Vargas 2002:158).
  - Cuando se comparan hidrogramas de descarga de tormentas individuales, se observa que los picos y los cocientes entre los volúmenes de agua escurrida y agua precipitada son mayores en las cuencas cubiertas con pastizales que en pequeñas cuencas tropicales cubiertas con bosques. (Millet et al 1998 citado por Cavelier y Vargas 2002:158).
  - Bruijnzeel (1990) realiza estudios en bosques húmedos tropicales e indica que cuando se dan cambios en la tasa de infiltración de los suelos, el agua que ya no es evapotranspirada y que debiera contribuir al flujo base que alimenta quebradas y ríos, termina saliendo rápidamente de la cuenca en forma de escorrentía superficial. En consecuencia las observaciones de que los regímenes hídricos de los ríos se ven deteriorados por la deforestación no es en realidad el resultado mismo de la deforestación sino el reflejo de un cambio en las propiedades del suelo, lo cual afecta directamente la velocidad y la dirección del flujo del agua.

Las diferentes percepciones respecto al impacto en la función hidrológica producido por la eliminación de los bosques y la conversión a otros usos de la tierra han dado paso al creciente y acalorado debate sobre la dirección de las políticas ambientales pública en el sureste de Asia. Para contribuir a esclarecer y balancear el debate, Bruijnzeel (2004) realiza una extensa revisión de documentos en todo el mundo en condiciones húmedas tropicales en general y en el sureste de Asia en particular; abordando temas sobre: influencia de la presencia o no de una adecuada cobertura forestal sobre la precipitación, rendimientos de escorrentía total o estacional (inundaciones – flujos bajos), diferentes formas de erosión y de producción de sedimentos en cuencas. Bruijnzeel (2004) aborda el tema de la relación entre el bosque tropical y el rendimiento de las aguas en cuencas; a partir de los aparentes resultados contradictorios que existen en las investigaciones.

Bruijnzeel et al (2006) realizan estudios en Costa Rica y concluyen que el reemplazo del bosque por pastos tiende a incrementar las cantidades de los flujos anuales, aunque mucho menos en el caso de la conversión de los bosques nubosos. Las áreas de bosque nuboso pueden mostrar flujos reducidos a causa de su eliminación, pero esto tiende a ser muy localizado. La no ocurrencia de impactos hidrológicos por una parte, el notable deterioro de la calidad del agua, el incremento en la erosión del suelo y en los riesgos de deslizamiento, la pérdida de biodiversidad; son aspectos a considerar respecto a la eliminación del bosque nuboso. Por otra parte, los incrementos en la escorrentía y en los picos de flujo observados después de la conversión de bosques nubosos en escala local, desaparecen a escala operacional, a causa del efecto de “dilución” de la variabilidad espacial de la lluvia.

En este estudio se hace uso de un equipamiento especial: a) equipo micrometeorológico de campo (radiación de onda corta y de onda larga, termocuplas para medir variación de temperatura, sensor de humedad relativa, sensor de humedad de hojas de la vegetación); b) torres de 25m de altura con : medidores de deposición de neblina, medidores de lluvia normales,

esféricos y tipo Juvik, anemómetros; c) equipo recolector de lluvia bajo bosque (canaletas y sensores de lluvia tipo báscula) y recolectores de flujo en fustes, ) equipo de registro continuo del contenido de agua del suelo a diferentes profundidades (TDR= time domain reflectometry); d) muestreadores de suelos para medir densidad de raíces; e) equipo de laboratorio de suelos, e) medidores V de caudal en cauces y registradores continuos de flujo de caudal en cauce.

En estudios realizados en Costa Rica (Calvo 2008), sobre interceptación de la niebla para una mayor producción de agua o rendimiento hídrico en áreas tropicales (utilizando FIESTA-CQflow model), se realizan: a) comparaciones directas del caudal en pequeñas cuencas, apoyado en la identificación de los procesos; b) mediciones continuas y modelación en conjunto con la caracterización espacial de la topografía, suelos, el clima y la vegetación, d) cuantificación de los parámetros del balance hídrico, lo que permitió la evaluación de las pérdidas por percolación profunda  $L$ , a partir de  $P + CW + WDR = Et + Ei + Q + L$  (Precipitación + niebla + lluvia transportada por el viento = evaporación + caudal + percolación). En ese estudio, se realiza la validación del modelo hidrológico, con predicciones a dos escalas diferentes: 10 ha (San Gerardo), 92 km<sup>2</sup> (Río Chiquito) y se crean escenarios de deforestación para predecir los efectos en el caudal

Los pluviómetros convencionales sub-estiman severamente la precipitación real debido a los efectos del viento tanto por velocidad y exposición. Especialmente, porque la mayor cantidad de lluvia es transportada por el viento en ángulos no verticales. Las entradas por niebla están casi siempre acompañadas por precipitación horizontal (PH); pero el aporte de niebla es muy pequeño (menos del 4% de PH). Los bosques nubosos capturan aproximadamente el 25% de la precipitación horizontal más la niebla, mientras los pastos capturan aproximadamente solo el 15%. El resto de la lluvia inclinada el viento la transporta a otros sitios, donde con la pérdida de la velocidad cae en forma vertical o pasa a condiciones donde se evapora en la atmósfera. En la zona de estudio, la cuencas cercanas (con bosque una y con pastos otra) o a pesar de estar tan cerca reportan datos muy distintos, lo que se debe a la exposición de cada sitio al efecto del viento. En el caso de Cerro amigos, la lluvia vertical es la mas baja debido al viento, y la lluvia horizontal es la más alta por la misma razón. Esta situación ha complicado los estudios de hidrología de cuencas debido a que no se ha logrado desarrollar una técnica efectiva para medir las entradas de lluvia en una cuenca montañosa expuesta al viento.

El argumento de que estas cuencas producían más por el efecto de la niebla en realidad no esta demostrado, lo que se demostró fue la existencia de lluvia horizontal; en consecuencia la eliminación del bosque nuboso a cambio de pasto supone un pérdida neta de 10% de lluvia horizontal (25%-15% de diferencia en la intercepción), pero esto es compensado a su vez por la diferencia en las tasas de evapotranspiración de los dos usos (más evapotranspiración en bosque que en pasto en iguales condiciones) lo cual al final da como un resultado que el balance hídrico tenga casi los mismos resultados. Esto son simples estimaciones basadas en el balance de humedad del suelo en periodos de control. (Calvo 2008).

A partir de esos estudio, al evaluar la políticas nacionales de manejo de bosques en Costa Rica; Calvo (2008) indica que : a) La conversión del bosque nuboso en pastos no conduce a incrementos significativos anuales o estacionales en la producción de agua, como es comúnmente observado después de convertir otros tipos de bosques que no son nubosos, b) La conversión del bosque nuboso tampoco produce disminuciones en la producción de agua o caudal. Esto se explica porque generalmente los bosques nubosos se ubican en áreas con altas precipitaciones y de baja evaporación, - estas áreas son altamente productivas de agua independientemente de la presencia o ausencia de bosque nuboso, c) De cualquier manera, estos bosques merecen protección especial al producir agua de buena calidad aun cuando no necesariamente de más cantidad de agua, d) los esquemas de pago de servicios ambientales necesitan incluir la parte de calidad del agua producida y no solamente la producción de agua, además de los otros beneficios usualmente cuantificados.



### C.1.3 Cambios en rendimiento del agua por la regeneración natural.

Bruijnzeel (2004) recopila diversos estudios respecto a ese tema y señala que generalmente, con el tiempo el incremento en el rendimiento total posterior a la tala sigue una tendencia irregular hacia los valores previos a la intervención en la cuenca, reflejando el desarrollo de la regeneración o de nuevas plantaciones y de la variación entre años de la lluvia.

- Esto está dominado por el típicamente vigoroso crecimiento de la joven vegetación secundaria en el trópico (Brown y Lugo 1990 citado por Bruijnzeel 2004).
- En forma coincidente, Malmer 1992 citado por Bruijnzeel (2004) reporta un rápido retorno (de entre 3-5 años) a los rendimiento de escorrentía total previos al disturbio, en terrenos donde se había talado, pero no eliminado la cobertura del sotobosque.
- Ese mismo autor mide escorrentía en cuencas que habían perdido hasta un tercio de la biomasa expuesta cinco (5) años antes no mostraron diferencia en la evapotranspiración en los siguientes cinco (5) años excepto altos valores en los años húmedos, asociados a altas pérdidas de lluvia por intercepción.
- Por otra parte, Parker (1985) citado por Bruijnzeel (2004) en el segundo año, encontró reservas de agua de época seca en el suelo (en mm por 70 cm de profundidad) en un pequeño claro de tamaño similar al área promedio de tala típica en Costa Rica, indistinguibles de las medidas bajo crecimiento secundario de 5 años de edad.
- En tierras bajas con bosque pluviales en Malasia Peninsular, donde se había intervenido un 40% del área de plantaciones Abdul Zulkifli (1994) citado por Bruijnzeel (2004) no observó declinación en caudales durante 7 años después de la intervención, lo que hace suponer que el consumo del agua en la vegetación de regeneración, se mantuvo por debajo del valor original en las plantaciones, aspecto poco probable ante evidencias en otras experiencias.

La existencia de esas diferencias hacen muy necesario el contar con métodos complementarios a los estudios de cuencas pareadas. Estudios hidrológicos en vegetación secundaria deben ser desarrollados, solamente porque con muy pocas excepciones, más países en el trópico ahora tiene mayor área bajo vegetación secundaria, que bajo cobertura de bosque primario. (Bruijnzeel 2004).

### C.1.4 Cambio en régimen de flujo por conversión de bosque tropical.

En áreas con lluvias estacionales, la distribución de escorrentía durante el año es de mas importancia que el rendimiento total anual.

Bosch y Hewlett (1982) citado por citado por Bruijnzeel (2004) en una revisión de estudios en cuencas experimentales indican que los reportes con grandes disminuciones en la escorrentía durante la estación seca después de talado el bosque tropical son numerosos, lo que parece contradecir la evidencia presentada: la remoción de la foresta conduce a un mayor rendimiento de las aguas y a una mayor humedad en el suelo. Máxime que el grueso del incremento en el flujo de escorrentía, después de *experimentos* de eliminación del bosque se observa durante las condiciones de flujo base.

Sin embargo, las circunstancias observadas en experimentos controlados (de corto plazo) pueden diferir de aquellas situaciones del *mundo real*, que ocurren en el mediano y largo plazo; situaciones como: exposición del suelo desnudo a lluvias intensa, compactación de la superficie del suelo por maquinaria o pastoreo, desaparición progresiva de la fauna que mantenía las condiciones del suelo, incremento de áreas impermeables (carreteras y asentamientos); todas contribuyen gradualmente a reducir las oportunidades de infiltración de las aguas de lluvia en

las áreas de cambio de uso de la tierra. Bruijnzeel (2004) presenta una extensa lista de referencias que fundamentan lo indicado.

Como resultado del cambio en las características físicas e hidráulicas de los suelos, la respuesta de la cuencas a la lluvia se vuelve más pronunciada y el incremento en la escorrentía de tormentas de época lluviosa se vuelve más grande, tanto como para impactar la recarga del suelo y las reservas de agua que alimentan los manantiales y mantiene el flujo base. En otras palabras, el efecto de “esponja” desaparece. Cuando esta condición crítica ocurre, inevitablemente menores (o mínimos) flujos estacionales ocurrirán, a pesar de que se tenga una reducida evaporación asociada con la sustitución del bosque que habría producido mayor flujo base.

Si por otra parte, las características del suelo son mantenidas para así permitir la continuada infiltración de (la mayor parte) la lluvia, luego la cantidad de agua de la evaporación reducida con el cambio de la vegetación que sucede al bosque, se mostrará como un incremento en el flujo de agua de época seca.

Lal, R (1983) citado por Bruijnzeel (2004:198) señala que si bien se ha observado que los valores del escurrimiento total retornan a los niveles previos a la tala, cuando la regeneración natural es permitida; la conversión del bosque nativo a otros tipos de cobertura de la tierra puede producir cambios permanentes, tal es el caso del incremento permanente en rendimientos anuales al pasar de bosque a cultivos anuales. Los incrementos anuales medidos por Lal, R (1983) alcanzaron entre 140 mm/año, en condiciones subhúmedas en Nigeria, a 410 mm/anuales en las montañas de Tanzania, según lo reportados por Edward (1979) citado por Bruijnzeel (2004:198). Esto se explica por la menor rugosidad aerodinámica debida posiblemente a la menor área foliar, la reducida extracción de humedad del suelo por la menor profundidad de raíz; que en el caso de la conversión de bosque tropical a pastos, genera un incremento permanente de entre 150 a 300 mm por año, dependiendo de la cantidad de lluvia según Mumeka (1986) citado por Bruijnzeel y Fritsch (1993) citados por Bruijnzeel (2004: 198).

Igual resultados a los observados en pastos, se han encontrado en plantaciones permanentes de té en la cuenca Kimakia (Blackie (1979) citado por Bruijnzeel (2004:198). Este mismo autor, señala que en plantaciones de pino, luego de 8 años de haber reemplado bosques nativos en Kenia, se alcanzaron los rendimientos en el flujo de agua anteriores al cambio de cobertura.

Resultados iguales se pueden esperar en plantaciones maduras de palma aceitera y bosque lluvioso de tierras bajas; dado que los valores de evapotranspiración fueron casi iguales, aunque hacen falta estudios al respecto señala (Foong 1983 citado por Bruijnzeel 2004:198 en estudios con lisímetros y Bruijnzeel (1990) citado por Bruijnzeel (2004:198).

Vandana y Bandyopadhyayen (1983) citados por Bruijnzeel (2004: 198) en estudios realizados en India señalan que en caso particular de las plantaciones de eucalipto, particularmente en zonas sub-húmedas; deben ser planeadas en forma muy juiciosa, lejos de cursos de agua y donde las profundas raíces no tengan acceso a reservas de aguas subterráneas.

Es posible que la tala de cierto tipo de bosque tropical montano nuboso, para conversión a cultivos vegetales y pastos; sea la excepción a la regla de mayores rendimientos hídricos, dado que la evapotranspiración en bosque nubosos se sabe que es baja. Lo anterior, asociado a los ingresos extra, producto de la captura por intercepción de la humedad de las nubes hacen que el coeficiente de escorrentía sea muy alto según indican Zadroga (1981), Bruijnzeel y Proctor (1995) citado por Bruijnzeel (2004:198)

Bruijnzeel (2002<sup>a</sup>) citado por Bruijnzeel (2004:198) concluye que en el caso del aporte por intercepción de la humedad de las nubes, el efecto asociado es todavía desconocido, pero presumiblemente refleja un balance entre las pérdidas de humedad extra que se ganarían por intercepción de agua de las nubes y de la lluvia transportada por el viento, y la diferencia en el uso del agua entre la antigua cobertura y la nueva.

Existe la común noción respecto a que la función hidrológica del bosque es que el complejo de suelo forestal, raíces y detritus actúa como una esponja, llenándose de agua durante la época lluviosa y descargando lentamente durante la época seca. Después de la tala, el efecto de esponja se pierde por la rápida oxidación de la materia orgánica del suelo, por compactación por la maquinaria y por el pastoreo, con una disminución del rendimiento del agua como resultado. De hecho, el recuento de manantiales y riachuelos secándose durante la época seca después de la tala del bosque tropical son numerosos. Según reportan Lal (1987), Hamilton y King (1983), Valdiya y Bartarya (1989) citados por Bruijnzeel 2004:198. Por otro lado el número de reportes contrarios (afluentes que se secan en la estación seca, después de la reforestación de tierras degradadas) es creciente.

Cuando se trata de reconciliar estas aparentes contradicciones, es útil distinguir entre el efecto de la tala del bosque respecto **al rendimiento total del agua y respecto a la distribución estacional del flujo**. (Bruijnzeel 1989 citado por Bruijnzeel 2004:195).

#### C.1.5 Incremento de la escorrentía y efecto sobre la calidad del agua

Al eliminar el bosque para cambiar a otras coberturas, para incrementar la escorrentía anual; se debe considerar que:

- Se generará una mayor exposición del suelo, al anularse la protección contra la erosión atribuida al bosque primario (estratificación escalonada y a la existencia de vegetación herbácea del sotobosque, mencionada por Heuveland et al. 1986:235).
- Se reduce considerablemente la biomasa de la cobertura, al pasar de bosque a arboledas y matorrales o a cultivos (pasando de 45 a 6 o a 1 kg/m<sup>2</sup>, según Fournier (1998) reduciéndose el contenido de materia orgánica y de humus del suelo y con ello la porosidad y capacidad de aireación y de retención de agua de los terrenos).
- En consecuencia, el reemplazo del bosque por pastos para aumentar la disponibilidad de agua, genera un notable deterioro de la calidad del agua, el incremento en la erosión del suelo y en los riesgos de deslizamiento (Bruijnzeel et al. 2006)

Calvo (2008) realiza la aplicación del modelo Hyluc en la cuenca del río Quebradas, en Costa Rica; con un área de 3.350 ha, con un período de análisis de 10 años (lluvia, humedad y temperatura diaria) para los tres escenarios siguientes: 1. USO ACTUAL (58% forestal, 42% agropecuario), 2. SIN SOBRE USO (90% forestal, 10% agropecuario) y 3. DEFORESTACIÓN (25% forestal y 75% agropecuario). Con los datos obtenidos para los tres escenarios se determinó que la producción en hectómetros cúbicos por año ( $hm = 10^3 m^3$ ) pasó de 89.162 a 78.992 y luego a 92.056 hm al aplicar la modelación en la secuencia 1-2-3.

Como se observa, se obtiene un aumento del rendimiento total de escorrentía (un 3,2%), sin embargo la erosión media aumenta un 112,3% (se duplica), la carga de sedimentos suspendidos se incrementa en un 88,2% y la carga media de sedimentos suspendidos se incrementa en 88,6%. Al pasar de uso actual a la situación sin sobreuso (90% forestal, 10% agropecuario) se disminuye el rendimiento total de escorrentía en un 11,41%; además se disminuye al 33,7% la erosión media, se disminuye al 47,3% la carga de sedimentos suspendidos y al 46,6% la carga media de sedimentos suspendidos, respecto a las condiciones originales.

El flujo rápido (escorrentía directa) se disminuye por efecto de la reforestación o regeneración natural, y aumenta al eliminarse las restricciones al flujo sobre la superficie del terreno, que produce la vegetación. Los mayores rendimientos hídricos se obtuvieron para la cuenca modelada en escenario 3 (DEFORESTACION - 25% forestal y 75% agropecuario) la que presenta la erosión media mayor y mayor carga de sedimentos suspendidos.

### C.1.6 Aspectos metodológicos y resultados de estudios

Algunos aspectos metodológicos presentados por Bruijnzeel 2004, respecto a estudios resultan importantes de destacar:

- Comparaciones simples entre el flujo total en cuencas respecto al uso de la tierra puede llevar a grandes errores debido principalmente a determinantes geológicos de las reservas de aguas subterráneas y a fugas profundas.
- Rigurosos diseños experimentales se requieren, por ejemplo microcuencas pareadas, o modelos bien calibrados.
- El error experimental en ensayos con cuencas pareadas puede ser tal que reducciones en la cobertura forestal de un 20% por ejemplo, no producen un cambio de escorrentía que sea detectable en la microcuenca.
- Estos experimentos controlados tienen un alto costo y consumen mucho tiempo, por lo que en el trópico pocas experiencias se han realizado.
- En todos los casos, la remoción de más del 33% de cobertura forestal resultó en un significativo incremento en la escorrentía anual durante los tres primeros años, de entre 145 a 820 mm anuales. El incremento en el rendimiento del agua estuvo relacionado fuertemente con la fracción de biomasa removida.
- En los bosques lluviosos tropicales maduros, cerca del 80 al 95% de la lluvia incidente se infiltra en el suelo; cerca de 1000 mm anuales de esta agua se transpira por los árboles, en condiciones en que no exista limitación de humedad en el suelo. El resto alimenta la escorrentía.
- El grueso del incremento en la escorrentía, que ocurre después de la tala del bosque; es observado como flujo base, siempre y cuando la capacidad de entrada de las aguas a los suelos no sea muy afectada.
- La variación observada en la respuesta inicial a la tala es considerable y puede ser explicada solo parcialmente por diferencias en lluvias entre localidades y años.
- Otros factores son: diferencias en la elevación y distancia de las costas que afecta la evaporación, la pendiente y profundidad del suelo, dado que ambos gobiernan el tiempo de residencia del agua y la velocidad de recesión del flujo base. Otros aspectos a considerar son: el grado de disturbancia de suelo a causa de la tala que afecta la capacidad de absorción del suelo y la tasa de regeneración del bosque; la fertilidad del suelo que afecta la tasa de productividad post-tala y la capacidad de absorber el agua.
- A causa de la importancia relativa de todos los factores que interviene en los procesos y que varían entre sitios, usualmente se requieren estudios para conocer adecuadamente esos procesos, si se quiere entender totalmente los resultados de estudios de cuencas pareadas. El cual esencialmente es un enfoque de caja negra.
- La contribución relativa a la escorrentía anual de sus tres componentes: flujo superficial, flujo subsuperficial (interflujo) y flujo base; fue simulada usando un modelo desarrollado por Van der Weert (1996), para condiciones de cobertura forestal total y limpieza total (agricultura por lluvia) con un coeficiente de escurrimiento superficial creciente, usando series de lluvia diaria de 10 años para la cuenca Citarum. Sin entrar en detalle respecto al modelo, la simulación mostró que el flujo base es poco afectado por la ralea del bosque siempre que el coeficiente de escorrentía se mantenga bajo el 15% de la lluvia. Pero si el coeficiente de escurrimiento se incrementa tanto como un 40% (cobertura agrícola) el flujo base (flujo de época seca) se reduce a la mitad.
- Dada la enorme diferencias en reservas subterráneas, y por tanto en descargas de flujo base, que pueden existir en cuencas de tamaños diferentes y de las formaciones

geológicas (suelos profundos o superficiales) se puede esperar que el impacto relativo del cambio de uso de la tierra en el flujo lento, sea diferente para cada condición.

- Calvo (2008) en un estudio de conversión de bosque nubosos a pastos, encuentra que en una cuenca donde casi el 40% en pastos ha sido compactado por el ganado, el 21% de la escorrentía ocurrió en flujos rápidos; mientras en la cuenca con bosques ocurrió solo un 9,3% . Esto confirma el efecto beneficios del bosque en la regulación de flujos.

Nuevos trabajos son urgentemente necesarios para separar clima, vegetación, factores de suelos y geológicos. Naturalmente, es de vital interés conocer hasta que punto extensos y reducidos flujos estacionales mínimos pueden ser restablecidos mejorando la infiltración y las oportunidades de almacenamiento (Bruijnzeel 2004:201,202).

## C.2 ESTUDIO DEL MOVIMIENTO DEL AGUA

### C.2.1 En la atmósfera

De los diversos procesos que ocurren continuamente en la atmósfera, los más importantes para la hidrología son los de **precipitación** y **evaporación**, en los cuales la atmósfera interactúa con el agua superficial y subterránea. La mayor parte del agua que se precipita sobre la superficie terrestre proviene de la humedad que se evapora en los océanos y que es transportada por la circulación atmosférica a lo largo de grandes distancias. Las dos fuerzas básicas de la circulación atmosférica son la rotación de la tierra y transferencia de energías calórica entre el ecuador y los polos. (Chow, Maidment y Mays 1994)

#### C.2.1.1 Precipitación

En las latitudes tropicales las variaciones climáticas son menos acentuadas que en latitudes medias, sin embargo la variación espacial y temporal de la precipitación es apreciable, tanto entre estaciones por influencia de la circulación general como localmente por la interacción del flujo con la pronunciada orografía. Una gran variedad de factores afectan la distribución espacial y temporal de la precipitación, entre otros: el viento y los contrastes topográficos, la cobertura de suelo y las fuertes pendientes, en especial las más expuestas a procesos radiativos que inducen contrastes térmicos importantes en los procesos convectivos. (Amador, Chacón y Laporte 2000).

De acuerdo con Zárate (1978) los principales sistemas de vientos de escala sinóptica que afectan al país son: los vientos alisios (flujo este–noreste presente todo el año pero más intenso entre diciembre y abril), los oestes sinópticos (flujo del oeste que afecta la costa pacífica por influencia de disturbios ciclónicos en el caribe y norte de Centroamérica, manifiesto en veranillos o períodos lluviosos) y oestes ecuatoriales (por desplazamiento de la vaguada ecuatorial del ecuador hacia el hemisferio norte; que afecta la costa pacífica desde mediados de abril y hasta fines de octubre). En el país se encuentran además vientos de mesoescala: la presencia de grandes masas oceánicas y la pronunciada orografía genera el desarrollo de sistemas de vientos conocidos como brisas de mar, de valle o montaña. En el caso de la vertiente del Pacífico, las brisas de mayor importancia en la producción de lluvia son aquellas que soplan desde la costa hacia las cordilleras. (UNESCO 2007).

Otro mecanismo importante en la producción de lluvias en la vertiente del Pacífico en Costa Rica es la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) que es una extensa línea de confluencia de los vientos del noreste en el Hemisferio norte y del sureste en el Hemisferio Sur; que se asocia con grandes masas nubosas sometidas a variaciones estacionales. Su posición media oscila entre 3° y

9° de latitud norte, alcanzando su posición más septentrional durante el mes de setiembre, influyendo en la precipitación de la estación lluviosa (de mayo a noviembre). (UNESCO 2007). La vertiente del Pacífico se caracteriza por tener definida una estación seca que comprende los meses de diciembre a abril (con un veranillo en los meses de julio y agosto) y una estación lluviosa de mayo a noviembre influenciada por tormentas tropicales principalmente en setiembre y octubre. En la vertiente del Caribe, los vientos alisios que influyen la precipitación, se intensifican de diciembre a abril y entre julio y agosto. Esta vertiente no presenta una marcada época seca y generalmente llueve todo el año. Se presentan dos mínimos, uno en el mes de marzo y otro en el mes de setiembre; la máxima precipitación se registra en el mes de setiembre con otro máximo secundario en el mes de julio. Aunque existen diferencia en las zonas montañosas intermedia y altas. Para la vertiente norte, el mínimo de las lluvias se presenta en marzo y el máximo en octubre.(UNESCO. 2007).

La representación de la variación espacial y temporal de la lluvia puede hacerse mediante **mapas de isoyetas**; una isoyeta es un contorno de lluvia constante que se construyen interpolando información de lluvia que se registra en sitios con pluviógrafos; presentada como profundidades de lluvia que se han registrado en incrementos de tiempo sucesivos. El método de las isoyetas es flexible, y el conocimiento de los patrones de la lluvia puede influir en la gráfica de las mismas, pero es necesario contar con una red de medidores más o menos densa para contruir el mapa de isoyetas si se trata de una tormenta compleja.

El método de la **media aritmética** es el más simple para determinar la lluvia promedio sobre un área. Se promedian las profundidades de flujo que se registran en un número determinado de pluviómetros. Este método es satisfactorio si los pluviómetros se distribuyen uniformemente sobre el área y si sus mediciones individuales no varía considerablemente respecto a la media. Si se sabe que algunos pluviómetros son más representativos, se puede asignar mayor peso a estos para mejorar el cálculo del promedio del área. El **metodo de Thiessen**, es generalmente más exacto que el anterior pero no toma en cuenta en forma directa la influencia de la orografía sobre la lluvia. Singh y Chowdhury citados por Chow, Maidment y Mays (1994) estudiaron varios métodos para determinar la precipitación promedio en una área determinada, incluyendo los descritos con anterioridad, y encontraron que todos lo métodos dan resultados comparables; con mejores resultados comparativos cuando los períodos de análisis son más largos que cuando son datos diarios.

En las regiones tropicales la diferencia de temperatura entre una zona y otra está definida por la variación de la elevación sobre el nivel del mar.

La oscilación anual del promedio mensual de temperatura media diaria en el país no sobrepasa los 3 °C entre la temperatura del mes más frío y la del mes más cálido. Las oscilaciones diurnas son más significativas: las diferencias medias entre la temperatura máxima y mínima son del orden de 10°C. La variación de la temperatura con la elevación es de 0,55°C /100m para las vertientes que drenan al Pacífico y de 0,52°C /100m para las vertientes del Caribe. En la vertiente del Pacífico, la temperatura media anual más alta se presenta en abril y la más baja entre los meses de setiembre y octubre; en el Caribe: la temperatura media anual más alta se presenta en mayo o junio, y las mas baja en diciembre y enero. Castro (1985) citado por UNESCO 2007:8.

### C.2.1.2 Aporte nuboso

Los datos de agua captada por un pluviómetro bajo la cubierta forestal con respecto al agua captada por otro pluviómetro a campo abierto en los alrededores de ese sitio, indican la diferencia considerable de precipitación causada por la condensación de la niebla y el aporte del agua transportada por el viento; cuya magnitud depende de la altura del bosque, de la superficie

foliar de la vegetación expuesta al contacto con el agua de las nubes o de la neblina, del grado de exposición y de las condiciones de clima, topografía y altura del sitio.

El tamaño de las gotitas de agua de las nubes o neblina es de 0.01 mm de diámetro; gotas de este tamaño no caen por gravedad y más bien flotan por efecto de las fuerzas ascendentes del aire caliente a menos que entren en contacto con la cobertura (Heuveldop et al. 1986:235).

Se ha adoptado en forma generalizada la definición de bosque nuboso (cloud forest) como aquellos que están frecuentemente cubiertos de nubes o neblina (Bruijnzeel 2001). (Stadtmüller 1987, Hamilton et al. 1995 citados por Bruijnzeel 2001) con una importancia hidrológica destacada especialmente a partir de los estudios de F. Zadroga (1981) sobre el bosque tropical montano nuboso (TMCF) en la parte norte de Costa Rica.

Uno de los más importantes aspectos en los cuales el bosque nuboso difiere del bosque montano que no es afectado por la niebla y las nubes bajas, es la depositación del agua de las nubes en la vegetación. Sin embargo si la importancia del ingreso de la humedad por este efecto es ampliamente reconocida, desde el punto de vista hidrológico y ecológico, la cuantificación es muy difícil (Kerfoot 1968 citado por Bruijnzeel 2001). Dos enfoques son utilizados: a) instrumentos de medición de la neblina de los cuales existen muchos tipos, y b) la comparación entre medidas de aporte de lluvia dentro de la vegetación y las cantidades de lluvia medidas en espacios abiertos cercanos. Ambos métodos presentan problemas en la medición e interpretación de los resultados.

En el segundo método, sustrayendo la cantidad de agua que cae a través del follaje del bosque más el flujo por fustes (precipitación neta) dentro del bosque; del total de lluvia medida en un claro fuera del bosque, se obtiene la cantidad de agua que es interceptada por la masa foliar y la cantidad evaporada a la atmósfera durante el corto período que dura la lluvia. Este proceso es conocido como intercepción y se considera una salida neta del agua del sistema.

Respecto al uso de equipos para medición del aporte de la neblina, se considera que dos aspectos son determinantes: a) aún con los últimos diseños disponibles, existe dificultad en los aparatos para representar la complejidad de la cobertura forestal viva, b) que cada bosque representa en más o menos grado una única situación que no admite la normalización. En sí, el uso de instrumentos de medición solamente permite la caracterización de un sitio; siempre que estén equipados para evaluar el momento y la frecuencia de ocurrencia de neblina; si se puede contar con información de la velocidad del viento, se puede calcular el contenido de agua en la neblina. (Padilla et al. 1996 citado por Bruijnzeel 2001). La captura del agua por estos equipos es altamente dependiente de la cercanía de obstáculos y de la posición del instrumento respecto al suelo. Se recomienda instalar los equipos a una altura normalizada de 2 m (Schemenauer y Cereceda 1994 citados por Bruijnzeel 2001) o de 3 m (Juvik y Ekern. 1978 citados por Bruijnzeel 2001).

Medidas sobre la intercepción nubosa, realizadas en diferentes localidades (después del año 1993, recopiladas y analizadas en áreas de TMCF, sugieren tasas típicas de depositación de agua de las nubes de 1 a 2 mm/día con rangos de **0,2 a 4,0 mm/día**; con tendencias hacia valores bajos durante las estaciones secas y al incrementarse la distancia respecto a los océanos. Valores de más de 5 mm/día se han medido ocasionalmente en días sin lluvia en las altas elevaciones de la Reserva de la Biosfera Sierra de las Minas en Guatemala. (Bruijnzeel y Proctor 1995, Brown 1996, Holder 1998 citados por Bruijnzeel 2001).

Cuando el bosque está expuesto a las nubes o a la neblina, ante la dificultad para medir directamente el impacto nuboso y las pérdidas por evaporación desde la vegetación húmeda, un método más práctico es medir la precipitación neta y tomarla como el impacto nuboso neto; con lo que el término "*intercepción nubosa*" significa la ganancia neta del ecosistema. En condiciones complejas de incidencia de lluvias y de efecto de las nubes, la forma más práctica es seguir el mismo enfoque y cuantificar el efecto promedio neto de los procesos midiendo simplemente la precipitación neta.

Valores típicos de precipitación neta respecto a la precipitación media anual, según el tipo de bosque montano ha sido revisados y presentados por Bruijnzeel 2001. Los rangos son:

- (i) 67 – 81% (promedio 75% , n=9) para bosque montano bajo no afectado mucho por nubes,
- (ii) 80 – 101% (promedio 88% ; n=4) para bosque nuboso montano bajo.
- (iii) 81 – 179% (promedio 112%) para bosque nuboso montano alto y bosque nubosos enano.

En estudios realizados por Fallas (1996) en un bosque nuboso en Costa Rica, se obtuvo un promedio simple para todos los cuatro (4) tipos de bosque estudiado, por aporte de lluvia por presencia de la intercepción horizontal de: noviembre de 90 mm (36%), diciembre de 50 mm (43%), enero 48 mm (23%), en febrero 204 mm (90%), en marzo 40mm (58%). Además se cuantificó un promedio de la pérdida de precipitación como consecuencia de la intercepción vertical de: abril (-8 mm), mayo (-40 mm), junio (-46 mm), julio (-56 mm), agosto (-86 mm), setiembre (-60 mm) y octubre (-32 mm). respecto a la precipitación medida en los instrumentos ubicados a campo abierto. Con diferencias según altura de los árboles y exposición de la biomasa. Las franjas de bosque primario y secundario estudiadas, y que son de uso común en la zona, actúan como colectores mecánicos de la humedad atmosférica que de otra forma no se condensarían y no se precipitarían como lluvia.

Para Costa Rica, Fallas (1996) reporta resultados de intercepción horizontal de un 15,3% de la precipitación total en un bosque muy húmedo Premontano cerca de Turrialba donde Cáceres estudia la importancia hidrológica de la intercepción en el bosque (Cáceres 1981 citado por Fallas 1996); en estudios en Cerro Buena Vista en la Cordillera de Talamanca (Dohrenwend 1972 citado por Fallas 1996) reporta un 20%. En ambos casos dado que los estudios se realizaron por seis meses, se consideraron como preliminares y se recomendó realizar investigaciones que permitan contar con ecuaciones para predecir el efecto en función de variables climatológicas y de sitio.

En el año 2006, el modelo FIESTA, integrado con un GIS en ARCVIEW fue utilizado para modelar la distribución espacial de entradas por efecto de la neblina en Costa Rica (en una grilla de 90x90 m) y sobre América Central, México y la parte norte de América del Sur (en una grilla de 1x1 km) para investigar los cambios en cobertura y clima y los efectos correspondientes. Este estudio confirma que los aporte de neblina constituyen una porción comparativamente pequeña del balance del agua. Muchas de la montañas del país reciben entradas por la neblina del orden de 50 a 150 mm por año, con unas pocas áreas (especialmente restringidas) en las que que reciben entre 250 a 400 mm, especialmente al noroeste del Lago Arenal y en las pendientes del Atlántico (<sup>1</sup>). Mirando con más detalle, en las áreas alrededor del Lago Arenal, se encuentran áreas muy expuestas que reciben entre 300 y 500 mm por año, la mayoría recibe entre 100 y 150 y las tierras bajas entre 50 y 100 mm por año.

Expresado como una proporción de la lluvia, las entradas por neblina son siempre bajas. Los valores generalmente son menores al 6%, ligeramente mayores en las bajuras del Pacífico, Península de Nicoya, y parte sur de las pendientes del Atlántico (6 al 9%) y mayores en las áreas expuestas del Atlántico donde el efecto de la niebla es mayor (aún así menos del 15%). Expresado como una proporción del exceso de la precipitación, (lluvia + neblina – evaporación) las entradas por neblina son pequeñas. Valores típicos de 0-2% en las provincias húmedas, de 2-12% en las partes más expuestas de las pendientes del Atlántico y del 4-6% en las restantes egiões montañosas. Las contribuciones son mayores en (10-14%) en parte de las pendientes secas del Pacífico. Las mayores contribuciones(10 al 15% y en ocasiones de más del 20%) se han observado en las vecindades muy nubosas del Volcan Rincón de la Vieja, en los bordes las Provincias de Alajuela y Guanacaste. (Bruijnzeel et al. 2006:36,37).

Se debe asegurar no confundir el proceso mediante la cual la neblina es colectada por la vegetación en los bosques nubosos, con el efecto de intercepción del agua que cae sobre el

<sup>1</sup> Aquí debiera referirse a las pendientes del Caribe, pero se respeta el texto original que se refiere al Atlántico.



follaje (Cavelier y Vargas. 2002:150,151), además se debe separar el efecto de aporte nuboso del aporte por precipitación horizontal lo cual es muy difícil cuando estos dos efectos ocurren simultáneamente (Bruijnzeel et al 2006:10).

### C.2.1.3 Intercepción

Hay numerosas publicaciones de intercepción en plantaciones de bosques tropicales; sin embargo la comparación de datos para diferentes especies y localidades es complicado, no solo por los contrastes potenciales en condiciones climáticas, crecimiento de los árboles, edad del rodal e historial de manejo ( aclareo, etc) sino también por las diferencias en la metodología.

La cantidad de lluvia que atraviesa el dosel, registrada con el “pluviómetro móvil” tiende a ser mayor que la cantidad medida con el “pluviómetro fijo”. Esto refleja las diferencias en eficiencia entre esos métodos; para representar los “puntos de goteo”, que se producen donde la cantidad de agua atraviesa el dosel al exceder la capacidad de retención del bosque (Lloyd y Marques 1988 citado por Bruijnzeel 1997:25).

Los cuadros 5.1 y 5.2 del documento mencionado (Bruijnzeel 1997:29,30) presentan información, respecto a la precipitación interna (TF) escurrimiento por los tallos (SF) e intercepción (I) de la precipitación incidente en las plantaciones aclareadas de maderas duras y en bosque naturales en el sub-tropico. Indicando además la ubicación, edad, densidad de (árboles/ha), precipitación media anual (MAP en mm/año) elevación en las plantaciones, método utilizado para la medición.

En los cuadros 5.1 y 5.2 del documento indicado, se reportan los valores porcentuales siguientes: con MAP=2475, TF=0,81, SF=0,02 y de I= 0,17 para bosque natural lluvioso de tierra bajas (100 msnm) en Brazil (con 36 mediciones semanales); con MAP= 2825, TF=0,81, SF=0,02 y de I= 0,17 para bosque lluvioso de tierras bajas (220 msnm) en Malaysia (con 40 mediciones diariamente); con MAP= 2100, TF=0,78, I<0,22 para bosque lluvioso submontano (760 msnm) en Queensland (con 20 mediciones permanente semanales); con MAP=2235, I<0,20 para bosque lluvioso montano (2850 msnm) en Kenya (con 41 mediciones permanente diarias).

Los valores de I son alrededor del 0,12 de la precipitación incidente para *Eucalyptus sp* según estudios en plantaciones debido a la alta fracción que pasa el dosel y escurre por el tallo; valor similar se reporta en bosques naturales de esa especie en el sudeste de Australia (Dunin, Loughlin y Reyenga 1988 citados por Bruijnzeel 1997:25,30). Valores de I para especies latifoliadas como la teca (*Tectona grandis*), “mahogany” (*Swietenia macrophylla*) alcanzan alrededor del 0,20, para *Gmelina arborea* no existen investigaciones en particular, pero se espera un valor promedio de alrededor del 0,20.

Para pinos, los resultados son muy variados; para *P. caribaea* y *P.merkusii*, se reportan valores de cerca de 0,20 y hasta 0,23, en tierras bajas de menos de 750 msnm en Fiji Indonesia, muy inferiores (entre 7 y 12%) en condiciones subhúmedas y frías en el sudeste de Brasil. Valores altos de I se han reportado en plantaciones de coníferas (0,25 o más) no afectadas por la frecuencia de nubes bajas; mientras que intercepciones bajas del orden de 0,10 y 0,13 se obtuvieron en *pinus kesiya* en montañas de norte de Philipinas probablemente influenciadas por precipitación “oculta” que es capturada de las nubes por la vegetación pero no es registrada por pluviómetros ubicados en los claros (Mamanteo y Veracion 1985 citado por Bruijnzeel 1997:28). Se requiere más investigación que corrobore los datos de lluvia que atraviesa el dosel (precipitación interna y flujo por el fuste), sobre la intercepción y sobre los parámetros climáticos sobre el dosel. (Bruijnzeel 1997) que se puede observar en la tabla 5.1.

### C.2.1.4 Evapotranspiración.

Los factores principales que influyen en la evaporación desde una superficie abierta de agua son el suministro de energía para proveer el calor latente de evaporación, y la habilidad para transportar el vapor fuera de la superficie de evaporación. La radiación solar es la principal

fuente de energía calórica. La habilidad de transporte del vapor fuera de la superficie de evaporación depende de la velocidad del viento sobre esa superficie y del gradiente de humedad específica en el aire por encima de ellas. La evapotranspiración comprende la evaporación desde la superficie del suelo y la transpiración de la vegetación, en la que además de los dos factores determinantes ya mencionados, se debe tener en cuenta el suministro de agua a la superficie de evaporación. Así a medida que el suelo se seca, la tasa de evaporación cae por debajo del nivel que tendría en un suelo bien humedecido (Chow, Maidment y Mays. 1994:82).

Los cálculos de las tasas de evapotranspiración se realizan con las mismas ecuaciones utilizadas para la evaporación en superficies de agua abierta, con ajustes que toman en cuenta las condiciones de la vegetación y del suelo (Van Babel 1966 citado por Chow, Maidment y Mays. 1994:93,94), (Monteith 1980 citado por Chow, Maidment y Mays. 1994:82).

Utilizando la fórmula de Penman-Monteith se puede determinar la evapotranspiración de referencia (en mm/día) que es la tasa de un cultivo hipotético, cuya altura se asume que es de 12 cm, tiene una resistencia de cultivo de 70 (s/m) y un albedo de 0,23. Esto se asemeja a la evapotranspiración de una superficie extensa de gramilla verde, de altura uniforme, creciendo activamente, cubriendo completamente la superficie del suelo y sin deficiencia de agua (FAO 2006:23). Para el balance hídrico superficial de Costa Rica para el período 1970-2002 (UNESCO 2007:18,19) se utilizó la fórmula de Penman-Monteith, para calcular la evapotranspiración de referencia ( $ET_{0ti}$ , en mm/día), que utiliza: valores del albedo y resistencia, la pendiente de la curva de presión de vapor [kPa/ °C]; la radiación neta (Mj/m<sub>2</sub>/día), el valor del flujo de calor en el suelo (kPa/ °C), la constante psicrométrica (kPa/ °C), la temperatura media del aire (°C), la velocidad del aire a 2 m sobre el suelo (m/s) y el déficit de la presión de vapor (kPa).

En ese estudio, se utilizó además la fórmula de Hargreaves, que calcula la evapotranspiración de referencia (mm/día) utilizando, la radiación solar global en el tope de la atmósfera (Mj/m<sub>2</sub>/día), la temperatura máxima y mínima del aire (°C), la temperatura media del aire (°C).

Obtenidos estos datos, la evapotranspiración real (ETR) se obtuvo al aplicar los coeficientes de cultivo de la FAO (1990) a la evapotranspiración potencial o de referencia. Se asume que la evapotranspiración de referencia es esencialmente igual a la evapotranspiración potencial. Con los datos climáticos medios mensuales se realizó el cálculo de la evapotranspiración de referencia. El valor anual se obtuvo al sumar los valores medios mensuales de los 12 meses, usando la relación:  $ETR = K_c \cdot ETP$ , con base en el uso de la tierra existente al año 1997. Los valores de la  $ET_0$  se definieron entre los 2000 mm/año en las regiones más secas del territorio nacional hasta alrededor de los 800 en las partes altas y más frías.

Según FAO (2006:161) para calcular la evapotranspiración real, se debe considerar que las fuerzas que actúan sobre el agua disminuyen su energía potencial y la hacen menos disponible para la extracción por las plantas. Cuando el suelo se encuentra húmedo, el agua puede ser extraída fácilmente por las plantas; mientras que en suelos secos el agua es retenida por fuerzas capilares y de adsorción a la matriz del suelo y por tanto es menos extraíble por el cultivo. Cuando la energía potencial del agua cae por debajo de cierto umbral, se dice que el cultivo está estresado. Para el cálculo de la evapotranspiración del cultivo, sobre el valor de  $ET_{0ti}$  se aplica la suma de dos coeficientes: uno para la transpiración del cultivo (denominado coeficiente basal del cultivo) y otro para la evaporación del suelo. Los efectos del estrés hídrico son incorporados multiplicando el coeficiente basal del cultivo por un factor  $k_s$ , dado que el estrés no afecta a la evaporación desde el suelo. Cuando se utiliza el coeficiente único del cultivo ( $k_c$ ), la evapotranspiración real incorpora el efecto del estrés hídrico si se expresa de la forma:  $ETR = K_s \cdot K_c \cdot ETP$ , cuya validez es mayor en la medida que la evaporación desde el suelo sea un componente menor del total.

## C.2.2 En el suelo y en el subsuelo

En este apartado se aborda lo relacionado con el efecto de la protección o de la alteración del suelo, con relación al movimiento del agua.

### C.2.2.1 Determinantes del movimiento del agua en el suelo y subsuelo

En experiencias realizadas en climas mediterráneos (España) se ha encontrado que: i) la evaporación es diferente según cambie la composición de la cubierta, al disminuir la espesura de la masa forestal la evaporación tiende a aumentar, ii) en suelos cubiertos con hojarasca sin descomponer, la evaporación es inferior a la producida en un suelo arenoso desnudo, iii) la transpiración con déficit hidrométricos elevados es más intensa y menos intensa para déficit bajos, iv) la transpiración en diferentes espacios arbóreos encuentra como factor más influyente la temperatura del aire. v) las especies arbóreas tienen una transpiración inferior a las herbáceas y arbustivas. (Ministerio de Medio Ambiente de España 1998:30,32)

En el apartado anterior, se ha discutido lo relacionado con el efecto de los bosques en el movimiento del agua: la distribución de la biomasa (múltiples estratos) que actúan como barreras capaces de aumentar la captura del agua y como esponjas capaces de almacenarla (Budowski 1980).

En términos generales se hace el siguiente balance: la retención en las copas puede almacenar un 5% de lo que precipita sobre el bosque, que se reincorpora a la humedad atmosférica; el restante 95% discurre por goteo entre el dosel, cae en forma libre y en menor grado discurre por los fustes para llegar a la zona de sotobosque, piso del bosque y zona radicular. El suelo superficial, que es un estrato de alta complejidad que resulta de los detritus que aporta la vegetación, del material parental y de la actividad microbiana y clima; se constituye en un almacenamiento de agua que aporta cerca del 50% del total que precipita sobre el bosque que se devuelve como evapotranspiración (Suárez 1982:40, Heuvelde et al.1986:127).

Un cambio de uso de la tierra que sustituye al bosque húmedo tropical, produce una drástica reducción de la biomasa que caracteriza a este ecosistema: posiblemente pasando de 45 kg/m<sup>2</sup> originales a 6 kg/m<sup>2</sup> en arboledas y matorrales y a 1 kg/m<sup>2</sup> en cultivos, como se mencionó anteriormente. (Fournier 1998:15). La afectación de la captura de agua atmosférica por el contacto nuboso con la superficie de la masa foliar, cuando se elimina o altera el bosque, se puede conocer de los aportes de estudios relacionados (Fallas 1996), (Zadroga 1981:59,73).

El establecimiento de una plantación impone cambios y prácticas que afectan las propiedades hidrológicas de los suelos, la respuesta de la cuenca y el crecimiento de las plantas; siendo de mayor impacto las acciones de intervención e instalación en terrenos con cobertura de bosque respecto a los impactos que ocurren en terrenos con cobertura de sabanas. En vista de la similitud de entre bosques naturales y plantaciones maduras, se puede argumentar que los grandes cambios de la hidrología asociados a la conversión de una a otra cobertura se pueden esperar entre el primero y tercer año, después de la tala y posterior establecimiento de la plantación. El primer año, es particularmente crítico debido a que el suelo está descubierto, en los años siguientes los niveles de descarga y erosión extrema tenderán a regresar a los valores previos a la perturbación provocada por la tala y la afectación del suelo, como resultado del establecimiento de un sotobosque vigoroso. Los niveles de percolación del agua a través del suelo (así como la cantidad de nutrientes lixiviados) permanecerá por encima de los valores originales. (Malmer y Grip 1994 citados por Bruijnzeel 1997:8).

La textura del suelo se refiere a las cantidades relativas de partículas de diverso tamaño (arena, limo, arcilla) que contiene el suelo; es una de las características más permanentes y depende del material parental, y de los procesos que ocurren sobre este. (Suárez 1982:315).

Un suelo de espacios porosos grandes, por ejemplo de textura arenosa, absorbe el agua que recibe sin originar corrientes superficiales y sin generar erosión. Sin embargo al contener una baja proporción de partículas arcillosas que mantengan el ligamen entre partículas gruesas, al fluir la corriente por la superficie arrastra grandes cantidades de suelo. En el caso de los suelos arcillosos, con espacios porosos muy pequeños se presentan características opuestas; durante una lluvia normal, debido al reducido tamaño de los poros, el agua no penetra y escurre por la superficie. No obstante la capacidad de retener agua es muy grande y mayor la resistencia al efecto erosivo de las corrientes. (Heuveldop 1986:235)

La estructura es la forma como se unen y ordenan las partículas primarias de los suelos (arena, limo, arcilla) y determina la permeabilidad de estos al agua y la resistencia a la erosión; determina en gran parte la trabajabilidad de los terrenos, lo mismo que las condiciones que ofrecen para el crecimiento de las plantas. Los suelos con mala estructura son siempre de baja productividad (U.S. Department of Agriculture Soil classification, a comprehensible system. 7th approximation) citado por Suárez 1982. La estructura puede ser afectada por la forma como se realiza la labranza de la tierra o por la siembra reiterada de ciertos cultivos; otros como las leguminosas son benéficas. (Suárez 1982:16,17). Este mismo autor aporta experiencias en Chinchiná Colombia, con tres diferentes condiciones del suelo: a) cubierto de bosque, b) cubierto de pasto, c) desnudo y erosionado fuertemente; donde encontró que el *índice de permeabilidad* era de 21,3, 6,15, y de 1,8 respectivamente.

El índice de permeabilidad es  $W = (P - R) / TR$ , donde P es precipitación, R es el escurrimiento directo en el suelo, en el tiempo TR que dura la lluvia. (Linsley y Franzini 1984:65); los datos apuntados indican que las cantidades infiltradas (P - R) al final de una lluvia con duración de 60 minutos, fueron aproximadamente 11,3 veces más altas en bosque respecto a suelo desnudo y fuertemente erosionado y aproximadamente 2,8 veces más altas en bosque respecto a pastos. En pastos las cantidades infiltradas fueron aproximadamente 3,9 veces más altas que en suelo desnudo.

Al analizar los factores pluviométricos que determinan la relación precipitación escurrimiento (o infiltración en nuestro caso), (Suárez 1982) en fig 14 y cuadro 8, indica que más que las cantidades totales o los promedios mensuales o anuales; la **intensidad** del aguacero es el factor más importante que afecta la escurrimiento y la erosión; aunque ejerce mayor influencia sobre la erosión, según constató en experiencias en vertientes del 20% de pendiente en suelos desnudos con erosión severa. El mecanismo se explica entre otros aspectos por el efecto de *momentum* y el sellado de los poros de superficie por efecto de taponamiento al ser salpicado y arrastrado el material desprendido, lo que ocurre especialmente en suelo desnudo.

Neal (1938) citado por Suárez (1982:26) investiga las variables de la lluvia en forma independiente y controlada; al analizar el escurrimiento respecto a la variación de la intensidad vs peso de suelo perdido, utilizando lluvias de 1 pulgada caídas a diferentes intensidades sobre suelo saturado; encuentra que al generar lluvias con intensidades (I), entre 0,6 pulgadas y 6,0 pulgadas por hora, la cantidad de suelo perdido en libras (E) es explicada por la ecuación  $E = k (I)^{1,2}$ , donde k es una constante que representa la pendiente de la recta (Suárez 1982:26) en Fig. 9. Para una intensidad uniforme fija, el aumento de la pendiente llevará a un incremento de la escurrimiento y en consecuencia en forma inversamente proporcional se disminuirá la infiltración. Esto se explica porque el agua fluye más rápidamente a medida que aumenta la pendiente y por lo tanto el tiempo de infiltración es menor. La longitud de la ladera es tan importante como el grado de pendiente especialmente en terrenos bajo cultivo. Al saturarse

de humedad el suelo, el agua de escurrimiento se acumula a todo lo largo de la pendiente, aumentando su volumen y velocidad y con ello los daños ( Suárez 1982:26,31). En consecuencia de nuevo se disminuye la infiltración.

Las variables que determinan la relación infiltración\_escorrentía en los suelos: factores pluviométricos: intensidad, duración, periodicidad, frecuencia de las lluvias y tamaño de las gotas; factores edáficos y topográficos: textura y estructura, humedad precedente, pendiente del terreno y longitud de la ladera; así como presencia de capas inferiores de menor o poca permeabilidad. (Heuveldop et al 1986:125,127).

Al analizar el efecto de los raleos o tala de bosque en las propiedades físicas de los suelos (Bruijnzeel 1997) se encontró:

- La tala manual produjo erosiones de 0,4 ton /ha-año; mientras que aclarar con el uso de un tractor reptil con hoja cortadora produjo erosiones de 4 ton /ha-año; y 15 ton/ha-año, al usar un tractor reptil con rastrillo extractor de raíces. Respectivamente, los valores de escorrentía fueron de 1%, 6,5% y 12% de la lluvia incidente.
- Se reportaron cambios despreciables en las propiedades físicas de la superficie de los suelos después de la tala y quema tradicional en un bosque en un Oxisol arcilloso de la Amazonía; pero un deterioro considerable con el uso de buldózer, debido a la compactación y a la remoción de la hojarasca y del suelo superficial (Gillman et al. 1985 citado por Bruijnzeel 1997:10), (Malmer y Grip 1990 citado por Bruijnzeel 1997:9).
- En Nepal, se determinó la conductividad hidráulica saturada de los suelos bajo un amplio rango de condiciones: i) potreros pastoreados intensamente, ii) plantaciones de *Pinus pátula* de 5 años de establecidas y pastizales antiguos y degradados, iii) una plantación de *Pinus roxburghii* de 12 años de edad sobre pastizales antiguos y suelos en rastrojos, iv) bosques naturales protegidos. Los valores promedio de permeabilidad se incrementaron desde cerca de 40mm/hora en los sitios de pastizales degradados a valores superiores a 500 mm/hora en el bosque protegido. Al compararlos con la intensidad de lluvia en el área, se encontró la frecuencia con que se podría presentar flujo superficial: en sitios degradados menos de 7 veces al año, 4 veces al año en bosques de 5 años, y cero veces al año en el bosque más viejo. (Gilmour , Bonell y Cassells 1987 citado por Bruijnzeel 1997:39).
- El flujo superficial puede ser crítico en plantaciones de teka (Bell 1973 citado por Bruijnzeel 1997:41) Woltersen 1979 citado por Bruijnzeel 1997:25) y en gmelina y shorea, particularmente cuando las plantaciones están sujetas a pastoreo y quemas; igual ocurre en los bosques donde la hojarasca es colectada para ser utilizada como combustible o compost (Wiersum 1984 citado por Bruijnzeel 1997:41).
- Aún con una mínima alteración del suelo, los volúmenes de caudal y magnitudes de la descarga pico se pueden incrementar después de la remoción del bosque . Esto se debe a que la reducción en la evapotranspiración hará que los suelos estén más húmedos, por lo cual estos tendrán una menor capacidad de almacenar y transmitir el agua de la precipitación hacia las capas inferiores del suelo ( Bruijnzeel 1997:14,15 ).

Dunne (1978) citado por Bruijnzeel 1997:14 y Pearce et al. (1980) señalan que los suelos (de los cuales es la conductividad hidráulica el elemento más notable), las diferencias en la topografía y las características de la precipitación, determinan la magnitud de los diferentes componentes del flujo que contribuyen al flujo de crecidas.

Fritsch 1992 citado por Bruijnzeel 1997:15 ilustra el efecto del factor de suelo con resultados obtenidos en 10 pequeñas cuencas (de menos de 1,5 ha) en bosque lluvioso con precipitación anual de 3500 mm, sin una clara estación seca; en tierras bajas perhúmedas de la Guayana Francesa. Se encontró: a) la escorrentía variaba entre el 7,3% y el 34,4% de la precipitación dependiendo del tipo de suelo, b) la proximidad del nivel freático a la superficie del suelo en el fondo de valle en la estación lluviosa, gobernaba la respuesta de la cuenca y en mayor proporción, c) con buen drenaje de los suelos la respuesta a la escorrentía fue más pequeña.

#### C.2.2.2 Cálculo de la infiltración y de la recarga

La infiltración es el movimiento del agua a través de la superficie y dentro del suelo, la capacidad de infiltración depende de muchos factores: un suelo permeable suelto tendrá mayor capacidad de infiltrar que un suelo arcilloso compacto. Teóricamente, si la capacidad de infiltración de un suelo fuera conocida, el volumen de escurrimiento resultante de una lluvia determinada podría calcularse, restando la infiltración y la retención superficial (intercepción más almacenamiento en depresiones) de la lluvia total. Aspecto utilizado en la práctica al realizar los balances hídricos.

Losilla et al. (1992), analiza la relación entre uso de la tierra, textura de suelos y los valores de capacidad de infiltración obtenidos mediante pruebas in situ y con ese método, realizan dos estudios: uno en el “Sector Cubujuqui” y otro en el “Sector del Cerro Guararí”, en ambos casos en la zona de influencia del Área de Conservación de la Cordillera Volcánica Central de Costa Rica y para fines de protección de fuentes para abastecimiento a poblaciones. Bajo cobertura de bosques, los valores de los coeficientes de infiltración se mantuvieron entre 0,95 y 0,99 independientemente de la textura de suelos; al cambiar a pastos, en el suelo franco arcilloso el Coeficiente de infiltración se redujo a 0,55, mientras que en el suelo franco, se mantuvo en 0,94. Esto demuestra el efecto del pastoreo sobre el cambio de capacidad de infiltración y el aumento de escorrentía en este caso particular, aplicado a un estudio de tipo regional y para toma de decisiones anticipadas.

Schosinsky y Losilla (2000), desarrollan un método analítico para determinar la infiltración con base en la lluvia mensual ocasionada exclusivamente por la textura del suelo, utilizando bandas pluviográficas con medidas a cada 10 minutos. Se asignó a la escorrentía el valor en milímetros del exceso de intensidad de lluvia mayor que el valor de infiltración básica (o capacidad de infiltración diaria) determinada en el campo; mientras que a la infiltración potencial, se asignaron los valores en milímetros de intensidad menores que el valor de infiltración básica determinada en el campo. Con estos datos se obtuvo la cantidad de agua que infiltra potencialmente durante el mes; para cada infiltración básica analizada, se obtuvo la pendiente ( $K_{fc}$ ) de la curva de mejor ajuste para la relación precipitación- infiltración potencial. Graficando los valores de  $K_{fc}$ , contra los valores de infiltración potencial, se obtiene una curva de mejor ajuste, generalmente de tipo logarítmico, que permite obtener el valor de  $K_{fc}$  como coeficiente de infiltración por efecto del suelo. Para obtener el coeficiente de infiltración final; a los valores anteriores, agregan los efectos de infiltración por pendiente y por cobertura. Mediante este método, esos autores desarrollan una ecuación general de la infiltración de lluvia en Costa Rica e indican la posibilidad de utilizarla en Centroamérica, si existen condiciones climáticas similares.

Se debe tomar en cuenta que esta metodología se desarrolló con datos de estaciones de lluvia del Pacífico del país y no se utilizaron estaciones ubicadas en el Caribe.

Junker (2005) utilizando el método desarrollado por Schosinsky y Losilla (2000), aplica los coeficientes de infiltración determinados por: a) pendiente del terreno (ajustado según la

profundidad del nivel freático), b) uso de la tierra, y c) tipo y condiciones de suelo; al valor de balance climático ( $BC = \text{precipitación} - \text{evapotranspiración real}$ ). Con este método, aplicado a El Salvador, calcula en sus 21.078 km<sup>2</sup>, una recarga promedio de 295 mm/año, en toda la superficie de ese país. Junker (2005) recomienda realizar pruebas con lisímetros, trazadores u otros medios para verificar que los datos utilizados en infiltración son válidos y proteger las áreas de recarga y las aguas contra los riesgos de contaminación.

Schosinsky (2006), desarrolla una metodología y un modelo para datos mensuales con el fin de determinar la recarga potencial al acuífero mediante un balance de suelos. Una de las ventajas de dicha metodología es que considera las variables que influyen en la recarga de los acuíferos, tales como: la precipitación en la zona, la retención pluvial en la masa foliar, la capacidad de infiltración de los suelos y sus características, la cobertura del terreno y la profundidad radicular, la evapotranspiración real y la pendiente del terreno. Desarrolla un programa en Excel para el cálculo de la recarga en acuíferos y propone la aplicación del método de polígonos de Thiessen para promediar valores de permeabilidad de los suelos en la cuenca, además de los valores de lluvia; para calcular los valores de recarga. El autor señala que la metodología ha sido ampliamente utilizada y con ajuste adecuado, en los casos en que se ha podido comprobar en forma confiable.

### C.2.3 En el cauce

El agua que pasa por la sección de cierre de la cuenca (punto de medición donde se obtiene el valor de caudal instantáneo o aforo), es debida al aporte de agua subsuperficial (o interflujo) y subterránea (denominado flujo base), más el aporte de agua de escurrimiento superficial denominado flujo directo.

La llegada de éstas agua al punto de aforo es diferida en el tiempo por dos efectos:

- i) tiempo del recorrido en el suelo desde los terrenos donde ocurre la infiltración (y percolación) hasta el sitio donde el agua aflora y se incorpora al flujo en los cauces.
- ii) tiempo de recorrido sobre la superficie de los terrenos y en las corrientes de agua, en la red hidrográfica de flujo permanente o intermitente.

El flujo de agua en la cuenca es el resultado de mecanismos de carga y descarga de los suelos de manera que el caudal esta conformado por aporte de agua de períodos de minutos, horas, días, meses y años e incluso de series de años. (Hewlett 1982:110).

La esorrentía puede ser medida por diferentes métodos y diferentes grados de detalle, dependiendo del uso pretendido. De esta manera, los registros pueden variar desde valores de volumen anual a instantáneos. Si bien los registros de carácter público generalmente incluyen valores medios diarios, para estudio de hidrogramas en cuencas, se requiere de información detallada, especialmente en pequeñas cuencas. (Rojas 1983:3). Una sección de control de una corriente se define como aquella en la que existe una relación única entre el tirante y el gasto o caudal, el cual se logra en condiciones artificiales al lograr un tirante crítico mediante restricciones de fondo o laterales, construidas en los cauces o canales de flujo, como es el caso de uso de vertederos, también tramos de ríos de condiciones estables; el método de relación *sección-pendiente*, utiliza el nivel de agua alcanzado y estimaciones de los parámetros de la ecuación de Manning. El método de relación *sección-velocidad*, utiliza equipos de medición de velocidad (denominados molinetes) del agua en los tramos o dovelas, en que se ha dividido la sección transversal del cauce que se afora. Este método presenta el inconveniente de que cada aforo toma un tiempo relativamente largo (del orden de una o más horas) y en caso de descargas de avenidas no es posible obtener todos los datos de flujo. Este inconveniente se solventa cuando tiene una sección relativamente estable y se construye la curva de *elevación-caudal* del sitio, de manera que los valores de caudales y volúmenes descargados se obtendría a partir de los niveles alcanzados en el cauce (limnímetros) en el tiempo que ocurre la avenida. Otra forma es

contar con estaciones limnigráficas de registro continuo automático, en instalaciones acondicionadas y permanentes en cada punto de interés hidrológico (Aparicio 1996:27,46). Las curvas de calibración deben ser revisadas periódicamente para tomar en cuenta las modificaciones en el cauce lo que determinan la validez de las curvas de calibración. (Chow, Maidment y Mays 1994:196).

Al caudal producida en la cuenca estudiada, en un período de tiempo determinado (una lectura puntual o el promedio de un período determinado: mes, estación o año) dividido por el área de la cuenca; se le conoce como “rendimiento hídrico” y se expresa en  $\text{m}^3/\text{seg}/\text{km}^2$ ;  $\text{l}/\text{seg}/\text{km}^2$ .

### C.3 ASPECTOS SOBRE MODELOS

En este capítulo se aborda el tema de modelos aplicados a la simulación de escurrimiento de aguas como un medio para lograr el conocimiento sobre el flujo del agua y lograr una discusión adecuada que fundamente los cálculos de variaciones en el escurrimiento, para determinar variaciones en la recarga y las respuestas en el flujo de estiaje. Lo anterior considerando las componentes de la cuenca como sistema.

Existe una amplia gama de modelos y métodos aplicados al planeamiento y manejo de sistemas de recursos hídricos y referidos a las técnicas de optimización de la distribución y uso del agua (Loucks, Eelco, Van Beek 2005), cuya aplicación se ha incrementado para asegurar la distribución y uso adecuado del agua. En este apartado no nos referiremos a esos modelos.

#### C.3.1 Desarrollo y clasificación de modelos

##### C.3.1.1 Origen y uso de los modelos

La correlación más simple entre la escurrimiento y la lluvia, es la representación gráfica de dos variables: lluvias promedio contra escurrimientos resultantes. Relación que toma la forma de una curva ligera que indica un incremento del porcentaje de escurrimiento con las mayores lluvias. Como esa relación no toma en cuenta las variaciones iniciales que puedan afectar el escurrimiento y generalmente hay una dispersión considerable de los puntos respecto a la línea de mejor ajuste; se introduce una tercera variable para dar explicación a las desviaciones. No obstante que en zonas húmedas el escurrimiento inicial sirve como un parámetro efectivo (Río French Broad, Tennessee); en cuencas grandes, la mejor correlación se obtiene al aplicar relaciones más complejas: índice de precipitación antecedente, la etapa de desarrollo de las plantas y del proceso de cultivo (representados por la semana del año), y la lluvia, como es el caso de tributarios grandes del río Ohio (con un área de  $49.300 \text{ km}^2$  arriba de Pittsburgh) Mientras tanto las relaciones simples (relación lluvia-escurrimiento, coeficientes de escurrimiento) normalmente son aplicables a cuencas pequeñas (Linsley y Franzini 1984).

En el cálculo hidráulico para el diseño de drenajes de tormenta y pequeños proyectos de control de agua se considera que el volumen de escurrimiento es un porcentaje de la lluvia; de la forma  $ESC = k P$ ; relación que según puede no ser racional, porque el coeficiente de escurrimiento  $k$  debe variar con la realimentación de la cuenca y la precipitación. (Linsley y Franzini 1984:62,69)

Los sistemas de recursos hídricos, para un diseño, localización y operación adecuados, deben ser analizados con técnicas matemáticas adecuadas conocidas como modelación matemática. Los modelos adoptados, deben ser más simples que los sistemas reales, reteniendo las propiedades esenciales de estos. Un modelo simple puede ser resuelto fácilmente por métodos matemáticos, pero se ha notado que los resultados son aproximados. Por otra parte, un modelo relativamente complicado puede delinear mejor al sistema y dar resultados más exactos, pero es difícil de resolver. Consecuentemente, se debe buscar un compromiso entre resultados hidrológicos y la posibilidad de resolver adecuadamente sistemas matemáticamente amigables. El resultado final será proveer a los decisores de un adecuado conocimiento sobre el



comportamiento de los sistemas ante varias condiciones de planeamiento y de operación, bases diferentes a la simple intuición y experiencia del decisor. (Chow 1964:26,39).

El análisis y modelado de sistemas dinámicos tiene aplicación en el diseño de sistemas de control; en sistemas de producción industrial, se busca escoger una entrada de manera tal que la salida del sistema tenga un comportamiento preestablecido. Esto puede ser resuelto de dos formas: a) ajuste de un dispositivo a prueba y error, b) representando el comportamiento del sistema por medio de ecuaciones y escogiendo luego la estrategia necesaria. Esta segunda opción permite controlar sistemas complejos. (Loría y Manzon 1998:14,20)

Según Eykhoff (1977) citado por Loría y Manson 1998:15: un sistema es “*una colección de objetos , organizada en forma ordenada, la cual está dirigida hacia un objetivo o fin*” , definición que lleva implícita la noción de frontera.

A la teoría del análisis de sistemas y al conjunto de ecuaciones que describen el comportamiento dinámico, se le denomina **modelo del sistema**.

El **estado de un sistema** en el instante  $t_0$ , puede ser definido como “cualquier cantidad de información, la cual junto con cualquier conjunto de funciones de entrada, especificadas para  $t_0 < t < t_f$  definen en forma única el conjunto de funciones de salida, para todo  $t \in [t_0, t_f]$  para  $t_f > t_0$ ”. Respecto a las variables internas del sistema, estas son: a) las **variables de estado** que definen al sistema, b) los **parámetros** que determinan la evolución interna espacio-temporal del sistema. Las variables externas son: a) **variables de entrada** son de tipo determinístico (variables de control) o aleatorias (perturbaciones), b) **variables de salida** naturales o forzadas. Entre los modelos se encuentran los **modelos conceptuales** (forma abstracta de análisis de un sistema); **modelos físicos** (construcción a escala a partir del modelo conceptual); **modelos matemáticos** (ecuaciones que describen el sistema).

Los modelos de tipo matemático se pueden obtener básicamente de dos formas fundamentales: a) experimentalmente, a partir de señales de prueba mediciones entrada-salida para determinar el modelo, b) analíticamente, a partir de leyes físicas y químicas que gobiernan el comportamiento del sistema. (Loría y Manzon 1998:14,20).

El criterio de **clasificación de modelos** (Loría y Manzon 1998:20) permite ubicarlos según sean:

- a) **En tiempo continuo o discreto**: cuando la variable independiente es el tiempo y el fenómeno ocurre en tiempo continuo o en tiempo discreto (la variable toma un valor finito o infinito numerable).
- b) **Lineales o no lineales**: lineales cuando cumplen i) descomposición, ii) linealidad a estado cero, iii) linealidad a entrada cero. No lineales: no se cumplen estos criterios.
- c) **De parámetros variantes o invariantes en el tiempo**: según sean estos cambiantes o no.
- d) **De parámetros distribuidos o constantes**: cuando los parámetros dependen o no de las coordenadas espaciales del sistema.
- e) **De salidas causales o anticipativas**: cuando las salidas del sistema en un instante dado dependen exclusivamente de las entradas y salidas anteriores. Los sistemas de salidas anticipadas a las entradas no son físicamente realizables.
- f) **De salidas con memoria o sin memoria**: cuando la salida depende de la entrada y de la historia del sistema (vg. caso del almacenamiento de energía) o cuando la salida solo depende de la entrada.

Valadares (1975) en el resumen de trabajos presentados a la Conferencia sobre Simulaciones Computarizadas de Sistemas de Recursos Hídricos, realizada en ese año en Ghent, Bélgica; presenta un estudio comparativo de la eficiencia de los principales modelos de simulación: en ese estudio se señala que se han presentado muchos modelos de escorrentía en cuencas hidrográficas; pero pocos estudios críticos de tipo comparativo se han realizado para medir la eficiencia de los

principales métodos de simulación de escorrentía en cuencas hidrográficas, respecto a resolver problemas hidrológicos específicos. El principal **problema** abordado es la simulación de la descarga diaria de los ríos a partir de datos escasos de lluvia y con limitada capacidad de equipo computarizado; este es un importante asunto de tipo hidrológico a resolver, dado que esas limitantes a menudo ocurren en regiones en desarrollo o subdesarrolladas.

Ese autor presenta una clasificación de modelos según las ramas de la ciencia utilizadas en su construcción.

a) Descripción física (Modelos Clase A): la generación de escorrentía producida por lluvia es considerada un juego de unidades elementales y el proceso físico real lluvia-escorrentía es subdividido en un gran conjunto de operaciones elementales sucesivas. Con grados de detalle en el análisis tan altos como se pueda. El modelo debe describir las operaciones elementales y la forma de calcular los parámetros.

b) Análisis estadístico (Modelos Clase B): se basa en buscar relaciones estadísticamente significativas entre las magnitudes estudiadas. El criterio adoptado para evaluar el grado de significancia de esas relaciones está basado en la fracción de la variación de las magnitudes que es explicada por ellas. Este método no utiliza conceptos de causalidad física.

c) Teoría de sistemas (Modelos Clase C): en el que la cuenca es estudiada como un sistema y las magnitudes de entrada y de salida son definidas. El sistema es estudiado no como un juego de partes elementales y las entradas/salidas son modeladas utilizando teoremas y técnicas de **Teoría de sistemas**. Inicialmente se asumen relaciones elementales que luego son sucesivamente transformadas para maximizar la coincidencia entre los valores de salida simulados y reales para el mismo impulso real registrado.

Viessman y Lewis (2005:457) agrega otros criterios de clasificación de los modelos de simulación hidrológica: **de eventos aislados – continuos**; los sistemas hidrológicos pueden ser investigados con gran detalle si el marco temporal de la simulación se reduce. Muchos modelos hidrológicos de simulación en eventos de corta duración se pueden denominar **modelos de simulación de eventos aislados**, en contraste con los **modelos continuos o secuenciales**.

Los **modelos de tipo hidrológico**, para (Chow, Maidment y Mays 1994:9,13), son físicos, según sean a escala o de tipo analógico; o abstractos, los que involucran ecuaciones matemáticas con funciones del tiempo o del espacio. Los modelos de tipo aleatorio o probabilístico, (que no tienen un valor fijo en un punto del espacio ni del tiempo) están descritos a través de una función dentro de la cual el valor de la variable en cada punto está definido por una distribución de probabilidad. Además estos modelos se pueden clasificar según la forma en que se lleva a cabo la simplificación definiendo si: a) serán o no serán aleatorias las variables del modelo, b) variarán en el espacio o serán uniformes, c) variarán en el tiempo o serán constantes.

Un modelo determinístico no considera aleatoriedad; es decir: una entrada produce siempre una misma salida. Se considera que hacen **pronósticos**. Son apropiados cuando a pesar de que se considera que todos los fenómenos implican algún grado de aleatoriedad, la variabilidad resultante en la salida puede ser pequeña, cuando se le compara con la variabilidad resultante de otros factores conocidos.

Los modelos estocásticos hacen **predicciones**; se utilizan cuando las variaciones aleatorias son grande, porque la salida real podría ser bastante diferente del valor único producido por un modelo determinístico. Como ejemplo: para analizar evaporación se usa un modelo determinístico y para analizar precipitación, se usa un modelo estocástico.

Respecto a la variación en el espacio, los modelos determinísticos agregados, son promediados en el espacio o considerado como un punto único sin dimensiones en el espacio. Como ejemplo: muchos modelos del proceso lluvia-escorrentía, tratan la entrada de precipitación como uniforme en toda la cuenca e ignoran variaciones espaciales internas del flujo del agua. Los modelos

determinísticos distribuidos, consideran que los procesos ocurren en diferentes puntos del espacio y definen las variables del modelo como funciones de las dimensiones espaciales. (Chow, Maidment y Mays 1994:9,13).

Los modelos determinísticos cuasidistribuidos integran un modelo agregado “n” veces necesarias; tantas como subcuencas existan (Estrela 1992 citado por Jorge 1999:253).

Los modelos estocásticos son independientes en el espacio y correlacionados con él, de acuerdo con la influencia que las variables aleatorias tengan entre ellas en diferentes puntos del espacio. Los modelos estocásticos siempre tienen salidas que son variables en el tiempo; son independientes en el tiempo, o correlacionados en el tiempo: cuando los eventos hidrológicos no influyen entre sí o cuando los eventos están influidos por eventos anteriores y posiblemente por otros, respectivamente.

Los fenómenos hidrológicos varían con: la aleatoriedad, las tres dimensiones del espacio, el tiempo; pero la consideración simultánea de las cinco fuentes de variación mencionadas se ha llevado a cabo solo en muy pocos casos idealizados. Un modelo práctico usualmente considerará una o dos fuentes de variación. (Chow, Maidment y Mays 1994:9,13)

Los modelos abstractos (estocásticos y determinísticos) se representan en forma matemática y hacen uso de la teoría de sistemas.

Los estocásticos tienen su fundamentación en el máximo aprovechamiento de la información contenidas en las muestras analizadas. Posibilitan la obtención de la incertidumbre en las estimaciones de los elementos constitutivos del modelo. No se usan como predictores de entradas-salidas en las estimaciones del escurrimiento por sus limitaciones en relación con la posibilidad de representar los procesos hidrológicos en forma integral.

En los modelos determinísticos, una entrada dada produce una misma salida bajo condiciones de estado fijas. Los modelos determinísticos suelen tener una mayor probabilidad que los estocásticos para simular el escurrimiento del agua en ámbitos horarios o diarios, dado fundamentalmente por su alto grado de reflejo de la realidad que tienen sus algoritmos en la simulación del ciclo hidrológico en su fase terrestre. No obstante, actualmente existen tendencias reconciliatorias entre ambas líneas de modelación, en un campo bien limitado. (Estrela 1992 citado por Jorge 1999:250).

El uso de los modelos distribuidos no está muy extendido en el ámbito mundial, debido a su complejidad algorítmica, y a la poca disponibilidad de los datos que se requieren. Los modelos determinísticos agregados son más aplicados, dado que la información que se requiere está disponible y a que los algoritmos de cálculo son de características más sencillas.

Los modelos agregados se clasifican en: modelos con elevado número de parámetros y modelos con reducido número de parámetros.

### C.3.1.2 Modelos clasificados según número de parámetros.

Los **modelos agregados de elevado número de parámetros**, son aquellos que utilizan de 15 a 25 parámetros en el proceso de calibración. A través de sus hipótesis simplicadoras reproducen el ciclo hidrológico con bastante precisión, considerando la mayoría de los procesos que intervienen en la formación del escurrimiento total del río, se recomienda su uso cuando el balance de simulación se realiza a escala horaria o diaria. (Jorge 1998:15,18)

En el ámbito internacional existe una amplia gama de modelos de este tipo, los más significativos son presentados por Jorge 1998:19,21; en versiones que resultan de un constante mejoramiento, actualizándose según los resultados que se obtienen y los adelantos de la ciencia (Bonnell 1997 citado por Jorge 1998:19). El modelo Stanford (SWM-IV) fue diseñado por Crawford y Linsley en el año 1966, y ha cambiado mucho hasta la versión HSPF de la USEPA

en versión libre en idioma Fortran. Es aceptado como una herramienta para sintetizar un hidrograma continuo de flujo horario o diario a la salida de una cuenca; a partir de datos agregados y con menos exigencia de datos que los modelos alternativos de tipo distribuido. Datos de precipitación horaria o diaria, evaporación diaria, y una variada cantidad de datos de cuencas son las entradas (Viessman y Lewis 2005:503,506)

Los **modelos agregados de reducido número de parámetros**, son aquellos que utilizan de 2 a 8 parámetros en el proceso de calibración. Representan de una forma más sencilla los diferentes procesos del ciclo hidrológico que los modelos agregados de elevado número de parámetros; por lo cual sus escalas temporales de simulación generalmente son mayores (semanas, meses, etc). Se ha señalado que estos modelos tienen una exigencia menor en cuanto a las bases de datos requeridas (Jorge 1998:21). Esto hace posible la aplicación a condiciones de cuencas con limitada disponibilidad de datos.

Los inconvenientes mayores que tienen los modelos agregados de simulación continua son: a) en el proceso de calibración se pueden dar potencialmente parámetros que tienen valores ficticios, ya que incorporan los errores de las medidas de las variables como los errores debidos a las estructuras de los modelos, b) por la propia concepción, no pueden valorar exactamente la variación espacial de las fases modeladas. El poco conocimiento que se tenga de la zona en estudio, es una agravante, en algunos casos. (Venkatarama 1996 citado por Jorge 1999:19, Bonell 1997 citado por Jorge 1999:22).

La necesidad de evaluar los efectos en el ciclo hidrológico de forma distribuida en las modificaciones engendradas por el cambio de uso del suelo y más generalmente por alteraciones antrópicas, motivaron a muchos investigadores a a partir de la década del 70 a trabajar en la modelación distribuida aunque sea con expectativas a futuro (Jorge 1998:23).

### C.3.1.3 Teoría de sistemas

Los términos utilizados en la modelación hidrológica pertenecen a una teoría general que recibe el nombre de *teoría de sistemas*, en la que se manejan: conceptos fundamentales o leyes, que permiten desarrollar las ecuaciones de la imagen de sistemas; estructuras que son el número, tipo y naturaleza de los elementos que lo constituyen; variables que son las características de un sistema que son medibles a lo largo del tiempo como variable de entrada, de proceso o de salida; parámetros que son las cantidades constantes en el tiempo que afectan tanto a las variables internas como a los valores numéricos asignados a los coeficientes de las ecuaciones utilizadas (Jorge 1999:247,248).

Al analizar el uso de modelos de tipo determinístico, se indica que el fenómeno natural por medio del cual la precipitación se transforma en descarga, o en movimiento del agua en medios porosos es representado por una hipótesis o modelo ( $h(t)$ ), expresado como una serie de operaciones que son realizadas en una función de tiempo ( $x(t)$  = entradas) para ser convertidas en otra función del tiempo ( $y(t)$  = salida) en una única relación matemática, de ecuaciones diferenciales parciales u ordinarias, resuelta en término de las condiciones de frontera del sistema. Cuando la relación es de tipo causal, se denota ( $x(t)$  = entradas = causa) y ( $y(t)$  = salida = efecto). Generalmente hablando, en el contexto hidrológico, las operaciones vistas en la dirección causa hacia efecto son estables, en el sentido de que causas acotadas, producen efectos acotados; además pequeñas variaciones en las causas, producen pequeñas variaciones en los efectos. (Nash 1973:485,488), (Koren y Kutchnert 1973:557,558).

Precisamente a causa de este hecho, la operación inversa de descubrir la causa de un efecto observado (problema inverso); tiende a ser inestable y pequeñas variaciones o errores en las salidas observadas producen grandes errores o variaciones en las causas o en los valores de los parámetros calculados. Se definen tres tipos de problemas inversos: 1) las entradas son

desconocidas, 2) los valores de los parámetros de la operación son desconocidos y 3) la forma y valores de los parámetros son desconocidos.

Los problemas directos tienen una lógica simple y las dificultades que aparecen usualmente involucran la solución por convergencia de diferencias finitas o de ecuaciones diferenciales.

En el caso particular de un **sistema lineal agregado** (*Un modelo determinístico agregado es promediado en el espacio o considerado como un punto único sin dimensiones en el espacio: Como ejemplo, muchos modelos del proceso lluvia-escorrentía, tratan la entrada de precipitación como uniforme en toda la cuenca e ignoran variaciones espaciales internas del flujo del agua en dicha cuenca* (Chow, Maidment y Mays 1994:10), la entrada, la operación y la salida, puede ser representado por las ecuaciones 1, en el que las tres clases se reúnen en una. Para estos sistemas, la fórmula de operación, puede ser descrita únicamente por el impulso de respuesta del sistema y teóricamente al menos, esta puede ser obtenida sin especificaciones previas de su forma; por lo que los tipos de problema (1) y (2) ya no son una dificultad.

$$Y(t) = \int_0^t h(t-\tau) x(\tau) d\tau, \text{ o } Y(t) = \int_0^t x(t-\tau) h(\tau) d\tau, \text{ (ecuaciones 1-C3)}$$

donde:

$Y(t)$  = es la salida o variable dependiente.

$X(t)$  = es la entrada o variable independiente.

$h(t)$  = es el impulso respuesta

Dada la simetría, que resulta más obvia cuando la relación es expresada en términos de transformadas de Laplace y por medio del Teorema de Faltung. Nash (1973) y considerando que  $h$  y de  $X$ , en las dos ecuaciones previas, se pueden expresar como:

$Y(s) = X(s) \cdot h(s)$ , con lo que el problema de descubrir  $X$  y  $h$ , es matemáticamente el mismo y las tres distinciones desaparecen.

En modelos de sistemas agregados lineales, con funciones que no son expresiones simples, es usualmente más fácil trabajar con estos modelos en forma discreta: las ecuaciones 1-C3, son remplazadas por:  $\{Y\} = [h] \{X\}$  y  $\{Y\} = [X] \{h\}$

Donde  $\{Y\}$  y  $\{X\}$  son vectores de entrada y de salida muestreados a intervalos de tiempo iguales,  $[h]$  y  $[X]$  son matrices rectangular formadas con las ordenadas de impulsos de respuesta y de entradas, respectivamente. El problema directo de encontrar  $\{Y\}$  es trivial; el problema inverso de encontrar  $\{X\}$  o  $\{h\}$  es matemáticamente el mismo.

A causa de gran estabilidad de las operaciones en el sentido directo, la solución del problema inverso tiende a ser muy inestable y por tanto difícil. Tradicionalmente significa involucrar soluciones de mínimos cuadrados o la imposición de restricciones en los impulsos respuesta  $[h]$ , algunos ejemplos son: análisis armónico con un limitado número de términos realizado por O'Donnell 1960 citado por Nash (1973:485,511) o el método para obtener soluciones de mínimos cuadrados con restricciones, de Koren y Kutchment (1973:504,511).

Koren y Kutchment (1973:558,559) utiliza la ecuación (1-C3) que denomina integral de Duhamel, en el proceso de transformar una entrada  $h(\tau)$  en la cuenca (precipitación efectiva) en una salida  $Q(t)$ , donde  $P(t)$  es una función de influencia conocida. Ecuación que es escrita de la siguiente manera:

$$Q(t) = \int_0^t P(t-\tau) h(\tau) d\tau \quad (\text{Ecuación 2-C3})$$

Luego, teniendo los valores observados de salidas  $Q(t)$  y conociendo la función  $P(t)$  (mediante observaciones históricas o mediante datos fisiográficos o hidráulicos) es posible resolver la integral de Duhamel para  $h(\tau)$ . Es posible resolver ese problema con base en el algoritmo de Tikhonov. La integral de Duhamel es remplazada por una sumatoria al método de los rectángulos y una curva suave funcional es construida:

$$Q[A, \vec{P}, \vec{h}] = \|\vec{A}h - \vec{Q}\|^2 + \|\vec{h}\|^2 \quad (\text{Ecuación 3-C3})$$

Donde

$\vec{Q}$  = vector que designa las ordenadas del respectivo hidrograma  $Q(t)$ .

$A$  = matriz con los elementos  $P_{i-j+1}$

$\vec{h}$  = vector de las ordenadas  $h_j$  desconocidas,

$\&$  = constante positiva

Obteniendo los mínimos de esta ecuación, es posible obtener una secuencia de valores del vector  $h$  estables, que convergen a la solución correcta si no hay errores en los datos.

Sin embargo si hay errores en los datos, cambiando el valor de  $\&$  (llamado parámetro de regularización) se selecciona la solución que mejor corresponda a la información que a priori se tiene de la función  $h(t)$ . Por ejemplo se ha tenido buenos resultados utilizando la ayuda de la condición:

$$\int_0^{\infty} h(t) dt = \int_0^{\infty} Q(t) dt. \quad (\text{Ecuación 4-C3})$$

Koren y Kutchment (1973:559) propone varios tipos de informaciones a priori que restringen las soluciones al intervalo conocido, entre otras la no negatividad de las ordenadas o la proximidad con alguna función conocida.

Otra aproximación a la solución de la integral de Duhamel para modelos agregados lineales es indicada por Emsellen y Marsily citado por Koren y Kutchment (1973:557,567).

En modelos aplicados a sistemas **lineales distribuidos**, los impulsos de entrada están distribuidos en forma constante en cuyo caso el problema directo es esencialmente el mismo que para el caso de un sistema lineal agregado. Sin embargo si los impulsos son arbitrariamente distribuidos en el espacio la ecuación diferencial debe ser resuelta numéricamente para el problema directo, usualmente reduciendo el problema a ecuaciones diferenciales lineales resueltas en puntos de un plano  $xt$ . Nash (1973:490).

El problema inverso, involucra generalmente la postulación de fórmulas de operación (un modelo conceptual en consecuencia) y la estimación de los parámetros por aproximaciones sucesivas. La primera aproximación es insertada en el modelo y la salida es computada. Esta es comparada con la salida observada y la expresión del error observado (utilizando la función objetivo que permite determinar el *valor de ajuste*). Este error es reducido sistemáticamente mediante ajustes de los valores de los parámetros por prueba y error. El principal problema es que el juego de soluciones obtenidas no es necesariamente único, particularmente cuando dos o más parámetros representan operaciones similares y los valores óptimos están sujetos a una

amplia varianza muestral. Es posible especular una posible solución mediante aproximaciones de mínimos cuadrados, a menudo usadas en casos lineales. Nash (1973:490).

Rofail (1973:569) en el Water Resources Dep. Desert Institute, en Mataria, el Cairo, Egipto; diseña un modelo matemático de balance hídrico para áreas con pocos datos. La solución de este problema es del tipo general de condiciones de frontera. A partir de las ecuaciones de masa y de cantidad de movimiento, se llega a una ecuación diferencial lineal parabólica parcial. En su segunda parte Rofail, desarrolla el método de cálculo por computadora.

Mc Mahon y Mein (1973:335) aborda el problema de extender registros de escorrentía para estimar capacidad de almacenamiento. Para extender el registro de datos, hace uso de un procedimiento simple de cálculo de lluvia-escorrentía; este es un modelo digital computarizado, denominado modelo de Boughton. El modelo fue modificado para incluir un componente de agua subterránea. El modelo fue ajustado utilizando la mitad del registro de datos y validado utilizando al otra mitad del total de 17 años de información disponible. Dos formas existen para extender registros de datos de estaciones de caudal:

- a) correlaciones con estaciones cercanas con registros extensos, para construir el registro faltante (Fiering 1962:335,347 citado por Mc Mahon y Mein (1973:335,347).
- b) basarse en el modelo de tipo determinístico (Modelo Boughton) usado extensivamente en Australia.

El modelo Boughton desarrollado en los años 1966 y 1968, consiste en tres reservorios (1-intercepción, 2- drenaje y almacenamiento en parte superior del suelo, 3-almacenamiento en parte inferior del suelo), de los cuales se satisface la evapotranspiración, el escurrimiento superficial, la infiltración, flujo subsuperficial y la percolación. Para calcular la **infiltración**, el modelo utiliza la relación:  $f = f_c + (f_o - f_c) e^{-k \cdot ss}$  donde:

$f$  = tasa diaria de pérdida

$f_o$  = tasa de pérdida cuando el suelo está en punto de marchitez

$f_c$  = valor límite al cual la tasa de pérdida se acerca, cuando los niveles de humedad del suelo son altos

$k$  = exponente

$ss$  = nivel más bajo de humedad del suelo.

La infiltración es una función únicamente de la humedad del suelo de las capas inferiores.

La **evapotranspiración** es tanto función de la evapotranspiración potencial como de la humedad del suelo en cada reservorio o almacenamiento; que sigue en este caso el enfoque de Denmead y Shaw (1962) citado por Mc Mahon y Mein (1973:338). Denmead y Shaw estudian la disponibilidad de agua para la planta determinada por la humedad del suelo y las condiciones del clima (se puede consultar la figura 3 – pag 347 ). Mientras que el escurrimiento superficial es representado por el siguiente algoritmo:  $Q = P - f \cdot \tan (P/f)$  ; donde:

$f$  = tasa diaria de pérdida

$P$  = precipitación diaria menos la intercepción y menos los requerimientos de almacenamiento de las capas superiores del suelo.

Mc Mahon y Mein (1973:338,347) introducen un cambio al modelo de Boughton al separar el reservorio de almacenamiento inferior del suelo en dos (sub-almacenamiento 1 y sub-almacenamiento 2); de estas, solo la capa superior aporta a la evapotranspiración y al flujo subsuperficial, pero ambas capas aportan a la infiltración. El flujo base es representado por las diferentes posibilidades del contenido de humedad ( $S_1$  y  $S_2$ ) en las capas 1 y 2 del suelo profundo, corregido respectivamente mediante las constantes de recesión de la escorrentía ( $k_1$  y  $k_2$ ); se adiciona la contribución al flujo subsuperficial (que ocurre cuando la capacidad de almacenar agua en esas dos capas se excede) y se agregan esos aporte al flujo superficial.

Para la aplicación del modelo desarrollado por Mc Mahon y Mein 1973:339,345), se debe definir un método para estimar y optimizar los parámetros, ya sea:

- a) a partir de estimaciones preliminares de estos y corridas sucesivas del modelo en las que se mide el grado de ajuste del mismo;
- b) otro método es determinar los parámetros del modelo con la mitad del registro de datos de lluvia-escorrentía disponibles y utilizar los datos restantes para determinar el ajuste entre los valores obtenidos de las predicciones y los valores que fueron medidos. (Nedler y Mead 1965, Boughton 1968<sup>b</sup>, Boughton 1968<sup>a</sup>, citados por Mc Mahon y Mein 1973:335,347).

El Modelo Stanford corresponde a un modelo clase A; en los modelos estadísticos se relacionan las profundidades de lluvia diaria y de descarga diaria, a partir de métodos de regresión; un modelo representativo de la clase C es el Modelo General de Sistema Hidrológico de Chow y Kulanaiswamy (1971) citado por Valadares (1975:182.); el Modelo Conceptual para Pronóstico de Flujo en Ríos de Nash incluye métodos de Clases A y C (Nash, O'Connell y Farrel 1970 citados por Valadares 1975:182).

El Modelo Stanford no se utilizó en el estudio realizado por Valadares (1975:181,182) dado que requería equipamiento computarizado muy potente no disponible en ese momento; además requiere datos horarios de lluvia y de escorrentía o valores cada 6 horas, para obtener la distribución horaria, mediante técnicas de generación.

Para usar el Modelo General de Sistema Hidrológico de Ven Te Chow; se requiere conocer el gráfico de la lluvia directa efectiva y el hidrograma de escorrentía directa para cada tormenta estudiada. Obtener esas fracciones de la lluvia total y de la escorrentía total es un aspecto controversial. (Chow 1971 citado por Valadares 1975:182) No obstante, las siguientes relaciones estadísticas se deben estimar usando los datos de tormentas. (Ecuaciones 5-C3)

a) regresión  $P_e / M_{pe}$  en  $Q_p / M_{Qp}$

b) regresión  $Q_p / M_{Qp}$  en  $Q / M_Q$

Donde:  $P_e$  = precipitación efectiva directa;  $Q_p$  = pico de descarga directa;  $Q$  = valor medio de descarga directa,  $M_{pe}$ ,  $M_{Qp}$ ,  $M_Q$  = valores máximos registrados.

Este modelo simula el comportamiento del agua superficial en la cuenca solamente. El flujo directo debe obtenerse de la lluvia directa efectiva. Por tanto debe agregarse el flujo subsuperficial y base, determinado a partir de la escorrentía total. La estimación de las regresiones indicadas, requiere el análisis de los gráficos de lluvia y de escorrentía usando unidades de tiempo de menos de un día y preferentemente de forma horaria. Valadares (1975:182,184).

El Modelo Nash, está basado en análisis físicos para calcular infiltración, evapotranspiración y escorrentía superficial. Utiliza Teoría de Sistemas para transformar los componentes de escorrentía superficial en descarga en la sección específica estudiada. Se deben estimar: la capacidad de campo, infiltración máxima y evapotranspiración potencial. En este modelo, para determinar el volumen de escorrentía debido a un evento individual de lluvia, la cuenca es análoga a un almacenamiento de  $M$  capas horizontales de suelo, donde cada una contiene cierta cantidad de agua a capacidad de campo (Nash, O'Connell y Farrel 1970 citado por Valadares (1975:185) y para cada capa el balance hídrico es calculado. La evaporación de la capa superior ocurre a una tasa potencial y de la capa  $(n)^{ima}$ , solamente después de que ha ocurrido en la  $(n-1)^{ima}$  y a la tasa potencial multiplicada por  $R^{n-1}$ , donde  $R$  es un parámetro ( $R < 1$ ).

Si  $U$  es la escorrentía superficial generada por el Modelo Nash, durante una unidad de tiempo  $t_1$ , la descarga correspondiente durante la unidad  $t$ ,  $Q(t)$ , esta dada por:

$$Q(t) = (1 / (K T(N))) \cdot e^{-v} \cdot v^{(N-1)} \cdot U, \quad (\text{Ecuación 6-C3})$$

para  $t > t_1$  y  $v = (t - t_1) / K$



Este modelo es generalmente usado con datos horarios; N, K y R son estimados y luego optimizados (El proceso de **optimización** forma parte de la calibración; consiste en variar los valores de los parámetros manual o automatizadamente, para lograr el mejor ajuste entre los valores observados y los modelados, de acuerdo a un algoritmo determinado que mide el desempeño del modelo. por métodos numéricos . Valadares (1975:184,185) .

En el estudio comparativo de presentado por Valadares (1975:186,187), se concluye:

- a) **Descripción física (Modelos Clase A):** son útiles para simular los procesos de generación de la infiltración y la escorrentía superficial. El Modelo Stanford es inaplicable a estos problemas, mientras que una versión simplificada del Modelo Nash ha resultado fácilmente aplicable. El principal limitante de este modelo es la incapacidad de simular la no linealidad en las cuencas hidrográficas. El modelo presenta en el hidrograma mayores errores al simular las descargas altas que al simular descargas de períodos secos. Los métodos físicos se utilizan para estimar los primeros valores de los parámetros de modelos.
- b) **Análisis estadístico (Modelos Clase B):** al aplicarlos presentan importantes errores que son mayores para períodos secos que para altas descargas (contrario a lo que ocurre en modelos Clase A), lo que significa que tienen cualidades complementarias.
- c) **Teoría de sistemas (Modelos Clase C):** esta metodología es adecuada para transformar la escorrentía generada en una descarga en la sección del río que es estudiada. Útiles también para mejorar las estimaciones iniciales de parámetros por medio de técnicas numéricas de optimización.

Un modelo multi-disciplinario (DHIM 73) se propone por Valadares (1975), con los principios básicos siguientes: a) la infiltración y la escorrentía superficial es trabajada mediante el Modelo Nash, b) para mejorar la respuesta del modelo, se hace necesario simular la no linealidad de la cuenca, aspecto que no se consigue con el modelo físico adoptado, c) las técnicas físicas y tradicionales son muy adecuadas para obtener los valores iniciales de los parámetros del modelo, d) estos valores iniciales pueden ser mejorados mediante optimización numérica, e) finalmente, técnicas estadísticas pueden ser eficientemente usadas para reducir el error residual en el hidrograma generado. El proceso físico de generar escurrimiento superficial directo, depende del estado de humedad del suelo; por lo que 2 distintos procesos fueron considerados. Proceso A, el que es aplicable si los suelos de la cuenca se comportan como si estuvieran saturados, si no se utiliza el proceso B. Este comportamiento saturado puede ser causado por 2 razones: b) la capacidad de campo se ha alcanzado, b) la capacidad de infiltración se ha excedido por la intensidad de la lluvia.

Los procesos son detallados a continuación según lo desarrollado por Valadares (1975:186,188): **Proceso A;** el día t, la lluvia H(t) genera una escorrentía total CH(t). C es el coeficiente de escorrentía y es función de H(t) y también del tiempo del año que es dado por t (o por el mes a que corresponde el día t). CH(t) incluye la escorrentía directa, el flujo subsuperficial y el flujo base. La distribución en el tiempo de CH(t) es dada por el algoritmo para Q(t) propuesto por Nash; donde: Ecuación de descarga :  $Q(t) = (1/(K T(N))) \cdot e^{-v} \cdot v^{(N-1)} \cdot U$ , para  $t > t_1$  y  $v = (t - t_1) / K$ , haciendo N=1 en este caso .

Para calcular la variación diaria de la humedad del suelo se puede usar la relación:

$H(t) - CH(t) = E(t) + [V(t) - V(t-1)]$ . Donde E(t) es la evapotranspiración diaria, V(t) es la humedad del suelo al final del día t. V(t) debe ser positivo y siempre mayor que la capacidad de campo M. Por tanto, cuando V(t) se vuelve negativo o mayor que M, se iguala a cero o a M, respectivamente.

**Proceso B:** si el comportamiento del suelo fuera saturado, la fracción de la lluvia que genera escorrentía es mayor que en el caso de condición no saturada. Por lo tanto, el escurrimiento

directo superficial esta dado por  $C^* [ H(t) - E(t) ]$  si  $H(t) \geq E(t)$ ; e igual a cero si  $H(t) < E(t)$ ;  $C^*$  es un parámetro adecuado. Una fracción de  $C^* [ H(t) - E(t) ]$ ; expresada por:  $\& C^* [ H(t) - E(t) ]$  es incluida en la descarga del día  $t$ , y el restante  $(1-\&) C^* [ H(t) - E(t) ]$  es incluido en la descarga de los días siguientes usando la fórmula de  $Q(t)$  de Nash, ya indicada. Los criterios cuantitativos para distinguir las situación saturada de la no saturada deben ser discutidos. Valadares indica que luego del uso de muchos criterios, los que mas exitosos fueron: si  $[ H(t) + V(t) ] \geq M$  se tiene un comportamiento saturado; si  $[ H(t) + V(t) ] < M$  se tiene un comportamiento no saturado.

En el modelo, se tiene claridad sobre el significado de los parámetros del modelo como veremos:  $K$  = considerando la ecuación de descarga  $Q(t)$  de Nash,  $(-1/K)$  es el logaritmo de la tasa decreciente de descarga generada por una tormenta de duración efectiva menor a un día.

$C$  = coeficiente de escorrentía para comportamiento no saturado.

$C^*$  = fracción de  $[ H(t) - E(t) ]$  que es transformada en escorrentía superficial condición no saturada.

$\&$  = fracción de  $C_1 [ H(t) - E(t) ]$  que es incluida en la descarga del día  $t$ .

$M$  = capacidad de campo.

Para estimar estos parámetros, se usan métodos físicos. Después de esto, algunas técnicas numéricas de optimización son adoptadas.  $K$ ,  $M$ , y la media mensual de los valores  $C$ ,  $C_i$  (con  $i = 1, \dots, 12$ ) son estimados inicialmente, utilizando técnicas de la hidrología tradicional. Los valores medios mensuales de  $E$ ,  $E_i$  (con  $i = 1, \dots, 12$ ) son conocidos. Dentro de cada mes  $i$ , los valores de  $E(t)$  se suponen iguales a  $E_i$ .

Con el fin de hacer  $C$  una función de las estaciones y de la precipitación esta expresión fue adoptada.  $C_i = C_i (1 + 0,4 P_1 \arctang u_i)$ ,

Siendo:  $C_i$  = coeficiente de escorrentía del mes  $i$ .  $C_i$  = media del coeficiente de escorrentía del mes  $i$ .

$U_i = [(H_i + H_{i-1}) / 2] - [(H_i + H_{i-1}) / 2]$

Siendo:  $H_i$  = lluvia del mes  $i$ ,  $H_i$  = media de la lluvia del mes  $i$ .

Para ciertos días representativos,  $t$ ,  $\&$  y  $C^*$  son solamente función de  $H(t)$ . Luego:

$C_t^* = C_0^* (1 + P_2 0,4 \arctg v_t)$  y

$\&_t = \&_0 (1 + P_3 0,4 \arctg v_t)$  donde  $v_t = H(t) - E(t)$

Los valores de  $C_t^*$  y de  $\&_t$  se estiman del análisis de hidrogramas reales. Para optimizar  $P_1$ ,  $P_2$  y  $P_3$ , se debe discutir los criterios de eficiencia de los modelos tanto como seleccionar los métodos numéricos más convenientes a ser seleccionados. Después de optimizar los valores estimados de  $P_1$ ,  $P_2$  y  $P_3$ , se utilizan métodos puramente estadísticos para reducir la variabilidad residual. A partir de los datos de escorrentía simulada y de la escorrentía real, se puede evaluar la validez del modelo utilizando la ecuación 7-C3 y la ecuación 8-C3, indicada en el apartado siguiente. Se puede utilizar la metodología de Box y Jenkins citadas por Valadares (1975:189).

Respecto a los modelos aplicados en Cuba desarrollado en el Centro de Investigaciones Hidráulicas, se pueden apuntar algunas de sus características:

- a) Modelo MHIDE: es un modelo determinístico, de tipo agregado, de simulación continua, con reducido número de parámetros (7), en escala de simulación temporal diaria; divide la cuenca en tres tanques hipotéticos: de superficie (Tanque superficial), suelo no saturado (Tanque suelo), suelo saturado (Tanque subterráneo), no considera ascenso capilar ni agua retenida en tensión; no modela escurrimiento subsuperficial; usa un parámetro ( $T_{inf}$ ) para modelar el retardo de flujo de aporte subterráneo en lugar de incluir un algoritmo en el modelo; usa siete (7) parámetros: cinco (5) principales dobles (período húmedo y período seco) dos (2) secundarios. El modelo MHIDE fue aplicado por hidrogeólogos del CIH en la cuenca M1-Matanzas, mediante una metodología de calibración con el modelo de flujo de agua subterránea AQUIMPE ratifica la necesidad del estudio integrado de los recursos hídricos (Jorge 1998:27,57)
- b) Modelo TCG<sub>versión 1</sub>. Parte de la experiencia del desarrollo del modelo MHIDE aplicado en 12 cuencas cubanas y del modelo sueco HBV (Planos et al. 1991 citado por Jorge

1998:27,57). Es un modelo determinístico de tipo agregado, de simulación continua con elevado número de parámetros (19), en escala de simulación temporal diaria; considera un punto R, como receptor y distribuidor de lluvia en función del contenido de humedad del suelo y de la superficie de la cuenca; incluye cuatro (4) tanques hipotéticos, para almacenar agua y producir escurrimiento superficial (T1 – tanque de superficie), en zona no saturada (T2 – tanque de suelo), zona húmeda en tensión en acuíferos (T3 – tanque subterráneo en tensión), en zona saturada (T4 – tanque subterráneo freático). El TCG<sub>versión 1</sub> considera diecinueve (19) parámetros: 14 principales y cinco (5) parámetros secundarios. Este modelo es capaz de representar mejor las características del flujo que el modelo M\_HIDE, debido a que los algoritmos del modelo TCG<sub>versión 1</sub> representan mejor la realidad. En el modelo TCG<sub>versión 1</sub> las propiedades hidrofísicas de los suelos son parámetros a calibrar, mientras que en el modelo M\_HIDE son datos de entrada, siendo un problema a confrontar, máxime si no se cuenta con estudios precisos de suelos.

La mayor dificultad a confrontar en el modelo TCG<sub>versión 1</sub> es el ajuste entre la dirección del hidrógrafo observado respecto al hidrógrafo calculado (Jorge 1998: 58,82).

- c) Modelo TCG<sub>versión 2</sub>. Permite el análisis de una cuenca global dividida en subcuencas, (un máximo de 3) presentando formas alternativas para: i) reconstrucción y prolongación de series históricas de caudales diarios y ii) la estimación de la recarga de agua al acuífero.

Permite además modelar diferentes alternativas para ser utilizadas en el modelo de aguas subterráneas A\_QÜIMPE. En lo que se refiere al ajuste entre el hidrógrafo observado y el calculado, el TCG<sub>versión 2</sub> lo resuelve satisfactoriamente, mediante la introducción de un nuevo parámetro KC (tránsito centroidal) que permite manipular la retención del agua en el cauce en el intervalo de tiempo considerado, y que juega un papel similar a las constantes de recesión. (Jorge 1998:83,93).

El anexo 2 de esta tesis muestra diagramas de flujo con las características de los modelos TCG y M\_HIDE.

### C.3.2 Calibración y validación del modelo.

#### C.3.2.1 Relación entre el modelo ideal y su aplicabilidad

Según Dawdy y O'Donnell 1965 citado por Jorge (1999:250) el modelo determinístico ideal es aquel que especifica completamente los procesos y sus propiedades, que ocurren en los componentes relevantes de la cuenca. La especificación deberá ser dada en términos de parámetros físicos e involucrará todas las relaciones de comportamientos en la cuenca. Las diferencias fundamentales entre los modelos determinísticos creados, se refiere al número de tanques utilizados para representar los procesos, lo que a su vez está vinculado con el número de variables y de parámetros que intervienen en el análisis, los enlaces estructurados y las hipótesis simplificadoras utilizadas.

La evaluación de la validez del modelo consiste en determinar lo bien o mal que el modelo imita al sistema real. Una de las formas de evaluar un modelo es: 1) se excita el sistema real con una entrada determinada y se toma el conjunto de mediciones de salida (suponiendo en este caso que a un sistema de entradas corresponden salidas únicas), 2) se excita el modelo con la misma entrada y se calculan las respuestas del modelo, y se comparan con salidas conocidas. (Loría y Mazon 1998:20).

Señala Jorge (1998:24), que varios autores como Beven (1991) Estrela (1996) indican que la capacidad para obtener la respuesta hidrológica en los modelos de tipo distribuido, sigue siendo una limitante al ser un proceso extremadamente complejo para las condiciones actuales. Aunque se ha reconocido que las principales razones que han justificado el desarrollo de estos modelos es dar un mayor sentido físico a los parámetros que en los modelos de tipo agregado, el volumen de información es de tal calibre que se hace casi imposible su aplicación práctica. Al

analizar este tema, Beven (1989) citado por Jorge (1998:24), señala que en el modelo S.H.E, se requieren 2400 parámetros para una cuenca de 10 km<sup>2</sup>.

### C.3.2.2 Algoritmos de ajuste del modelo y calidad del dato

#### C.3.2.2.1 Algoritmos

La comparación entre los valores calculados o pronosticados y los valores medidos, se realiza con algoritmos que describimos a continuación:

Para esto se determina el valor de:  $e(t) = [Q_R(t) - Q_S(t)]$  (Ecuación 7-C3)

Donde

$e$  = error de predicción en el instante  $t$

$Q_S$  = simulación del modelo en el instante  $t$

$Q_R$  = salida real del sistema en el instante  $t$

para  $t = 0, 1, 2, 3, \dots$

Conociendo esta información, se puede plantear el **índice de desempeño** del modelo, utilizando por ejemplo las fórmulas siguientes, seleccionadas de una infinidad de posibles arreglos matemáticos.

$$F_1 = \sum_{t=1}^n [Q_R(t) - Q_S(t)]^2 \quad (\text{ecuación 8-C3a})$$

$$F_2 = \sum_{t=1}^n \left[ \frac{(Q_R(t) - Q_S(t))}{Q_R(t)} \right]^2 \quad (\text{ecuación 8-C3b})$$

En este caso solo se cuantifican los términos  $Q_R(t) > 0$ .

$$F_3 = \sum_{t=1}^n |Q_S(t) - Q_R(t)| \quad (\text{ecuación 8-C3c})$$

$$F_4 = \sum_{t=1}^n \left\{ \ln [ \max Q_S(t), Q_R(t) ] - \ln [ \min Q_S(t), Q_R(t) ] \right\} \quad (\text{Ecuación 8-C3d})$$

$$F_5 = F_1 + F_2 \left[ \left( \sum_{t=1}^n Q_R(t) \right) / N \right] \quad (\text{ecuación 8-C3e})$$

**Respecto a los criterios:** Cuanto menor sea el valor de F calculado con las fórmulas indicadas, mayor será la exactitud del modelo, con base en un criterio seleccionado para F. (Loría y Mazon 1998:20; Valadares 1975:188).

En los problemas de simulación hidrológica, estas funciones ( $F_1$ ,  $F_2$ ,  $F_3$ ,  $F_4$  y sus combinaciones) no tienen un buen comportamiento y presentan varios mínimos y máximos locales. Considerando que las expresiones analíticas de las funciones  $F_x$ , como funciones de  $P_1$ ,  $P_2$ ,  $P_3$ , son conocidas, se pueden aplicar métodos de optimización numérica. Dos métodos se proponen: el de Rosenbrock (1960) y el de Powell (1964) ambos citados por Valadares (1975:189).

El **error de predicción promedio** se expresa en porcentaje (Haan 1973:547) y se define como:

$$e_p = \frac{|V_R - V_S|}{V_R} \cdot 100\% \quad (\text{Ecuación 9-C3})$$

Donde

$V_R$  = es el volumen promedio anual de escorrentía real

$V_S$  = es el volumen promedio anual simulado

Cuanto menor sea el valor  $e_p$ , tanto mejor será el ajuste entre la respuesta del modelo respecto al valor real de descarga de la cuenca.

En la fase de calibración y de validación, Jorge 1998, utiliza los siguientes métodos: a) comparación diaria del hidrógrafo de escurrimiento diario observado, respecto al modelado; b) criterios de bondad de ajuste para los períodos: húmedo, seco y anual. El algoritmo de bondad de ajuste utilizado es expresado por la siguiente función:

$$E_k = \frac{Q_{ok} - Q_{mk}}{Q_{ok}} \times 100$$

Donde:

$Q_{ok}$  = escurrimiento medio observado ( $m^3/seg$ ).

$Q_{mk}$  = escurrimiento medio calculado con el modelo ( $m^3/seg$ ).

$E_k$  = error del escurrimiento medio para los períodos: húmedo, seco y anual (%).

El error de escurrimiento medio se calcula para: el período húmedo ( $k = h$ ), el período seco ( $k = s$ ) y anual ( $k = a$ ), con los datos del escurrimiento medio correspondientes.

Gotay (2002) desarrolla el tema de la calibración automática de modelos hidrológicos determinísticos e indica: que la calibración automática es aquella en la que el proceso está desprovisto de la subjetividad del modelador de manera que se pueda alcanzar la calibración del modelo, mediante un proceso de optimización que ocurre al lograr el óptimo de la función objetivo planteada y que permite obtener un valor de ajuste. El proceso de optimización en el logro del conjunto de parámetros que hace mínima la discrepancia entre la escorrentía observada y la producida por el modelo en el punto de cierre de la cuenca. Los procedimientos más utilizados son de tipo: a) optimización global, b) optimización global; los primeros tienen una baja probabilidad de éxito muy baja. De los segundos, los que han tenido éxito son: el método de Evolución y Mezcla de complejos SCE-UA (Duan, Sorooshian y Gupta 1992 citado por Gotay 2002:6) y un algoritmo Genérico (AG) combinado con un procedimiento de Programación Cuadrática Secuencial (PCS) de búsqueda local (Francini 1996 citado por Gotay 2002:6). Gotay desarrolla además un nuevo método de optimización global. Ver Anexo 2 de esta tesis.

### C.3.2.2.2 Calidad del dato

El problema planteado en esta tesis, se refiere a la necesidad de contar con modelos de flujo que permitan evaluar la escurrimiento en pequeñas cuencas hidrográficas, con datos discretos de caudales y entradas diarias o mensuales de lluvia.

Uno de los temas centrales de las investigaciones relacionada con modelos matemáticos de flujo de las aguas así como de estudios de tendencias en el escurrimiento; se refiere a la calidad de los datos y a la periodicidad de las observaciones, lo que es fundamental para asegurar la calidad final de los resultados que sean obtenidos (Marrero 2009).

Martínez 2009 analiza ese planteamiento y concluye que es posible contar con modelos adecuados a esa limitante; pero debe considerarse que: a) cada estimación y dato incorporado implica introducir un error al algoritmo del modelo, b) se requiere desarrollar un registro de datos adecuado al modelo y un período largo para dar solidez al análisis, mediante estaciones de lluvia y estaciones limnigráficas temporales, c) realizar el desarrollo del modelo en la medida en que se cuente con más datos, durante un período prolongado de años hasta alcanzar un adecuado desempeño del mismo. Dilla (1993) sobre la periodicidad de los datos indica que los modelos simples basados en entradas diarias y mensuales son satisfactorios al igual que los modelos horarios más complejos. Además indica que en muchos lugares del trópico se tiene que adoptar el uso de observaciones mensuales debido a que no se dispone de bases de datos con información adecuada a estudios más complejos. Este afirma eso a partir de investigaciones propias en la modelación matemática realizada en el Acuífero de Ariguanabo en Cuba. Dilla (2009) señala la necesidad de enfocar este estudio a esclarecer las particularidades del modelo (información de tipo discreta) y a crear condiciones para asegurar la calidad y frecuencia del dato.

Respecto a la calidad de los datos, Escartin (2009), menciona la necesidad de: a) crear una red para captura del datos adecuada, b) desarrollar metadatos relacionados, c) utilizar métodos de teledetección y sensores remotos y d) asegurar la cantidad de datos necesarias para dar solvencia al modelo. Respecto a la limitante en la frecuencia y representatividad del dato para desarrollo del modelo propuesto por el Doctorando, León (2009) propone a) un cambio de enfoque del estudio hacia la gestión para enfatizar la creación de condiciones y asegurar inversiones para contar con datos adecuados para la modelación; b) sustentar el uso de datos mensuales o semanales a partir de análisis del efecto en las bondades de ajuste del modelo, respecto a los resultados en el mismo modelo que sea obtenidos con datos de periodicidad diaria, c) incorporar temporamente el uso de equipo electrónico de registro continuo (v.g. cada 15 minutos) para calibrar y validar el modelo.

Hernández (1991) en estudios de modelación matemática aplicada a la explotación de acuíferos a escala regional señala que la calidad de los resultados de la modelación está determinada por:

a) la longitud de la serie histórica utilizada en el periodo de calibración: considerando: i) observaciones que contemple las acciones sobre el sistema acuífero incluyendo situaciones extremas tanto de sequía y explotación intensa y prolongada, como de períodos lluviosos de similar comportamiento; ii) suficientemente largas para que posibiliten la compensación de los errores si la calidad del datos base no es buena; iii) a mayor longitud de series, el procesamiento se hace muy complejo y requiere de un gran volumen de trabajo; iv) Se aconseja disponer como mínimo de un periodo de dos a tres años, considerando ampliar a otro período adicional para incluir suficientes contrastes húmedos y secos.

b) la antigüedad de la serie histórica: es preferible que estos sean de los años más recientes para facilitar el proceso de verificación y la utilización del modelo en la fase de pronóstico.

c) Ocurrencia de modificaciones en las condiciones hidrodinámicas del acuífero: que impliquen: i) modificar el modelo conceptual; ii) analizar si se incluyen nuevas hipótesis; iii) no utilizar estos datos en el periodo de calibración.

d) el intervalo de discretización del tiempo a emplear: dependerá de: la longitud de la serie de observaciones utilizada para la calibración, siendo aconsejable: i) el trimestre para periodos cortos (menores de tres años) y el semestre para periodos más largos, con referencia a subdivisiones del año hidrológico; ii) considerar que la utilización del año hidrológico como intervalo de tiempo solo se justifica en acuíferos de gran extensión, con una serie muy larga de observaciones, con marcadas características de regulación hiperanual y con el objetivo de utilizar el modelo para el pronóstico a largo plazo; iii) la precisión de los resultados del modelo para pronósticos del año hidrológico con una frecuencia inferior al trimestre, dependerá de contar con la información en esa misma periodicidad.

Este mismo autor, señala que no es descartable que se pueda calibrar un modelo a partir de datos mensuales, según sus experiencias en la aplicación del modelo MEDA1 que incluye e tratamiento gráfico para la calibración del modelo y la obtención de los coeficientes de ajuste (desarrollado por Hernandez Valdes en 1991 a partir del modelo MEDA para el estudio de descargas de acuíferos de Iglesias A.) en el acuífero del norte de la provincia Ciego de Avila en Cuba (Hernández 1991<sup>a</sup>) (Hernández 2009<sup>a</sup>); en el que alcanza buenos resultados de ajuste (Figura 4.2 de ese informe) entre escurrimientos medidos y calculados, con 21 años de datos de lluvia media mensual (usando modelo CIRO) e igual número de años de registro de caudal mensual en la estación limnográfica "La Yana".

Un aspecto importante es la solidez de la base de datos; Figueroa (2007) realiza un estudio en el Centro de Investigaciones Hidráulicas de Cuba (CIH) sobre la influencia del cambio climático y de la variabilidad climática en los caudales en la cuenca del río Grijalva (con 10.261 km<sup>2</sup> de área en parte alta de mexicana de la cuenca).

Para esto se enfoca en el procesamiento de los datos mediante dos etapas: 1) análisis exploratorio para determinar la homogeneidad de los datos de las series hidrológicas y macroclimáticas para determinar la calidad de los datos; para asegurar que todos los datos se originaron en una sola población – de lo contrario se deben corregir series no homogéneas o excluir esos datos del estudio (Mossman, Castro y Sánchez 2003 citado por Figueroa (2007:53), comprobación de aleatoriedad (determinar si las fluctuaciones del dato provienen de causas naturales) y asegurar la calidad de los datos de los resultados de las investigaciones; utilizando métodos gráficos de series de tiempo y gráficos de masa acumulada. 2) análisis confirmatorio: las tendencias climáticas interfieren con las variaciones de origen no climático creando *inhomogeneidad* por lo que es necesario usar técnicas para discriminar datos que contienen variaciones y tendencias climáticas de aquellos que presentan variaciones no climáticas. En contraposición con los saltos o cambios abruptos en los datos, con explicaciones por cambios en instrumentación, procedimientos o ubicación de equipos; las *tendencias* son "*cambios graduales en el tiempo de incremento o disminución de la variable estudiada asociados habitualmente a factores climáticos*". Otro aspecto es el análisis de valores singulares que son: "*datos de la información que se alejan significativamente de la mayoría de la información restante*".

**Figueroa** (2007) utiliza: la prueba de Hatacama para detección de tendencias, la prueba de Wald-Wolfowitz para análisis de independencia, la prueba de Mann-Whitney para homogeneidad, la prueba de Grubbs-Beck para valores singulares (Bobée y Ashkar 1991 citado por Figueroa 2007:55).

Además de análisis de series de datos que incluye los siguientes métodos: a) Cálculo de funciones de autocorrelación, b) Análisis espectral de las series mensuales, c) Análisis estadístico de correlación cruzada, d) Ajuste de función de distribución acumulada empírica a las series de gastos medios diarios y obtención de nuevas series anuales, e) Análisis de tendencia de las series anuales para cuantiles. (Figueroa 2007:57,67).

### C.3.3 Aplicación y resultados de modelos

#### C.3.3.1 En simulación de escurrimiento continuo

El diseño de sistemas de abastecimiento de agua superficial requiere una estimación de los volúmenes mensuales característicos. Idealmente los diseñadores desearían contar con registros de muchos años. Sin embargo, en USA, la vasta mayoría de las corrientes de agua en cuencas de más de 1500 km<sup>2</sup> no tienen registros de escorrentía, lo que hace necesario un método para estimar los volúmenes mensuales para cuencas sin datos. (Haan 1973:546). Haan en su artículo señala que existen muchos modelos comprensivos, entre otros el modelo desarrollado para cuencas por el Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Standford (Crawford y Linsley) 1966 citado por Haan (1973:546), que pueden ser categorizados como modelos paramétricos, dado que tienen parámetros que deben ser estimados manual y previamente con base en la escorrentía observada y valores simulados.

Utilizando las ventajas de las computadoras para encontrar juegos de parámetros que satisfagan ciertos objetivos y subsanen las diferencias que ocurren cuando diferentes personas determinan los valores de los parámetros; en trabajos de Liou (1970) citado por Haan (1973:546), se desarrolla un procedimiento de optimización automática para el Modelo Stanford. Ross (1970) citado por Haan (1973:545,555), desarrolla un modelo para relacionar los valores de los parámetros óptimos con las características de cuencas.

Haan (1972) citado por Haan (1973:546), en el modelo que posibilita estimar la escorrentía mensual con datos de precipitación diaria y estimaciones de evapotranspiración potencial diaria, utiliza los siguientes parámetros que se deben determinar para cada cuenca;  $f_{\max}$  que es la tasa máxima de infiltración (cm/hora),  $S_{\max}$  que es la tasa máxima de pérdida por percolación (seepage) diaria (cm),  $C$  como la capacidad de retener la humedad del suelo en la parte del suelo en que la tasa de evapotranspiración es menor que la tasa potencial excepto en las condición de que el suelo esté saturado. (cm) y  $F_s$  que representa la fracción de la percolación que se transforma en escorrentía.

Los valores óptimos para estos parámetros son definidos como aquellos que minimizan la suma de cuadrados entre los volúmenes de escorrentía mensual observados y los valores simulados. Así, para obtener los valores óptimos de los parámetros, algunos datos de la escorrentía observada son necesarios. Trabajos realizados con el modelo, demuestran que usualmente son suficientes dos años de datos de flujo mensual para obtener un juego de valores de parámetros óptimos. La **función objetivo** utilizada es:

$$f = \sum_{k=1}^n [V_{oi} - V_{si}]^2 \quad (\text{Ecuación 10-C3})$$

donde  $n$  es el número de meses con datos de escorrentía,  $V_{oi}$  es el volumen observado y  $V_{si}$  es el valor de escorrentía del mes  $i$ , simulado. El valor de ajuste de la función objetivo es calculado usando las estimaciones iniciales de los valores de los parámetros, cambios sucesivos de uno de los parámetro y el consecuente cálculo de la función objetivo, permiten encontrar el valor del parámetro que minimiza  $f$ ; se repite el proceso para ajustar los otros parámetros, uno a la vez. Dado que los parámetros no son independientes entre si, el procedimiento completo se repite 2 o 3 veces. Obteniéndose el juego de parámetros óptimos. Este modelo se aplicó en 24 cuencas hidrográficas en Kentucky con áreas de entre 1,74 hasta 1225 km<sup>2</sup> y en 3 cuencas en Carolina del Sur con áreas entre 0,11 y 2,27 km<sup>2</sup>. Calculando el error de predicción promedio para las 27 cuencas, se obtuvo en promedio un  $e_p = 4\%$ . para estas cuencas, el promedio anual de escorrentía variaba de 18,7 a 48,6 cm anuales. Haan (1973:546,547)



Haan (1973) desarrolla un modelo de cuatro parámetros para estimar los volúmenes de flujo mensual a partir de información diaria de lluvia. Los parámetros se obtienen mediante aplicación de ecuaciones de regresión lineal. Los cuatro parámetros pueden ser determinados con al menos dos años de datos de escorrentía mensual. Esto hace posible instalar en forma temporal estaciones de medición en los ríos, para recoger información durante dos o tres años y así determinar los parámetros del modelo. El modelo utiliza un procedimiento automático de optimización de manera que el usuario no se involucra en el proceso de estimar los parámetros. Un estudio en 24 cuencas hidrográficas demostró que los parámetros pueden ser relacionados con: suelos, geomorfología y con las características geológicas de las cuencas. De esta forma, los parámetros para una cuenca no calibrada pueden ser obtenidos sin ningún dato de la cuenca en particular. Una vez estimados los datos, se pueden realizar proyecciones de escorrentía mensual, utilizando solamente los datos de precipitación diaria como entrada del modelo.

Haan (1973) señala que en cuencas donde no existe registros, al menos se debe aplicar dos procedimientos para estimar adecuadamente los valores de los parámetros. Jarboe y Haan. 1973 citado por Haan (1973:548) desarrollan una segunda técnica para estimar los cuatro parámetros para cuencas no calibradas, el que usa datos de cuencas vecinas a la cuenca no calibrada. Los parámetros óptimos de la cuenca calibrada son relacionados con las características medibles de la cuenca no calibrada. Estas relaciones son luego usadas para estimar los valores paramétricos del modelo para la cuenca no calibrada. Las características de cuenca se agrupan en: 1) factores geomorfológicos, 2) factores edáficos y 3) factores geológicos; y son relacionados con los cuatro parámetros mediante métodos de regresión lineal múltiple. De un total de 23 cuencas; 6 se seleccionaron al azar y se trataron como no calibradas y las 17 restantes se usaron para establecer las ecuaciones de predicción de la regresión. Obtenidos los valores de escorrentía para las 6 cuencas, mediante la simulación; se calculó el valor del error (dado que todas las cuencas realmente son calibradas) presentándose valores de entre 1,8 y 11,8% respecto a la escorrentía observada. (Haan 1973:548,551).

Haan (1973:550,555) aplica ambos procedimientos se aplicaron a una cuenca calibrada de 47,8 km<sup>2</sup> en Kentucky, South Fork of the Little Barren River– USA (cobertura de bosque de un 62%, profundidad de suelos de 0,82 m, volumen de roca de 2,25 km<sup>3</sup>), con las siguientes variaciones al determinar los parámetros: a) utilizando las ecuaciones de predicción calibradas, b) utilizando un año, c) utilizando dos, y d) tres años de datos de escorrentía mensual, e) utilizando todo el registro de datos de 22 años con el procedimiento descrito por Haan.

En el caso e) se procedió (1) optimización del modelo en el primer año de registro, (2) simular el total de 22 años de registro de escorrentía con esos parámetros, (3) volver a optimizar el modelo, en los dos años del total simulado que tienen los ajustes más pobres, y finalmente determinar los parámetros definitivos como promedio ponderado de los dos óptimos juegos de parámetros en que los resultados de los factores de ponderación son la suma de la desviación entre los flujos observados y los flujos simulados. Los parámetros obtenidos de esta forma fueron capaces de simular los 22 años de registro con un error promedio anual de 0,56%. Aunque esta técnica no puede ser aplicada en cuencas no calibradas, si se demuestra la bondad del modelo. Para los casos en que se utilizó la recolección de datos en forma temporal por un período de 1, 2 y 3 años, se obtuvieron valores del error promedio anual de 10,19%, 2,19% y 9,38% respectivamente; ese autor concluye que en general a mayor longitud de registro, mejores resultados en el ajuste.

Nash (1973:501) hace un análisis de los resultados de Haan (1973), concluye que el problema es inverso no-lineal agregado, siendo el modelo de tipo “caja negra”. Nash señala lo siguiente: a) en el ensayo con 24 cuencas en California y South Carolina, se obtuvo un 4% de error promedio lo cual no es una verdadera prueba de la eficiencia del modelo: detalles de resultados y

en particular las estimaciones de la varianza de los valores de los parámetros hicieron falta. b) en la aplicación de la regresión lineal múltiple para obtener los parámetros óptimos, en 17 cuencas no calibradas, las variables independientes son 12 de manera que solo se cuenta con 5 grados de libertad, lo que debilita la solvencia del análisis estadístico. c) sería interesante conocer cuan significativos son los coeficientes utilizados en la regresión lineal múltiple. d) para el último proceso (caso e) no obstante usar los dos años con ajustes más pobres respecto a valores registrados y valores simulados, es curioso que se de solamente un 0,56% de error promedio.

Para la aplicación del modelo desarrollado por Mc Mahoon T.A. y Mein R.G ( 1973: 339,345), en la cuenca Thomson, se utiliza el método simple propuesto por Boughton, donde se determinan los parámetros del modelo con la mitad del registro de datos de lluvia-escorrentía disponibles y se utilizan los datos restantes para determinar el ajuste entre los valores obtenidos de las predicciones y los valores que fueron medidos. No obstante la simplicidad del modelo, las dificultades para estimar la evaporación en la cuenca, la precisión de los datos; con el modelo se logró un coeficiente de correlación de 0.92, mientras que utilizando correlación con datos de cuencas vecinas se logró un coeficiente de correlación de 0.86.

Valadares (1975:182,197) al abordar la simulación de la descarga diaria de los ríos a partir de datos escasos de lluvia y con limitada capacidad de equipo computarizado; señala que es un importante problema de tipo hidrológico a resolver, dado que esas limitantes a menudo ocurren en regiones en desarrollo o subdesarrolladas. Como parte de su trabajo, Valadares aplica su estudio comparativo en un río portugués (Río Paiva – en Cuenca del Douro), donde se dispone de solamente 5 años de registros de escorrentía diaria y 15 años de datos de precipitación diaria (incluyen el período de registro de escorrentía) en la estación fluviográfica Castro Daire..

El Modelo Stanford no se aplicó dado que requería (al menos la versión Mk 4 usada en ese año) mejor capacidad computacional y datos en forma horaria para profundidades de lluvia-escorrentía. (Valadares señala que esa limitante se puede resolver dado que contando con datos cada 6 horas, se podría obtener valores horarios con técnicas adecuadas). Al aplicar el análisis estadístico a la lluvia, se consideró que algunos autores señalan que en algunas regiones de Portugal, los flujos de escorrentía dependen de los años secos, por lo que se estudiaron los 15 años de datos, separando años secos, años húmedos y años promedio; el criterio usado fue: año húmedo: si la precipitación anual es mayor al cuantil 85 de la distribución anual estadística (1772mm), año seco: si la precipitación anual es menor al cuantil 15 de la distribución anual estadística (978mm). Dos análisis de regresión se hicieron: a) análisis de descarga diaria del río ( $Q_t$ ) y profundidad diaria de lluvia ( $H_t$ ) y previa ( $H_{t-1}$ ) para años secos y húmedos y para semestres secos y húmedos (Con ecuación de regresión :  $Q(t) = a + b H(t) + c H(t-1) + \varepsilon_t$ , donde  $\varepsilon_t$  variable normal aleatoria con media cero y varianza  $V$ . b) análisis de descarga diaria del río ( $Q_t$ ) y profundidad de lluvia diaria ( $H_t$ ) y previa ( $H_{t-1}$ ) y previa descarga diaria del río ( $Q_{t-1}$ ) (Con ecuación de regresión :  $Q(t) = a + b H(t) + c H(t-1) + d Q(t-1) + \varepsilon_t$ , donde  $\varepsilon_t$  variable normal aleatoria con media cero y varianza  $V$ ).

En el primer caso no se obtuvo mejoría estadísticamente significativa considerando la lluvia de días previos. La fracción de la varianza que es explicada por el modelo solo alcanzó a 0,64 para los primeros 6 meses y a 0,63 para el año húmedo.

Para el segundo caso, la fracción de la varianza que es explicada por el modelo aumentó y alcanzó a 0,72 para los primeros 6 meses y a 0,75 para el año húmedo.

En general, el autor concluye que: a) la fracción de la variabilidad de las descargas explicada por modelos estadísticos es baja; b) la regresión de escorrentía debida a la lluvia, considerando descarga previa tiene la menor varianza residual, respecto a la regresión de escorrentía y lluvia; c) en período seco es menor la fracción de la varianza que es explicada por el modelo; d) las

estimaciones de los parámetros de la regresión son funciones poco sensibles a las sequías, en el período estudiado.

Valadares (1975:182,193) como parte de su trabajo, aplica el Modelo Nash en el mismo río portugués (Río Paiva). La cuenca se supone dividida en  $M$  capas horizontales de suelo que contienen cierta humedad a capacidad de campo y para cada capa se realiza un balance hídrico. La evaporación de la capa superior ocurre a una tasa potencial multiplicada por  $R^{n-1}$  donde  $R$  es un parámetro ( $R < 1$ ), que se satisface de la capa  $n$ , siempre que se halla utilizado el agua disponible en la capa  $n-1$ .

A partir de :

$$Q(t) = (1 / (K T(N))) e^{-v} v^{(N-1)} U \quad ; \quad \text{con} \quad v = (t - t_1) / K$$

Donde:

$Q(t)$  = descarga en el río por unidad de tiempo  $t$ ,  $U$  = escorrentía directa (superficial),  $M$  = capas horizontales de suelo,  $N$  = valor a estimar.  $K$  = constante de la curva de recesión de la descarga.

Luego, utilizando  $N = M = 1$  y con datos de lluvia diaria y estimando  $K = 25 \text{ día}^{-1}$ , calculado a partir de datos registrados en estación Castro Daire (area =  $286 \text{ km}^2$ ); obtiene los siguientes resultados: a) explicar un 70% de los valores de descarga real a partir del modelo, b) los valores de descarga simulada son menores a los reales en períodos de alto fujo, c) para flujos medios y bajos la descarga simulada presente un mejor comportamiento respecto al flujo real. Por otra parte Nash obtuvo comportamientos similares en otras condiciones y con datos horarios, para valores diferentes de  $N$  y  $M$ , además de cuantificar el beneficio de usar optimización numérica para estimar los parámetros (Nash, O'Connell y Farrel 1970 citado por Valadares 1975:185).

El modelo DHIM 73, fue aplicado en el mismo Río Paiva, en la estación Castro Daire; Valadares (1975:189,192), se definieron tres períodos; húmedo entre 1958-1961, medio 1957-1960 y seco 1956-1959. Se utilizaron las ecuaciones 8-C3a, 8-C3b (los días en los cuales  $Q_R(t) = 0$  no son incluidos en la suma) y la ecuación 8-C3e.

Las conclusiones son las siguientes:

- el hidrograma simulado es muy cercano al medido,
- los picos de descarga diaria del río son bien detectados y bien simulados,
- al usar la ecuación  $F_1$ , la varianza residual es menor que la obtenida con el uso de la ecuación  $F_2$ .
- usando  $F_1$ , los valores óptimos de  $P_1, P_2$  y  $P_3$  son mucho más dependientes de la cantidad de lluvia anual que los parámetros estimados con  $F_2$ .
- Respecto a los puntos c y d anteriores, usando  $F_5$ , se obtienen valores intermedios a los obtenidos con  $F_1$  y  $F_2$ .
- $P_1, P_2$  y  $P_3$  convergen a sus valores en forma estable si se usa  $F_1, F_2$  y  $F_3$ ; como función objetivo.
- Por lo tanto, para simular un hidrograma de escorrentía,  $F_1$  es recomendado si la profundidad de lluvia anual es conocida, Si ese dato es desconocido, es mejor utilizar  $F_2$  que  $F_1$ . Para situaciones intermedias, es mejor utilizar  $F_5$ .

Para concluir, se utilizó el método estadístico de Box y Jenkins 1971 citado por Valadares 1973:189), al análisis de series temporales. Tomando  $e(t) = [Q_R(t) - Q_s(t)]$ , (Ecuación 7-C3) y el modelo:

$$e(t) = a e(t-1) + b e(t-2) + \varepsilon_t,$$

donde:  $a, b$  = parámetros estimados, y  $\varepsilon_t$  = variable normal aleatoria con media cero y varianza  $v$ . ( $\text{mm}^2$ ).

La varianza residual explicada por el modelo DHIM 73 en esta cuenca es del 95% de la varianza inicial.

En conclusión, Valadares señala que:

- para simulación en cuencas hidrográficas, los mejores abordajes científicos son: la Descripción física, la Teoría de Sistemas y los Métodos Estadísticos.

ii) En el análisis presentado y para resolver los problemas las metodologías con potencial fueron identificadas: 1) **Análisis estadístico** – no debe ser usado en la primera etapa del proceso de modelación, pero si es utilizado en el modelo en la fase de refinamiento.

2) **Descripción física** - es útil para simular la infiltración y en los procesos de generación de los componentes de la escorrentía, donde no es necesario un alto grado de detalle. La no linealidad de las cuencas hidrográficas debe ser considerado en el modelo. 3) **Teoría de sistemas** - es particularmente útil para obtener la descarga diaria en una sección específica del río, a partir de los componentes de la escorrentía que fueron generados por métodos físicos. Las técnicas de optimización numérica pueden ser utilizadas en forma sucesiva para mejorar la estimación de los parámetros del modelo.

iii) La simulación de escorrentía obtenida mediante el Modelo DHIM 73, es muy cercana al valor real (la varianza no explicada es de cerca del 5% de la varianza inicial). Esto se explica porque el modelo integra las tres metodologías científicas mencionadas.

Cada caso o problema hidrológico en estudio requiere un abordaje específico. No es posible encontrar un modelo único que sea el mejor modelo hidrológico para todas las estaciones, regiones y situaciones posibles. Valadares (1975:189,197)

Jorge (1998) en el Centro de Investigaciones Hidráulicas de Cuba (CIH), desarrolla la calibración y validación en 14 cuencas cubanas (ver ANEXO 2 de esta tesis) en 13 cuencas aplica el modelo MHIDE, en dos de esas mismas cuencas aplica el modelo TCG versión 1 y en una cuenca únicamente aplica el modelo TCG versión 2. La cuenca estudiada con la mayor área es de 312 km<sup>2</sup>, siete (7) cuencas presentan entre 23 y 44 km<sup>2</sup> y seis (6) entre 72 y 312 km<sup>2</sup>. En una cuenca no se logró completar el proceso. Los datos climáticos e hidrológico utilizados son: temperatura promedio diaria (°C) para utilizar el método Thornthwaite en cálculo de evapotranspiración, escurrimiento diario observado (m<sup>3</sup>/seg), y lluvia promedio diaria (mm). Los datos de lluvia en cada cuenca, se obtuvieron mediante registros digitales.

No se contó con mapas, o con datos detallados del área cubierta por cada estación, sin embargo a partir del área de cada cuenca y el número de pluviómetros reportado, se hace este análisis para efectos de conocer la densidad aproximada de estaciones aplicada en estos estudios, desarrollados en cuencas de menos de 300 km<sup>2</sup>. Resultó que la cobertura aproximada para cada pluviómetro utilizado en los estudios de Jorge (1998) ubicados dentro de la cuenca o en su área de influencia, y que responde a la ecuación  $c = 0.2267a + 1.2904$  con  $R^2 = 0.883$  (donde  $c$  = cobertura en km<sup>2</sup> por estación,  $a$  = área de la cuenca en km<sup>2</sup>). La densidad de estaciones pluviográficas es un tema interesante, dado que si la variación de la precipitación en la cuenca es alta (altitudinalmente y por efectos de microclimas) se vuelve un factor importante en el estudio de los escurrimientos y en proceso de modelación.

La densidad mínima adoptada para estudios de cuencas en Cuba es muy inferior a la que se recomienda en la guía de Organización Mundial Meteorológica. (WMO 1994).

Respecto a datos de escurrimiento, se contó con datos diarios de estaciones hidrométricas que en promedio dejaron de operar entre 1 y 10 años después de concluidos los estudios de calibración y validación (Jorge 1998:51) se puede ver tabla 3.5 de esa publicación o ver Anexo 2 de esta tesis. Los datos hidrofísicos utilizados en el modelo MHIDE son: espesor del suelo en metros (H), velocidad de infiltración estabilizada en mm/h (KS), porosidad en % (PR), densidad aparente en (gr/cm<sup>3</sup>), capacidad de campo (CC), limite productivo (LP), coeficiente de marchitez (CM). (Jorge 1998:51). En el caso de los tres (3) últimos datos, se pueden expresar como tanto por ciento de suelo seco o en tanto por ciento de volumen de suelo.

Los valores para el modelo se obtuvieron mediante una media ponderada por el área que abarca cada tipo de suelo. Como se destaca posteriormente por esa autora, la carencia de estudios detallados las propiedades hidrofísicas de los suelos es una limitante de este modelo y motivo en el CIH al desarrollo de los modelos tipo TCG.

Tomando el valor absoluto de error del escurrimiento medio de estudios en los que se utilizó el Modelo MHIDE (ANEXO 2 de esta tesis) se pueden resumir los siguientes resultados:

- a) en 9 de las 12 cuencas en la fase de calibración los valores del error del escurrimiento medio están entre el 0% y el 5%. En 3 de las 12 cuencas inferiores están entre el 9% y el 13%.
- b) salvo para dos cuencas (11 y 12) en la fase de calibración, los mejores ajustes se obtienen en época húmeda.
- c) en el grupo de las 9 cuencas en la fase de calibración los valores del error del escurrimiento medio están entre el 0% y el 4%. En 3 de las 12 cuencas son superiores al 11% e inferiores al 13%.
- d) salvo para la cuenca 3, en general para todas las cuencas restantes los valores del error del escurrimiento medio se desmejoran al realizarse la fase de validación.
- e) tomando los promedios de los valores absolutos del error del escurrimiento medio, se comprueba ese resultado.

Al aplicar los modelos TCG los valores obtenidos para el error del escurrimiento medio en tres cuencas hidrográficas, para períodos anuales, son los siguientes:

- a) para dos cuencas en las que se utilizó el modelo MHIDE, el ajuste entre los valores modelados y observados en fases de calibración y validación, calculados con el error del escurrimiento medio mejoró cuando se aplicó el modelo TCG<sub>versión 1</sub>.
- b) Para una cuenca (dividida en sectores 14<sup>a</sup> y 14b) se alcanzaron los mejores resultados cuando se utilizó el modelo TCG<sub>versión 2</sub>.
- c) En estudio anteriores (Jorge y Suárez 1989:39,43) en la cuenca Mayabeque (número 1 del cuadro 2-C) reporta que los resultados obtenidos al aplicar el modelo MHIDE mejoran al desagregar la cuenca en subcuencas, respecto a la aplicación a la cuenca completa, que obliga a utilizar ponderaciones globales.

Los datos y las gráficas se muestran en detalle en el ANEXO 2 de esta tesis.

Calvo (2008) realiza la aplicación del modelo Hyluc en la cuenca del río Quebradas, en Costa Rica; con un área de 3.350 ha, con un período de análisis de 10 años (lluvia, humedad y temperatura diaria) para los tres escenarios siguientes: 1. USO ACTUAL (58% forestal, 42% agropecuario), 2. SIN SOBRE USO (90% forestal, 10% agropecuario) y 3. DEFORESTACIÓN (25% forestal y 75% agropecuario). Con los datos obtenidos para los tres escenarios se determinó que la producción en hectómetros cúbicos por año ( $hm = 10^3 m^3$ ) pasó de 89.162 a 78.992 y luego a 92.056 hm al aplicar la modelación en la secuencia 1-2-3. Para los tres escenarios se mantiene casi sin cambio el volumen de flujo base anual, aunque se observa un ligero aumento del flujo base al eliminar la cobertura de bosque (caso 3) el incremento representa el 0,72%, mientras que el reforestar (caso 2) la disminución representó un 0,83%, en ambos casos respecto al escenario de uso actual (caso 1). El flujo rápido (escorrentía directa) se disminuye en la secuencia de 1 a 2, como es de esperar por efecto de la reforestación o regeneración natural, y aumenta en caso 3 al eliminarse las restricciones de superficie del terreno, que produce la vegetación. Como resultado de la simulación de erosión y carga de sedimentos en suspensión; en la secuencia 1-2-3 presenta: a) erosión media de 10.554, 3.556 y 22.452  $ton/km^2$ ; b) carga de sedimentos suspendidos (+95 lim. de confianza) de 1.426, 674 y 2.684  $ton/km^2$ ; c) carga media de sedimentos suspendido de 781, 364 y 1.473  $ton/km^2$ . Los mayores rendimientos hídricos se obtuvieron para la cuenca modelada en escenario 3 (DEFORESTACION - 25% forestal y 75% agropecuario) la que presenta la erosión media mayor y mayor carga de sedimentos suspendidos.

### C.3.3.2 En simulación de eventos

Rojas (1983) señala que el Soil Conservation Service (SCS) de U.S.A.; luego del análisis de gran número de datos de cuencas experimentales en ese país, ha desarrollado un método de

estimación de la escorrentía basado en datos del suelo, cobertura y humedad antecedente (CHA) de las cuencas; de uso especialmente en cuencas sin datos. La relación es:  $(F/S) = (Q/Pe)$ . Donde la infiltración real es  $F$  (m), la escorrentía real es  $Q$  (m), la infiltración potencial es  $S$  (m), y la escorrentía potencial o exceso de precipitación es  $Pe$  (m). Esta relación se considera válida a partir del inicio de la escorrentía, dado que la precipitación antecedente se consideran abstracciones ( $I_a$ ); que corresponden a intercepción, almacenamiento en depresiones e infiltración inicial.

Después del estudio de gran cantidad de tormentas se llegó a obtener la relación empírica  $I_a = 0.2 S$  y a expresar la escorrentía real como:  $Q = (P - 0.2 S)^2 / (P + 0.8 S)$ .

Para estimar  $S$ , el SCS, confeccionó un procedimiento a partir de un valor llamado CN (curve number) donde  $S = (1000/CN) - 10$ ; en pulgadas.

Para utilizar el método se procede a: 1) determinar el uso de la tierra, 2) determinar la práctica conservacionista, 3) determinar la condición hidrológica, 4) obtener la clasificación hidrológica del suelo, 5) se obtiene el valor de CN para las condiciones de humedad antecedente promedio de los 5 días anteriores al evento, 6) si las condiciones de humedad antecedente son diferentes al promedio, se corrige el valor de CN. 7) Se obtiene el valor de  $S$  de la ecuación indicada. Con lo que finalmente se obtiene el valor de la escorrentía real (Rojas 1983).

El valor de CN se utilizó como dato de entrada en la calibración y modelación hidrológica; en Turrialba Costa Rica, se aplicó HEC-HMS (Rojas 2000:94) para la calibración y modelación hidrológica en el control de inundaciones en la cuenca del río Turrialba; y el HEC-1. (Bolaños 1992:41) en la cuenca de la Queb. Gamboa, para efecto de diseñar geométricamente las obras hidráulicas necesarias para la corrección del cauce. Una de las principales limitantes del método CN, a juicio de Rojas (1983) es que los cuadros de cobertura y los tratamientos o prácticas no son completos y por consiguiente no representan todas las posibilidades de la vida real, aparte de que no se considera la distribución real de la lluvia en los cinco (5) días antecedentes para determinar la condición de humedad. Aparte de que no se toma en cuenta la capacidad de almacenamiento del subsuelo. A pesar de lo indicado tanto A. Rojas (2000), como H. Bolaños (1992), encuentran una buena representación de eventos reales de alta intensidad y corta duración, a pesar de las limitantes de información; se concluye en que el valor de CN es más importante, respecto a algunas de las otras variables hidráulicas, y que para períodos de retorno altos al aumentar la cantidad de precipitación el suelo se satura rápidamente dando lugar a un aumento considerable en la lluvia de exceso.

Hagen (1994) citado por Viessman y Lewis 2005:501,502) realiza un estudio del uso de los modelos hidrológicos de simulación de eventos aislados en la determinación de tasas de flujo de inundaciones e hidrogramas de inundación para análisis y diseño en pequeñas cuencas (menores a 30 millas cuadradas). El resultado mostró que el 60% de los 21.000 aplicaciones realizadas, utilizó dos modelos SCS y el método racional fue utilizado en cerca del 20% de las aplicaciones, siendo el de SCS el modelo más popular y de mayor uso en aplicaciones urbanas.

### C.3.3.3 En hidrología forestal

Bruijnzeel (1997) señala que durante la última década se han hecho avances considerables en la modelación y medición de la hidrología forestal y los procesos ecológicos tanto a escala local como regional (Running y Coughlan 1988:125,154); Shuttleworth 1988, Hatton et al. 1992, Band et al. 1993; citados por Bruijnzeel 1997:50. Particularmente después de la aparición de las bases de la física dinámica y aplicados a los modelos espacialmente distribuidos en la cuenca hidrográfica. O'Loughlin 1986, Moore et al. 1991, ambos citados por citados por Bruijnzeel (1997:50) la simulación adecuada de los efectos sobre el rendimiento hídrico debido a los cambios en la cobertura de la cuenca ha significado un avance.

Uno de los programas es el modelo TOPOG mencionado por Bruijnzeel, (1997) cuya aplicación incluye la simulación exitosa de los cambios a largo plazo en el crecimiento de los árboles y el rendimiento hídrico durante la etapa de regeneración después de cortar el bosque de *Eucalyptus regnans*. Las salidas del modelo son sensibles a la variación del índice del área foliar, el coeficiente de precipitación interceptada, la conductancia máxima del dosel, y la conductividad hidráulica del suelo (Vertessy et al. 1993, Vertessy et al. 1996) citados por Bruijnzeel 1997:50. La ausencia de una base de datos adecuada de estos parámetros es el mayor problema, asociado con la aplicación de modelos avanzados de simulación en los trópicos por lo que no es posible hacer predicciones confiables sobre los efectos de las plantaciones tropicales en el rendimiento hídrico anual y estacional en términos de especies de árboles y edad en relación con los factores climáticos y edáficos. Se espera que la ausencia de información conducirá al desarrollo de metodologías para llenar los vacíos de conocimiento. Mientras tanto, se debe asegurar la recolección de los datos mínimos requeridos para modelos tales como ACRU (Schulze y George 1987) o el modelo PRMS (Lullwitz y Flogel 1993); citados por Bruijnzeel (1997:50).

Por otra parte existen suficientes argumentos a utilizar Modelos como TOPOG en varias aplicaciones, dado que este modelo solo requiere como entrada un buen mapa de curvas de nivel y la información básica de suelos. Entre otras aplicaciones Bruijnzeel 1997:50, incluye: la determinación de zonas saturadas en una cuenca (O'Loughlin 1986); la distribución espacial de la erosión laminar, erosión en cárcavas y deslizamientos masivos (Vertessy et al.1990); Dietrich et al. 1992; Constantini et al. 1993.); y el estado de equilibrio de la distribución de la humedad del suelo durante los períodos húmedos y secos (Moore et al. 1988).

#### C.3.3.4 En variabilidad y cambio climático

En la década de los años setenta, en muchos países, se desarrollaron estudios acerca de los efectos hidrológicos del cambio climático antropogénico. El Panel de Expertos en Cambio Climático (IPCC 1990) en su Informe II agrupa estos estudios (década 1970-1980) en los siguientes tipos: (i) Análisis de cambios en el largo plazo, respecto a escorrentía y elementos meteorológicos ocurridos en períodos pasados; utilizando análisis estadísticos de la relación entre escorrentía, temperatura del aire, y precipitación. Otra vía es el estudio de las consecuencias hidrológicas de períodos pasados de condiciones muy calientes o frías, húmedas o secas. (ii) Uso del método del balance de aguas en lapsos de tiempo extensos, en cuyo caso el principal limitante es la estimación de los valores futuros de evaporación total. (iii) uso de modelos atmosféricos MCG (modelos de circulación general) para realizar estimaciones directas de cambios climáticos e hidrológicos (escorrentía – humedad del suelo- evaporación) característicos de regiones grandes, al introducir incrementos en los valores predeterminados de gases traza de la atmósfera. (iv) modelos determinísticos de relación precipitación-escorrentía para cuencas; son empleados con datos climatológicos obtenidos con modelos MCG; para así determinar los cambios en las condiciones hidrológicas. Los primeros y segundos modelos han sido utilizados para estimar cambios en los recursos hídricos en áreas extensas debido a que se quieren relativamente pocos datos iniciales.

Dos aspectos se destacan: los resultados hidrológicos obtenidos con los datos de MCG fueron inconsistentes, debido a la baja resolución de los datos generados por MCG y a las simplificaciones y a la descripción simplificada que ese modelo hace de los procesos hidrológicos; en segundo lugar: se sabe que aún para los mismos valores de precipitación anual y temperatura, la escorrentía anual puede variar ampliamente, dependiendo de la distribución de las variables climáticas mensual y estacionalmente.

Respecto a modelos de circulación general (MCG) son explicados (Cavelier y Vargas 2002:160,161) como modelos que permiten predecir el comportamiento de ciertas variables ambientales (precipitación como ejemplo) con base en la relación que existe entre distintos

parámetros atmosféricos (temperatura del aire, velocidad del viento), oceanográficos (temperaturas superficiales del agua) y continentales (albedo, cobertura vegetal). Son una herramienta para simular cambios globales que podrían ser causados por acciones humanas como la deforestación o emisión de gases de efecto invernadero.

Los modelos de tipo determinístico permiten el estudio de las relaciones causales en los sistemas de recursos clima-agua para estimar la sensibilidad de las cuencas hidrográficas a las condiciones de climas cambiantes. Además, cuando se cuenta con pronósticos climáticos regionales, los posibles cambios en la escorrentía en los diferentes ambientes hidroclimáticos, pueden ser simulados por planificadores y gestores del agua. Waggoner 1990:4-1, 4-2, citado por IPCC (1990).

Las investigaciones destacan la gran sensibilidad de las cuencas hidrográficas aún ante pequeños cambios de las condiciones climáticas. Cuencas localizadas en regiones áridas y semiáridas son especialmente sensibles porque la escorrentía anual es muy cambiante. (IPCC 1990:4-3)

Estimaciones del cambio en la escorrentía debido al calentamiento por causa del calentamiento global, consideran la posible influencia sobre la evapotranspiración. (con el incremento de la concentraciones de CO<sub>2</sub>, la evapotranspiración usualmente disminuye). Este fenómeno se ha estudiado en 5 cuencas en USA (Idso y Brazel 1984) y en Australia. (Aston 1987) (IPCC. 1990:4-3).

Por otra parte, en estudios realizados en cuencas utilizadas para abastecer a poblaciones (Delaware River Basin – USA) se determinó que el incremento de precipitación en forma de lluvia en vez de nieve, reduciría la acumulación de nieve, incrementaría la escorrentía de invierno y reduciría la escorrentía de primavera y verano. Un calentamiento de 2 a 4 °C sin el correspondiente incremento de precipitación, podría producir una disminución de entre 9% al 25% de la escorrentía total como resultado del incremento de la evapotranspiración. Los datos de escorrentía anual estimados por medio de balances de agua, obtenidos mediante tres (3) aplicaciones GCM presentaron rangos de entre -39% hasta +9%. (Mc Cabe y Ayers 1989 citado por IPCC 1990:4-1, 4-2) .

Para las condiciones tropicales de la Amazonía Brasileña; Nobre, Schukla y Sellers. (1989) citado por IPCC 1990:4-8) simulan el efecto climático de una total deforestación usando el modelo SIB desarrollado por Sellers, Mintz y Sud 1986 (citado por IPCC 1990: 4-1, 4-2) el que incorpora el efecto de la vegetación y circulación general de la atmósfera y resultó que la temperatura del suelo podría incrementar entre 1 y 3° C; la evapotranspiración podría decrecer entre 20 y 40% y la precipitación disminuir entre 20 y 30%.

Se debe incrementar el conocimiento de las relaciones entre clima y de variabilidad climática, y la respuesta hidrológica. Tal trabajo debe incluir el desarrollo de métodos para trasladar la información de modelos de clima a formas que provean datos adecuados a los modelos aplicables a los sistemas de cuenca y de recursos hídricos. (IPCC 1990:4-25).

Hay una limitada disponibilidad de mediciones directas de la evapotranspiración real sobre áreas extensas, mientras que los análisis globales son sensibles a los tipos de análisis y pueden contener grandes errores, no deseables para los fines de un estudio de tendencias. (Bates et al. 2008:20).

Un gran número de estudios han examinado las tendencias potenciales en las descargas de los ríos en el siglo 20, tanto a escalas globales como de cuenca. Algunos estudios han detectado tendencias significativas en algunos indicadores de flujo, y otros han demostrado relaciones significativas con tendencias entre la precipitación y la temperatura. Sin embargo, muchos de los estudios no han determinado tendencias o han sido incapaces de separar los efectos de las variaciones atribuibles a cambios de temperatura y precipitación de las atribuibles a los efectos de la intervención humana en las cuencas. Por otra parte, se debe considerar los siguientes aspectos: la metodología utilizada para investigar las tendencias, influencia los resultados



(diferentes pruebas estadísticas, dan diferentes indicadores de significancia); registros de períodos diferentes (particularmente datos de inicio y de salida) pueden sugerir diferentes tasas de cambio; la disponibilidad de datos consistentes, con control de calidad es una limitante, la disponibilidad de datos de estaciones de escorrentía cubre solamente dos terceras partes de las tierras con drenaje captados, presenta períodos sin registros y varía en longitud de los mismos. (Dai y Tremberth, 2002) citado por (Bates et al. 2008:21).

A escala global, hay evidencias de un amplio y coherente patrón de cambio en la escorrentía anual con algunas regiones en las cuales se experimenta un incremento en el escurrimiento (ejemplo, altas latitudes y grandes regiones de USA); en otras como parte del oeste de África, al sur de Europa y la parte más al sur de Suramérica; se experimenta disminución de la escorrentía como se señala en Milly et al. 2005 (citado por Bates et al. 2008:21,22) y en otros estudios a escala de cuenca. Las variaciones en el flujo, año a año, en diferentes sitios de la tierra; son también influenciadas por los patrones climáticos de gran escala, asociados (patrones: ENSO, NAO, PNA). Un estudio (Labat et al. 2004) indica un 4% de incremento en la escorrentía total por cada grado °C de incremento en la temperatura durante el siglo 20 (con variaciones alrededor de este dato) pero existe un debate acerca de esa conclusión. Por otra parte, estudios (Labat et al. 2004; Legates et al. 2005) han enfocado hacia los efectos conductores que son de naturaleza no climática y a la influencia en los resultados, de contar con pocos datos. Gedney et al (2006) atribuye los grandes cambios en la escorrentía determinada durante el siglo 20, principalmente a la supresión de la evapotranspiración por el incremento de la concentración de CO<sub>2</sub> (incremento de CO<sub>2</sub> **afecta la conductancia** de los estomas), sin embargo otras evidencias de este fenómeno son difíciles de encontrar y se conocen evidencias de incremento de la evapotranspiración que lo contradicen; Quian et al. 2006<sup>a</sup> encontró que la evapotranspiración de las superficies terrestres, sigue muy de cerca las variaciones en la precipitación; además los cambios en la evapotranspiración dependen no solamente del aporte de humedad sino también de la energía disponible y del viento superficial. Las tendencias en la escorrentía no son siempre consistentes con los cambios en la precipitación; lo que puede ser debido a limitaciones en los datos (en particular a la cobertura de los datos de precipitación), al efecto de operación de embalses (caso de Eurasia) o al efecto contrario que ocurre al cambiar la precipitación y la temperatura (como en Suecia) (Lindstrom y Bergstrom 2004). En cuencas donde el flujo de agua depende de la acumulación de nieve, los impactos del efecto de cambio climático son más evidentes y existe una más amplia y robusta información. (Bates et al. 2008:21,22).

En la cuenca del río Grijalva con 10.261 km<sup>2</sup> de área en la parte mexicana; Figueroa (2007) ante señales contradictorias en el signo de las precipitaciones (aumento o disminución) resultante de modelos del IPCC (desarrollados en el año 2001) en escala global; analiza la existencia o no de teleconexiones entre el fenómeno El Niño Oscilación del Sur (ENSO) y otras variables macroclimáticas (un total de 14 índices de datos del océano Pacífico y del Atlántico y de manchas solares) y las precipitaciones y escurrimientos de la zona en estudio y la existencia o no de tendencias en los patrones de escurrimiento. Previamente conforma una base de datos de escurrimientos (gastos medios diarios) y precipitaciones (diarias y mensuales) confiable y homogénea para aplicar la metodología; para esto se enfoca en el procesamiento de los datos mediante dos etapas: 1) análisis exploratorio (verificar la homogeneidad de las series hidrológicas y macroclimáticas, y comprobar de la aleatoriedad de los datos). 2) análisis confirmatorio: (separar datos con tendencias climáticas de los que presentan variaciones de origen no climático creando *inhomogeneidad*).

Figueroa (2007:57, 67) destaca en lo siguiente en los resultado: **a)** correlaciones significativas (al 95% de confiabilidad) entre las series medias mensuales de escurrimiento entre años 1959 y 1977 y tres (3) índices macroclimáticos; correlaciones significativas al 95% para el escurrimiento entre años 1977-1999 y 7 (siete) índices climáticos. **b)** correlaciones significativas (al 95% de confiabilidad) en las precipitaciones medias anuales 1977 a 1999 en la estación

Angostura y siete (7) indicadores y en la estación Puente Concordia y entre dos (2) indicadores climáticos. Eso demuestra que existe teleconexión entre los grandes sistemas de circulación atmosférica y la región. c) tendencias descendentes en los cuantiles 10% y 30% de los escurrimientos en el período 1977-1999 lo que indica disminución en los escurrimientos mínimos en la cuenca.

Las áreas en América Latina con déficit severo de agua incluye regiones al este de América Central; las planicies, Valle del Motagua y la pendientes Pacífica de Guatemala; al este y oeste de El Salvador; en Costa Rica, el Valle Central y la Región del Pacífico; en regiones intermontanas al norte, centro y oeste de Honduras, la península de Azuero en Panamá. En estas áreas, el abastecimiento de agua y la generación hidroeléctrica, pueden ser seriamente afectados por el cambio climático. (IPCC. 1990) (Bates et al. 2008:129).

#### C.4 RESUMEN Y ANALISIS

El modelo propuesto se enfoca en la relación entre el uso de la tierra y el efecto de regulación hidrológica, para su aplicación al análisis de cuencas hidrográficas en general y en particular para aquellas subcuencas que se utilizan actualmente o que a futuro se utilizarán para abastecimiento de agua potable a poblaciones.

El intenso cambio de uso de la tierra que ha llevado a la casi total desaparición de los bosques tropicales, determina que ese tipo de cobertura sea motivo de un análisis especial; sin dejar de entender que si cada día más áreas de drenaje son ocupadas por coberturas sucesionales o están totalmente alteradas, estas áreas deban ser sometidas a más estudios. Por un lado, en este primer apartado, se destacan las características del bosque tropical y su relación con las aguas; enfatizando la naturaleza compleja y frágil de estos ecosistemas, sus interrelaciones con el clima, los pisos altitudinales característicos, las características de las capas de detritus que cubren el suelo, y las particularidades de los suelos que subyacen.

Un aspecto fundamental es que las captaciones de las aguas en cauces, para abastecimiento de agua en Costa Rica, salvo en el caso del Acueducto de Orosi que se obtiene a partir del embalse de Cachí, son mediante extracciones conocidas como “derivaciones a filo de agua”. Al no contar con almacenamiento de caudales excedentes (de época poca húmeda) y de inicio de la recesión en las cuencas, se depende de los caudales que discurren en el cauce; condición que puede generar situaciones críticas en la época de estiaje si los flujos de agua se reducen drásticamente y llegan a valores por debajo de las necesidades.

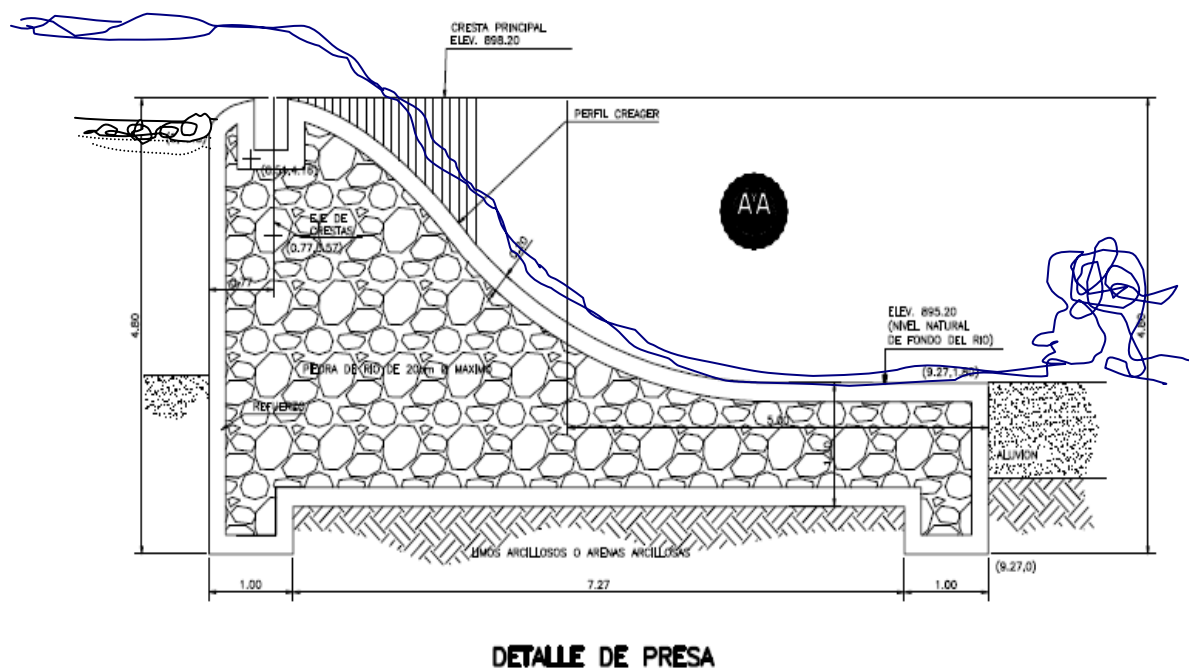


Fig 1-C. Detalle típico de presa de derivación a filo de agua.

Sin embargo existe la oportunidad de generar el efecto regulador del embalse manteniendo el bosque y mejorando los tipos de cobertura del suelo y las prácticas de manejo de suelos que facilitan el retardo en el flujo de las aguas, con efectos sobre las magnitudes de eventos de

descarga rápida y con efectos sobre las descarga diferida en el tiempo de los caudales almacenados, que se describen mediante las curvas de recesión.

Uno de los temas controversiales es el que se origina en la aseveración sustentada en evidencias científicas: “eliminar el bosque produce un incremento en el rendimiento hídrico anual”, lo que se explica por la reducción de evaporación (que se ha medido en condiciones experimentales generalmente) producida por la menor actividad hídrica de la vegetación sucesional o de las plantaciones que sustituyeron al bosque. Se ha documentado además que ese rendimiento hídrico disminuye cuando se establece la sucesión natural, o la plantaciones alcanza estadios de madurez en los años posteriores al cambio de uso de la tierra.

Una percepción que contradice lo anterior, es que la eliminación del bosque tropical provocará la disminución de los flujos de la época de estiaje. Esta última posición se ha comprobado científicamente y se presenta cuando el cambio de uso de la tierra es permanente y cuando en forma permanente: se elimina el efecto de captura de humedad atmosférica que realiza el bosque húmedo tropical, se eliminan la biomasa del piso y de la vegetación del sotobosque y si se alteran las características físicas e hidráulicas de los suelos, que se aceleran con el deterioro biológico del suelo; en consecuencia se reduce o elimina la capacidad de los terrenos de captar e infiltrar las aguas, se da una expulsión rápida de la aguas de las tormentas y al reducir la infiltración se reduce también el aporte a las reservas hídricas que mantienen la descarga de estación seca.

En extracciones realizadas en aprovechamientos forestales donde se aplica un manejo adecuado de los suelos, el excedente del agua no evapotranspirada debido al cambio de cobertura, debiera aparecer en el estiaje como flujo base, según señalan diversos autores.

El cambio hacia condiciones hidrológicas desfavorables en los suelos es típico de la ocupación de las tierras de ladera, taladas para hacer ganadería o agricultura, (también ciudades) que ha sustituido a los bosques tropicales de América Latina.

La afectación del régimen hidrológico es un aspecto crítico, cuando se trata del equilibrio ambiental y de satisfacer los usos de las aguas para actividades antrópicas a largo plazo.

La variabilidad y amplia gama de posibilidades de combinación de factores: posición altitudinal y geográfica, climáticos, edáficos-geológicos, topográficos, de tipos de cobertura, manejo de la vegetación, características fisiológicas de las plantas, así como de condiciones de manejo del territorio; hacen necesario adoptar modelos conceptuales para buscar explicaciones adecuadas.

Sin esas explicaciones y un balance adecuado, es inconveniente tomar decisiones sobre las bondades de eliminar ecosistemas tan particulares como el bosque; posición que podría llevar (como ha ocurrido en otras regiones) a políticas públicas que impulsen a eliminar el bosque para producir mas agua; además a continuar postergando la adopción de adecuado manejo de suelos en las extracciones forestales y en cultivos.

La respuesta de escorrentía de la cuenca, está determinada por la interrelación de elementos de la cuenca como sistema y de las variables de entrada. Es por tanto necesario establecer los diferentes proceso que determinan el movimiento del agua, desde las condiciones de atmósfera que caracterizan al territorio (efectos de continentes y aguas oceánicas) y que se manifiestan en la precipitación y en la evapotranspiración, con marcadas diferencias en las vertientes pacífica respecto a la del caribe costarricense. En la zona de estudio (vertiente pacífica) el marcado estiaje determina un prolongado período en el que se acentúa una marcada dependencia de las aguas recargadas en la época húmeda. En este período se presentan eventualmente situaciones de déficit de las aguas por recesión de caudales superficiales y subterrneos.

De Holdridge, L. (1982) hemos adoptado el concepto de: “asociación como unidad natural en la que la vegetación, la actividad animal, el clima, la fisiografía, la formación geológica y el suelo están todos interrelacionados en una combinación reconocida y única”; que permite

entender las relaciones ecosistémicas, respecto al movimiento del agua como un fenómeno natural y el efecto inducido por la intervención humana.

Para conocer la respuesta hidrológica en la escorrentía se requiere determinar las relaciones entre los elementos de la cuenca; la cobertura (sea natural o alterada), la relación de esta cobertura con el movimiento del agua en los diferentes estadios del proceso, entre otros: la precipitación interna (a través de la masa foliar), escurrimiento por fustes e intercepción de la precipitación. Es necesario conocer cuanto de esa precipitación alcanza a infiltrar y a percolar, aspecto determinado por las condiciones del terreno que subyace al bosque y por las condiciones de estructura y textura del suelo.

Como consecuencia del cambio de uso de la tierra se ha encontrado variaciones importantes en las características de conductividad hidráulica, en la escorrentía incremental en la medida que se pasa de bosques a cultivos o a pastos y suelos desnudos; aspecto en el que interviene la pendiente, así como las limitaciones en la capacidad de almacenar las aguas por efecto de capas inferiores o por saturación en las laderas.

Este aspecto se considera en el modelo propuesto; a partir del análisis de **unidades cobertura-suelo** con parámetros caracterizables, que en todo caso dependerán de los aspectos climáticos de cada zona en particular y de las características edáficas, geológicas; como factores limitantes o contribuyentes al movimiento del agua.

Al caer una lluvia de intensidad uniforme sobre un suelo, al agua se infiltrará durante un lapso más o menos largo según sean las condiciones de humedad y la intensidad de la precipitación: después empezará la escorrentía, la que va aumentando en proporción cada vez más pequeña hasta alcanzar un valor estable. En un terreno con pendiente, la velocidad del agua varía en proporción directa a la raíz cuadrada de la distancia vertical que recorre el torrente, el arrastre aumentará con la segunda potencia de la velocidad del agua. En las prácticas de conservación de suelos y aguas; se opta por contrarrestar los efectos de los factores pluviométricos: reducir el impacto de las gotas, reducir la velocidad del agua, aumentar las oportunidades de infiltración, disminuir la capacidad de arrastre del torrente. En esta tesis, al valorar los factores de contribución al movimiento del agua, en cada **unidad cobertura-suelo**, se tomará en cuenta que una vez descontada la evapotranspiración, los mayores aportes a la infiltración y percolación, ocurrirán en las unidad con mayor capacidad de amortiguar los efectos de los factores pluviométricos, siempre que no existan limitantes en los estratos inferiores. De manera que si el efecto de uso intensivo de áreas de fuerte pendiente y fuerte precipitación en el país han inducido: la pérdida de horizontes hidrológicamente favorables, la compactación y modificación de la estructura de los suelos, el incremento de la escorrentía y del arrastre de suelos; el establecimiento progresivo de coberturas naturales (regeneración natural) o la adopción de prácticas de conservación de suelos y aguas, producirán la recuperación de las condiciones más aptas para el manejo de las aguas.

Numerosos estudios en cuencas experimentales y pareadas, demuestran que ocurre un incremento del rendimiento en la escorrentía de las aguas en cuencas al eliminar la cobertura de bosque y sustituirla por coberturas con menor demanda hídrica, como el sotobosque remanente o los cultivos; y que se retorna (en 2 a 3 años) a rendimientos menores antecedentes con la regeneración natural y cuando las plantaciones de cultivos arbóreos (en 5 a 8 años) se desarrollan.

Tal aspecto no está en discusión en este estudio: sin embargo se debe puntualizar que en la realidad de fincas en el trópico americano debe evaluarse el posible efecto sobre: a) cambio en el régimen de flujo estacional de los caudales, b) cambio en rendimiento de estiaje, c) cambio en la calidad del agua por una eventual incremento de escorrentía superficial y mayor arrastre de sedimentos.

En bosque tropical montano nuboso, es posible que la regla de mayores rendimientos hídricos al talar el bosque no se cumpla, debido a la baja evapotranspiración de estos bosques y al efecto incremental por la captura de humedad atmosférica.

La revisión sobre aspectos metodológicos y resultados de estudios, apunta a que debe contarse con rigurosos diseños experimentales, dado que el error experimental puede ser tal que cambios de cobertura forestal de cerca del 20% no producen cambios detectables en la escorrentía; mientras que remociones del orden del 33% de la cobertura si se refleja en la escorrentía. No obstante una de las principales limitantes es el costo de este tipo de estudios.

En el análisis del movimiento del agua, es relevante dimensionar la alta variabilidad de la precipitación respecto a la variación altitudinal, aspecto crítico cuando se trata del estudio de microclimas en cuencas pequeñas; respecto a variaciones altitudinales de temperatura menos drásticas ( $0,55\text{ }^{\circ}\text{C} / 100\text{m}$ ) en la vertiente pacífica, determinante para calcular la evapotranspiración. Dos temas relevantes: interceptación y precipitación interna (goteo y flujo por fuste) son complicados de calcular: al ser influenciados por las magnitudes de la precipitación total, clima, por contrastes entre edades de la vegetación, diferencias en masa foliar, especies y exposición de los árboles, condiciones de manejo, aportes de precipitación oculta y métodos utilizados en la medición. No obstante es posible obtener valores de la literatura para aplicar al caso de estudio, mientras se cuenta con investigaciones en microcuencas.

El movimiento del agua en el suelo y subsuelo, esta determinado por el tipo de cobertura sobre el terreno; modificaciones de bosque húmedo tropical a matorrales y a cultivos, generan cambios en la masa foliar de cerca de  $45\text{ kg/m}^2$  a  $6\text{ kg/m}^2$  y a valores de  $1\text{ kg/m}^2$  respectivamente, lo que está relacionado con perturbaciones en las aguas por erosión de los suelos; y no se debe dejar de lado mencionar el desequilibrio biótico. Se indica que posteriormente; con una vigorosa regeneración natural, los valores de percolación y erosión tenderan a los valores previos a la intervención. Se ha encontrado que la infiltración que ocurre en una lluvia de 60 minutos de duración fue 11 veces más alta en bosque respecto a suelo desnudo y fuertemente erosionado y aproximadamente 3 veces en bosque respecto a pastos. En pastos fue 4 veces mayor que en suelo desnudo.

Para una intensidad fija uniforme, el incremento de la pendiente llevará a un incremento de la escorrentía y a reducir la infiltración.

Autores señalan que con la eliminación del bosque, aunque no se afecten las condiciones de conductividad hidráulica de los suelos, puede ocurrir un incremento en las descargas pico; debido a que con la reducción de la evapotranspiración se aumentará la humedad en los suelos y se limitará la infiltración y percolación. En cuencas hidrográficas experimentales con igual precipitación, se encontró una marcada diferencia en la escorrentía, atribuido al tipo de suelo y al alto nivel freático.

El cálculo de la respuesta hidrológica evolucionó de las relaciones simples (racionales) hacia desarrollos orientados a evaluar las condiciones más complejas y antecedentes, el clima, el uso de la tierra, el cambio estacional en las condiciones de la vegetación, las prácticas de conservación, que determinan rutas, velocidades y tiempos de respuesta de las aguas. El análisis de sistemas complejos con múltiples variables, es posible únicamente mediante la aplicación de técnicas y algoritmos dentro de lo que se conoce como modelación matemática. Al aplicar o desarrollar estos modelos; se requiere un balance entre desarrollos simples de fácil solución y resultados aproximados respecto a desarrollos de alta representatividad y mejores resultados pero con un complicado procesamiento. Un adecuado modelo matemático, con información adecuada; es la mejor opción para sustituir la toma de decisiones que se basan simplemente en la intuición y en el criterio de los decisiones.

Entre varias clasificaciones de los modelos, se destacan modelos de: a) descripción física - en los que la relación precipitación-escorrentía se representa usando juegos de ecuaciones elementales sucesivas, con un grado de detalle tan alto como se pueda; b) análisis estadístico – en que se buscan relaciones estadísticamente significativas y se basa en coeficientes de determinación, pero no se utilizan conceptos de causalidad física; c) teoría de sistemas – donde las entradas y salidas de la cuenca como sistema son modeladas a partir de relaciones elementales sucesivamente transformadas para maximizar la coincidencia entre los valores de salida simulados y reales para un mismo impulso real registrado.

Los modelos abstractos (estocásticos y determinísticos) se representan en forma matemática y hacen uso de la teoría de sistemas. Los estocásticos se fundamentan en el máximo aprovechamiento de la información contenida en las muestras pero no se usan como predictores de entradas-salidas del escurrimiento por sus limitaciones para representar los procesos hidrológicos en forma integral; mientras que en los modelos determinísticos una entrada dada produce una misma salida bajo condiciones de estado fijas; además tienen una mayor posibilidad para simular el escurrimiento del agua por el alto grado de reflejo de la realidad de sus algoritmos.

Dado que los modelos determinísticos distribuidos (dependen de las coordenadas espaciales del sistema), son de mayor complejidad algorítmica y requieren información no siempre disponible, se ha optado por trabajar con modelos agregados. Dentro de esta modalidad, se trabaja con los de reducido número de parámetros (de 2 a 8 parámetros) a calibrar, a pesar de los posibles desventajas para valorar exactamente la variación espacial de las fases representadas. En cuyo caso se trataría de que contando con una entrada conocida, se pueda contar con un único valor de salida conocido como **pronóstico**.

Los modelos se agrupan además según responda al análisis de eventos aislados (corta duración) o a la simulación de eventos continuos o secuenciales.

Tratándose del objetivo de este estudio, nos estamos refiriendo a fenómenos de tipo continuo enmarcados en el estudio de los fenómenos de regulación hidrológica; en el que ocurre la recarga de las aguas en el período anual húmedo y la descarga en período de estiaje. Para esto se hace uso de la teoría de sistemas; basada en ecuaciones que generan una imagen del sistema y que responden a los conceptos fundamentales o leyes; se definen las estructuras que son el número tipo y naturaleza de los elementos que lo constituye; se consideran las variables que se miden; y los parámetros como cantidades constantes en el tiempo y que afectan a las variable internas y a los coeficientes de las ecuaciones. El fenómeno natural por medio del cual la precipitación se transforma en descarga, o en movimiento del agua en medios porosos es representado por una hipótesis o modelo ( $h(t)$ ), con operaciones que son realizadas en una función de tiempo ( $x(t)$  = entradas) para ser convertidas en otra función del tiempo ( $y(t)$  = salida) en una única relación matemática que es resuelta considerando las condiciones de frontera del sistema. Cuando la relación es de tipo causal, se denota ( $x(t)$  = entradas = causa) y ( $y(t)$  = salida = efecto). Generalmente hablando, en el contexto hidrológico, las operaciones vistas en la dirección causa hacia efecto son estables, en el sentido de que causas acotadas, producen efectos acotados; además pequeñas variaciones en las causas, producen pequeñas variaciones en los efectos. Siempre que no existan errores en los datos. Las operaciones inversas, tienen a ser inestables y pequeñas variaciones y o errores en las salidas, producen grandes variaciones o errores en las entradas o en los valores de los parámetros calculados.

Por más de cuatro décadas se ha trabajado los algoritmos matemáticos para resolver el problema de modelar el fenómeno de escorrentía, como un problema directo, a partir de por ejemplo: soluciones de mínimos cuadrados con restricciones; para transformar una entrada  $h(t)$  en la

cuenca (precipitación efectiva) en una salida  $Q(t)$  donde  $P(t)$  es una función de influencia conocida. Teniendo los valores de salida y observaciones históricas o mediante datos fisiográficos o hidráulicos se hace posible resolver las ecuaciones, mediante una secuencia de valores  $h(t)$  que convergen a la solución correcta cuando no hay errores. El uso de restricciones a priori, ejemplo: fijar intervalos de respuesta no negatividad de las ordenadas, o proximidad con alguna función conocida; ha dado buenos resultados.

El desarrollo de modelos ha estado relacionado con la necesidad de realizar balances hídricos en zonas con pocos datos, extender registros de datos de escorrentía para calcular capacidades de almacenamiento; siendo el uso de los modelos una alternativa a la técnica de utilizar estaciones cercanas con registros extensos para contruir el registro faltante.

El modelo Boughton (1968) hace uso de un procedimiento simple de cálculo de lluvia-escorrentía; consiste en tres reservorios (1- intercepción, 2- drenaje y almacenamiento en parte superior del suelo, 3-almacenamiento en parte inferior del suelo), de los cuales se satisface la evapotranspiración, el escurrimiento superficial, la infiltración, flujo subsuperficial y la percolación. El modelo fue ajustado utilizando la mitad del registro de datos y validado utilizando la otra mitad del total de 17 años de información disponible y ha sido ampliamente utilizado en Australia.

Este modelo es luego modificado (Mc Mahon y Mein 1973) para separar el reservorio inferior en capa 1 y capa 2, para mejorar la representación de la evapotranspiración, el flujo subsuperficial y la infiltración; el flujo subsuperficial ocurre por excesos en la capa 1 que luego se suman a la escorrentía superficial y el flujo base está representado por condiciones de humedad en el suelo profundo y es corregido mediante las constantes de recesión de la escorrentía en la cuenca.

Dos formas de calibración se propusieron para obtener los parámetros de este método: a) estimaciones preliminares de estos y corridas sucesivas del modelo en las que se mide el grado de ajuste del mismo, b) determinar los parámetros con la mitad del registro de datos de lluvia-escorrentía disponibles y utilizar los datos restantes para determinar el ajuste entre los valores obtenidos de las predicciones y los valores que fueron medidos.

El Modelo Nash (1970) está basado en análisis físicos para calcular infiltración, evapotranspiración y escorrentía superficial, para lo que se debe estimar: la capacidad de campo, infiltración máxima y evapotranspiración potencial. En este modelo, para determinar el volumen de escorrentía debido a un evento individual de lluvia, la cuenca es análoga a un almacenamiento de  $M$  capas horizontales de suelo, donde cada una contiene cierta cantidad de agua a capacidad de campo y para cada capa el balance hídrico es calculado. Este modelo es generalmente usado con datos horarios; y los parámetros son estimados y luego optimizados por métodos numéricos

DHIM 73 definido como un modelo multi-disciplinario, desarrollado por Valadares (1975) después de evaluar ventajas y desventajas de diversos modelos de la época; con los principios básicos siguientes: a) la infiltración y la escorrentía superficial es trabajada mediante el Modelo Nash, b) para mejorar la respuesta del modelo, se hace necesario simular la no linealidad de la cuenca, aspecto que no se consigue con el modelo físico adoptado, c) las técnicas físicas y tradicionales son muy adecuadas para obtener los valores iniciales de los parámetros del modelo, d) estos valores iniciales pueden ser mejorados mediante optimización numérica, e) finalmente, técnicas estadísticas pueden ser eficientemente usadas para reducir el error residual en el hidrograma generado.

Dado que el proceso físico de generar escurrimiento superficial directo, depende del estado de humedad del suelo; dos distintos procesos fueron considerados. A partir de los datos de escorrentía simulada y de la escorrentía real, se determinó la validez del modelo utilizando la ecuaciones para cuantificar el error y el índice de desempeño.



Resulta adecuado sistematizar algunos de los resultados obtenidos con modelos matemáticos, según exponen varios autores:

- La mayoría de las corrientes de agua en cuencas de más de 1500 km<sup>2</sup> de área, en USA no tiene registros de escorrentía, lo que denota la necesidad de contar con métodos adecuados a la falta de datos.
- Abordar la simulación de la descarga diaria de los ríos a partir de datos escasos de lluvia y con limitadas capacidades de equipo computarizado es un importante problema de tipo hidrológico a resolver, dado que esas limitaciones ocurren a menudo en regiones subdesarrolladas y en desarrollo. (Valadares 1975:182,187).
- Se han desarrollado métodos computacionales para encontrar juegos de parámetros que satisfagan ciertos objetivos y subsanen las diferencias que ocurren cuando diferentes personas estiman los valores de esos parámetros.
- Los valores óptimos de los parámetros son aquellos que minimizan la suma de los cuadrados de la diferencia entre los volúmenes de la escorrentía superficial observada y los valores simulados.
- Usualmente en el análisis son suficientes dos años de datos de flujos mensuales para obtener un juego de parámetros óptimos.
- El valor de la función objetivo es calculado usando los valores asignados a los parámetros iniciales, cambios sucesivos de uno de los parámetros y el consecuente recálculo de la función objetivo permiten encontrar el valor del parámetro que minimiza la función objetivo (logrando así el menor valor de ajuste).
- Aplicado ese método en 27 cuencas en Kentucky y Carolina del Sur, en cuencas de entre 0,11 a 1225 km<sup>2</sup>, en las que la escorrentía variaba entre 18,7 a 48,6 cm por año; se obtuvo un error de predicción promedio de 4%.
- Haan (1973) desarrolla un modelo para cuencas sin registros, con cuatro parámetros, los que son estimados mediante datos de escorrentía mensual obtenidos mediante estaciones temporales mantenidas durante 2 a 3 años en el cauce.
- Estudios desarrollados a partir de información de 24 cuencas (suelos-geomorfología-geología) permitieron estimar parámetros en una cuenca no calibrada; luego sin usar un solo dato de la cuenca en particular, realizar predicciones de la escorrentía mensual a partir de introducir solo los datos de precipitación diaria en la cuenca como entrada al modelo.
- Se señala que en cuencas donde no se cuenta con registros, se debe aplicar al menos dos procedimientos para estimar adecuadamente los valores paramétricos. (Haan 1973:548,551).
- Se desarrolla una segunda técnica (mediante factores edáficos, geomorfológicos y geológicos) para estimar los cuatro parámetros para cuencas no calibradas en que los parámetros de la cuenca calibrada son relacionados con los parámetros mesurables de la cuenca no calibrada (Jarboe y Haan 1972).
- Mediante esa técnica y aplicando regresión lineal múltiple, del total de 23 cuencas; 6 se seleccionaron al azar y se trataron como no calibradas y las 17 restantes se usaron para establecer las ecuaciones de predicción de la regresión. Simulados los valores de escorrentía para las 6 cuencas, se presentaron errores de entre 1,8 y 11,8% respecto a la escorrentía observada.
- Ambos procedimientos se aplicaron a una cuenca calibrada de 47,8 km<sup>2</sup> en Kentucky (Haan 1972:550) con técnicas adecuadas, se logró simular los 22 años de registro con un error promedio anual de 0,56%. Para los casos en que se utilizó la recolección de datos en forma temporal (períodos de 1, 2 y 3 años) se obtuvieron valores del error promedio anual de 10,19%, 2,19% y 9,38% respectivamente. En general, a mayor longitud de registro mejores resultados en el ajuste.

- En modelos estocásticos (esencialmente son análisis tipo caja negra) es necesario aportar las estimaciones de la varianza de los valores de los parámetros, analizar los grados de libertad de la regresión; como medidas de solvencia del análisis. (Nash 1973:501).
- Utilizando el método Boughton, en cuenca Thomson, no obstante lo simple del método, las dificultades para estimar la evaporación en la cuenca, la precisión de los datos; se logró un coeficiente de correlación de 0.92, mientras que utilizando correlación con cuencas vecinas se logró un coeficiente de correlación de 0.86. (Mc Mahoon y Mein 1973:339,345).
- En el río Paiva- Cuenca del Douro Portugal (Valadares 1975:182,187) se realiza una regresión lineal múltiple. Con 5 años de datos de escorrentía diaria y 15 años de datos de precipitación diaria se agruparon los datos de lluvia por años secos, años promedio y años húmedos; luego realiza diversas combinaciones entre profundidades de lluvia, descarga – con temporalidad diaria o previa. El autor concluye que la fracción de la varianza explicada por métodos estadísticos es baja y que las estimaciones de los parámetros de la regresión son poco sensibles a las sequías, en el período estudiado.
- Aplicando el modelo Nash (Valadares 1975:182,187) en el mismo río y utilizando datos de lluvia diaria y con datos de las curvas de recesión logra explicar un 70% de los valores de descarga real a partir del modelo. Los valores de descarga simulada son menores a los reales en períodos de alto fujo. Para flujos medios y bajos la descarga simulada presente un mejor comportamiento respecto al flujo real.
- Aplicando el modelo DHIM 73 (Valadares 1975: 182,187) en el mismo río, agrupa por años los períodos de lluvia en secos, promedio y húmedos; a partir del uso de las funciones objetivo (Ecuaciones 8-C3 de este texto) analiza el efecto sobre: a) ajuste de hidrograma simulado respecto al medido, b) ajuste en picos de descarga, c) convergencia de parámetros a valores estables. Concluye que la varianza residual explicada por el modelo en esta cuenca es del 95% de la varianza inicial.
- En conclusión, se señala que los mejores ajustes se obtienen con modelos que involucren las tres metodologías científicas mencionadas: análisis estadístico, descripción física, teoría de sistemas; como es el caso del Modelo DHIM 73.

En resumen: cada caso o problema hidrológico en estudio requiere un abordaje específico. No es posible encontrar un modelo único que sea el mejor modelo hidrológico para todas las estaciones, regiones y situaciones posibles

En las regiones tropicales, durante la última década se han hecho avances considerables en la modelación y medición de la hidrología forestal y los procesos ecológicos a escala local y regional (Running y Coughlan 1988:125,154) , (Shuttleworth 1988, Hatton et al. 1992, Band et al. 1993, citados por Bruijnzeel 1997:50). Particularmente después de la aparición de las bases de la física dinámica y con modelos espacialmente distribuidos en las cuencas (O'Loughlin 1986, Moore, Grayson y Ladson 1991 citados por Bruijnzeel 1997:50).y la simulación de los efectos en el rendimiento hídrico debido a los cambios en la cobertura. Uno de los programas es el modelo TOPOG mencionado por Bruijnzeel (1997) cuya aplicación incluye la simulación exitosa de los cambios a largo plazo en el crecimiento de los árboles y el rendimiento hídrico durante la etapa de regeneración después de cortar el bosque (*Eucalyptus regnans*). Las salidas del modelo son sensibles a la variación del índice del área foliar, el coeficiente de precipitación interceptada, la conductancia máxima del dosel, y la conductividad hidráulica del suelo.

La ausencia de una base de datos adecuada de estos parámetros es el mayor problema, asociado con la aplicación de modelos avanzados de simulación en los trópicos por lo que no es posible hacer predicciones confiables sobre los efectos de las plantaciones tropicales en el rendimiento hídrico anual y estacional en términos de especies de árboles y edad en relación con los factores

climáticos y edáficos. Se espera que la ausencia de información conducirá al desarrollo de metodologías para llenar los vacíos de conocimiento (Bruijnzeel, L.A. 1997:50) , mientras tanto, se debe asegurar la recolección de los datos mínimos requeridos para modelos tales como ACRU o PRMS.

Por otra parte existen suficientes argumentos a utilizar Modelos como TOPOG en varias aplicaciones, dado que este modelo solo requiere como entrada un buen mapa de curvas de nivel y la información básica de suelos.

Bruijnzeel (1997) cita aplicaciones de varios estudios: O'Loughlin 1986 (sobre la determinación de zonas saturadas en una cuenca); Vertessy et al. 1990, Dietrich et al. 1992, Constantini et al. 1993 (sobre la distribución espacial de la erosión laminar, erosión en cárcavas y deslizamientos masivos), Moore, Loughlin y Burch 1988 (sobre el estado de equilibrio de la distribución de la humedad del suelo durante los períodos húmedos y secos).

El abordaje de las soluciones a los fenómenos de entradas de precipitación con descargas rápidas, corresponde al tema de eventos aislados; en cuyo desarrollo y uso se evolucionó de relaciones lineales donde la escorrentía se toma como un porcentaje ( $k$ ) de la precipitación , lo que no necesariamente es cierto si  $k$  varía con la realimentación de la cuenca y la precipitación; a modelos más complejos que utilizan otras variable para explicar las desviaciones en resultados que inducen los métodos simples. El modelo del Soil Conservation Service (SCS) de U.S.A., creado para cuencas sin registros; utiliza datos de suelos, cobertura y efecto de su cambio vegetativo en el período anual, práctica conservacionista que ocurre en el terreno, humedad antecedente en los últimos 5 días antecedentes al evento analizado. Para el año 1994 en ese país, se reporta que predomina el uso de métodos de SCS en el 60% (Hagen 1994 citado por Viessman y Lewis 2005:501,502) de las 21.000 aplicaciones realizadas en pequeñas cuencas, para determinación de tasas de flujo de inundaciones.

En las últimas cuatro décadas se desarrollaron estudios acerca de los efectos hidrológicos del cambio climático antropogénico. El Panel de Expertos en Cambio Climático (IPCC 1990) en su Informe II agrupa estos estudios (década 1970-1980) en varios tipos: a) análisis estadístico de cambios en el largo plazo, respecto a escorrentía y elementos meteorológicos; b) estudio de los efectos hidrológicas de períodos pasados de condiciones muy calientes o frías, húmedas o secas, balance de aguas en lapsos de tiempo extensos (con limitaciones al estimar la evaporación total); c) uso del modelo atmosférico GCM para realizar estimaciones directas de cambios climáticos e hidrológicos en regiones grandes, al cambiar trazas de gases en la atmósfera.

Los modelos determinísticos de relación precipitación-escorrentía para cuencas; se realizan a partir de datos climatológicos de GCM. Cuando la tendencia ha sido usar modelos que requieren relativamente pocos datos (caso del GCM); los resultados hidrológicos fueron inconsistentes, debido a la baja resolución de los datos generados y a las simplificaciones que se hacen de los procesos hidrológicos. Esto además se explica porque aún para los mismos valores de precipitación anual y temperatura, la escorrentía anual puede variar ampliamente, dependiendo de la variabilidad climática mensual y estacional.

Los modelos determinísticos permiten el estudio de las relaciones causales en los sistemas clima-agua, y los posibles cambios en la escorrentía en los diferentes ambientes hidroclimáticos, como instrumentos para toma de decisiones por planificadores y gestores del agua. (IPCC 1990:4-1, 4-2) (Waggoner 1990 citado por IPCC 1990:4-1,4-2).

Algunas aspectos que pueden afectar el desarrollo y uso de modelos se pueden resumir de la siguiente manera:

- Las cuencas de regiones áridas y semiáridas son especialmente sensibles al análisis, porque la escorrentía anual es muy cambiante (IPCC. 1990:4-3).

- Los estudios son complejos: en la Amazonía Brasileña, usando el modelo Sellers se simuló (Nobre, Schukla y Sellers 1989 citado por IPCC 1990:4-8) el efecto climático de una total deforestación. El modelo incorpora el efecto de la vegetación y circulación general de la atmósfera. Como resultado, se determinó que la temperatura del suelo podría incrementar entre 1 y 3° C; la evapotranspiración podría decrecer entre 20 y 40% y la precipitación disminuir entre 20 y 30%.
- En general, hay una limitada disponibilidad de mediciones directas de la evapotranspiración real sobre áreas extensas y los análisis globales son sensibles a los tipos de análisis y pueden contener grandes errores, no deseables para los fines de un estudio de tendencias. (Bates et al. 2008:20).
- Algunos estudios han detectado tendencias significativas en algunos indicadores de flujo, y otros han demostrado relaciones significativas con tendencias entre la precipitación y la temperatura.
- Muchos de los estudios no han determinado tendencias o han sido incapaces de separar los efectos de las variaciones atribuibles a cambios de temperatura y precipitación de las atribuibles a los efectos de la intervención humana en las cuencas.
- Por otra parte, se debe considerar los siguientes aspectos: la metodología utilizada para investigar las tendencias, influencia los resultados: diferentes pruebas estadísticas, dan diferentes indicadores de significancia.
- La disponibilidad de datos consistentes, con control de calidad es una limitante ,
- la disponibilidad de datos de estaciones de escorrentía cubre solamente dos terceras partes de las tierras con drenaje captados, presenta períodos sin registros y varía en longitud de los mismos. Dai y Tremberth 2002 citado por Bates et al. 2008:21.
- Las variaciones en el flujo, año a año; además de depender de factores locales son también influenciadas por los patrones climáticos de gran escala, asociados (patrones: ENSO, NAO, PNA).
- Por otra parte, estudios (Labat, D. and Co – authors, 2004; Legates et al., 2005) han enfocado sobre el hecho de contar con pocos datos y su influencia en los resultados de modelos.
- Estimaciones del cambio en la escorrentía deben considerar la posible influencia de la evapotranspiración, dado que con el incremento de la concentraciones de CO<sub>2</sub>, la evapotranspiración usualmente disminuye porque se afecta la conductancia en las estomas de las plantas. Este fenómeno se ha estudiado en 5 cuencas en USA (Idso y Brazel 1984), en Australia. (Aston 1987.) según indica el IPCC (1990:4-3).
- Otras evidencias contradicen lo indicado (Quian et al. 2006<sup>a</sup> citado por Bates et al. 2008:21). e indican que la evapotranspiración de las superficies terrestres, sigue muy de cerca las variaciones en la precipitación; y dependen además de energía disponible y del viento superficial.
- Las tendencias en la escorrentía no son siempre consistentes con los cambios en la precipitación; lo que puede ser debido a limitaciones en los datos (en particular de precipitación ) o al efecto contrario que ocurre al cambiar la precipitación y la temperatura (Lindstrom y Bergstrom 2004 citado por Bates et al. 2008:22 ).
- Donde el flujo de agua depende de la acumulación de nieve, los impactos del efecto de cambio climático son evidentes y existe amplia y robusta información, en experiencias en Delaware River Basin – USA (Bates et al. 2008:21,22). (Mc Cabe y Ayers 1989 citado por IPCC 1990:4-21)

Existen áreas en América Central donde los modelos globales señalan un déficit severo de agua (en Costa Rica, el Valle Central y la Región del Pacífico). En estas áreas, el abastecimiento de

agua y la generación hidroeléctrica, pueden ser seriamente afectados por el cambio climático. (IPCC. 1990 ; Bates et al. 2008:129).

En conclusión, en toda la región Centroamericana, se debe incrementar el conocimiento de las relaciones entre clima, variabilidad y cambio climático, y la respuesta hidrológica; mediante métodos para trasladar la información de los modelos de clima a formas que provean datos adecuados a los modelos aplicables a los sistemas de cuenca y de recursos hídricos. (IPCC 1990:4-25).

Al revisar los resultados reportados en los documentos consultados se puede concluir:

- En 27 cuencas en Carolina del Sur y Kentucky con áreas entre 0,11 y 1225 km<sup>2</sup>, se desarrolla y aplica un modelo determinístico y se obtienen valores del error de predicción en la escorrentía anual del 4% en promedio (Haan 1973).
- En 23 cuencas en Kentucky, se desarrolla y aplica un modelo de regresión lineal múltiple para cuencas no calibradas; 17 son utilizadas para crear las ecuaciones, 6 se estudian como si no fueran calibradas. El resultado del error de predicción de escorrentía promedio para las 6 cuencas presentó valores entre 1,8 y 11,8% respecto a la escorrentía observada. (Haan 1973).
- En una de esas cuencas (de 47,8 km<sup>2</sup>) usando las 22 cuencas restantes para desarrollar el análisis de regresión lineal múltiple, se utilizan diversas técnicas de combinación de datos al determinar los parámetros; se logra modelar los 22 años de registro en esa cuenca con 0,56% del error de predicción de escorrentía anual promedio. (Nash 1973).
- En ese mismo caso, con recolección de datos por 1,2,3 años que fue una de las combinaciones utilizada; se logra 10,19, 2,19 y 9,38% de ajuste en el error de predicción de la escorrentía promedio. (Nash 1973).
- Estas estimaciones de tipo caja negra (regresión lineal múltiple) deben acompañarse de estimaciones de la varianza de los parámetros y considerando que en el análisis estadístico debe asegurarse que la solvencia debe asegurarse considerando el tamaño de la muestra y los grados de libertad. Debe aportarse información adicional y la significancia de los coeficientes para analizar las bondades del análisis (Nash 1973).
- En cuenca Thomson, usando el modelo Boughton, se usa el 50% de los datos de precipitación-escorrentía para calibrar y el 50% restante para calcular el ajuste. No obstante las simplificaciones y posibles errores en los datos, se logró un coeficiente de correlación del 0,92 en esa cuenca y del 0,86 e respecto a cuencas vecinas. (Mc Mahon y Mein 1973)
- En río Paiva – Cuenca del Douro, con 5 años de escorrentía diaria y 15 años de datos de lluvia, se realiza un análisis de regresión lineal múltiple; categorizando las respuestas de escorrentía según meses húmedos y secos y diversas combinaciones de lluvia y caudales diarios y antecedente. Se concluye que la fracción de la variabilidad de la descarga explicada por modelos estadísticos es baja (0,63 – 0,75) y que las estimaciones de los parámetros de la regresión lineal múltiple son poco sensibles a las sequías en el período estudiado. (Valadares 1975).
- En el mismo río Paiva, se utiliza el modelo DHIM-73 y se usan diferentes índices de desempeño (F1, F2, F3 de pag 7 de este informe ) y se usa el método estadístico de Box y Jenkins en el análisis de series temporales. La varianza residual explicada por el modelo DHIM-73 es del 95% de la varianza inicial. Lo anterior se explica debido a que el modelo utiliza conjuntamente los tres metodologías conocidas en la modelación : análisis estadístico, teoría de sistemas, descripción física, mejorando su desempeño (Valadares 1975).

- En el caso de las cuencas estudiadas en el CIH, ubicadas en Cuba; se reportan valores del error del escurrimiento medio descendentes al pasar de aplicar modelos determinístico MHIDE (entre 0% y 13%) al TCG<sub>versión 1</sub> (entre 6,6% y el 8,11%); al aplicar el modelo TCG<sub>versión 2</sub> analizado por subcuencas se obtuvieron resultados del 3,57% o menos. (Jorge 1998).
- Gotay (2002) en la subcuenca Carucosey, utilizando el modelo TCG<sub>versión 2</sub>, analiza el efecto de usar un mayor número de períodos anuales para realizar las calibraciones y determina que a más años (en el rango de 1 a 10) se logran mejores valores de bondad de ajuste (función objetivo) entre los valores de escorrentía calculados respecto a los observados. Logrando valores de ajuste de entre 1 y 1,5 ; cuando la literatura señala valores entre 10 y 20.

## **D. METODOS DE INVESTIGACION**

### **D.1 ASPECTOS BASICOS PARA LA ELABORACION DE MODELOS**

#### **D.1.1 Procesos tecnológicos aplicables**

En el desarrollo de modelos de tipo determinístico, se pueden plantear dos procesos tecnológicos que están vinculados estrechamente; estos son: a) tecnologías de la producción del modelo y b) tecnologías del uso del modelo.

En general en el proceso de desarrollo de modelos están presentes los siguientes pasos: a) definición del modelo, b) construcción del modelo, c) calibración de los parámetros, d) validación del modelo, e) análisis de sensibilidad, y f) solución del problema planteado. (JORGE M.C. 1999. pag 254.).

#### **D.1.2 Pasos del proceso**

Según indica JORGE M.C (1999. pag 256.), los pasos del proceso tecnológico son los siguientes:

- a) definición del modelo: expresa la idea cualitativa que se tiene del sistema a modelar, mediante una estructura del modelo y los lazos internos entre sus elementos. Se basa en los datos disponibles y en experiencias en prácticas con sistemas similares.
- b) construcción del modelo: se formulan las ecuaciones que representan los distintos procesos que tienen lugar en el modelo conceptual y se presentan las técnicas de solución y los procesos de calibración de los parámetros.
- c) calibración de los parámetros: determinación de los parámetros del modelo; de manera que el modelo matemático reproduzca el funcionamiento del sistema real; siempre que los elementos involucrados (variables y parámetros) sean cualitativa y cuantitativamente compatibles.
- d) validación del modelo: consiste en comparar las respuestas dadas por el modelo, con datos que no han sido utilizados en la fase de calibración del modelo; respecto a la respuesta observada.
- e) análisis de sensibilidad: se determina como varían los resultados del modelo con las variaciones en el conjunto de parámetros. Este paso puede ayudar a disminuir el tiempo de calibración de los modelos.
- f) solución del problema planteado: aplicación del modelo considerando la estructura en la cual ha sido elaborado: por ejemplo; objetivos del modelo, límites en los que el uso del modelo es adecuado, precisión deseada, mínimo de observaciones requeridas.

### **D.2 SUBCUENCAS UTILIZADAS EN EL ESTUDIO**

Para el desarrollo de los estudios, se seleccionaron subcuencas en las cuales desarrollar el estudio en dos fases: a) lograr conceptualizar los aspectos determinantes del flujo del agua, para incluirlos en el modelo en su fase teórica, b) avanzar en la construcción y acondicionamiento de instalaciones para la fase de calibración y validación del modelo. Por otra parte el aporte de la investigación proveería beneficios por tratarse de cuencas captadas para abastecimiento de agua de consumo o con potencial para ese uso de las aguas. (Vargas 2001). Para este fin se trabajó inicialmente con las cuencas de los ríos Tarbaca, Jorco, Chirracá, Negro y Tabarcia, que forman una unidad geográfica ubicada al sur de los cerros de Escazú, con acceso fácil desde la ciudad de San José. Además por ser zonas que cuentan con información actualizada sobre los recursos hídricos.

De estas subcuencas, por razones de disponibilidad de información adecuada se seleccionó finalmente la subcuenca del río Jorco para obtener información más detallada.

Cuadro 1-D Datos de las microcuencas seleccionadas.

Microcuencas de la subcuenca del Río Jorco		
Nombre	Código de estación de aforo puntual mensual	Área (km <sup>2</sup> )
R Tarbaca	26-2-23	7,29
R Jorco	26-02-01	6,7
R Chirracá CH4	26-02-28	5,23
R Tabarcia2	26-02-03	7,88
R Negro	26-2-4	7,23
		<b>34,33</b>

### D.3 INFORMACION DISCRETA vs INFORMACION CONTINUA DE CAUDALES

En el tipo de estudios que nos ocupa, la información de caudales puede ser obtenida a partir de:

- aforos continuos, obtenidos mediante estaciones limnigráficas o de medición continua; en instalaciones que determinan el nivel de las aguas en forma continua y lo registran digital o gráficamente; en una sección de río con condiciones estables en el borde y fondo del cauce que permitan una calibración consistente de la altura del agua con el caudal descargado. El intervalo de reporte de la altura en la sección depende de la decisión de la empresa operadora del sistema, pudiendo ser de horas o fracciones de la hora, por día o fracción del día.
- Aforos discretos (discontinuos), en este caso, dado que no se cuenta con infraestructura permanente en el sitio, el aforo consiste normalmente en un único dato tomado un día determinado del mes, de acuerdo a un programa generalmente de cobertura nacional o regional de estudios básicos. El día programado el personal ingresa al sitio y toma el dato en un ensayo; aunque puede realizar varios ensayos ese mismo día, no es usual que eso ocurra.

La disponibilidad y tipo de información es determinante en el desarrollo de modelos:

- La dinámica de la variación del caudal en una sección de la cuenca está determinada por varios factores: a) distribución espacio temporal de la lluvia en la cuenca, b) intensidad de la lluvia, c) humedad de la vegetación y del suelo, d) cambio en la humedad de la vegetación y en el suelo, e) efectos de cambio en el almacenamiento en estratos subterráneos y velocidad del movimiento del agua subterránea en fase de recesión, f) volúmenes de agua almacenada en la superficie del suelo y descargada como escorrentía directa al cauce, g) velocidad de descarga del agua que discurre en el cauce, h) efectos de volúmenes almacenados en el mismo cauce, i) efecto de extracción o adición de caudales en instalaciones de derivación y uso del agua, j) velocidad y variación diaria (inclusive entre el día y la noche) de las componentes de salida por evapotranspiración en la vegetación, k) magnitud del área de drenaje de la cuenca. El resultado final de la escorrentía es una compleja interrelación de todos estos factores, sin dejar de lado el efecto de los errores que ocurren al medir los valores.
- Si se dispone de información continua de los caudales (aforos continuos o caudales observados continuos) para calibrar el modelo, se logran una adecuada representación de la compleja dinámica de la variación de la escorrentía en la cuenca. Las escalas de tiempo que se usan normalmente son las diarias o de fracciones del día, lo que es acorde



- con el tipo de modelo diseñado o según se establezca en los requerimientos del modelo utilizado.
- c) En igual forma, las salidas y entradas de agua de la cuenca se deben obtener en lapsos de tiempo similares, por ejemplo diaria; haciendo coincidir las lecturas de los parámetros necesarios para calcular la evapotranspiración, la lectura de instrumentos manuales o la acumulación de los sensores de precipitación, la determinación de valores de capacidad de infiltración de los suelos (mm-día por ejemplo), los valores de intercepción de la precipitación en la masa foliar.
  - d) De esta manera, al menos se tendrán 365 datos por año, por lo que en casos revisado; en períodos de 2 a 5 años de recolección de datos, se ha logrado calibrar y validar los modelos hidrológicos de tipo determinístico, obteniéndose desempeños adecuados al determinar la bondad de ajuste, entre valores observados y valores modelados de la escorrentía.
  - e) Además, para lograr una adecuada fortaleza de los métodos de tipo estocástico es necesario contar con una cantidad predeterminada de datos, que eviten problemas de multicolinealidad en las soluciones.
  - f) En el intento de desarrollo de un modelo con bases de datos de tipo discreto (un solo dato mensual por ejemplo) se presentan las siguientes características: a) en época húmeda, un único dato mensual de caudal (aforo) no representa la compleja dinámica de las variaciones de la escorrentía, que dependen de los factores apuntados y de las interrelaciones entre los mismo, que además cambia en lapsos de tiempo diarios, horarios y de fracciones de la hora. b) en época de estiaje, dado que no hay aporte de lluvia, es posible lograr una mejor representación de las variaciones de caudal dado que se ajustan a curvas de descarga con algoritmos conocidos y susceptibles de ser calibrados; sin embargo con solo 4 datos (uno al mes durante el estiaje) resulta impreciso ubicar exactamente el momento de inicio y cese de la descarga de agua almacenada, para calcular la regulación que ocurre en la cuenca.
  - g) En todo caso se debe contar con datos que caractericen las variaciones de flujo del agua (en todas sus manifestaciones) en época de estiaje y en época húmeda, así como en los períodos de transición; al menos en lapsos de tiempo diarios.

Por otra parte, no obstante el riesgo de pérdida de datos que ocurre si un sistemas de registro continuo digital o de graficación se descompone, generando la pérdida de datos; se elimina la generación de errores y el manipuleo fraudulento de datos que ocurren con personas asignadas como observadores. La calidad del dato, que es un tema relevante, es factible de corregir con los procedimientos de métodos estadísticos hidrológicos si se cuenta con una cantidad adecuada de datos que permitan compensar errores aleatorios y eliminar errores de otro origen.

#### D.4. RECOLECCION DE LA INFORMACION

##### D.4.1 Limitaciones

las bases de datos del AyA, de las estaciones existentes en ríos contienen registros de datos mensuales (mediciones discretas), lo que genera imprecisión en los cálculos, esta limitante no se puede resolver en el plazo de estudio, de manera que este aspecto debe ser resuelto en el diseño del modelo y por tanto se constituye en una de las condiciones del mismo.

Al inicio del estudio se cuenta solamente con estaciones de lluvia tipo pluviométrico (lectura diaria por operador), con limitaciones en la extensión de los registros históricos, de la calidad del dato.

##### D.4.2 Ajustes

Se decidió realizar el cambio de cuatro (4) estaciones pluviométricas a estaciones automatizadas digitales (lluvia – temperatura – velocidad del viento) : en estación de Palmichal, en Planta de

tratamiento ubicada en Vuelta de Jorco, en Planta de Tratamiento en Quitirrisí, y en Cedral arriba (microcuenca del río Jorco). Estas mejoras se realizaron en el 2009.

La construcción de una estación hidrométrica automatizada para aforos en el río Jorco (Código 26-02-01) en el 2009, que iniciaría a operar en el año 2010 no se logró. De manera que la limitante determinó el desarrollo de la calibración y de la validación del modelo.

#### D.4.3 Calidad de los datos

##### a) medidas para reducir errores

Para efecto de reducir los errores propios de los datos, se toman las siguientes medidas.

- se debe establecer un procedimiento o protocolo de campo para cada prueba que sea realizada, que incluye asegurarse que los aparatos estén calibrados y funcionando adecuadamente.
- Se deben realizar las anotaciones al momento de realizarlas y consignarlas en el cuaderno de campo en plantillas normalizadas en las que debe constar: sitio (coordenadas, elevación, ubicación respecto a estructuras permanentes) fecha, hora, datos levantados, identificador del equipo utilizado, el nombre del operador.
- En el caso de los aforos se debe aplicar un método alternativo al método de altura-velocidad utilizado en forma rutinaria en el país. Para esto, se pueden realizar simultáneamente mediciones de caudal mediante el uso de trazadores.
- En el caso de estaciones meteorológicas debe realizarse la comprobación del funcionamiento correcto de la estación y realizar las comprobaciones de calidad de los datos aplicando métodos de análisis visual y de ajuste estadístico, si es posible respecto a : a) estaciones de observación del AyA cercanas, b) otras estaciones.
- Los registros de datos utilizados en la investigación son sometidos a revisión desde las anotaciones de las libretas de campo y se repite el proceso de cálculo de los aforos para efecto de comprobación. Los registros que presentan tachones o correcciones sin la firma del supervisor de campo, o que son dudosos son eliminados del registro.

##### b) precisión y mediciones precisa de valores

Tomando como base el **Capítulo 1 – Instrucciones para el laboratorio y para el muestreo** (Forsythe 1975:1,6) se presentan las medidas que se adoptan para la investigación, para lograr un adecuado control sobre la calidad de los datos:

- Para alcanzar una precisión adecuada en los ensayos, se fijarán los tamaños mínimos de las muestras para la incertidumbre o error máximo atribuible al equipo existente.
- Cuando sea pertinente, se trabajará con muestras de inventario para reducir la variabilidad en las repeticiones por variabilidad del material de las muestras.
- Se realizará un análisis de los procedimientos utilizados para asegurar reducir los sesgos que puedan existir en las observaciones respecto al verdadero valor del parámetro que se mide.
- Para la medición precisa de valores verdaderos fijos se trabajará mediante duplicados solamente si se asegura que la técnica de los procedimientos del ensayo está controlada.
- Para la medición precisa de valores verdaderos aleatorios en suelos (que dependen del estado del suelo *in situ*) se fijará el número de muestras necesarias para lograr una precisión dada (desviación del promedio) para un nivel prefijado de probabilidad.
- Se fija el número de repeticiones para las observaciones que se deben realizar.

## E. RESULTADOS

### E.1. MODELO PROPUESTO

#### E.1.1 Descripción del modelo propuesto

##### E.1.1.1 Ajustes adoptados.

Con base en la teoría de diseño y uso de los modelos determinísticos aplicados a flujo de las aguas (CIH 2009), se consideró conveniente para fines de simplificación del cálculo, adoptar lo siguiente:

- a) trabajar con estructuras que sean adecuadas al fenómeno que se estudia, pero buscando algoritmos con un reducido número de variables y de parámetros a obtener y a calibrar.
- b) Un ajuste necesario es la ponderación de las variables físicas en rangos; para más simplicidad y para lograr un modelo práctico, en el concepto de modelos agregados y no distribuidos como originalmente se planteó.

Por otra parte el desarrollo inicial de los modelos agregados simples de tipo determinístico realizado por el CIH, dio paso al desarrollo de modelos más complejos buscando representar el fenómeno en forma semidetallada (por subcuencas o sectores de la misma) apoyados en los resultados de los modelos iniciales, lo que generó mejores resultados.

##### E.1.1.2 Características y alcances del modelo

En forma resumida se puede presentar el modelo a partir de los siguientes aspectos.

Tipo: tipo determinístico – espacialmente agregado (sumatoria espacial) - con memoria, con entradas en períodos mensuales, fracción del mes o diarios y una única salida estacional anual – con una función repartidora del agua de entrada (escurrimiento-infiltración).

Ver Fig. 1-E.

Número de parámetros: reducido

Temporalidad de la simulación: estacional en el período hidrológico analizado.

Uso: cálculo de recarga-descarga de cuencas con acuíferos freáticos libres.

Cálculo de variación en la recarga anual, por cambios en uso de la tierra y clima.

Extensión de datos faltantes y traslado de datos entre cuencas calibradas y no calibradas.

Número de tanques : no utiliza este concepto para el análisis de entradas y salidas.

Interfases: aplica tres interfases de intercambio 1. atmósfera-cobertura, 2. cobertura-superficie del terreno, 3. sub-suelo profundo y la red hidrográfica.

Parámetros:

Area de cuenca subterránea que aporta en estiaje ( $A_{cs}$ )

Intercepción al inicio y durante la época húmeda ( $I_{ti}$ )

Aporte por humedad atmosférica ( $k_{ti}$ )

Factor de detención del flujo superficial ( $FD_i$ )

Factor de almacenamiento y transmisión del agua ( $\rho_i$ )

Otros aspectos relevantes son los siguientes:

- a) Utiliza interfases de intercambio de las aguas (zonas de almacenamiento del agua) para simular las transferencias del agua al flujo superficial y subterráneo
- b) Se trabaja con un balance de aguas para obtener la recarga en la cuenca en el año hidrológico.
- c) La simulación es estacional en el año y no está diseñado para la simulación de respuestas diarias de la escorrentía.
- d) El valor simulado se expresa como un único valor de lámina anual de agua recargada, mediante el uso de un algoritmo aplicado en la fase húmeda del año hidrológico.
- e) Se centra en evaluar el efecto de regulación de cuenca por flujo de agua subterránea contabilizada como recarga (mensual, fracción mensual o diaria) que puede asimilarse a un único almacenamiento.

- f) Es un modelo que utiliza el algoritmo que explica el proceso de recarga para ponderar los atributos de los elementos considerados en la función identidad.
- g) Se desarrolla para ser aplicado en cuencas con información discreta de caudales (aforos puntuales con correntómetros) mensuales en época húmeda y semanales en época seca; pero requiere la instalación de una estación limnigráfica en el cierre de cuenca, para la determinación de ecorrentía diaria por medio de una curva de gasto, durante el período de calibración y validación.
- h) El período de tiempo de salida del agua superficial almacenada en el cauce y en la cuenca, es inferior a un (1) día, por lo que en esta fase de desarrollo del modelo no se considera relevante como almacenamiento y retardo de flujo. No se descarta introducirla como mecanismo de ajuste en la fase de calibración.
- i) La calibración se basa en comparar en forma iterativa, el valor de recarga calculado en el período húmedo anual (Parámetros estimados para determinar la lámina de infiltración) con el valor observado de escorrentía en la cuenca (en ese mismo período húmedo), calcular la recarga con los parámetros ajustados obtenidos y determinar el ajuste respecto a la descarga de época de estiaje observada.
- j) Se ha desarrollado para regímenes de flujo bimodales y con un marcado período de estiaje característicos de la zona pacífica del país.

## E.1.2 Leyes del modelo

### E.1.2.1 Balance hídrico y regulación de las aguas

El agua que se transfiere desde la atmósfera a los elementos biofísicos de la cuenca.

- es interceptada y se evapora desde las superficies húmedas sean cuerpos de agua o superficie de las hojas o fustes.
- es consumida en el proceso vegetativo y es transpirada por la vegetación natural o establecida,
- se almacena y consume en la compleja flora asociada a los bosques.
- se almacena en el mantillo bajo el sotobosque, en la capa superior de los suelos como humedad capilar, y ocupa las depresiones del terreno desde donde se infiltra o contribuye a la evapotranspiración.
- Se infiltra y almacena en el suelo y percola y almacena en las formaciones acuíferas que discurren a distancias mayores en forma diferida en el tiempo.

La ecuación de balance hídrico, para un período anual es la siguiente:

$$P + Ph = E + ET + \Delta A \pm Qr$$

Donde:

E = escorrentía de la cuenca - medida en la sección definida en la cuenca en estudio. (mm/año) <sup>(2)</sup>

P = precipitación (mm/año)

Ph = precipitación de aporte horizontal y aporte nuboso (mm)

ET = evapotranspiración (mm/año)

$\Delta A$  = cambio en el almacenamiento (mm/año)

Qr = flujo de intercambio regional (mm)

<sup>2</sup> NOTA: en este documento, el término **escorrentía** se refiere al flujo de agua medido u observado en el cauce, mientras que **escurrimiento** se refiere a flujo superficial en terreno; como excedente por agua que no infiltró en los suelos o superficies.

Se define:

$$E = QB + F_{sub} + Ed$$

Donde:

**E** = escorrentía de la cuenca - medida en la sección definida en la cuenca en estudio. (mm/año)

**QB** = flujo base o subterráneo que discurre en el cauce - se origina en muy lento a lento en la matriz del suelo y estratos subyacentes; depende del efecto de descarga de caudales almacenados en años antecedentes y del aporte en el año en estudio, - se determina mediante métodos hidrológicos gráficos aplicado en época húmeda y se mide en el cauce al final del estiaje, antes del aporte de agua de escorrentía por lluvias. Ver Fig. 2-E.

**Fsub** = flujo subterráneo que discurre en el cauce - se origina en el flujo lento en la matriz del suelo y estratos subyacentes, - se mide en el cauce desde el inicio hasta el final del estiaje (como caudal de recesión).

**Ed** = escorrentía directa de la cuenca medida en el cauce; es un flujo rápido o muy rápido - proveniente del escurrimiento de la lluvia sobre la superficie de los suelos o sobre la infraestructura; Ed es separada por métodos gráfico-hidrológicos, dado que debe separarse del flujo base (QB) partir del hidrograma anual.

El fenómeno de desprendimiento y arrastre de sedimentos es tomado en el modelo como un indicador de presencia de excedentes por escurrimiento de agua en la superficie de los terrenos de la cuenca. Durante la época de estiaje cuando el valor de Ed es nulo o cercano a cero (y discurre prácticamente solamente agua subterránea y subsuperficial) el valor de la turbiedad (TURBi) es cercano a un valor umbral mínimo característico de la cuenca en estudio, para ese preciso momento; este valor es denominado TURBest en este estudio. Con el incremento en las lluvias y en las descargas, el valor Ed será diferente de cero y se incrementará hasta alcanzar caudales de época húmeda, en cuyo caso TURBi superará el valor umbral característico. El apartado E.2.2.2.2 de este documento versa sobre este tema.

El componente del agua necesario para cubrir la evapotranspiración es descontado, en parte de la humedad retenida en la vegetación y parte de la humedad de los suelos, de manera que al cauce del río llega el aporte combinado de las aguas que no infiltran y por tanto escurren sobre los terrenos, de las aguas subsuperficiales y de las que han percolado hasta generar la recarga. En el período de estiaje, cuando el aporte de las lluvias es mínimo o cero, el flujo en el cauce depende del almacenamiento subsuperficial y subterráneo ocurrido en el período húmedo anterior del año en estudio, al que se suma el efecto del flujo del agua debido a la recarga de años anteriores.

Este efecto depende de la capacidad de almacenar, transmitir y descargar las aguas de períodos anteriores, que tienen los terrenos y materiales que conforman la cuenca o el acuífero.

Es en este período en el que los caudales mínimos pueden ser inferiores a las necesidades de abastecimiento para agua potable, sean los aprovechamientos existentes o potenciales, generando conflictos por competencias de uso del agua en cauce o por derivación de las mismas. En este período de estiaje, se presenta un condición de escasez para la vegetación, la fauna y los suelos.

Desde el punto de vista de uso racional del recurso hídrico, interesa maximizar el término Fsub; y el aporte a QB; sin embargo, dado que no es fácil el modificar la precipitación; lo que procede es minimizar el escurrimiento superficial directo (Ed).

En el estudio de un hidrograma de tormenta aislada, ese escurrimiento Ed, es el principal aporte al flujo directo o flujo de descarga rápida de la cuenca.

Maximizar el flujo diferido (Fsub<sub>on</sub> y QB), se denomina “efecto de regulación en la cuenca”, adicionalmente este efecto viene a disminuir el arrastre de sedimentos, nutrientes y abonos, contribuir potencialmente a disminuir las sequías y las inundaciones en las ciudades.

Resulta necesario conocer si existe caudal de aporte o que se fuga de la cuenca, para realizar los ajustes del caso. Este valor es un caudal de aporte e intercambio regional (Qr).

Se debe efectuar ajustes por extracciones o adiciones por usos antrópicos del agua.

El valor  $\Delta A$ , para casos en que el balance hídrico se realiza en áreas relativamente extensas y en períodos de tiempo largos los almacenamientos se minimizan ( UNESCO, 2007; Pag 20), de manera que se consideran cero.

### E.1.2.2 Factores condicionantes y su caracterización

#### E.1.2.2.1 Factores condicionantes

Se realizó un análisis para determinar los tipos de factores que determinan las condiciones de modelación.

Los grupos de factores determinantes considerados fueron:

**Hidrológicos - climáticos**

**Edáfico-geológicos**

**Topográficos**

**Uso de la tierra**

Ver Cuadro 1-E, que indica la relación entre los parámetros y las variables, respecto a los factores determinantes en el modelo.

Las variables están determinadas por los datos de campo que caracterizan en altitud, exposición fisiográfica y climática cada terreno analizado, según los factores de la cuenca en estudio. Los parámetros están acotados por datos de entrada que son sometidos a ajuste en sus valores en el proceso de calibración y validación del modelo, como se detalla en apartados posteriores.

Cuadro 1 – E . Parámetros y variables del modelo					
GRUPO DEL FACTOR DETERMINANTE				ASPECTO QUE ES ANALIZADO	SIMBOLO  (Los parámetros se denotan entre paréntesis)
Hidrol.-Climático	Edáfico - Geológico	Topográfico	Uso de la tierra		
✓				Precipitación	$P_{ti}$
✓				Aporte por humedad atmosférica	$(k_{ti})$
✓			✓	Intercepción por cobertura	$(I_{ti})$
✓			✓	Evapotranspiración real.	$ET_{ti}$
✓			✓	Evapotranspiración potencial.	$ETP_{ti}$
		✓	✓	Factor de detención del escurrimiento en el terreno	$(FD_{ti})$
		✓	✓	Factor facilitador del escurrimiento en el terreno	$(FDe_{ti})$
✓	✓		✓	Coefficiente de infiltración en el terreno	$Ci_{ti}$
✓	✓		✓	Coefficiente de escurrimiento en el terreno	$Ce_{ti}$
	✓			Factor de almacenamiento y transmisión del agua	$\rho_{ti}$
✓	✓	✓	✓	Fracción del área de la cuenca con factores condicionantes homogéneos	$A_i$
✓	✓			Área de cuenca subterránea que aporta en estiaje	$(Acs)$
✓	✓	✓	✓	Descarga de agua observada mediante caudales de recesión.	$F_{sub_{on}}$
✓	✓	✓	✓	Escorrentía directa en la cuenca (en el año n)	$Ed_n$

Fuente: elaboración del autor.

#### E.1.2.2.2 Caracterización temporal y espacial

Se definen dos aspectos en los cuales los factores adquieren valores que deben ser caracterizados para asegurar una simulación adecuada al fenómeno.

- a) caracterización temporal: se busca representar en el modelo el cambio que ocurre en los valores de las variables y de los parámetros a lo largo del período hidrológico estudiado. Para esto el año es dividido en subperíodos, es decir lapsos de tiempo o acumulación de tiempo, denotados con subíndice  $t$  : que pueden ser meses, fracciones del mes o días del año estudiado (año  $n$ ) con un máximo de  $r$  subperíodos .
- b) Caracterización espacial: en que se agrupan las zonas del territorio que presentan características homogéneas para los factores condicionantes indicados previamente. Se identifican con subíndice individual  $i$  y existen hasta  $m$  posibles unidades identificables.

### E.1.3 Modelación de los caudales

#### E.1.3.1 Explicación del proceso de recarga

Se propone que:

$F_{sub_{pn}}$  es una función de las variables hidrológicas propias de cada zona con factores condicionantes homogéneos, con los atributos indicados en la ecuación predictiva. Existen  $m$  posibles zonas homogéneas que son estudiadas en  $r$  posibles sub-períodos del año hidrológico. La ecuación es:

$$F_{sub_{pn}} = \sum_{t=1}^r \sum_{i=1}^m A_i * [(k_{ti} * P_{ti} - I_{ti}) * FD_{ti} * C_{ti} * \rho_{ti} - (ET_{ti} - I_{ti})] \quad (\text{Ecuación 1-E})$$

Donde:

$F_{sub_{pn}}$  = recarga, que ocurre en el período lluvioso del año hidrológico (n) analizado (lámina de agua en mm)

$A_i$  = fracción del área de la cuenca con factores condicionantes homogéneos, (fracción decimal)

$P_{ti}$  = precipitación que caracteriza a cada  $A_i$  durante el período t de análisis. (lámina de agua en mm)

$I_{ti}$  = intercepción por cobertura, estimada como un % de  $P_{ti}$  durante el período t de análisis. (lámina de agua en mm)

$k_{ti}$  = aporte por humedad atmosférica en la cobertura de  $A_i$  durante el período t de análisis (valor adimensional)

$FD_{ti}$  = factor de detención del escurrimiento en el terreno - según cobertura y pendiente para  $A_i$  durante el período t de análisis. (valor adimensional)

$C_{ti}$  = coeficiente de infiltración en suelo desnudo en  $A_i$ , durante el período t de análisis, (fracción decimal)

$\rho_{ti}$  = factor de almacenamiento y transmisión del agua - para  $A_i$ , en el período t de análisis (valor adimensional)

$ET_{ti}$  = evapotranspiración real según suelo y cobertura en  $A_i$ , en el período t de análisis. (lámina de agua en mm).

r = máximo número de subperíodos de análisis temporal.

m = máximo número de posibles zonas homogéneas identificables.

A = área total de la cuenca en estudio (expresada en  $km^2$ ) y además  $\sum A_i = 1$

#### E.1.3.2 Explicación del proceso de escorrentía directa

Se propone que:  $Ed_n$  es función de las variables hidrológicas propias de cada zona con factores condicionantes homogéneos, con los atributos indicados en la ecuación predictiva. La ecuación para determinar la variación del flujo por escorrentía directa es la siguiente:

$$Ed_n = \sum_{t=1}^r \sum_{i=1}^m A_i * [(k_{ti} * P_{ti} - I_{ti}) * FDe_{ti} * Ce_{ti} * (1 - \rho_{ti}) - (ET_{ti} - I_{ti})] \quad (\text{Ecuación 2-E})$$

donde:

$Ed_n$  = escorrentía directa, que ocurre en la cuenca en el período lluvioso (lámina de agua en mm) durante el año n.

$A_i$  = fracción del área de la cuenca con factores condicionantes homogéneos, (fracción decimal)

$P_{ti}$  = precipitación que caracteriza a cada  $A_i$ , durante el período t de análisis (lámina de agua en mm)

$I_{ti}$  = intercepción por cobertura - estimada como un % de P, en el período t de análisis. (lámina de agua en mm)

$k_{ti}$  = aporte por humedad atmosférica según la cobertura en  $A_i$ , en el período t de análisis. (valor adimensional),

$FDe_{ti}$  = factor facilitador del escurrimiento en el terreno según cobertura y pendiente en  $A_i$ , igual a  $(1 - FD_i)$ , durante el período t de análisis. (valor adimensional),

$Ce_{ti}$  = coeficiente de escurrimiento en suelo desnudo en  $A_i$  durante el período t de análisis, donde  $Ce_{ti}$  es igual a  $1 - C_{ti}$ . (fracción decimal),

$(1 - \rho_{ti})$  = factor reductor del almacenamiento-transmisión del agua en  $A_i$  durante el período t de análisis. (valor adimensional)

$ET_{ti}$  = evapotranspiración real, según suelo y cobertura en  $A_i$  en el período t de análisis. (lámina de agua en mm).

r = máximo número de subperíodos de análisis temporal.

m = máximo número de posibles zonas homogéneas identificables.

A = área total de la cuenca en estudio (expresada en  $km^2$ ) y además  $\sum A_i = 1$



### E.1.3.3 Esquema de la cuenca con sus entradas y salidas

Se presenta a continuación un esquema simplificado (Figura 1-E) de la cuenca, entradas y salidas y las zonas con condiciones determinantes homogéneas, denominadas “ $A_i$ ” ( $i=1,2,3,4$  para el caso de la figura 1-E).

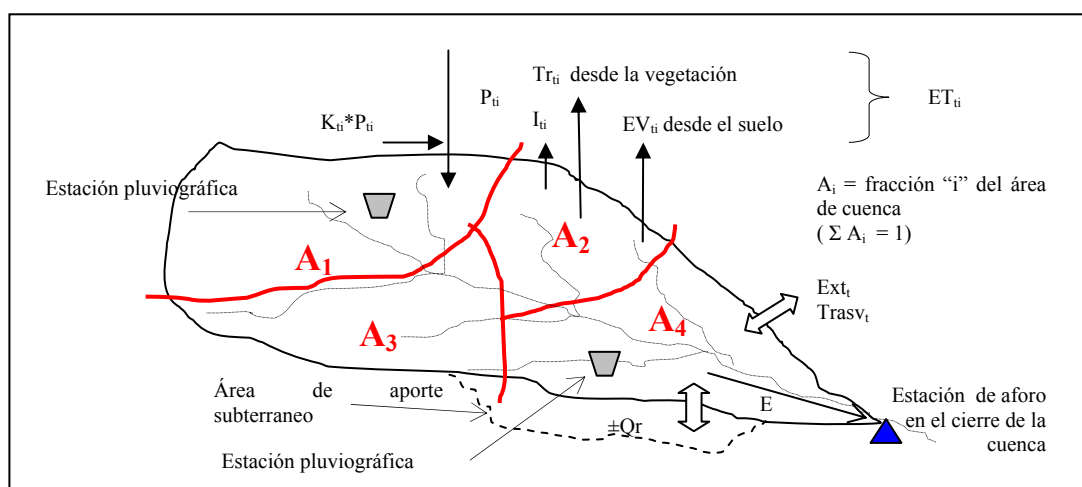


Fig. 1-E Cuenca en estudio y áreas de condiciones determinantes homogéneas.

Donde:

$P_{ii}$  = precipitación - (lámina de agua en mm), que caracteriza a cada  $A_i$  en el período  $t$  de análisis.

$I_{ii}$  = intercepción por cobertura - estimada como un % de  $P_{ii}$  (lámina de agua en mm) en el período  $t$  de análisis.

$k_{ii}$  = aporte por humedad atmosférica - cobertura  $i$ . (valor adimensional) en el período  $t$  de análisis.

$k_{ii} * P_{ii}$  = precipitación horizontal. (lámina de agua en mm), que caracteriza a cada  $A_i$  en el período  $t$  de análisis.

$A_i$  = fracción del área de la cuenca con factores condicionantes homogéneos, (fracción decimal)

$ET_{ii}$  = evapotranspiración real, por zonas de vegetación tipo  $i$ , en el período  $t$  de análisis. (lámina de agua en mm); desde el suelo y desde la vegetación. Se compone de  $EV_{ii}$  desde el suelo y superficies húmedas y  $Tr_{ii}$  por transpiración desde la vegetación

$E$  = escorrentía de la cuenca, medida en el cauce y que se compone de diferentes aportes de  $Ed$ ,  $Qr$ ,  $QB$ ,  $Fsub$ ,

$QB$  = flujo base que discurre en el cauce.

$Ed$  = escorrentía directa en la cuenca, que ocurre en terrenos (época húmeda)

$Qr$  = flujo de intercambio regional - en período  $t$  de análisis.

$Ext_t$  = total de agua extraída y retorno a la cuenca - en período  $t$  de análisis.

$Trasv_t$  = total de agua trasvasada a la cuenca - en período  $t$  de análisis.

Donde  $Ext_t$  y  $Trasv_t$  son función del tiempo, que no son medidos en la estación de cierre de la cuenca.

### E.1.3.4 Esquema de la variación temporal de la escorrentía en la cuenca

Como se representa en el esquema de la Fig 2-E:

- En la época lluviosa del año  $n$ , el excedente de agua contribuye a la escorrentía y al almacenamiento en la cuenca.
- En este período, los valores de las turbiedades están determinados por el arrastre de sedimentos que ocurren en los terrenos de la cuenca, en el sitio de cierre de la misma.
- Durante el estiaje, se da la descarga del agua percolada, dado que que no estuvo disponible para ser evapotranspirada; en ese período las turbiedades disminuyen a los valores característicos de estiaje, para la cuenca en estudio.
- La descarga de estiaje medida en el año  $n$ , esta compuesta por el efecto de recesión del año hidrológico en estudio (año  $n$ ) observado; corregido por el efecto acumulado de años antecedentes que se obtiene en el análisis de curvas de recesión de caudales de estiaje del año  $n-1$ , bajo la hipótesis de no hubiera ocurrido precipitación en el año  $n$ .

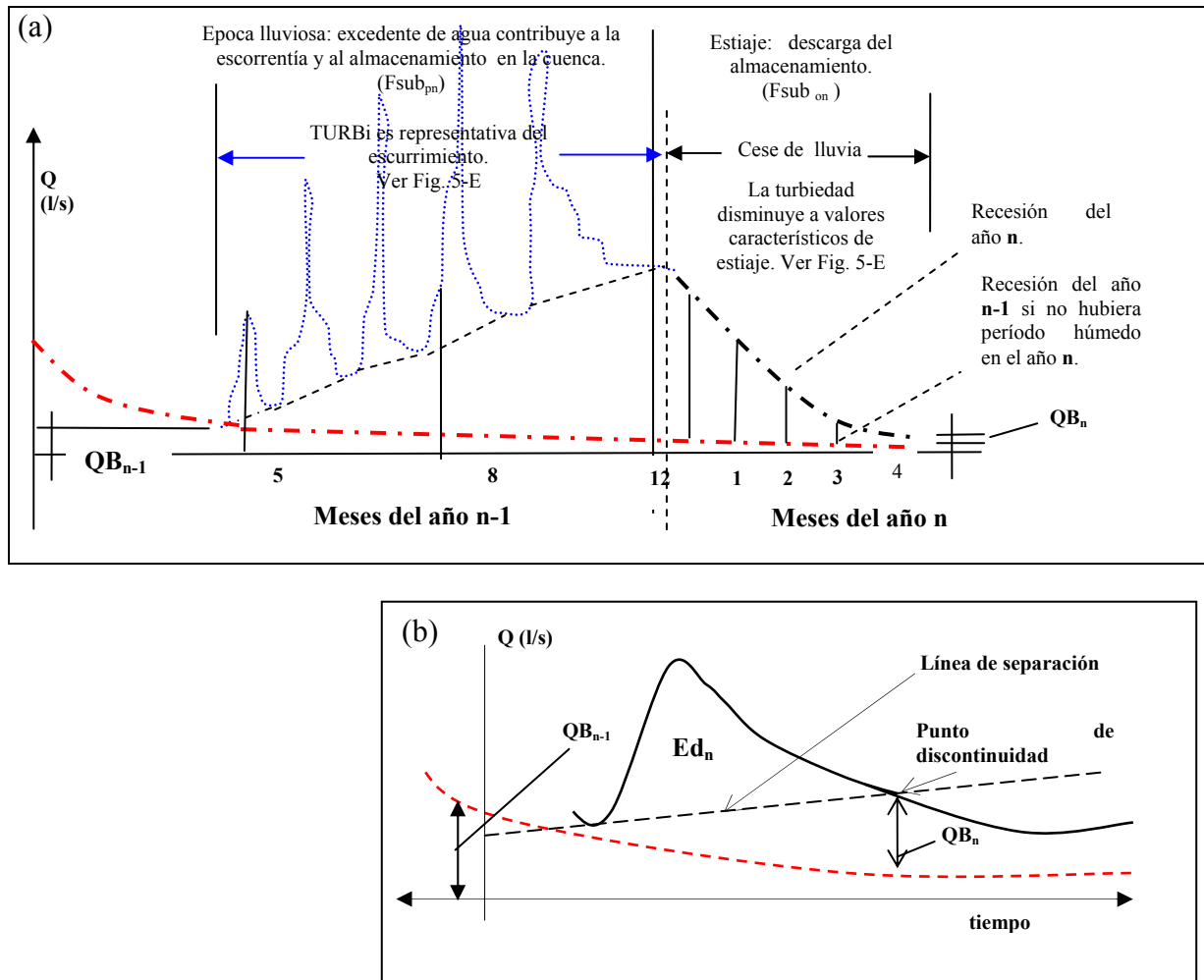


Fig. 2-E. Escorrentía en la cuenca (a) y componentes de flujo (b).

#### E.1.4 Usos del modelo

##### E.1.4.1 Explicación y cálculo del efecto de regulación

Se explica el proceso de regulación como el tiempo en el que un elemento o volumen unitario de agua depositado en un punto de la cuenca en estudio, tarda en infiltrar y moverse en los estratos subterráneos (flujo lento a muy lento) hasta descargar a un cauce y ser registrado en la estación de aforo; comparado con el tiempo que un elemento o volumen unitario igual depositado en el mismo punto, tardaría en escurrir por la superficie del terreno (flujo rápido a muy rápido) hasta ser descargado al cauce y ser registrado en la estación de aforo. (lapso de tiempo que es denominado tiempo de concentración).

El factor de la regulación total mide las relaciones de magnitud entre el volumen de agua en el período anual, que descarga (en forma lenta) como flujo base y flujo de estiaje; respecto al volumen total de agua que descarga en la cuenca en ese mismo período.

$$FR_{\text{total}} = \frac{\text{Lámina de agua que descarga como flujo base y como flujo de estiaje}}{\text{Lámina de agua total de descarga anual}}$$

El factor de la regulación de estiaje mide las relaciones de magnitud entre el volumen de agua en el período anual, que descarga como flujo de estiaje; respecto al volumen total de agua que descarga en la cuenca en ese mismo período.

$$FR_{est} = \frac{\text{Lámina de agua que descarga como flujo de estiaje}}{\text{Lámina de agua total de descarga anual}}$$

El factor de regulación de cuenca se expresa como fracción (decimal) y se calcula en la forma indicada en la figura 4-E(a) y 4-E(b).

#### E.1.4.2 Explicación y cálculo de escenarios

##### E.1.4.2.1 Algoritmo de cálculo

Para un cuenca calibrada y validada, el modelo es representado por una función conocida  $h(t)$  que transforma las entradas en salidas, donde ambas son funciones del tiempo.

Por ser relaciones de tipo causa-efecto, conocidas como relaciones directas; son consideradas operaciones estables, en el sentido de que causas acotadas producen efectos acotados. (Nash 1973:485,511), (Koren y Kutchment 1973: 557-567) .

A partir de la Ecuación 1-E, el algoritmo que explica la recarga potencial en el modelo teórico es el siguiente,

$$F_{sub_p} = \sum_{t=1}^r \sum_{i=1}^m A_i * [\zeta * \varphi - \xi] \quad (\text{Ecuación 3-E})$$

Donde

$F_{sub_{pn}}$  = recarga, que ocurre en el período lluvioso del año hidrológico (n) analizado (lámina de agua en mm).

$(k_{ti} * P_{ti} - I_{ti}) = \zeta$  ,que representa los factores climáticos.

$(ET_{ti} - I_{ti}) = \xi$  ,que representa los factores climáticos

$Cf_{ti} * FD_{ti} * \rho_{ti} = \varphi$  ,representa los factores edáfico, topograficos y que son determinados por el uso de la tierra)

$A_i$  = Fracción de área de la cuenca con condiciones homogeneas (fracción decimal).

A partir de la Ecuación 2-E, el algoritmo que explica la escorrentía directa en el modelo teórico propuesto es el siguiente,

$$Ed_{px} = \sum_{t=1}^r \sum_{i=1}^m A_i * [\zeta * \gamma - \xi] \quad (\text{Ecuación 4-E})$$

Donde

$Ed_n$  = escorrentía directa, que ocurre en la cuenca en el período lluvioso (lámina de agua en mm) durante el año n.

$(k_{ti} * P_{ti} - I_{ti}) = \zeta$  ,representa los factores climáticos.

$(1 - Cf_{ti}) * (1 - FD_{ti}) * (1 - \rho_{ti}) = \gamma$  , representa los factores edáficos, topograficos y geológicos.

$(ET_{ti} - I_{ti}) = \xi$  ,que representa los factores climáticos

$A_i$  = Fracción del área de la cuenca con condiciones homogeneas (fracción decimal).

#### E.1.4.2.2 Aplicaciones de los escenarios

##### E.1.4.2.2.1 Enfoque hacia los pronósticos

Se presentan los siguientes escenarios a partir de la ecuaciones 3-E y 4-E:

###### a) Cambios en el uso de la tierra:

Donde los factores edáfico, topograficos y socioeconómicos (uso de la tierra), representados por  $(\varphi, \Psi, A_i)$  son sometidos a *cambios* reales o potenciales; mientras los factores climáticos  $(\zeta, \xi)$  se mantienen *constantes*.

###### b) Cambios climáticos:

Donde los factores edáfico, topograficos y socioeconómicos (uso de la tierra), representados por  $(\varphi, \Psi, A_i)$  se mantienen *constantes*; mientras los factores climáticos, representados por  $(\zeta, \xi)$  son sometidos a *cambios* reales o potenciales.

###### c) Cambios en el uso de la tierra y cambios climáticos:

Donde tanto los factores edáfico, topograficos y socioeconómicos (uso de la tierra), representado por  $(\varphi, \Psi, A_i)$ ; como los factores climáticos, representados por  $(\zeta, \xi)$  son sometidos a *cambios* reales o potenciales.

##### E.1.4.2.2.2 Enfoque hacia el control

En la cuenca calibrada y validada, existe la alta posibilidad de que aunque se cuente con una o varias estaciones limnigráfica con registros de datos, sean cerradas por decisiones de tipo institucional o por daños debidos a avenidas que destruyan la sección o la estación.

De tal manera, en ambos caso llegará el momento en que no se contará con datos de escurrentía diarios lo que significa que no se contará con la información para mantener en forma continua un modelo de simulación de *entrada diaria-salida diaria*, con comprobación continuada.

Para el caso del modelo propuesto en esta investigación que corresponde a un modelo de *entrada diaria-salida anual*, se propone.

- a) mantener la recolección de datos climáticos y procesarlos con el algoritmo que explica la recarga potencial ( $F_{sub_{pw}}$ ) del año ( $w$ ) en estudio.
- b) mantener la recolección de datos puntuales (muestreo discreto) de caudales en el estiaje (en frecuencia, sitio y condiciones de equipo) y calcular el flujo ( $F_{sub_{ow}}$ ) correspondiente al año  $w$  en estudio, según la metodología propuesta.
- c) Calcular  $\epsilon = f(F_{sub_{ow}}, F_{sub_{pw-1}})$ .
- d) Dado que existe una única función conocida  $h(t)$  que transforma las entradas en salidas, donde ambas son funciones del tiempo se puede efectuar el análisis de hipótesis siguiente:
  - H-1 = no existe cambio en en los factores  $(\varphi, \Psi, A_i, \zeta, \xi)$  ni en factores no controlados en la cuenca (<sup>3</sup>); solo si  $\epsilon = \alpha$ , donde  $\alpha$  representa las condiciones de calibración obtenidas mediante los procedimientos de Fig 6-E (a,b,c).
  - H-2 = existen cambios en los factores  $(\varphi, \Psi, A_i)$  o en factores no controlados en la cuenca, si se tiene que  $\epsilon \neq \alpha$ , donde  $\alpha$  representa las condiciones de calibración obtenidas mediante los procedimientos de Fig 6-E (a,b,c).
- e) En caso H-2, proceder a efectuar los estudios necesarios para determinar las causas del cambio.

Para el caso que estudiamos en cuencas de agua potable, para Costa Rica (Vargas 2001); se propone contar con estaciones limnigráficas de tipo digital para contar al menos con datos diarios de escurrentía por el tiempo necesario para calibrar y validar el modelo en esa cuenca.

<sup>3</sup> Factores no controlados se refiere a variaciones de caudales por extracciones, trasvases o cambios en flujo regional.

### E.1.5 Aspectos no considerado en el modelo

El escurrimiento de agua en la superficie de los terrenos de la cuenca, que ocurre cuando se excede la capacidad de infiltrar y percolar las aguas, produce el efecto de desprendimiento y arrastre de sedimentos. Este efecto es tomado en el modelo como un indicador de aporte de aguas de escorrentía superficial ( $E_d$ ) al agua que discurre en el cauce que se constata por los valores de turbidez del agua. Durante la época de estiaje cuando el valor de  $E_d$  es nulo o cercano a cero el valor de la turbiedad del agua, es el valor umbral mínimo característico de la turbiedad del agua de estiaje (dado que no existe escorrentía superficial). Con el incremento en las lluvias y en las descargas, el valor  $E_d$  será diferente de cero y se incrementará hasta alcanzar caudales de época húmeda, en cuyo caso la turbiedad superará el valor umbral característico mencionado.

Desde la perspectiva del manejo del recurso hídrico, se busca maximizar el término  $F_{sub}$  y  $Q_B$ , al minimizar el escurrimiento superficial directo ( $E_d$ ) que es el flujo de descarga rápida de la cuenca; lo que viene a disminuir el arrastre de sedimentos, nutrientes y abonos. Este aspecto se aborda en el apartado C.3.3.1 En simulación de escurrimiento continuo, a partir de los estudios de Calvo (2008).

En el modelo no se considero oportuno incluir algoritmos para representar la relación entre turbiedad y la escorrentía directa ( $E_d$ ), pero podría ser una fase posterior, dado que los datos de turbiedad se obtienen de rutina en las plantas de tratamiento de agua potable.

El modelo propuesto no considera el deterioro de la calidad del agua de origen químico o microbiológico, por el efecto de vertidos debido a actividades agropecuarias, industriales. Fuera de los alcances del presente modelo, en cada caso se requerirá por lo tanto la determinación del efecto de las fuentes de disturbio y el desarrollo de medidas de corrección específicas al problema determinado o la aplicación de modelos que existen en la práctica hidrológica relacionada, tales como el QUAL-2K de USEPA.

## E.2 ESTRUCTURA DEL MODELO

### E.2.1 Aspectos básicos del modelo

Se entiende por estructura al conjunto de los elementos que constituyen el modelo según sea el tipo (variables o parámetros). En este apartado se explica los elementos y sus relaciones, de acuerdo a los algoritmos del modelo.

#### E.2.1.1 Tipificación de las variables y de los parámetros

El esquema de la Fig. 3-E(a) muestra las variables de entrada (datos necesarios) y los parámetros incluidos en el modelo, para la ecuación 1-E. El esquema de la Fig. 3-E(b) igualmente, muestra las variables de entrada (datos necesarios) y los parámetros incluidos en el modelo, en este caso para la Ecuación 2-E.

Es necesario definir las características de los datos que deben ser ingresados al modelo desde la fases: a) calibración y validación y b) desarrollo y uso del modelo. (Forsythe 2009)

- a) Variables de entrada : *son valores diferentes constantes en el período  $t$  para cada zona  $A_i$*  . El dato a consignar toma un valor numérico o de fracción numérica, que proviene en forma directa de una lectura de instrumentos instalados o utilizados en el campo, que es determinado en ensayos de laboratorio o ponderado mediante datos de campo o del laboratorio. Puede ser una categoría: por ejemplo el tipo de cobertura. Tanto la categoría como el valor numérico asignado a la variable , como el cambio en ese valor; son independientes de la voluntad del modelador.
- b) Variable de entrada ajustables (o *parámetros*): al igual, *son valores diferentes constantes en el período  $t$  y para cada zona  $A_i$*  , cuyo valor numérico se establece en un rango prefijado con base en la literatura y que esta sujeto a cambio por voluntad del modelador o por medio de procedimientos de calibración automatizada. Una variable puede además resultar de una combinación de variables de entrada y de parámetros.

En el apartado E.2.2 Proceso detallado del cálculo y de las mediciones, se indican los rangos de valores para los parámetros del modelo.

#### E.2.1.2 Proceso general del cálculo y de las mediciones

El proceso de cálculo se basa en la obtención de datos que caractericen la variación de la escurritia en la cuenca a lo largo del período hidrológico analizado, representado esquemáticamente en Fig. 2-E.

El análisis consiste en:

- a) A partir de datos de entrada de época húmeda, se calcula la recarga estimada en el período seleccionado (mes, fracción del mes, día) en las zonas de la cuenca, considerando el sistema como una agregación de zonas  $A_i$ , ponderando los valores de los elementos de la cuenca mediante la ecuación 1-E. El valor de recarga estimado en el año **n-1**, se denomina **Fsub<sub>pn</sub>** y se expresa en lámina de agua anual. Se considera oportuno establecer criterios para categorizar los años a partir de valores de precipitación anual promedio; superiores al promedio (húmedos) e inferiores al promedio (secos) y relacionarlos con los valores de **Fsub<sub>pn</sub>** y **Fsub<sub>on</sub>** para asegurar un mejor entendimiento del proceso. (ver uso de valores estadísticos a partir de cuantiles de la distribución anual estadística de la precipitación en el apartado C.3.3.1 de este documento según lo desarrollado por Valadares 1975:182,197).

- b) Se considera aporte de recarga solo si se cumple simultáneamente que:
- Si  $k_{ti} * P_{ti} - I_{ti} = \zeta$ ; y además  $\zeta > 0$ , que indica que la precipitación que ocurre para una unidad homogénea  $A_i$ , en el período  $t$ , (considerando el aporte de humedad atmosférica o sin este aporte) debe ser mayor que las pérdidas por intercepción en la masa foliar en la unidad homogénea  $i$  y en el período  $t$ .
  - Si  $ET_{ti} - I_{ti} = \xi$ ; y  $Ci_{ti} * FD_{ti} * \rho_{ti} = \varphi$  y además:  $(\zeta * \varphi) - \xi > 0$ ; que indica que las reservas en el suelo por efecto del agua infiltrada en la unidad homogénea  $A_i$  en el período  $t$ , es suficiente para suplir la demanda por evapotranspiración en el período  $t$ .
- c) Se obtienen los datos necesarios para realizar ajustes de caudales en la cuenca, considerados en el esquema de Fig. E-1, denotados por:
- i)  $Q_r$  = flujo de intercambio regional - (para período  $t$ ).
  - ii)  $Ext_t$  = total de agua extraída y retorno a la cuenca ( para período  $t$ ).
  - iii)  $Trasv_t$  = total de agua trasvada a la cuenca (para período  $t$ ).
- d) Se mide los datos de salida (valor observado) como lámina de descarga representada por la recesión de estiaje - asegurando la ausencia de aporte de flujo superficial (en cada muestreo simultáneo de caudal-turbiedad, la turbiedad corresponde con los valores típicos de estiaje); de manera que se obtiene el valor  $F_{sub_{on}}$  como lámina de agua en mm, para el año  $n$ .
- e) Se obtiene el valor de lámina de agua de estiaje ( $F_{sub_{on}}$  es un valor observado ajustado), en mm correspondientes al año  $n$ , considerando los ajustes indicados en el apartado (b) antecedente y restando el aporte o efecto de años anteriores, acumulado al año  $n-1$ . Para esto se asume que el efecto de años antecedentes es representado por la curva de recesión del caudal base del año antecedente ( $QB_{n-1}$ ) como si no hubiera ocurrido reabastecimiento en período húmedo en el año  $n-1$ .
- f) Se obtiene el valor del ajuste de la función objetivo; como  $\alpha = f(F_{sub_{on}}, F_{sub_{pn}})$ .
- g) Se realiza la evaluación del desempeño del modelo; comparando el valor obtenido para  $\alpha$  en ese año estudiado con los valores preestablecidos para ese cociente en el proceso de calibración y validación que se realiza en forma previa al uso.
- h) Se procede a calcular el valor de la regulación, mediante el cálculo del factor FR.

La secuencia del proceso se muestra en la Fig 4-E(a) y Fig 4-E(b).

El proceso de calibración y validación, se explica detalladamente en el capítulo correspondiente a la propuesta metodológica para consolidar el modelo y además en el Anexo 2 se muestra un ejemplo en forma detallada.

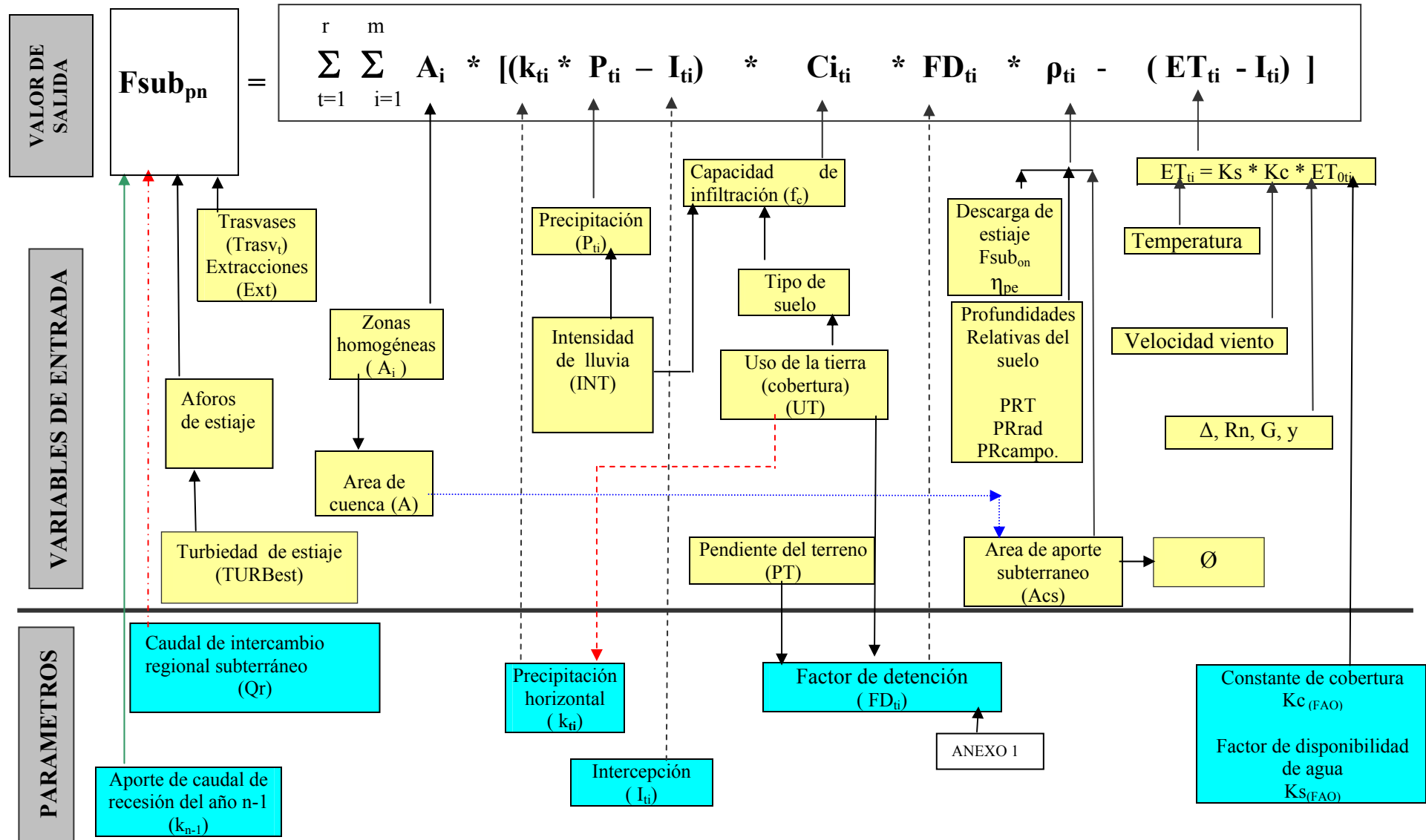


Fig. 3-E(a) Variables de entrada y parámetros (Ecuación 1-E)



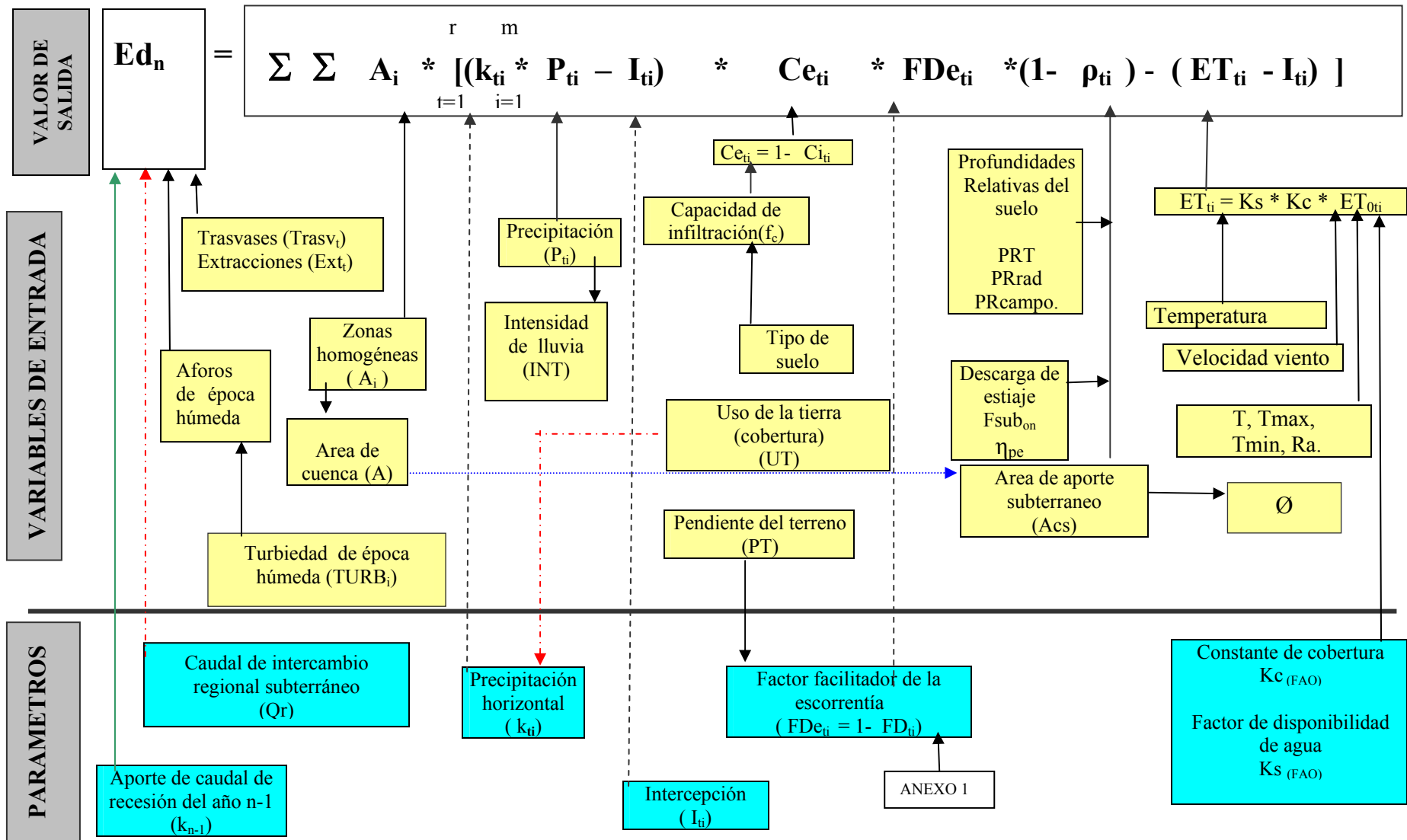


Fig. 3-E(b) Variables de entrada y parámetros (Ecuación 2-E)

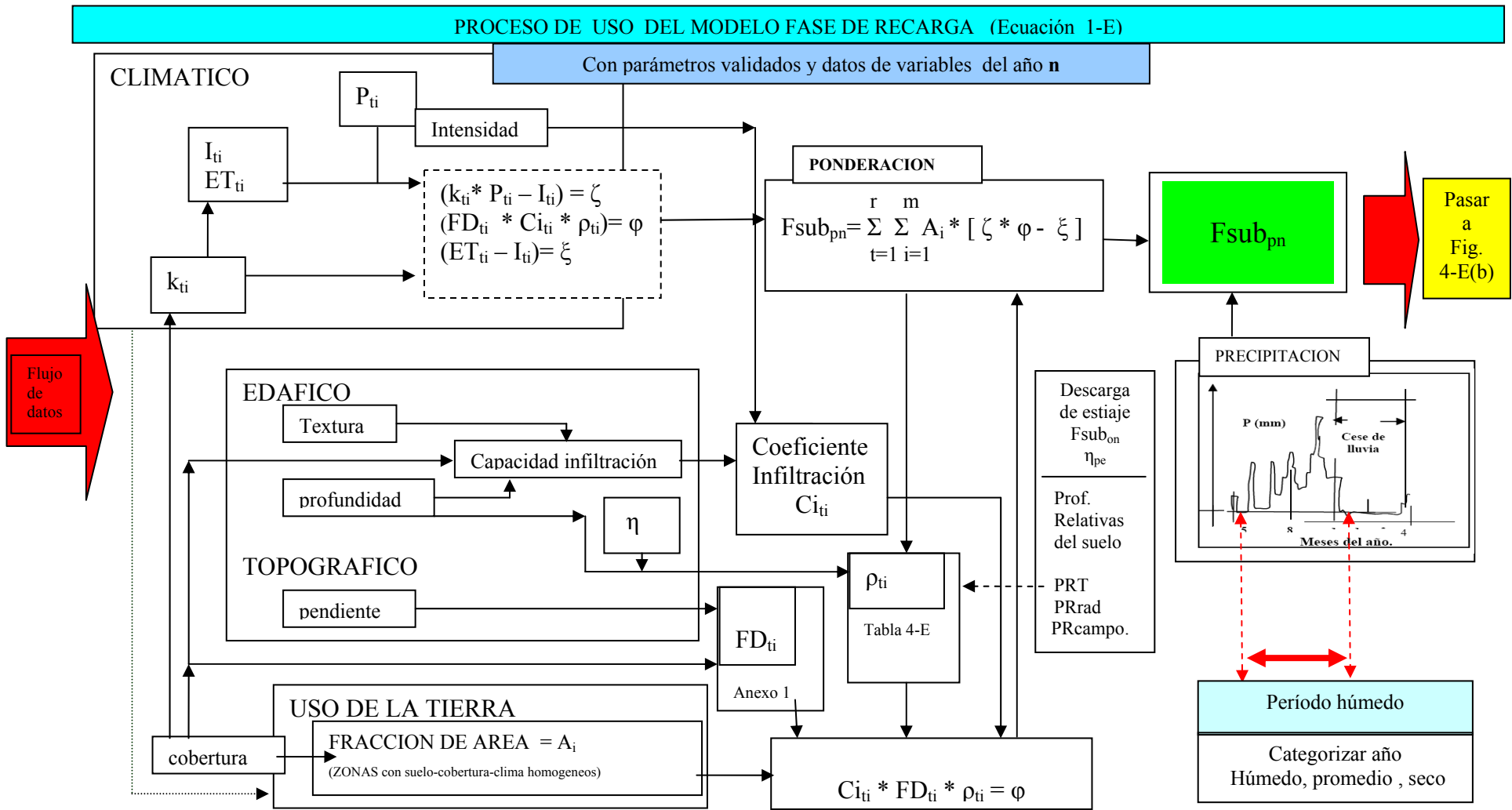
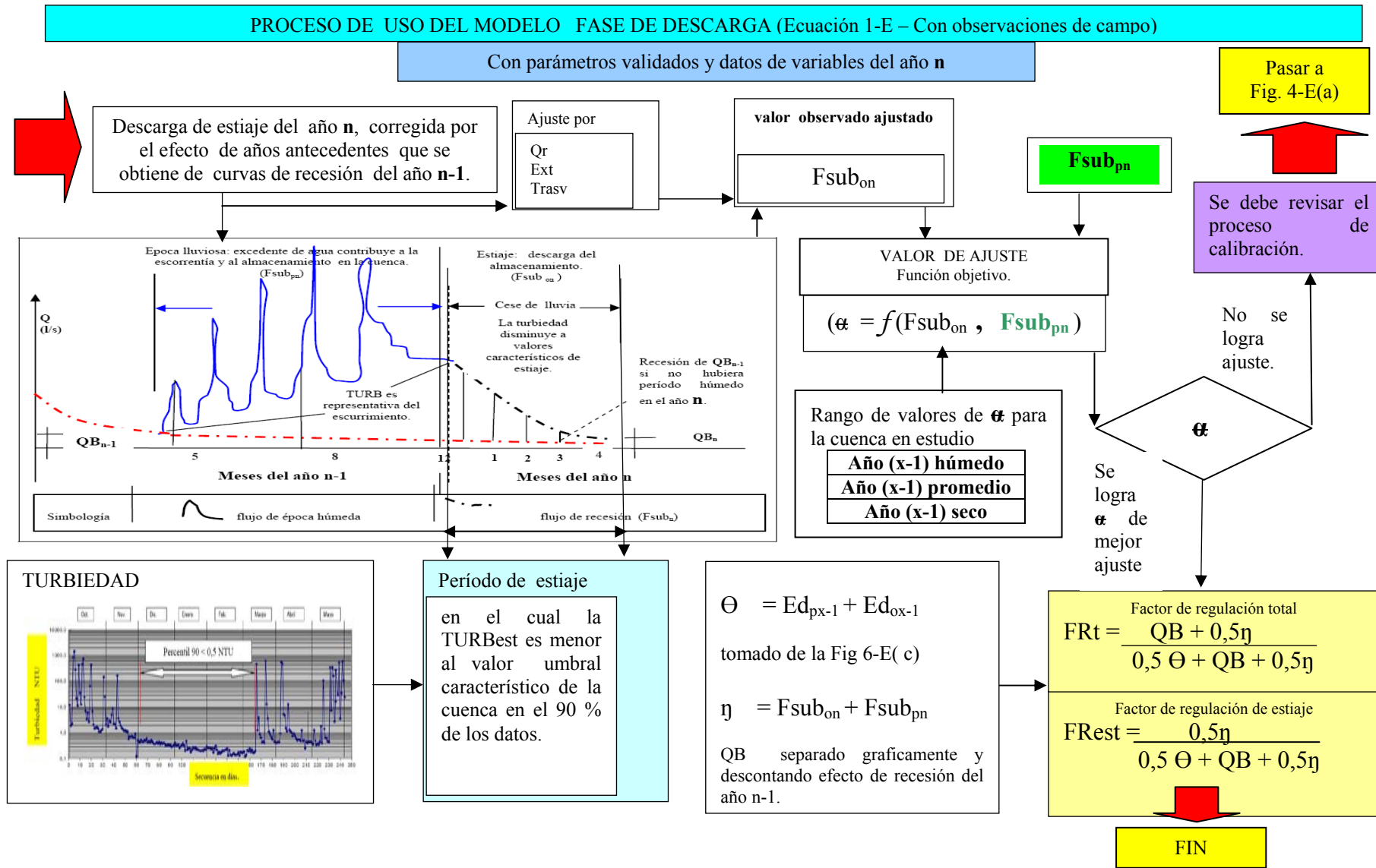


Fig 4-E (a). Esquema para el uso del modelo.



Epoca lluviosa: excedente de agua contribuye a la escorrentía y al almacenamiento en la cuenca. ( $F_{sub_{pn}}$ )

Estiaje: descarga del almacenamiento. ( $F_{sub_{oa}}$ )

Cese de lluvia  
La turbiedad disminuye a valores característicos de estiaje.

Recesión de  $QB_{n-1}$  si no hubiera período húmedo en el año n.

TURB es representativa del escurrimiento.

Meses del año n-1: 5, 8

Meses del año n: 1, 2, 3, 4

Simbología: flujo de época húmeda, flujo de recesión ( $F_{sub_a}$ )

**TURBIEDAD**

Período de estiaje en el cual la TURBest es menor al valor umbral característico de la cuenca en el 90 % de los datos.

$\Theta = Ed_{px-1} + Ed_{ox-1}$   
tomado de la Fig 6-E (c)

$\eta = F_{sub_{on}} + F_{sub_{pn}}$

QB separado graficamente y descontando efecto de recesión del año n-1.

Fig 4-E (b). Esquema para el uso del modelo. (aplicado en el momento t=1)

## E.2.2 Proceso detallado del cálculo y de las mediciones

### E.2.2.1 Calculo de la recarga potencial

Este apartado se refiere al uso de los datos, a la forma de obtenerlos, a los requerimientos sobre los mismos y a la forma de presentación. Según se trate de las variables o de los parámetros del modelo.

#### E.2.2.1.1 Aspectos hidrológico-climáticos

##### a) Precipitación promedio diaria

Uso: directo en el calculo de entradas al modelo.

Tipificación: variable de entrada

Obtención: Se obtiene de registros anuales de instrumentos ubicados en la cuenca o en el área de influencia de ella (mm/día) para los años en estudio.

Requerimientos sobre los datos: datos diarios de una o varias estaciones, con registros completos en el 95% de los días del año en estudio, con datos sometidos a control de calidad.

Presentación: Se presenta en mapas, por medio de isoyetas o distribuida mediante el método de polígonos de Thiessen.

##### b) Precipitación por deposición nubosa. (lluvia horizontal)

Uso: agregar el efecto de aporte de humedad que no detectan las estaciones meteorológicas normalizadas.

Tipificación: parámetro.

Rango de valores: no definido en esta etapa del desarrollo del modelo.

Obtención: Se usan datos de estudios según literatura, o se obtienen mediante estudios específicos que se realicen en la cuenca en Zonas de Vida desde el Bosque Húmedo al Bosque Pluvial de las fajas Premontano y Montano Bajo, de la Región Tropical. (Zonas de vida de L. Holdridge)

Requerimientos sobre los datos: datos de biotemperatura y precipitación promedio anual.

Presentación: como un valor  $k_i$  de la precipitación en la zona de estudio, que caracteriza a cada  $A_i$ , según uso de la tierra y se ubica en los mapas de la cuenca.

##### c) Intercepción en la cobertura vegetal

Uso: determinar la lluvia efectiva y el aporte a la evapotranspiración desde la vegetación.

Tipificación: parámetro.

Rango de valores:  $1,07 \leq I_{ti} \leq 1,2$  (según literatura revisada – sección C.2.1.3)

Obtención: En la fase inicial de la calibración del modelo se usan datos de estudios según literatura, en etapas siguientes, se obtienen datos mediante estudios específicos que se realicen en la cuenca.

Requerimientos sobre los datos: deben ser representativos del estado al final del estiaje (mm/día) y de época húmeda (mm/día).

Presentación: tabulado de acuerdo a tipo de cobertura

##### d) Intensidad de lluvia

Uso: aplicar ecuaciones o procedimientos para obtener los coeficientes de infiltración.

Tipificación: variable de entrada

Obtención: lectura directa del registro de datos de lluvia.

Requerimientos sobre los datos: datos diarios de precipitación de una o varias estaciones, con registros completos en el 95% de los días del año.

Presentación: en tablas de cálculo según las zonas de características homogéneas o según los polígonos seleccionados en la cuenca.

## e) Evapotranspiración real

Uso: determinar las salidas del sistema.

Tipificación: se trabaja con datos de campo de la cuenca en estudio y constantes y variables de entrada.

Rango de valores: datos de campo y valores de  $K_c$  con base en coeficientes para cultivos y  $K_s$  según la disponibilidad del agua FAO (2006).

Obtención:

Calculo de la evapotranspiración de referencia ( $ET_{0ti}$ ):

Con constantes regionales y específicas y datos de sitio de estaciones colocadas en la cuenca se hace la aplicación de método de Penman-Monteith. Ver Cuadro 2-E.

Condición 1. La humedad en la zona radical es igual o mayor que la capacidad de campo:

$$ET_{ti} = K_s * K_c * ET_{0ti}$$

Donde:  $K_s = 1$  y  $K_c$  depende del tipo de cultivo y coeficientes de FAO (2006)

$$ET_{ti} = ETP_{ti}$$

Condición 2. La humedad en la zona radical es menor que la capacidad de campo:

$ET_{ti} = K_s * K_c * ET_{0ti}$  Ecuación que se aplica siempre que la evaporación de la humedad del suelo no sea un componente importante de la  $ET_{ti}$ , de lo contrario debe incorporarse ese efecto en el cálculo (FAO 2006, p. 161)

Si AFD es el agua fácilmente disponible y  $AFD = p * ADT$

Si ADT es el agua disponible total entre la capacidad de campo (CC) y el punto de marchitez permanente (PMP) en cm de agua. Donde  $p = 0,3$  para cultivos superficiales (0-20 cm) a tasa alta de  $ET_{ti}$  ( $>8$  mm/día); hasta  $p = 0,7$  para plantas de raíces profundas (100 a 160 cm) con tasas bajas de  $ET_{ti}$  ( $< 3$  mm/día). Comúnmente se usa  $p = 0,5$  para una gran variedad de cultivos

$K_c$  depende del tipo de cultivo y coeficientes de FAO (2006).

En consecuencia:

$K_s = 1$  si  $AFD > 0,5 ADT$  en la zona radical,

$K_s = 0,5$  si  $0,5 > AFD > 0$  en la zona radical

$K_s = 0$ , si  $AFD = 0$ , en condiciones de PMP.

Requerimientos sobre los datos: datos diarios y datos de constantes en unidades indicadas.

Presentación: en mapas, según uso de la tierra y ubicación altitudinal en la cuenca.

Cuadro 2-E Métodos para calcular evapotranspiración de referencia	
<b>Método de Hargreaves</b>	(Tomado de FAO 2006: p.64)
$ET_0 = 0,0023 Ra (T_{max} - T_{min})^{1/2} (T + 17,8) 0,408$	
Donde:	
ET <sub>0</sub> = evapotranspiración de referencia [en mm/día]	
Ra = radiación solar global en el tope de la atmósfera [Mj/m <sub>2</sub> /día]	
T <sub>max</sub> y T <sub>min</sub> = temperatura máxima y mínima del aire [°C]	
T = temperatura media del aire [°C]	
<b>Método de Penman-Monteith</b>	(Tomado de FAO 2006: p.65)
$ET_{0ti} = [ 0,408\Delta (R_n - G) + y 900U_2(e_s - e_a) / (T + 273) ] / [\Delta + y (1 + 0,34 U_2) ]$	
Donde:	
ET <sub>0</sub> = evapotranspiración de referencia[en mm/día]	
$\Delta$ = pendiente de la curva de presión de vapor [kPa/°C]	
R <sub>n</sub> = radiación neta [Mj/m <sub>2</sub> /día]	
G = flujo de calor en el suelo [kPa/°C]	
y = constante psicrométrica [kPa/°C]	
U <sub>2</sub> = velocidad del aire a 2 m sobre el suelo [m/s]	
$(e_s - e_a)$ = déficit de la presión de vapor [kPa]	
T = temperatura media del aire [°C]	

### E.2.2.1.2 Aspectos Edáfico - Geológicos

#### a) Estudios hidrogeológicos

Uso: Permite caracterizar la posibilidad del intercambio regional por aporte o salida de agua subterránea del límite de cuenca hidrológica en estudio y las características de los estratos subterráneos, para definir la coincidencia de la cuenca hidrográfica (A) con la subterránea (Acs) . No siempre se tienen estudios de este tipo.

Tipificación: variables de entrada

Obtención: estudios especializados de la geología de cuenca y estudios hidrológicos: i) Caracterizar los materiales y formaciones subyacentes en la zona, ii) Determinar la existencia de sistemas freáticos o confinados que afecten el flujo supuesto en el modelo. iii) Caracterizar el flujo de agua en materiales subyacentes al suelo y valorar su influencia en las constantes de recesión del flujo. iv) Determinar materiales y formaciones que puedan facilitar los intercambios de carácter regional y redefinir el área de cuenca de estudio, v) Cuando es necesario recalcular entradas el sistemas y realizar de nuevo el proceso de calibración.

Requerimientos sobre los datos: son datos deseables, pero son imprescindibles solamente si se determina necesario en la fase de calibración.

Presentación: mapas, perfiles y tablas de datos para corrección de caudales.

#### b) Estudios de suelos

Uso: determinar unidades de suelos para caracterizarlos previo a los ensayos de suelos de campo y de laboratorio, para determinar características hidrológicas.

Tipificación: variable de entrada.

Obtención:

- i. Se prepara una grilla en gabinete previa al trabajo de campo.
- ii. Se ubican en terreno los sitios seleccionados mediante criterios de pendiente.
- iii. Se perforan los suelos con barreno de mano hasta 1.20 m de profundidad máxima
- iv. Se determina las profundidades y tipo de suelo, (este valor se usa además para calcular  $\rho_i$  de la siguiente forma: se debe barrenar hasta por lo menos PRT (donde  $PRT = PR_{rad} + PALM_c$ , ver apartado E.2.2.1.2 (e) Lámina de almacenamiento en el perfil de suelo).
- v. Se realiza la clasificación textural al tacto (Guía para la evaluación de la calidad y salud del suelo) USDA agosto 1999.
- vi. clasificando por colores mediante el Manual Munsell (Soil Color charts – MUNSELL) edición revisada en el año 2000.
- vii. Ubicación cartográfica de los muestreos y procesamiento de los datos, para determina zonas homogéneas aplicables al proceso de ponderación del modelo de tipo agregado.
- viii) se definen los sitios para realizar pruebas de capacidad de infiltración y toma de muestras para laboratorio.

Requerimientos sobre los datos: diseño de muestreo para asegurar una precisión preestablecida. Ajuste de número de muestras para lograr una precisión dada (desviación del promedio) para un nivel dado de probabilidad.

Presentación: tabulados para ubicarlos en mapas.

#### c) Pendiente del terreno

Uso: calcular el efecto de la pendiente (PT) como factor determinante en el proceso de infiltración y de escurrimiento en el cálculo del factor  $FD_i$ .

Tipificación: variable de entrada.

Obtención: mapas digitales de la cuenca.

Requerimientos sobre los datos: se debe definir calidad del dato.

Presentación: por rangos de pendientes (3) Menos de 15%, (4) 15 al 30%, (5) 30 al 50%, (6) 50 al 75%, (7) Más del 75%. En el proceso de simplificación se agruparán en rangos

mayores para lograr reducir la cantidad de información que debe ser procesada. Ver Cuadro 1 . de Anexo 1.

#### d) Capacidad de infiltración – Coeficientes de infiltración

Uso: determinar la infiltración y el escurrimiento para efectuar el balance.

Tipificación: variable de entrada.

Obtención: (1) A partir de datos de la capacidad de infiltración;  $f_c$  en mm/día del *suelo desnudo* (denominada también infiltración básica del suelo) medida mediante el método de dobles anillos ( Método de Müntz), registros de lluvia de la zona de estudio y el uso de procedimientos normalizados, se obtiene los coeficientes de infiltración y de escurrimiento. (2) Estos datos se obtienen a partir del ajuste de número de muestras para lograr una precisión dada (desviación del promedio) para un nivel dado de probabilidad. (3) se utilizan datos de intensidad de lluvia (INT) en períodos que define el método. Ver Cuadro 3-E.

Requerimientos sobre los datos: diseño de sitios para las pruebas de infiltración, considerando: uso de la tierra, textura del suelo, profundidades del suelo en la cuenca. Se recomienda un mínimo de cinco (5) repeticiones.

Presentación: en tablas según tipos de suelos. El valor de  $Kf_c$  es equivalente al coeficiente de infiltración ( $C_{ti}$ ) de la ecuación 1-E (pag 74) dado que representa la infiltración que es determinada unicamente por las condiciones del suelo desnudo (excluyendo el efecto de la pendiente y de la cobertura del terreno). Este valor es aplicable a períodos mensuales, *pero no se descarta* trabajar el método en forma diaria, para ajustarse a las necesidades del modelo propuesto.

#### Cuadro 3-E. Método para determinar los coeficientes de infiltración

Se propone utilizar el método de Schosinsky y Losilla 2000:43,55 , que consiste en:

(1) Se obtienen los valores de  $f_c$  en mm/día (capacidad de infiltración o infiltración básica del suelo) para los suelos seleccionados en la cuenca.

(2) De las bandas pluviográficas o registros digitales de cada aguacero, se calculan los valores de lluvia con intensidades menores o iguales a el valor  $f_c$  del suelo.

(3) Los valores de lluvia menores a  $f_c$  se suman hasta acumular los milímetros ocurridos en los aguaceros del mes analizado. Ese valor acumulado se denomina infiltración potencia (  $I_p$  en mm/mes) para el valor de infiltración básica seleccionado.

(4) Se correlacionan los valores de precipitación mensual  $P$  (mm/mes) con el valor de  $I_p$ , para cada  $f_c$  obtenida en el campo.

(5) Se obtiene la línea de mejor ajuste, la que es de la forma:

$$I_p = Kf_c * P$$

, donde  $Kf_c$  es la pendiente de la curva.

(6) Se correlaciona cada uno de los valores de infiltración básica ( $f_c$ ) contra el valor de la pendiente de la curva de mejor ajuste correspondiente a ese mismo valor de infiltración básica. Se obtiene una nueva curva de ajuste de la forma  $Kf_c = k_1 * \ln(f_c) - k_2$  (donde  $k_1$  y  $k_2$  son constantes a determinar).

Se indica el valor del coeficiente de determinación de la ecuación ( $R^2$ ).

(7) Se indican los rangos de la precipitación y de infiltración básica en los cuales es válida la ecuación. Se indica el valor de la intercepción en la vegetación, para determinar las entradas de lluvia que no aportan a la infiltración ni al escurrimiento.

e) Lámina de almacenamiento en el perfil del suelo

Uso: permite determinar la capacidad de almacenamiento del agua en la cuenca y ubicarla espacialmente en la cuenca, para calificar el valor de  $\rho_{it}$  según zonas  $A_i$  con características determinantes homogéneas.

Tipificación: variable de entrada, que se pondera entre  $0 \leq \rho_{it} \leq 1$  (ver Cuadro 4-E.) con datos de campo.

Obtención: registros de caudales de estiaje antecedentes en la cuenca, datos de campo sobre profundidades de suelo, densidad aparente, porosidad, producción y retención específica de suelos. Verificación posterior de las condiciones de cuenca en el proceso de calibración. Ver Cuadro 4-E.

Requerimientos sobre los datos: registros de caudales antecedentes para construir curvas de ajuste de recesión con  $R^2$  de al menos 90% ( $F_{sub}$ ).

Presentación: se tabula y se ubica geográficamente en la cuenca.

#### Cuadro 4-E. Cálculo del almacenamiento en el suelo

##### a) Rendimiento y retención específica

Cuando el agua infiltrada en el suelo llega a tocar el nivel del agua freática, hay un ascenso en el nivel del agua, que ocurre en el espacio de aire sobre él, el cual se puede llenar de agua. A esto se le llama porosidad efectiva o rendimiento específico. (Forsythe 1975:180,183)

Cuando ese espacio de suelo está saturado, el volumen de vacíos llenos de agua por unidad de volumen de suelo es  $\eta$  (%) o sea la humedad volumétrica cuando el suelo está saturado o el porcentaje de la porosidad total; cuando el nivel freático es deprimido por el drenaje del agua por efecto de la gravedad; el valor del volumen drenado será:

$$\eta_{pe} = \eta - \eta_{re}$$

donde:

$\eta_{pe}$  = rendimiento específico en porcentaje, característica del suelo en estudio (%).

$\eta_{re}$  = retención específica del suelo en estudio (%).

$\eta$  = humedad volumétrica del suelo saturado (%).

##### b) Espesor de suelos ocupado en almacenamiento del agua

A partir de la información de campo y con datos hidrológicos, se define una profundidad (espesor de suelo uniforme en la cuenca) donde ocurre el almacenamiento del agua en ese subsuelo, bajo el nivel radicular:

$$Palm_c = \frac{F_{sub_{on}}}{(\eta_{pe}/100) * Acs}$$

Donde

$Palm_c$  = profundidad de almacenamiento en el perfil del suelo (mm) - o espesor de suelo uniforme en la cuenca, donde ocurre el almacenamiento en época húmeda y la descarga de estiaje.

$F_{sub_{on}}$  = Descarga de agua observada mediante caudales de recesión, que se descarga en el estiaje del año n. ( $m^3$ )

$Acs$  = área de cuenca subterránea que aporta en estiaje. ( $m^2$ )

$\eta_{pe}$  : rendimiento específico en porcentaje del suelo en estudio.

El área de cuenca subterránea, es aquella que aporta agua en el estiaje (expresado en  $m^2$ ) a partir de análisis de espesores de suelo en la cuenca y del tipo de cobertura y criterio que excluye zonas donde se cumple que  $PR_{campo} \leq PR_{rad}$ .



## Cuadro 4-E. Cálculo del almacenamiento en el suelo (Continuación)

**c) Profundidad radicular.**

La profundidad radicular (**PRrad**) es el nivel por debajo de la cual se asume que el agua almacenada no está disponible para ser transpirada por la plantas. Este valor se utiliza para realizar los cálculos y es el siguiente:

**PRrad = 1,2** (Para suelos bajo cobertura de bosque; en m.)

**PRrad = 0,8** (Para suelos bajo otros tipos de cobertura; en m.)

**d) Profundidad total**

$PRT = PRrad + Palm_c$ , que incluye la profundidad radicular y la profundidad de almacenamiento característica de la cuenca ( $Palm_c$ ).

**PRT = 1,2 + Palm<sub>c</sub>** (Para suelos bajo cobertura de bosque; en m.)

**PRT = 0,8 + Palm<sub>c</sub>** (Para suelos bajo otros tipos de cobertura; en m.)

**e) Cálculo de  $\rho_i$** 

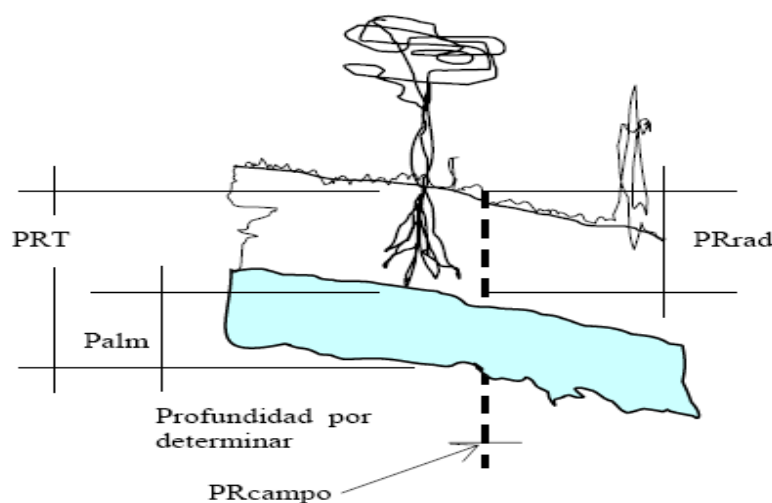
En el campo, de acuerdo a la grilla para muestreo de suelos, se realiza una perforación con barreno de mano, y se determina la profundidad de suelos identificando y midiendo las capas. Esta profundidad es denominada **PRcampo**; y debe alcanzar cerca de 1,75 m de profundidad, luego el valor de  $\rho_i$  (factor de capacidad de almacenamiento y transmisión del agua para el elemento i) se obtiene mediante el siguiente criterio:

Valores del factor de capacidad de almacenamiento

Criterio	Valor de $\rho_i$
$PRcampo \leq PRrad < PRT$	0
$PRrad < PRcampo < PRT$	$\frac{PRcampo - PRrad}{Palm}$
$PRcampo \geq PRT$	1

Que establece que el aporte de cada elemento territorial  $i$ , a los caudales de recesión anual, es proporcional al espesor del suelo donde ocurre el almacenamiento del agua. Si existen capas con valores de  $\eta_{pe}$  diferentes, deberá ser tomado en cuenta promediándolo en el cálculo.

...



f) Detención del flujo y efecto sobre la infiltración.

Uso: El valor de **FD<sub>i</sub>** agrega el efecto de detención del flujo del agua en la superficie del terreno, como fenómeno facilitador del proceso de infiltración. Este efecto debe ser agregado, porque el método de determinación de la capacidad de infiltración, usando los dobles anillos para la prueba de capacidad de infiltración, obliga al agua a moverse solamente en flujo vertical.

Este factor considera que la infiltración está determinada por diversos aspectos mencionados a continuación:

i) en forma directa y proporcionalmente por el efecto de retardo que depende de los estratos altitudinales característicos de cada cobertura (dosel-sotobosque-cubierta herbácea) que amortiguan el efecto de impacto y atomizan la gotas de agua,

ii) en forma directa en la superficie de contacto con el suelo, de acuerdo al grado de detención del flujo de superficie en el terreno;

iii) en forma inversamente proporcional a la pendiente del terreno en estudio,

iv) en forma determinante por cambios en la estructura del suelo, de acuerdo al uso de la tierra y a la textura del suelo.

Tipificación: parámetro.

Rango de valores: ver tabla de **Anexo 1**.

Obtención: Para determinar el factor **FD<sub>i</sub>**, se proponen valores de corrección de acuerdo a rangos de pendiente, tipos de uso de la tierra y grado de protección del suelo; propuestos en el Anexo 1.

Para la ecuación de escorrentía se utiliza valor **FDe<sub>ti</sub>**, como factor de corrección de la escorrentía, por reducción en la detención del flujo que ocurre según el grado de desprotección del suelo por tipo de cobertura y rango de pendiente. Este valor se obtiene calculando

$$\mathbf{FDe_{ti} = 1 - FD_{ti}}$$

El factor **FD<sub>i</sub>** es un parámetro el que está sujeto a selección iterativa como parte del proceso de calibrar y validar el modelo, para esto se propone valores indicados en el cuadro incluido en **Anexo 1**.

Requerimiento sobre los datos: datos de pendiente del terreno y tipo de cobertura del terreno que se incluye en la zona A<sub>i</sub> que agrupa categorías homogéneas.

Presentación: como una fracción decimal.

#### E.2.2.1.3 Uso de la tierra

a) Cobertura del terreno y práctica conservacionista

Uso: caracterizar el balance de aguas de acuerdo a la cobertura y condiciones de suelos y terrenos, adicionalmente de acuerdo a las prácticas de uso de suelos y aguas.

Tipificación: variable de entrada

Rango de valores: los indicados en Cuadro 1- **Anexo 1**.

Obtención:

i) Se clasifica el tipo de suelo y luego la cobertura de la tierra mediante información geográfica de sensores remotos, la que es incluida en mapas temáticos.

ii) Se seleccionan los sitios para trabajo de campo de comprobación a partir de la superposición de Mapa de pendientes y Mapa de uso de la tierra.

iii) Se reclasifica el uso de la tierra mediante trabajo de campo.

iv) Para toda el área en estudio se obtienen los elementos que combinan rangos de pendientes y cobertura.

v) Se incluyen observaciones sobre el manejo del suelo y las aguas que determinen sectores de escurrimiento asociados a la cobertura mapeada, para corroborar datos asignados en el modelo.

Requerimientos sobre los datos: diseño de la densidad de muestreos adecuada.

Presentación: mapas y tablas de distribución de áreas.

### E.2.2.2 Cálculo de la descarga de la cuenca

#### E.2.2.2.1 Lámina de descarga observada y corregida

Uso: calcular el factor de recarga de la cuenca para el año n, una vez calculada la percolación ocurrida en el año n-1.

Tipificación: variable de entrada y parámetro ( $kn_1$ ).

Rango de valores: en valor del parámetro  $kn_1$  que es la constante de recesión de la cuenca para el año n-1 (valor adimensional) se debe tomar de la curva de ajuste de los datos de aforos del estiaje del año n-1. Se debe evaluar el desempeño del modelo en la fase de calibración, al variar  $kn_1$  en rangos prefijados (existe posibilidad de construir curvas envolventes de períodos de recesión para la microcuenca). Ver Cuadro 5-E.

Obtención: mediante aforos realizados en el sitio de cierre de la cuenca, durante el estiaje, corregida mediante el cálculo proyectado de la recesión de caudales del año n-1, expresada como volumen ( $m^3$ ) o como lámina de agua (mm).

#### Cuadro 5-E. Cálculo de la lámina de descarga

Para el cálculo de  $F_{sub_{on}}$  (expresado en mm) se considera que el cambio en el tiempo de los valores de caudal determinados mediante aforos puntuales o continuos, se ajusta a una curva típica de la forma:

$Q_1 = Q_0 * e^{-kt}$ . donde  $Q_0$  es el valor de caudal al inicio del período de recesión y  $Q_1$  es el caudal de recesión medido t días desde el momento en que se midió el valor  $Q_0$ .

Aplicando esa relación, al calcular el volumen total almacenado en el año n, debe tomar en cuenta en efecto del año n-1. Tal como se muestra gráficamente en la Fig. 2-E.

$$F_{sub_{on}} = \int_{t_1}^{t_2} Q_n * e^{-kn(t_2)} dt - \int_{t_{1x}}^{t_{2x}} Q_{n-1} * e^{-kn_1(t_2-t_1)}$$

Siendo:

$F_{sub_{on}}$  = Descarga de agua observada mediante caudales de recesión. - para el año n en unidades de volumen ajustado con datos de recesión del año n-1.

$Q_n$  = caudal medido al inicio de estiaje en el tiempo  $t_1$  - del año n (unidades de caudal)

$Q_{n-1}$  = caudal medido al inicio del estiaje en el año n-1 - (unidades de caudal)

$kn$  = constante de recesión de la cuenca para el año n, (adimensional)

$kn_1$  = constante de recesión de la cuenca para el año n-1, (Adimensional)

$t_1$  = inicio del estiaje del año n.

$t_2$  = final del estiaje del año n, medido en días.

$t_{1x}$  = del inicio de estiaje del año n-1 hasta el inicio del estiaje del año n.

$t_{2x}$  = del inicio del estiaje del año n-1 hasta el final de estiaje del año n.

El valor de  $F_{sub_{on}}$  se expresa en  $m^3$  si se usa para calcular  $Palm_c$  de acuerdo al Cuadro 4-E.

Requerimientos sobre los datos: mediciones continuas (diarias) o discretas de caudales (semanales) de caudales de estiaje que cumplan:

i) corresponden al período de estiaje comprendido entre el cese de las lluvias y el reinicio de las mismas, para el año en estudio.

ii) se presentan los valores umbrales típicos de turbiedades (NTU) para esa cuenca para el percentil 90.

iii) alcanzan los valores  $V_{esp_n}$  típicos de estiaje para esa cuenca.

Forma de cálculo: se obtiene a partir de separar el valor de caudal de flujo base interanual (curva de agotamiento del efecto de años anteriores en condiciones teóricas de no reinicio de lluvias) de la curva de recesión del caudal percolado en el año de estudio.

Presentación: tabulado anualmente en mm.

#### E.2.2.2.2 Turbiedades como indicador de escurrimiento superficial

Uso: El fenómeno de desprendimiento y arrastre de sedimentos es tomado en el modelo como un indicador de presencia de excedentes por escurrimiento en los terrenos de la cuenca. Durante todo el año se expresa como TURBi o valor de turbiedad del agua; en el modelo presente, se utiliza para caracterizar las descargas de la época de estiaje como un valor indicador característico de la cuenca en estudio, en cuyo caso es denominado TURBest.

Tipificación: variable de entrada

En estudios comparados entre cuencas hidrográficas se reporta el dato en forma conjunta con VESP<sup>(4)</sup> si se cuenta con datos de caudales simultaneos.

Obtención: directa mediante equipo portátil de medición en campo y con equipo estacionario en el agua derivada para procesar en plantas de tratamiento de agua potable. Ver Figura 5-E.

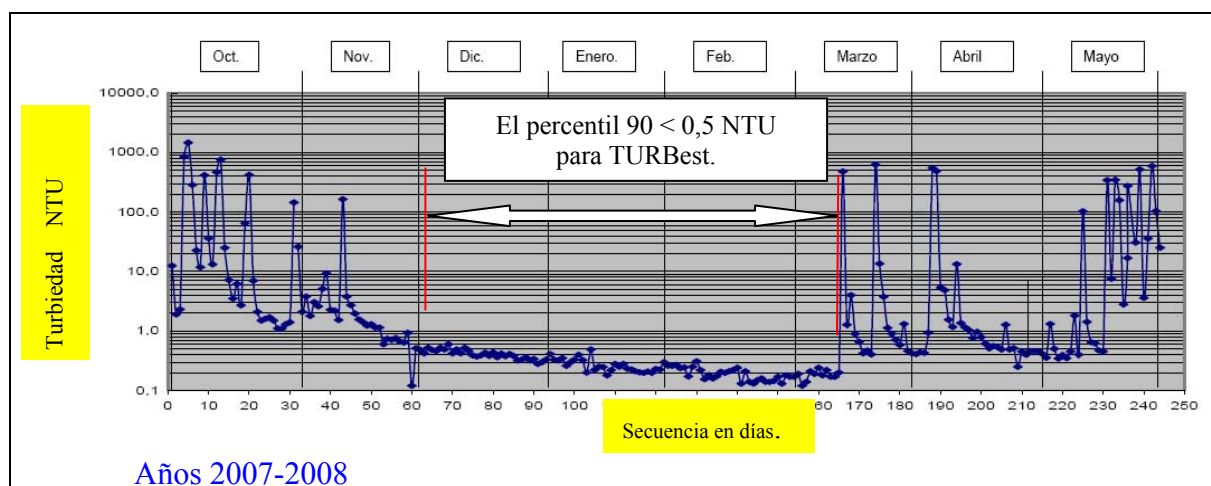


Fig. 5-E . Ubicación del estiaje - mediante datos de turbiedades – Datos de Estación Río Jorco.

Requerimientos sobre los datos: Deben ser tomados los datos en forma simultánea con la prueba de aforo cuando el aforo es de tipo puntual (correntómetro) y en el mismo sitio y sección de aforo.

Antes de preparar la sección de aforo, se toman las muestras en duplicado y se reporta el promedio. Para cada cuenca se caracteriza la condición de turbiedad representativa de no escurrimiento de acuerdo al Percentil 80 o al Percentil 90.

<sup>4</sup> VESPest; es calculada como la relación de caudal de estiaje entre área de cuenca. De manera que si los valores más bajos de turbiedad son típicos de descargas a velocidades específicas bajas presentadas en época seca o de estiaje; los valores mayores de turbiedad por excedentes de sedimentos se presentan al aumentar la descarga por escurrimiento en los terrenos de la cuenca.

Se toman como mínimo tres muestras diarias en la planta de tratamiento (6am, 2 pm, 8 pm)  $\pm$  2 horas de desfase en época seca. En época húmeda se agregan determinaciones cada 3 horas durante la descarga de la avenida, hasta que los valores se estabilicen.

Presentación: en NTU (unidades nefelométricas de turbiedad) gráficamente expresados en secuencia según secuencia temporaria de ocurrencia de la observación.

### E.2.2.2.3 Velocidad específica en la cuenca

Uso: contar con una relación cuantitativa que sea independiente de las dimensiones de la cuenca, para que permita comparar la velocidad del flujo subterráneo y superficial con otros parámetros con unidades similares.

Tipificación: variable de entrada.

Obtención: VESP<sub>x</sub>; es calculada como la relación de caudal en el momento x respecto al área de la cuenca de donde provienen los datos. Ver Cuadro 6-E.

Requerimientos sobre los datos: Área de cuenca y datos de caudal.

Presentación: tabulada de acuerdo a la cuenca en estudio. En forma comparada entre cuencas hidrográficas.

Cuadro 6-E Calculo de la velocidad específica en la cuenca
<p>Para toda condición de flujo de agua por la sección de control, se define:</p> $\text{VESP}_x = \delta * \frac{Q_x}{A}$ <p>Donde :</p> <p>VESP<sub>x</sub> = velocidad específica en la cuenca en el momento x. (mm/día)  <math>\delta = 0,0864</math> (constante de conversión)  <math>Q_x</math> = caudal medido en el momento x en la cuenca (lps).  <math>A</math> = área de la cuenca (km<sup>2</sup>).</p> <p>Para la condición de estiaje , <u>se deduce que la velocidad promedio</u> a la cual discurre el agua subsuperficial y subterránea dentro del perfil del suelo es:</p> $\text{VESP}_{est} = \frac{\delta * Q_{est}}{\emptyset * A}$ <p>Donde :</p> <p>VESP<sub>est</sub> = Velocidades específica de estiaje en la cuenca (mm/día) - por flujo subsuperficial y subterráneo para la cuenca en estudio, características del inicio y final del estiaje (mm/día)  <math>\delta = 0,0864</math> (constante de conversión)  <math>Q_{est}</math> = caudal de estiaje - al inicio o al final del periodo de estiaje. (lps),  <math>A_{cs}</math> = área de la cuenca subterránea que aporta en estiaje – (km<sup>2</sup>)según <math>\rho_i</math> (ver Cuadro 4-E)  <math>\emptyset</math> = factor que excluye el área con <math>PRT &lt; PR_{rad}</math>. - a partir de analisis preliminar de cuenca. (fracción decimal)  <math>\emptyset = A_{cs} / A_c</math></p> <p>Teóricamente cuando se da el valor de VESP<sub>est</sub>, el valor de TURBi tiende a cero NTU (ver Fig. 5-E), y para valores de VESP<sub>x</sub> correspondientes a descargas pico, el valor de TURBi tiende al valor máximo, típico de la cuenca en estudio.</p>

### E.2.2.3 Medición y ajustes en los caudales

Se aplican tanto para época húmeda como para época de estiaje.

#### E.2.2.3.1 Medición de caudales

##### a) Mediciones discretas

Uso: comprobación de la descarga de estiaje cuando no se cuenta con estaciones limnigráficas. Mantener un control de turbiedades y caudales de época húmeda. Calibrar la curva de descarga- altura de la estación limnigráfica.

Tipificación: variable de entrada.

Obtención: con equipo de medición tipo correntómetros

Requerimientos sobre los datos: se obtienen mediante un procedimiento normalizado, se comprueban tres aspectos: a) cumplimiento de protocolo de campo, b) equipos calibrados según indicaciones del fabricante, c) periódicamente se realizan aforos con métodos alternos para comprobación.

Presentación: tabulados y graficados.

b) Mediciones continuas

Uso: asegurar el proceso de calibración y el proceso de validación del modelo. Tipificación: variable de entrada.

Obtención: se requiere una estación limnigráfica, colocada en la salida de la microcuenca y eventualmente en subcuencas o sectores de la cuenca, que se considere necesario medir. Para esto se debe: a) acondicionar las obras de derivación de aguas, construir las estructuras de protección y de colocación del equipo, c) comprar e instalar el equipo de lectura continua, d) calibrar la sección con datos altura-caudal, d) contar con personal de lectura y procesamiento de los datos.

Requerimientos sobre los datos: registro diario con una precisión establecida en los ensayos.

Presentación: tabuladas .

#### E.2.2.3.2 Ajuste de caudales por extracciones y trasvases

Uso: Corregir los datos de la escorrentía de cuenca en época húmeda y de estiaje. Ver Fig. 1-E.

Tipificación: variable de entrada.

Obtención: determinación de los usos de las aguas registrados en la institución con competencias, aforos de las salidas y estimación de retornos, determinación de trasvases. Se obtienen datos representativos de flujos de estiaje y de época húmeda. Ver el Cuadro 7-E.

Cuadro 7-E. Calculos para ajuste de caudales en la cuenca
<p>Los caudales son corregidos mediante las fórmulas para Ext y para Trasn. Si existen n extracciones dde la cuenca, se realiza la corrección; con la formula para Ext y debe hacerse la corrección por retorno si fuera el caso.</p> $Ext_t = \sum_{t=1}^r (+ Q_{ext_t})$ <p>Si existen n aporte de agua, que ingresan a la cuenca por trasvase, se debe realizar la corrección mediante Trasn;</p> $Trasn_t = \sum_{t=1}^r (- Q_{trasn_t})$ <p>Ext<sub>t</sub> = total del agua extraída y retorno a la cuenca - en mm por año, en periodos analizados.  Trasn<sub>t</sub> = total de agua trasvasada a la cuenca - en mm por año, en periodos analizados.  Q<sub>ext<sub>t</sub></sub> = caudal de agua que se saca de la cuenca o acuífero - Se descuenta el valor de retorno cuando corresponda.  Q<sub>trasn<sub>t</sub></sub> = caudal de agua que ingresa a la cuenca.</p> <p>Estas correcciones debe someterse al análisis de variación de caudales en el mismo concepto de efecto de recesión por condiciones de época húmeda y época de estiaje.</p>

Requerimientos sobre los datos: diseño de número de muestras para alcanzar una adecuada representatividad del dato. Análisis de efecto de recesión en esos datos.

Presentación: tabulados.

#### E.2.2.3.3 Ajustes por flujo regional

Uso: el valor del flujo de intercambio regional  $Q_r$  permite conocer el aporte o la salida de agua subterránea del límite de cuenca hidrológica en estudio.

Tipificación: parámetro

Rango de valores:  $Q_r = 0$  al inicio de la modelación. Si no se logran ajustes adecuados a los rangos esperados durante la evaluación del desempeño del modelo, se debe realizar determinaciones de aporte del valor  $Q_r$ , mediante estudios hidrogeológicos y reiniciar las fases de calibración y validación.

Obtención: estudios especializados de la geología de cuenca y estudios hidrológicos como se indica en apartado E.2.2.1.2 (a) Estudios hidrogeológicos, de esta tesis.

Requerimientos sobre los datos: solamente si se determina necesario en la fase de calibración.

Presentación: mapas, perfiles y tablas de datos para corrección de caudales.

### E.3 METODOLOGIA PARA LA CALIBRACION Y VALIDACION

#### E.3.1 Fases alcanzadas y fases propuestas

En los capítulos antecedentes se ha llegado hasta la fase de construcción del modelo; de manera que el mismo se define como un modelo matemático físico teórico.

Para alcanzar el nivel de modelo hidrológico debe ser sometido a las fases de calibración y validación.

##### E.3.1.1 Fase de calibración

Gotay (2002:14,23) indica que la aplicación exitosa de un modelo hidrológico conceptual depende en gran medida de cómo el modelo ha sido calibrado, si la calidad del proceso de calibración no es buena, ninguna confianza pues merece cualquier pronóstico que se pueda realizar con el modelo. La calibración es el proceso mediante el cual se determinan los parámetros del modelo, de forma tal, que el mismo reproduzca el funcionamiento del sistema real, asegurando que todos los elementos involucrados sean cualitativa y cuantitativamente compatibles. Este proceso comúnmente se realiza por el procedimiento de reiteración, llamado también calibración manual; pero por lo laborioso que resulta, ha llamado la atención las calibraciones de tipo automático.

En los procedimientos de ensayo y error, se mantiene la dependencia subjetiva del modelador que realiza el proceso. Con respecto a las calibraciones automáticas de los modelos hidrológicos conceptuales es típicamente difícil, aunque no imposible, obtener un único conjunto óptimo de los parámetros del modelo hidrológico conceptual lo que es parcialmente atribuible a la calidad y cantidad de la información contenida en los datos usados para la calibración y a la longitud de los registros de datos. Otro factor importante es la presencia de múltiples óptimos locales de la función objetivo y las características estructurales fuertemente no lineales típicas de estos modelos conceptuales que hacen difícil resolver este problema.

Para el modelo propuesto en esta tesis, la fase de calibración consiste en utilizar las ecuaciones y correr el modelo siguiendo los procedimientos descritos en los capítulos E.1.3 Modelación de los caudales, E.1.4 Explicación del proceso de regulación. La secuencia y criterios de proceso para el uso del modelo, se presentan en la Fig 4-E (a). y Fig 4-E(b) Esquema para el desarrollo y uso del modelo.

El proceso de calibración se esquematiza en la Fig 6-E (a), Fig 6-E(b) y Fig 6-E(c). Esquema para el proceso de calibración del modelo.

##### E.3.1.2 Fase de validación y análisis de sensibilidad

###### E.3.1.2.1 Fase de validación

Una vez lograda la calibración, se realiza la fase de validación, la que consiste en probar el desempeño del modelo; usando datos de entrada, que no hayan sido utilizados previamente en la fase de calibración del modelo. En el paso de análisis de sensibilidad se determina como varían las salidas del modelo con las variaciones en el conjunto de parámetros.

Con los nuevos datos, se corre el modelo siguiendo los procedimientos descritos en los capítulos E.1.3 Modelación de los caudales, E.1.4 Explicación del modelo y de los procesos de cálculo, como se expresa en las Fig 3-E (a). y Fig 3-E(b) Esquema para el uso del modelo.

Un buen funcionamiento del proceso de calibración y validación del modelo sería aquel en que los errores tendiesen a cero y el coeficiente de eficiencia y de correlación tendiese a la unidad (Castillo, E. 1998) . Un ejemplo del proceso de calibración y validación se presenta en el Anexo 2.



### E.3.1.2.2 Análisis de sensibilidad

En este proceso se determina como varían los criterios de calibración del modelo con las variaciones de los parámetros; que se realiza a partir del valor calibrado; cambiando uno a uno, mientras se mantiene el resto de los parámetros con sus valores fijos. (Castillo 1998).

En el análisis de sensibilidad de los parámetros del modelo TCG realizado en la cuenca del río Caracusey, (Castillo 1998) se logró:

- i) Conocer el comportamiento de los resultados del balance, con la variación de los valores de los parámetros calibrados.
- ii) Ratificar el peso preponderante que tienen las propiedades hidrofísicas del suelo sobre el resultado del balance de agua, identificando aquellas de mayor influencia.
- iii) Identificar de los parámetros que utiliza el modelo, cuales son los responsables de influenciar más sobre el resultado del balance.
- iv) Determinar la influencia de los parámetros sobre los gastos estimados por el modelo, y las constantes de recesión sobre la forma del hidrograma del flujo estimado.
- v) Los valores de los parámetros que tienen mas marcada influencia en el comportamiento del aporte del agua subterránea al río. (Jorge 1998:67, 68).

### E.3.1.3 Requerimientos

Como se ha indicado, las variables y parámetros del modelo pueden ser obtenidas sin dificultad. De manera que en este apartado, solo se señalan los aspectos faltantes.

#### E.3.1.3.1 Información continua de caudales

Para contar con información de la escorrentía diaria en la cuenca, se requiere lo siguiente:

- a) Acondicionar la sección del cauce para instalar las obras de quietamiento de las aguas para instalar el sensor de cambio de niveles del agua, construir la infraestructura elevada para protección y soporte del sensor –registrador de datos de niveles.
- b) Adquirir el equipo e instalarlo, darle mantenimiento para asegurar el funcionamiento adecuado.
- c) Obtener las curvas de altura-caudal y recolectar y procesar la información semanalmente.

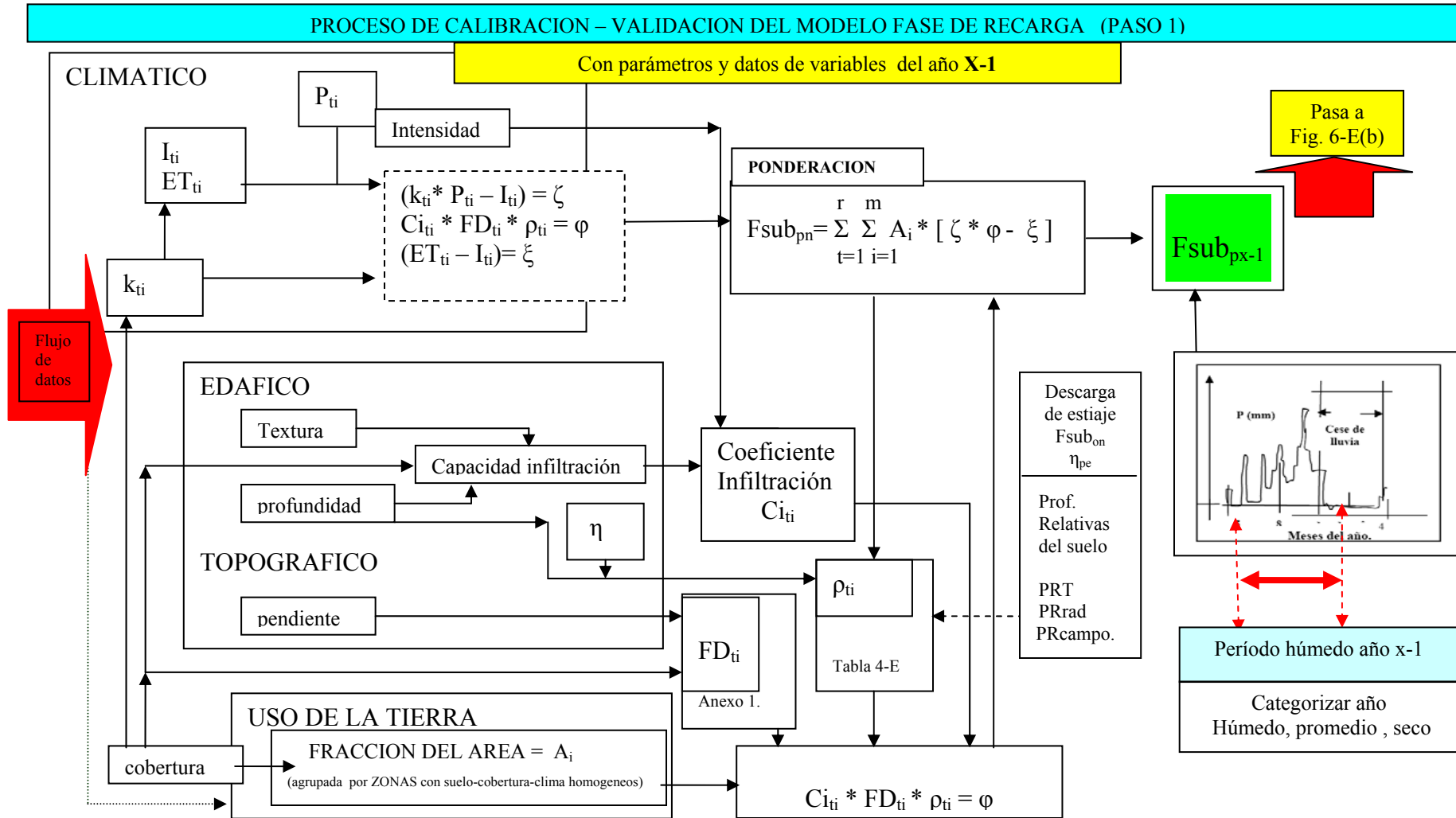


Fig 6-E(a). Proceso iterativo para la calibración-validación del modelo (Paso 1).

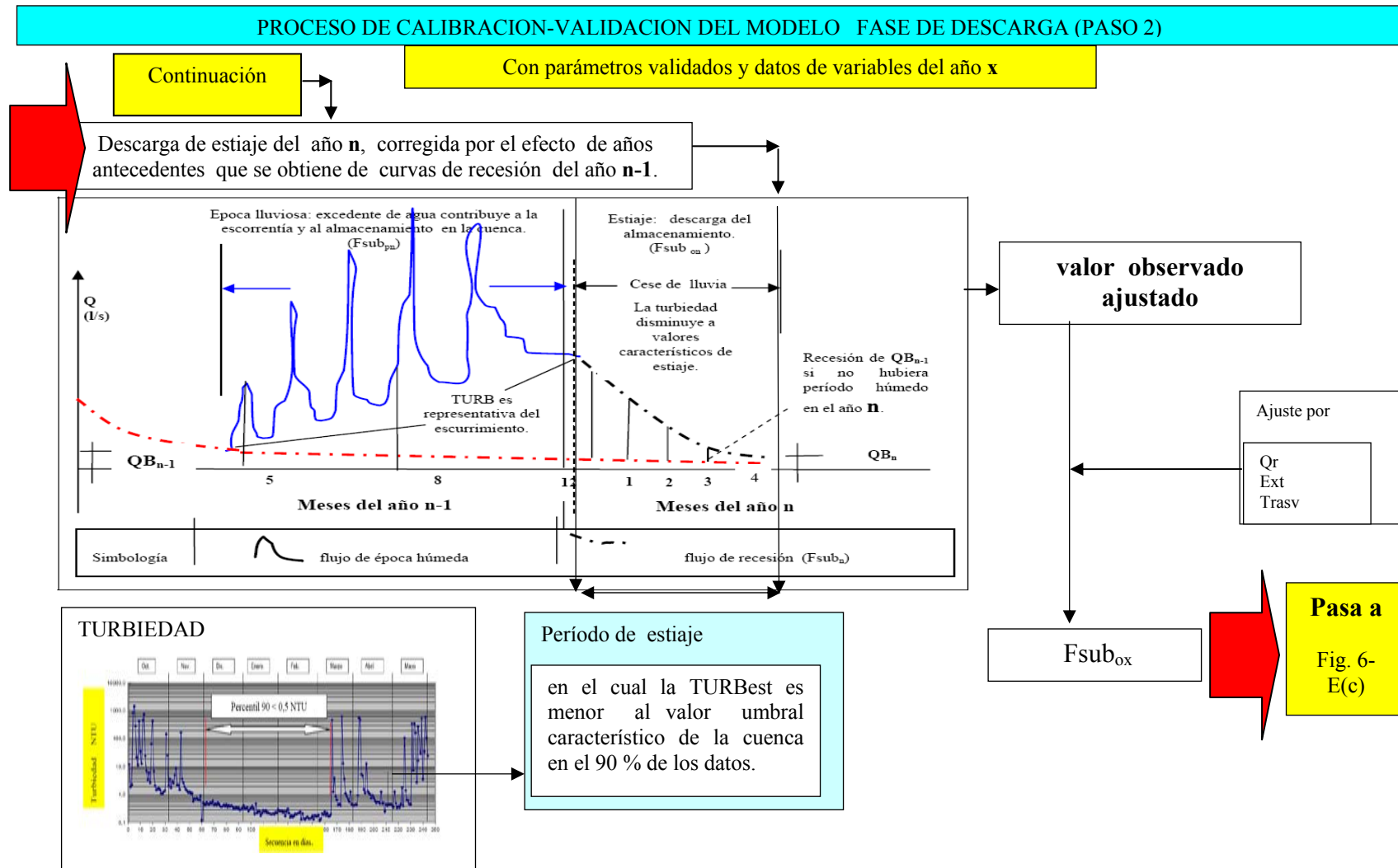


Fig 6-E(b). Proceso iterativo para la calibración-validación del modelo (Paso 2).

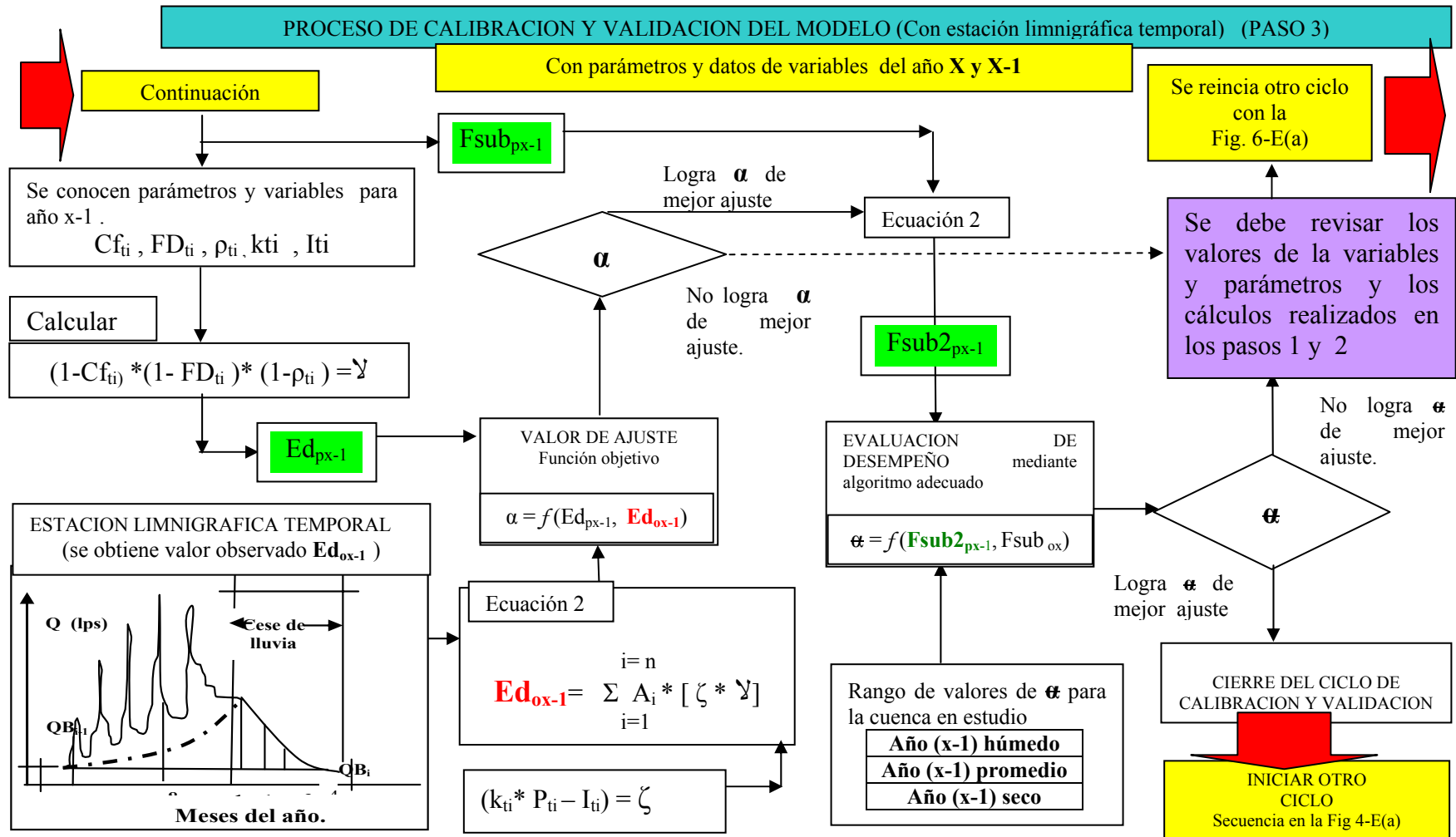


Fig 6-E(c). Esquema para la calibración y validación del modelo (Paso 3).

### E.3.1.3.2 Información discreta de caudales

Para efecto de la calibración y validación se debe:

- Mantener la campaña de aforos en el sitio de cierre de la cuenca.
- Desarrollar una campaña continua de aforos puntuales, de época húmeda y de época seca, por el período necesario para la calibración.
- Incluir la determinación simultanea de la turbiedad de las aguas, en el mismo sitio, antes de iniciar la medición con correntómetro, y mantener el programa de medición de turbiedad en entrada de la Planta de tratamiento de San Ignacio de Acosta.
- Verificar los datos de caudales obtenidos con un método alternativo. (aforos con trazadores químicos).

### E.3.1.3.3 Requerimientos financieros para las instalaciones

Se incluyen en el cuadro adjunto.

<b>Cuadro 8-E. Costos de la instalación para la fase de calibración y validación</b>		
Descripción.	Costo (US\$)	
	Mano de obra operación y mantenimiento	Equipos y materiales
Acondicionar el tramo superior a la derivación (160 horas hombre).		
Reparaciones en la márgenes del relleno de la presa de derivación.		50.000
Foso de aquietamiento de las aguas para instalar el sensor de cambio de niveles del agua		16.600
Infraestructura elevada para el sensor –registrador de datos de niveles		2.166
Caseta de resguardo de los sensores		350
Compra de equipo e instalarlo.		5.850
Repuestos sensor de niveles		1.700
Repuesto para correntómetros		5.500
Resumen de costos (US \$)		82.166

Se realiza con cuentas de gastos de operación y mantenimiento anual

### E.3.1.3.4 Requerimientos de estudios específicos

En la fase de revisión del modelo, se consideró adecuado que el método para calcular los valores de  $FD_i$ , fuera sometido a un estudio separado, antes de ser utilizado en el modelo. Este método tiene la finalidad de corregir los datos de la prueba de infiltración de dobles anillos, a partir de caracterizar la cobertura y la pendiente del terreno, según se presentó en el cuadro explicativo correspondiente. Ver el Anexo 1 de este documento..

### E.3.2 Instalación preliminar del modelo

Es necesario obtener resultados al menor plazo posible para efecto de avanzar en la aplicación de mejores prácticas en la generación de la información básica en cuencas utilizadas para abastecimiento a poblaciones en Costa Rica. Por tal motivo, al concluir esta tesis, se preparará

un manual de proceso que contenga la información necesaria para facilitar una corrida preliminar del modelo con datos que si bien no provean mayor ajuste, si faciliten los siguientes aspectos:

- a) asegurar se concluya el levantamiento de datos de campo,
- b) asegurar se establezca un proceso de control de calidad de los datos,
- c) asegurar se inicie el procesamiento de información de acuerdo a los algoritmos de la estructura del modelo,
- d) avanzar en la dinámica de uso de modelos determinísticos,
- e) la consolidación de los algoritmos de análisis de ajuste,

Ademas, asegurar que se alcance un adecuado interes administrativo superior para contar con estaciones de tipo limnigráfico, además de pluviográficas de acuerdo al programa que se viene desarrollando por la Dirección de Investigación y Desarrollo del AyA.

Esta etapa será posible en el momento en que se logren los recursos indicados en el cuadro 8-E.

## **F. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES**

### **F.1 CONCLUSIONES**

1. Se ha desarrollado un modelo matemático teórico con base en relaciones físicas determinísticas y empíricas, el cual una vez calibrado y validado se construiría en un modelo de tipo hidrológico, para el cálculo de la regulación de flujo del agua en cuencas hidrográficas.
2. Es posible contar con un modelo determinístico, para cuencas hidrográficas con datos de caudales de tipo discreto o discontinuo en el tiempo, siempre que se pueda contar con una estación limnigráfica en la cuenca en estudio al menos durante la fase de calibración y validación del modelo.
3. No obstante las incertidumbres señaladas en los estudios revisados, se considera necesario trabajar en el diseño y uso de modelos conceptuales para lograr explicaciones adecuadas a la variación del flujo del agua en cuencas hidrográficas, a partir de la integración de los factores que intervienen (hidroclimáticos, edáfico-geológicos, topográficos, uso de la tierra) en arreglos matemáticos que incluyen: las variables de entrada (variables independientes) y los parámetros del sistema, que según las funciones de salida del modelo determinan en forma única los datos de salida (variables dependientes) que permiten la simulación de valores de escurrimiento.
4. El modelo matemático propuesto se desarrolló analíticamente para las condiciones de climas de la vertiente pacífica del país, en las que es posible determinar el período y el volumen de descarga que ocurre durante la recesión del caudal anual. Además se diseñó la evaluación experimental del mismo.
5. Una vez desarrollada la fase experimental, faltaría considerar los modelos ante condiciones diferentes; como en el caso de los flujos determinados por el clima de la vertiente del Caribe, en ese caso debe evaluarse la fase teórica y la experimental de la modelación.
6. Se ha señalado la influencia sobre los modelos de contar con pocos datos, por lo que deberá de contarse con un período de entre 2 a 4 años adicionales de registro tal como se indicó en la conclusión #2.
7. Es necesario obtener resultados al menor plazo posible con el fin de avanzar en la aplicación de mejores prácticas en la generación y la calidad de la información básica hidrológica en cuencas utilizadas para abastecimiento a poblaciones en Costa Rica.
8. El desarrollo de modelos determinísticos es un paso necesario para la evaluación del efecto del Cambio climático sobre los flujos de las aguas, y los cambios que ocurrirán en las próximas décadas; con el fin de determinar las posibles implicaciones sobre los sistemas de abastecimiento del agua potable, el saneamiento ambiental y otros usos de las aguas.

### **F.2 RECOMENDACIONES**

- 1) Realizar las inversiones necesarias para garantizar la recolección de información adecuada mediante la instalación de estaciones limnigráficas temporales en las cuencas hidrográficas de interés para abastecimiento a poblaciones, que permitan desarrollar y aplicar modelos hidrológicos.

2) Iniciar un proceso de mejoramiento y control de calidad de la información hidrométrica que se obtiene en el ámbito nacional en cuencas hidrográficas de interés para abastecimiento a poblaciones, para facilitar la aplicación de modelos hidrológicos para evaluar el efecto futuro de cambios climáticos y en el uso de la tierra.

3) Resulta importante destacar la necesidad de evaluar la capacidad de intercepción horizontal o nubosa, de intercepción vertical y de evapotranspiración de diferentes especies forestales y de coberturas, en diferentes tipos de suelos y condiciones climáticas; para contribuir a asegurar mejores datos para proceso de modelación.



## G. BIBLIOGRAFÍA

- Abdul Rahim, N; Zulkifli, Y. 1999.** Hydrological impacts of forestry and land use activities: Malaysian and regional experience. In: Paper presented at the Seminar on Water, Forestry and Land Use Perspectives. Forest Research Institute Malaysia, Kepong.
- Amador, J; Chacon, RE; Laporte, S. 2000.** Cuenca del Río Arenal: Análisis de los eventos de La Niña de los años 1988-89 y 1996. *Trópicos Met. Y Ocean.*, 7, 50,62.
- Aparicio, F. 1996.** Fundamentos de hidrología de superficie. D.F, México. Limusa. p . 27,46.
- Aston, A.R. 1987.** The effect of doubling atmospheric CO<sub>2</sub> on stream flow: a simulation. *J. of Hydr.* No. 67, pp. 273,280.
- Band, L.E; Patterson, P; Nemani, R; Running, S.W. 1993.** Forest ecosystem processes at the watershed scale: incorporating hillslope hydrology. *Agricultural and Forest Meteorology* 63. 93—126.
- Bates, BC; Kundzewicz, ZW; Wu, S; Palutikof, J.P. 2008.** Climate Change and Water. Technical Paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Geneva. 210 p.
- Bell. T.L.W. 1973.** Erosion in the Trinidad teak plantations. *Commonwealth Forestry Review.* 52, 223—233.
- Beven, K. 1989.** Changing ideas in hydrology, *Journal of Hydrology*, Vol. 105, Elsevier Science Publisher. The Netherlands.
- \_\_\_\_\_. **1991.** Spatially distributed modeling: Conceptual approach to runoff prediction. Recent advances in the modeling of hydrologic systems, ed D.S. Bowles y P.E. O'Connell, Kluwer Academic Publishers.
- Blackie, J.R. 1979.** The water balance of the Kimakia catchments. *E. Afr. Agric. For. J.* 43, 155—174.
- Bobée, B; Ashkar, F. 1991.** The Gamma Family and Derived Distributions Applied in Hydrology. Water Resources Publications.
- Bolaños, H. 1992.** Modelación hidrológica e hidráulica para el control de inundaciones en la Queb. Gamboa de Turrialba. Tesis de Lic. Ing. Civil. San José, Costa Rica. Universidad de Costa Rica. 41 p.
- Bonnell, M. 1997.** Progress in the understanding of runoff generation “*Journal of Hydrology*, Elsevier Science Publisher, Netherlands.
- Bosch, J.M; Hewlet. J.D. 1982.** A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation change on water yield and evaporation. *Journal of Hydrology* 55:3,23.
- Boughton, WC. 1968<sup>a</sup>.** Evaluating the variables in a mathematical catchment model, *I.E. Aust., Civil Engg. Trans.*, CE10(1) pp. 31,39.
- \_\_\_\_\_. **1968<sup>b</sup>.** A mathematical catchment model for estimating runoff, *Jour. Hydrology (N.Z.)* 7(2) pp. 75,100.
- Box. y Jenkins. 1971.** Time-series analyses. Forecasting and Control. In. Holden Day, San Francisco.
- Brown, S; Lugo, A.E. 1990.** Tropical secondary forests. *J. Trop. Ecol.* 6, 1—32.
- Brown, M.B; de la Roca, I; Vallejo, A; Ford, G; Casey, J; Aguilar, B; and Haacker, R. (1996).** A Valuation analysis of the Role of Cloud Forests in Watershed Protection. Sierra de las Minas Biosphere Reserve, Guatemala and Cusuco N.P., Honduras. RARE Center for Tropical Conservation, Philadelphia, U.S.A.
- Bruijnzeel, L.A. 1988.** Deforestation and dry season flow in the tropics: a closer look. *Journal of tropical Forest Science* 1:229,243.

- \_\_\_\_\_. **1989.** (De)forestation and dry season flow in the tropics: a close look. *J. Trop. For. Sci.* **1**, 229,243.
- \_\_\_\_\_. **1990.** Hydrology of Moist Tropical Forest and Effects of Conversion: A Estate of Knowledge Review. UNESCO, Paris, and Vrije Universiteit, Amsterdam, The Netherlands, 226.
- \_\_\_\_\_, **Proctor, J., 1995.** Hydrology and biogeochemistry of tropical montane cloud forests: what do we really know? In: Hamilton, L.S., Juvik, J.O., Scatena, F.N. (Eds.), *Tropical Montane Cloud Forests*, vol. 110. Springer Ecological Studies, pp. 38–78.
- \_\_\_\_\_. 1997. Hidrología de la plantaciones forestales en los trópicos. Cap. 5. In. *Management of soil, nutrients and water in tropical plantation forests*. Eds. E.K.Sadanandan Nambiar and Alan G. Brown. Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (CSIRO). Canberra, Australia. Trad. L. Gonzaga G. Depto. Ciencias Forestales Universidad Nacional de Colombia. 571 p.
- \_\_\_\_\_. **2001.** Hydrology of tropical montane cloud forests: A Reassessment. *Land Use and Water Resources Research* 1 (2001) 1.1-1.18. Consultado 10 de agosto 2007. Disponible <http://www.luwrr>.
- \_\_\_\_\_. **2002.** Hydrology of tropical montane cloud forests: a reassessment. In: Gladwell, J.S. (Ed.), *Proceedings of the Second International Colloquium on Hydrology and Water Management of the Humid Tropics*. UNESCO, Paris and CATHALAC, Panama City, Panama, pp. 353–383.
- \_\_\_\_\_. **2004.** Hydrological functions of tropical forest: not seing the soil for the trees?. *Agriculture, Ecosystems and Environment*. 104(2004) 185,228. Consultado 2 de agosto 2008 Disponible [www.sciencedirect.com](http://www.sciencedirect.com).
- \_\_\_\_\_; **Burkard, R; Carvajal, A; Frumau, A; Köhler, L.; Mulligan, M; Schellekens, J; Schmid, S; Tobon, C; Burke, S; Calvo, JC; Fallas, J; Duno-Denti, G; Figueras, R; Tolk, L; Zijp, M. 2006.** Hydrological impact of converting montane cloud forest to pasture, with initial reference to northern Costa Rica. R7991\_ Final Technical Report - 31 January 2006. Vrije Universiteit, Forest Research Programme, Departament for International Development. S.l. 52 p.
- Budowski, G. 1980.** Aspectos ecológicos del bosque húmedo. Primer Seminario Nacional sobre Recursos Naturales y el Ambiente en Managua – Nicaragua. Centro Agronómico Tropical de Investigación y Enseñanza (CATIE). Turrialba, Costa Rica. Sp.
- Cáceres, G. 1981.** Importancia Hidrológica de la Intercepción Horizontal en un Bosque muy Húmedo Premontano en Balalaica. Turrialba, Costa Rica. Tesis. Turrialba Costa Rica: Universidad de Costa Rica. 98 p.
- Calvo, J.C. 2008.** La Hidrología del Bosque Nuboso en Costa Rica. I Curso Centroamericano sobre Servicios Ambientales Hidrológicos. (diapositivas) 11-14 de febrero - Ciudad de Guatemala. Escuela de Ingeniería Forestal. ITCR, Costa Rica. WWF, CI, CARE, Defensores de la Naturaleza. 49 diapositivas.
- Carranza, C; Aylward, B; Echeverría, J; Tosi, J; Mejías, R. 1993.** Valoración de los servicios ambientales de los bosques de Costa Rica. Centro CientíficoTropical. San José, Costa Rica. p. 8
- Castillo, E. 1998.** Análisis de sensibilidad de los parámetros del modelo TCG metodología para la calibración y validación del modelo. Tesis Ing. Civil. La Habana, Cuba. Instituto Politécnico José Antonio Echeverría. 89 p.
- Castro, V. 1985.** Estudio Climático de Costa Rica para la Zonificación Agropecuaria y Forestal. Vol. 1, SEPSA-MIDEPLAN, San José Costa Rica. S.p.

- Cavelier, J; Vargas, G. 2002.** Procesos Hidrológicos. In. Ecología y conservación de bosques neotropicales. Manuel R. Guariguata; Gustavo H. Kattan . Compiladores. Libro Universitario Regional . San José . Costa Rica. p. 146,165.
- Chow, VT. 1964.** Handbook of applied hidrology. A compendium of water resources technology. Section 26-II. Water resources. Part II- System design by operation research. p. 26-38, 26-39.
- \_\_\_\_\_. **1971.** Stochastic hydrologic systems. U.S.-Japan Bi-Lateral Seminar in Hydrology, 1-15, Water Res. Publ., Fort Collins.
- \_\_\_\_\_; **Kulandaiswamy, V.C. 1971.** General hydrologic system model, A.S.C.E ., 6, 791-803.
- \_\_\_\_\_; **Maidment, RD; Mays, L.W. 1994.** Hidrología aplicada. Cap 3. Mc Graw-Hill Interamericana. Bogotá. Colombia. p. 54.
- CIH (Centro de Investigaciones Hidráulicas, Cuba). 2009.** Documento de observaciones del Comité Científico del CIH: revisión de la tesis doctoral presentado por Luis Carlos Vargas Fallas el 16 de setiembre del 2009. La Habana, Cuba. Instituto Superior Politécnico “Jose Antonio Echeverría” (ISPJAE). (4p.).
- Constantini, A; Dawes, W; O’Loughlin, E; Vertessy, R. 1993.** Hoop pine plantation management in Queensland: I. Gully erosion hazard prediction and watercourse classification. Australian Journal of Soil and Water Conservation 6, 35—39.
- Crawford, N. H; Linsley, R.K. 1966.** Digital simulation in hidrology: Standford watershed model IV. Technical report 39. Standford University, Department of civil Engineering, Standford California.
- Dai, A; Temberth, K. E. 2002.** Estimates of freshwater discharge from continents: latitudinal and seasonal variations. J. Hydrometeorolol., 3, 660,687.
- Dawdy, D.R; O'Donnell, T. 1965.** Mathematical models of catchment behavior, Proc. ASCE, Journal of Hydraulics Division, Vol 91, No. HY4, pp. 123,137.
- Denmead, O.T; Shaw, R.H. 1962.** Availability of soil water to plants as affected by soil moisture content and meteorological conditions, Agron. Jour. I.E. Aust., 54(5), pp. 385,389.
- Dietrich, W.E; Wilson, C.J; Montgomery, D.R; McKean, J; Bauer, R. 1992.** Erosion thresholds and land surface morphology. Geology 20, 675,679
- Dilla, SF. 1993.** La modelación matemática del flujo subterráneo y las técnicas de optimización aplicadas en la investigación y explotación de acuíferos a escala regional. Tesis Doctoral Ing Civil. La Habana, Cuba. Instituto Superior Politécnico “Jose Antonio Echeverría” (ISPJAE). 126 p.
- \_\_\_\_\_. **2009.** Revisión conceptual de un modelo determinístico de flujo de agua por Consejo Científico. (entrevista). La Habana, Cuba. Instituto Superior Politécnico “Jose Antonio Echeverría” (ISPJAE). Facultad de Ingeniería Civil. Centro de Investigaciones Hidráulicas.
- Dohrenwend, R.E. 1972.** The Energetic Role of the Trade Wind Inversion in a Tropical Subalpine Ecosystem. PhD Dissertation. Syracuse:SUNY College of Forestry. 298 p.
- Duan, Q; Sorooshian, S; Gupta, V.K. 1992.** “ Optimal use of The SCE-UA. Global Optimization Method For The Calibrating Watershed Models”, J.Hydrol., vol. 158, num. 4, pp. 265,284.
- Dunin, F.X; O’Loughlin, E.M; Reyenga, W. 1988.** Interception loss from eucalypt forest: lysimeter determination of hourly rates for long term evaluation. Hydrological Processes 2, 315—329.
- Dunne, I. 1978.** Field studies of hillslope flow processes. In: Kirkby, M.J. cci. Hillslope Hydrology. J. Wiley, New York. 227—293.

- Edwards, K.A. 1979.** The water balance of the Mbeya experimental catchments. *E. Afr. Agric. For. J.* 43, 231–247.
- Edwards, K.A.; Blackie, J. R. 1981.** Results on east African catchment experiments 1958-1974. Pp. 163-188. en R, Lal and E.W. Russell, editors. *Tropical Agricultural Hydrology*. John Wiley and Sons, USA.
- Emsellen Y; Marsily, G. 1971.** An automatic solution for inverse problem. *Water resources research*, vol 7. N.5. 1971.
- Escartin. 2009.** Revisión conceptual de un modelo determinístico de flujo de agua por Consejo Científico. (entrevista). La Habana, Cuba. Instituto Superior Politécnico “Jose Antonio Echeverría” . Facultad de Ingeniería Civil. Centro de Investigaciones Hidráulicas.
- Estrela, T. 1992.** Modelos matemáticos para la evolución de los recursos hídricos. Centro de Estudios Hidrográficos. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Hidráulicas. Gabinete de Formación y Documentación. Madrid. 55 p.
- \_\_\_\_\_. **1996.** Los SIG en hidrología, Curso de Planificación de los Recursos Hídricos y Evaluación de Impacto Ambiental de Obras Hidráulicas. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Hidráulicas. (INRH), Ciudad de La Habana.
- Fallas, J. 1996.** Cuantificación de la interceptación en un bosque nuboso Mte de los Olivos, Cuenca del Río Chiquito, Guanacaste, Costa Rica. Centro Científico Tropical (CCT); Universidad Nacional Costa Rica - Centro Internacional en Política Económica (CREED); International Institute for Environment and Development (IIED). San José Costa Rica. p.irr.
- FAO (Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, IT). 2006.** Evapotranspiración del cultivo . Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. Estudio FAO Riego y drenaje - 56. Roma. p. 162,167.
- Fiering, M.B. 1962.** On the use of correlation to augment data, *Journal Amer Stat. Assoc.*, 57, pp. 385,389.
- Figueroa, J.A. 2007.** Influencia del cambio climático en la variabilidad de los caudales fluviales. Caso de estudio. Parte alta mexicana de la cuenca del río Grijalva. Tesis Doctoral. La Habana, Cuba. Instituto Superior Politécnico “Jose Antonio Echeverría” . Facultad de Ingeniería Civil. Centro de Investigaciones Hidráulicas. 191 p.
- Foong, S.F; Syed Sofi, S.O; Tan, P.Y. 1983.** A lysimetric simulation of leaching losses from an oil palm field. In: *Proceedings of the Seminar on Fertilizers in Malaysian Agriculture*. Malaysian Society of Soil Science, Kuala Lumpur, pp. 45–68.
- Forsythe, W. 1975.** Manual de laboratorio – Física de suelos. Libros y Materiales Educativos No 25. Instituto Interamericano de Ciencias Agrícolas. San José, Costa Rica. 212 p.
- Fournier, L. 1998.** Recursos naturales. Productividad primaria neta en diversos ecosistemas de la tierra. EUNED. San José, Costa Rica. p. 15.
- Franchini, M. 1996.** “ Using a Genetic Algorithm Combined With a Local Search Method For The Automatic Calibration of Conceptual Rainfall-Runoff Models”, *Hydrological Sciences Journal* vol 41,num.1, pp. 21,40.
- Fritsch, J.M. 1990.** Les effets du défrichement de la forest Amazonienne et de la mise en culture sur l’hydrologie de petits basin versants. Operation ECEREX en Guyane Francaise. Ph.D. thesis, Universit de Montpellier, Paris.
- \_\_\_\_\_, **1992.** Les Effets du Défrichement de la Forêt Amazonienne et de la Mise en Culture sur l’Hydrologie des Petits Bassins Versants. ORSTOM Editions. Paris.

- \_\_\_\_\_, 1993. The hydrological effects of clearing tropical rain forest and of the implementation of alternative land uses. *Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ.* 216, 53–66.
- Gedney, N; Cox, P.M; Betts, R.A; Boucher, O; Huntingford, C; Stott, P.A. 2006.** Detection of a direct carbon dioxide effect in continental river runoff records, *Nature*, **439** (7038), 835,838 .
- Gillman, G.P; Sinclair, D.F; Knowlton, R; Keys, M.G. 1985.** The effect on some soil chemical properties of the selective logging of a north Queensland rain forest. *Forest Ecology and Management* 12. 195—214.
- Gilmour, D.A; Bonell, M; Cassells, D.S. 1987.** The effects of forestation on soil hydraulic properties in the Middle Hills of Nepal: a preliminary assessment. *Mountain Research and Development* 7, 239—249.
- Gotay, J. 2002.** Calibración automática de modelos hidrológicos determinísticos. Tesis Doctoral. La Habana, Cuba. Instituto Superior Politécnico “Jose Antonio Echeverría” . Facultad de Ingeniería Civil. Centro de Investigaciones Hidráulicas. 102 p.
- Haan, C.T. 1972.** A water yield model for small watershed. *Water Resources Research Report* 8 (No 1), pp 58-69 in HAAN. C.T. 1973. Monthly streamflow estimation from limited data.
- \_\_\_\_\_. 1973. Monthly streamflow estimation from limited data. in UNESCO-WMO-IAHS. 1973. Design of water projects with inadequate data: Proceeding of the Madrid Symposium. p. 545,555.
- Hagen, V.K., 1994.** Small urban watershed use of hydrologic procedures, National Research Council , *Transportation Research Record* No . 1471, Washington , D.C.
- Hamilton, L.S; King, P.N. 1983.** Tropical Forest Watershed. Hydrologic and Soils Response to Major Uses or Conversions. Westview Press, Boulder, CO, p. 168.
- \_\_\_\_\_. **Juvik, J.O; Scatena, F.N. eds. 1995.** Tropical Montane Cloud Forests. *Ecological Studies* 110, Springer Verlag, New York, 407 pp.
- Hardjono, H.W. 1980.** Influence of a permanent vegetation cover on streamflow. In: *Proceedings of the Seminar on Watershed Management, Development and Hydrology*, Surakarta, Indonesia, pp. 280–297. In: Paper presented at the Seminar on Water, Forestry and Land Use Perspectives. Forest Research Institute Malaysia, Kepong.
- Hatton, T.J; Walker, J; Dawes, W; Dunin, F.X. 1992.** Simulations of hydro-ecological responses to elevated CO<sub>2</sub> at the catchment scale. *Australian Journal of Botany* 40, 679—696.
- Hernández, A.O. 1991.** La explotación de acuíferos a escala regional y la modelación matemática como su base tecnológica. Capítulo 4. Etapa de calibración. Uso del modelo en la identificación de parámetros hidrogeológicos. Tesis Doctoral. La Habana, Cuba. Instituto Superior Politécnico “Jose Antonio Echeverría” (ISPJAE). Centro de Investigaciones Hidráulicas. p.irr.
- \_\_\_\_\_. 2009<sup>a</sup>. Interacción entre flujo de agua superficial y el flujo de agua subterránea – modelos determinísticos. (entrevista). La Habana, Cuba. Instituto Superior Politécnico “Jose Antonio Echeverría” (ISPJAE). Facultad de Ingeniería Civil. Centro de Investigaciones Hidráulicas.
- \_\_\_\_\_. 2009<sup>b</sup>. Revisión conceptual de un modelo determinístico de flujo de agua por Consejo Científico. (entrevista). La Habana, Cuba. Instituto Superior Politécnico “Jose Antonio Echeverría” (ISPJAE). Facultad de Ingeniería Civil. Centro de Investigaciones Hidráulicas.
- Heuvelodp, J; Pardo, J; Quirós, S; Espinoza, L. 1986.** Agroclimatología tropical. EUNED. San José Costa Rica. p. 235.



- Hewlet, G.J. 1982.** Principles of forest hydrology. University of Georgia Press. Athens, Georgia. p. 85,90.
- Holder, C.D. 1998.** Fog precipitation in the Sierra de las Minas Biosphere Reserve, Guatemala. In: S. Schemenauer and H.A. Bridgman, eds., First International Conference on Fog and Fog Collection, ICRC, Ottawa, pp. 101,103.
- Holdridge, L. 1982.** Ecología basada en zonas de vida. Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura (IICA). San José, Costa Rica. p. 86,87.
- Idso, S; Brazel, A. 1984.** "Rising atmospheric carbon dioxide concentrations may increase streamflow". Nature 312, pp. 51,53.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). 1990.** Climate Change. The IPCC Impacts Assessment. Working Group II. Edited by: W.J. McG. Tegtart, G.W. Sheldon and D.C. Griffiths. WMO/UNEP. Australian Government Publishing Service – Canberra. P. irr.
- Jarboe, J. E; Haan, C.T. 1972.** Calibration of a four parameters water yield model to small ungaged watershed in Kentucky. Paper No 73-207 for presentation at the 1973 Annual Meeting of the American Society of Agricultural Engineers. Lexington, Kentucky, June 17-20, 1973.
- Jorge, M.C. 1998.** Desarrollo y evaluación de modelos hidrológicos determinísticos para Cuba. Tesis Doctoral. La Habana, Cuba. Instituto Superior Politécnico "Jose Antonio Echeverría" (ISPJAE), Facultad de Ingeniería Civil. CIH. 100 p.
- \_\_\_\_\_. **1999.** Modelos hidrológicos. In. Lilián Gonzalez S., María del Carmen Jorge P., José Bienvenido Martínez R., Norberto Marrero. Hidrología Superficial para Ingenieros. La Habana, Cuba. Centro de Investigaciones Hidráulicas (CIH), Instituto Superior Politécnico "Jose Antonio Echeverría" (ISPJAE). p. 244,316.
- \_\_\_\_\_; **Suarez, LA. 1989.** Modelo hidrológico determinístico MHIDE. Ingeniería hidráulica, 12(3): 39,43.
- Junker, M. 2005.** Método RAS: para determinar la Recarga de Aguas Subterráneas. FORGAES. Unión Europea. Consultado 14 de enero del 2009. Disponible. [forgaes@forgaes.org.sv](mailto:forgaes@forgaes.org.sv).
- Juvik, J.O; Ekern, P.C. 1978.** A Climatology of Mountain Fog on Mauna Loa, Hawaii Island. Technical Report no. 118, Water Resources Research Center, Honolulu, Hawaii, 63 pp.
- Kerfoot, 1968.** (falta esta referencia bibliográfica en el documento consultado) citado por Bruijnzeel. 2001. Hydrology of tropical montane cloud forests: A Reassessment. Land Use and Water Resources Research 1 (2001) 1.1-1.18. <http://www.luwrr>.
- Koren, VI; Kutchment, LS. 1973.** Obtaining deficient information by solving inverse problem for mathematical runoff models. Hydrometeorological Centre of the USSR. in UNESCO-WMO-IAHS. 1973. Design of water projects with inadequate data: Proceeding of the Madrid Symposium. p. 557,567.
- Kurupparachchi. 1988.** Land-use change and hydrological trends in the upper Mahaweli basin. In: Paper Presented at the Workshop on Hydrology of Natural and Man-made Forests in the Hill Country of Sri Lanka, Kandy, October 1988, 18 pp.
- Labat, D. and Co – authors, 2004.** Evidence of global runoff increase related to climate warming. Adv. Water resources, 27, 631,642.
- Lal, R. 1983.** Soil erosion in the humid tropics with particular reference to agricultural land development and soil management. Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ. 140, 221–239.

- \_\_\_\_\_. 1987. Tropical Ecology and Physical Edaphology. Wiley, New York., p. 732.
- \_\_\_\_\_. 1996. Deforestation effects on soil degradation and rehabilitation in western Nigeria. I . Soil physical and hydrological properties. Land Degradation and Development 7:19,45.
- \_\_\_\_\_. 1997. Deforestation effects on soil degradation and rehabilitation in western Nigeria. IV . Hydrology and water quality. Land Degradation and Development 8:95,126.
- Legates, D.R; Lins, H.F; Mc Cabe, J.G. 2005.** Comment on “evidence for global runoff increase related to climate warming” by Labat et al. *Adv. Water resour.* **28**, 1310-1315.
- León, A. 2009.** Revisión conceptual de un modelo determinístico de flujo de agua por Consejo Científico. (entrevista). La Habana, Cuba. Instituto Superior Politécnico “Jose Antonio Echeverría” (ISPJAE). Facultad de Ingeniería Civil. Centro de Investigaciones Hidráulicas (CIH).
- Lindstrom, G; Bergstrom, S. 2004.** Runoff trend in Sweden 1809-2002. *Hydrol. Sci. J.*, 49(1), 69,83.
- Linsley, R; Franzini, F. 1984.** Ingeniería de los recursos hidráulicos. CECSA. México. p. 62,69.
- Liou, E.Y. 1970.** OPSET. Program for computerized selection of watershed parameter values for the Stanford Watershed Model. University of Kentucky Water Resources Research Report 34, Lexington, Kentucky.
- Lloyd. C. R; Marques, A. 1988.** Spatial variability of throughfall and stemflow measurements in amazonian rain forest. *Forest and Agricultural Meteorology* 42, 63—73
- Loría, M; Mazon, I. 1998.** Modelado y análisis de sistemas dinámicos. Editorial de la UCR. San José, Costa Rica. 416 p.
- Losilla, M; Arias, G; Cervantes, S; Laurito, J. 1992.** Estudio biofísico y socioeconómico del sector Cubujuquí Area de amortiguamiento del Parque Nacional BraulioCarrillo. FUNDECOR. Heredia, Costa Rica. 50 p.
- Loucks, DP; Van Beek, E. 2005.** Water resources systems planning and management-An Introduction to Methods, Models and Applications. Studies and Reports in Hydrology. WL. Delft . UNESCO. Disco compacto.
- Lüllwitz, Th; Flügel, W.A. 1993.** Using a distributed hydrologic model with the aid of a GIS for comparative hydrologic modelling of micro— and mesoscale catchments In the U.S.A. and Germany. In: Wilkinson, W.B. ed. *Macroscalic Modelling of the Hydrosphere*. International Association of Hydrological Sciences Publication 214, 59— 66.
- Madduma Bandara, C.M; Mc Cabe, G; Ayers, M. 1989.** Hydrologic effects of climate changes in the Delaware River Basin. *Water Resources Bulletin* 25.pp. 1321,1242.
- Maldonado, T; Rodríguez, C. 1999.** Estudio, análisis y cartografía de la capacidad de uso de la tierra en las clases forestales de Costa Rica. Fundación Neotrópica – Centro de Estudios Ambientales y Políticas. San José – Costa Rica. 34 p.
- Malmer, A. 1992.** Water yield changes after clear-felling tropical rainforest an establishment of foresta plantation in Sabah, Malaysia. *J. Hydrol.* 134, 77,94.
- ; **Grip, H. 1990.** Soil disturbance and loss of Infiltrability caused by mechanized and manual extraction of tropical rainforest in Sabah. Malaysia. *Forest Ecology and Management* 38, 1—12.

- Mamanteo, B.P; Veracion, V.P. 1985.** Measurements of fogdrip, throughfall and stemflow in the mossy and Benguet pine (*Pinus kesiya* Royle ex Gordon) forests in the upper Agno River Basin. *Sylvatrop Philippines Forestry Research Journal* 10. 271,282.
- Manual Munsell. 2000.** Soil color charts. Revised washable edition. Gretagmacbeth. U.S. Dep. Agriculture Handbook 18 – Soil Survey Manual. New York. s.p.
- Marrero, N.V. 2009.** Calidad de los datos y expectativas sobre los resultados de la modelación matemática del flujo de agua. (entrevista). La Habana, Cuba. Instituto Superior Politécnico “Jose Antonio Echeverría” . Facultad de Ingeniería Civil. Centro de Investigaciones Hidráulicas.
- Martínez, J.B. 2009.** Revisión conceptual de un modelo determinístico de flujo de agua por Consejo Científico. (entrevista). La Habana, Cuba. Instituto Superior Politécnico “Jose Antonio Echeverría” . Facultad de Ingeniería Civil. Centro de Investigaciones Hidráulicas.
- Mc Mahoon, T.A; Mein, R.G. 1973.** Storage-yield estimate with inadequate streamflow data. *in* UNESCO-WMO-IAHS. 1973. Design of water projects with inadequate data: Proceeding of the Madrid Symposium. p. 335,347.
- Meijerink, 1977.** A hydrological reconnaissance survey of the Serayu River basin, Central Java. *ITC J.* 4, 664–674.
- Millet, A.J; Bariac, T; Hubert, B; Molicova, H; Bruckler, L; Valles, V; Bertuzi, P; Brunet, Y; Monteith, J. 1980.** The development and extension of Penman's evaporation formula, in *Applications of soil Physics*. ed. by D. Hillet, Academic Press., Orlando, Fla., pp. 247,253.
- Milly, P.C.D; Dunne, K.A; Vecchia, 2005.** Global pattern of trends in stormflow and water availability in a changing climate. *Nature*, 438(7066), 347,350.
- Ministerio de Medio Ambiente. 1998.** Restauración hidrológico forestal de cuencas y control de la erosión. Ingeniería Medioambiental. 2ª edición. Madrid. España, p. 30,32.
- Moore, L.O; O'Loughlin. E; Burch, G.J. 1988.** A contour-based topographic model for hydrological and ecological applications. *Earth Surface Processes and Landforms* 13. 305—320.
- ; **Grayson, R.B; Ladson, A.R. 1991.** Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological and biological applications. *Hydrological Processes* 5. 3,30.
- Mossman, V; Castro, A; Sánchez, J.L. 2003.** Análisis de la tendencia de las precipitaciones en los meses de febrero, marzo y abril en el territorio peninsular de España. [www.ame-eb.org/JORNADAS/mossman.pdf](http://www.ame-eb.org/JORNADAS/mossman.pdf).
- Mumeka, A. 1986.** Effect of deforestation and subsistence agriculture on runoff of the Kafue river headwaters, Zambia. *Hydrol. Sci. J.* 31, 543–554.
- Nash, J.E. 1973.** The use of mathematical (deterministic) models a General report *in* UNESCO-WMO-IAHS. 1973. Design of water projects with inadequate data: Proceeding of the Madrid Symposium. p. 485,511.
- \_\_\_\_\_, **P.E., O'Connell and I.P. Farrel. 1970.** River flow forecasting through conceptual model. Part II. The Bosna Catchment at Ferbane., *Journal of Hydrology*, 10, 317,329.
- Nedler, J.A; Mead, R. 1965.** A simplex method for function minimization, *Comp. Jour.*, 7, pp 308,313.
- Nobre, C; Schukla, J; Sellers, P. 1989.** Climatic impacts of Amazonian development. *Brazilian Association of Water Resources. Bulletin*, 39.



- O'Donnell, T. 1960.** Instantaneous unit hydrograph derivation by harmonic analysis. IASH. Helsinki. Pub No 51.
- O'Loughlin, E.M. 1986.** Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Water Resources Research* 22, 794—804.
- Padilla, H; Belmont, R; Torres, M.C; Garcia, R; Baez, A. 1996.** A field comparison of cloud water collectors in a mountainous region under low wind speed conditions in eastern Mexico. *Atmósfera* 9: 189,199.
- Parker, G.G. 1985.** The effect of disturbance on water and solute budgets of hillslope tropical rainforest in northeastern Costa Rica. Ph.D. Thesis. University of Georgia, Athens, GA, 161 pp.
- Pearce, A.J; Rowe. L.K; O'Loughlin. C.L. 1980.** Effects of clearfelling and slashburning on water yields and storm hydrographs in evergreen mixed forests. western New Zealand. in: *The Influence of Man on the Hydrological Regime, with Special Reference to Representative and Experimental Basins.* International Association of Hydrological Sciences Publication 130. 119—127. — 1982. Hydrologic regime of undisturbed mixed ever-green forests. South Nelson. New Zealand. *Journal of Hydrology (NZ)* 21. 98,116.
- Pereira 1962.** Hydrological effects of changes in land use in some east African areas. *East African Agriculture and Forest Journal* 27:1,129. .
- Planos, E; Ramos, A; Rodriguez, M; Johansson, B; Lindstrosm, G. 1991.** Aplicaciones del modelo HBV a la cuenca del río Cauto en Cuba. Informe técnico. INRH.
- Powell, M.I.D. 1964.** An efficient method for finding the minimum of a function of several variables without calculating derivatives, *The Computer Journal*, 7, 155,161.
- Quian, Y; and Co-authors, 2006<sup>a</sup> .** Simulation of global land surface conditions from 1948-2004. Part I. Forcing data and evaluations. *J. Hydrometeorol.*, 7, 953,975.
- Roessel, B.W.P. 1927.** Hydrologische cijfers en beschouwingen (Hydrological figures and considerations). *Tectona* 20, 507–527 (in Dutch).
- \_\_\_\_\_. 1939. Herbebossching op Java (Reafforestation in Java). *Tectona* 32, 230–238 (in Dutch).
- Rofail, N. 1973.** The mathematical model of water balance for data-scarce areas. in UNESCO-WMO-IAHS. 1973. Design of water projects with inadequate data: Proceeding of the Madrid Symposium. p. 569,580.
- Rojas, A. 2000.** Calibración y modelación hidrológica para el control de inundaciones en la cuenca del río Turrialba. Tesis de Lic. Ing. Agrícola. San José, Costa Rica. Universidad de Costa Rica. p 94.
- Rojas, R. 1983.** Hidrología de tierras agrícolas. CIDIAT, Serie hidrología n° 19. Mérida Venezuela. p. 44,45.
- Rosenbrock, H.H. 1960.** An automatical method for finding de greatest or least of a function, *The Computer Journal*, 3, 175,180.
- Ross, G.A. 1970.** The Stanford Model: the correlation of parameter values selected by a computerized procedure with mesurable physical characteristics of the watershed. University of Water Resources Institute Research Report 35, Lexington, Kentucky.
- Running, S.W; Coughlan, I.C. 1988.** A general model of forest ecosystem processes for regional applications. I. Hydrologic balance, canopy gas exchange and primary production processes. *Ecological Modelling* 42. 125,154.
- Sahin, V; Hall, M.J. 1996.** The effects of afforestation and deforestation water yield. *Journal of Hydrology.* 178:293,309.

- Schellekens, J; Bruijnzeel, L.A; Scatena, F.N; Bink, N.J; Holwerda, F. 2000.** Evaporation from a tropical rain forest, Luquillo Experimental Forest, eastern Puerto Rico. *Water Resour. Res.* 36, 2183–2196.
- Schemenauer, R.S; Cereceda, P. 1994.** A proposed standard fog collector for use in high elevation regions. *Journal of Applied Meteorology* 33: 1313,1322.
- Schosinsky, G. 2006.** Cálculos de la recarga potencial de acuíferos mediante un balance hídrico de suelos. *Revista Geológica de América Central.* no. 23:13,30.
- \_\_\_\_\_ ; **Losilla, M. 2000.** Modelo analítico para determinar la infiltración con base en la lluvia mensual. *Revista Geológica de América Central.* no. 34-35: 43-55.
- Schulze, R.E; and George, W.J. 1987.** A dynamic, process-based, user-oriented model of forest effects on water yield. *Hydrological Processes* 1, 293—307.
- Sellers, P; Mintz, Y; Sud, Y. 1986.** A simple biosphere model (SIB) for use within general circulation models. *J. Atmospheric Sciences.* 43. pp. 501,535.
- Shuttleworth, W. 1988.** Evaporation from Amazonian rain forest. *Philosophical Transactions of the Royal Society (London), Series B* 333,321—346.
- Singh, V. P; Chowdhury, P.K. 1986.** Comparing some methods of estimating mean areal rainfall, *Water Resources. Bull., VOL. 22, No. 2,* pp. 275,282.
- Sorooshian, S; Gupta, V. K; Fulton, J. L. 1993.** “Evaluation of Maximum Likelihood Parameter Estimation Techniques for Conceptual Rainfall-Runoff Models: Influence of Calibration Data Variability and length on Model Credibility”, *Water Resource. Res.* Vol.19, No 1, pp. 251,259.
- Stadtmüller, T. 1987.** Cloud Forests in the Humid Tropics a Bibliographic Review. The United Nations University, Tokyo and Centro Agronómico Tropical de Investigación y Enseñanza. Turrialba, Costa Rica, 81 pp.
- Suárez de Castro, F. 1982.** Conservación de suelos. Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura (IICA). Serie de libros y materiales educativos n. 37. San José Costa Rica. 315 p.
- Tomasella, J; Hodnett, M.G. 1996.** Soil hydraulic properties and van Genuchten parameters for an oxisol under pasture in central Amazonia. Pp. 101 en J.H. C. Gash, C.A. Nobre, J.M Roberts, and R.L. Victoria, editors. *Amazonian Deforestation and Climate.* John Wiley and Sons. U.K.
- USDA (U.S. Department of Agriculture). 1999.** Guía para la evaluación de la calidad y salud del suelo. Trad. A Lutens y JC Salazar. Argentina. 82.p.
- UNESCO (Organización de la Naciones Unidas para la Ciencia y la Educación). 2007.** Balance hídrico superficial de Costa Rica. Período 1979-2002. Documentos técnicos del PHI-LAC, N° 10. 49 p.
- Valadares, T.L. 1975.** Watershed runoff simulation: a comparative study on main methods efficiency. Pags 179-197. In Vansteenkiste. G.C. editor. 1975. Computer simulation of water resources systems. Proceedings of the IFIP Working Conference on Computer Simulation of Water Resources Systems. Ghent, Belgium, July 30- August 2.
- Valdiya, K.S; Bartarya, S.K. 1989.** Diminishing discharge of mountain springs in a parte of the Kumaun Himalaya. *Curr. Sci. (India)* 58, 417- 426.
- Van Babel, C. H. M. 1966.** Potencial evaporation: the combination concept and its experimental verification, *Water Resour. Res., vol.2, No. 3,* pp. 455,467.
- Vandana, S; Bandyopadhyay, J. 1983.** *Eucalyptus*—a disastrous tree for India. *Ecologist* 13, 184,187.
- Van der Weert, R. 1994.** Hydrological Conditions in Indonesia. Delft Hydraulics, Jakarta, Indonesia, p. 72. In: Paper presented at the Seminar on Water, Forestry and Land Use Perspectives. Forest Research Institute Malaysia, Kepong.

- Venkataraman, L. 1996.** Lumped versus distributed Runoff Model for a Small Catchment. Iowa Institute of Hydraulic Research and Department of Civil and Environmental Engineering, the University of Iowa. Iowa.
- Vertessy, R.A; Wilson, C.J; Silburn, D.M; Connolly, R.D; Ciesiolka, C.A. 1990.** Predicting erosion hazard areas using digital terrain analysis. In: Ziemer, R.R., O'Loughlin, C.L. and Hamilton, L.S. ed. Research Needs and Applications to Reduce Erosion and Sedimentation in Tropical Steeplands. IAHS Publication No. 192. p. 298,308.
- \_\_\_\_\_; **Hatton, T.J; O'Shaughnessy, P.J; Jayasurya, M.D.A. 1993.** Predicting water yield from a mountain ash forest using a terrain analysis based catchment model. *Journal of Hydrology* 150. 665—700.
- \_\_\_\_\_, **Hatton, T.J; Benyon, R.G; Dawes, W.R. 1996.** Long-term growth and water balance predictions for a mountain ash (*Eucalyptus regnans*) forest catchment subject to clearfelling and regeneration. *Tree Physiology* 16. 221—232.
- Waggoner, P.E. (ed) 1990.** Climate change and the planning and management of US Water Resources. John Wiley., New York, 496 pp.
- Watson, F.G., Vertessy, R.A., Grayson, R.B., 1999.** Large-scale modelling of forest eco-hydrological processes and their long term effect on water yield. *Hydrol. Process.* 13, 689–700. in Bruijnzeel, L.A. 2004. Hydrological functions of tropical forest: not seeing the soil for the trees?. *Agriculture, Ecosystems and Environment.* 104(2004) 185,228. available online at [www.sciencedirect.com](http://www.sciencedirect.com)
- Wiersum, K.F. 1984.** Surface erosion under various tropical agroforestry systems. In: O'Loughlin, C.L. and Pearce, A.J. ed. Effects of Forest Land Use on Erosion and Slope Stability. IUFRO. Vienna. 231—239.
- WMO (World Meteorological Organization). 1994.** Guide to hydrological practices. Data acquisition and processing analysis, forecasting and other applications. WMO-No 168. Fifth edition. Chapter 20 – Design and evaluation of hydrological networks. Pags 268,271.
- Wolterson, J.F. 1979.** Soil erosion in the teak forests of Java. Report 197, Forest Research Institute 'De Dorschkamp'. Wageningen, The Netherlands.
- Vargas, LC. 2001.** Estudio relacionado con la incorporación del cánon ambiental a la tarifa del AyA: Informe de avance No 1. Capítulo 1. Planeamiento conceptual y diseño metodológico. Instituto Costarricense de Acueductos y Alcantarillados (AyA). 45 p. y anexos.
- Viessman Junior, W; Lewis GL. 2005.** Introduction to hydrology. Fifth edition. Prentice Hall. NJ. USA. p. 453,533
- Zadroga, F., 1981.** The hydrological importance of a montane cloud forest area of Costa Rica. In: Lal, R., Russell, E.W. (Eds.), *Hydrology and Tropical Agriculture*. Wiley, New York, pp. 59–73.
- Zarate, E. 1978.** Principales sistemas de vientos que afecta a Costa Rica y sus relaciones con la precipitación. Tesis Lic. San José. Costa Rica. Universidad de Costa Rica.

## ANEXO 1

Factor de detención del flujo (**FDi**)a) **Explicación del factor FDi**

El valor de **FDi** agrega el efecto de detención del flujo del agua en la superficie del terreno, como fenómeno facilitador del proceso de la infiltración. Este efecto debe ser agregado, porque el método de determinación de la capacidad de infiltración, usando los dobles anillos para la prueba de capacidad de infiltración, obliga al agua a moverse solamente en flujo vertical.

Usualmente, para determinación de la capacidad de infiltración, se sigue la metodología normalizada para prueba de infiltración mediante anillos dobles (Método de Müntz) y se obtiene el valor de la capacidad de infiltración en mm/día (en el terreno nivelado por el ensayista) para calcular el coeficiente de infiltración con los métodos analíticos que se seleccionen.

El factor **FDi** se incluye porque se considera que la infiltración está determinada:

- en forma directa y proporcionalmente por el efecto de retardo que depende de los estratos altitudinales característicos de cada cobertura (dosel-sotobosque-cubierta herbácea) que amortiguan el efecto de impacto y atomizan la gotas de agua,
- en forma directa en la superficie de contacto con el suelo, de acuerdo al grado de detención del flujo de superficie en el terreno;
- en forma inversamente proporcional a la pendiente del terreno en estudio,
- en forma determinante por cambios en la estructura del medio de detención, de acuerdo al uso de la tierra y a la textura del suelo.

Para determinar el factor **FDi**, se proponen valores de corrección de acuerdo a rangos de pendiente, tipos de uso de la tierra y grado de protección del suelo; propuestos en el cuadro siguiente.

Para la ecuación de escorrentía del agua se utiliza valor **FDe<sub>ti</sub>**, como factor de corrección de la escorrentía, por reducción en la detención del flujo que ocurre según el grado de desprotección del suelo por tipo de cobertura y rango de pendiente. Este valor se obtiene calculando **FDe<sub>ti</sub> = 1-FDi**

Fuente: desarrollo propio.

<b>Cuadro 1-Anexo1.</b>						
Factor para ponderación iterativa para corrección de la infiltración.						
<b>FD<sub>ti</sub> (1,2,3)</b>						
Uso de la Tierra (5)	Rango de pendiente	(3) Menos de 15%	(4) 15 al 30%	(5) 30 al 50%	(6) 50 al 75%	(7) Más del 75%
	RP UT					
Bosque primario (B)		1,0	0,999	0,975	0,95	0,925
Bosque primario intervenido (Bi)		0,99	0,975	0,95	0,9	0,8
Bosque secundario, (Bs) Tacotales (T) , Charrales (Ch)		0,90	0,875	0,825	0,75	0,65
Plantaciones forestales (Pf) y cultivos con conservación de suelos (Cc)		0,90	0,875 (4)	0,75	0,60	0,45
Pastos (P) y Cultivos sin conservación de suelos (Cs).		0,8	0,70	0,6	0,4	0,25
Uso urbano (rodamientos asfaltados o en concreto , techos y aceras)		0,3	0,2	0,1	0,0	0,0

Fuente: Elaboración propia

Notas:

- 1) Símbolo y rangos de pendiente de acuerdo a la Metodología Oficial de Capacidad de uso de la tierra.
- 2) Los valores son empíricos y han sido propuestos considerando el efecto total de la biomasa como factor de obstrucción y retardo del escurrimiento superficial lo que tiene efecto directo sobre el aumento del tiempo de recorrido del agua y sobre la capacidad de infiltración del terreno.
- 3) Fournier (1998) menciona que para Bosque tropical lluvioso la biomasa alcanza a 45 kg/m<sup>2</sup> , en arboledas y matorrales la biomasa llega a 6 kg/m<sup>2</sup>, mientras que en tierras de cultivo el valor indicado es de 1 kg/m<sup>2</sup>.
- 4) Como punto de referencia, en Colombia, con pendientes del 21% en siembras en contorno, respecto a siembra en sentido de la pendiente se obtuvo reducción de la escorrentía del 30 al 10%. Suárez 1982, Siembras en contorno o en curvas a nivel Agricultura Tropical. 3(6) : 43,47. 1947.
- 5) Para la definición de diferentes categorías de bosque y de cobertura se utilizan los términos utilizados en el estudio Valoración de los servicios ambientales de los bosques de Costa Rica (Carranza et al. 1993) .

**Bosque primario:** “cobertura vegetal virgen que no ha sido intervenida por la acción directa del hombre o por efectos naturales de gran magnitud”.

**Bosque primario intervenido:** “cobertura vegetal virgen que ha sido parcialmente modificada por el hombre pero no lo suficiente como para cambiar sus características esenciales como estructura y diversidad genética”.

**Bosque secundario:** “masa forestal que se desarrolla naturalmente después de la desaparición total o parcial de otra anterior, con frecuencia una masa corpórea diferente a la remplazada”.

**Tacotal:** “formación vegetal constituida por especies herbáceas, leñosas y arbóreas que no sobrepasan los 15 metros de altura, originadas por el abandono de áreas agrícolas o de pasto. Generalmente está compuesta por especies pioneras de rápido crecimiento y su potencial económico depende de las especies presentes”.

**Charral:** “formación vegetal constituida por especies herbáceas, leñosas y ocasionalmente arbóreo invasora de uno a tres metros de altura, que no sobrepasan los cinco metros de altura y crecen en terrenos deforestados y luego abandonados”.

Anexo 2.  
 Bondad de ajuste en modelos hidráulicos de flujo de agua  
 desarrollados por CIH  
 (Centro de Investigaciones Hidráulicas)  
 La Habana - Cuba

a) Presentación

En el período entre el 1 de septiembre y el 6 de octubre del 2009, el autor, mediante acuerdos de cooperación entre el DOCINADE y el CIH, cumplió el programa de pasantía en La Habana - Cuba, en concordancia con el Plan de Trabajo de Entrenamiento de Posgrado Doctoral acordado entre el doctorando y el coordinador, refrendado por la Vicerrectoría de Investigación y Posgrado de este Instituto Superior Politécnico Jose Antonio Echeverría (ISPJAE), respaldado con documento 196-5/2009. El Dr. Ing. Norberto Marrero de León, en calidad de Profesor titular Consultante, se ha desempeñado como Coordinador del proceso de capacitación. Este anexo es parte del informe de pasantía presentado por el suscrito.

b) Esquemas de los modelos estudiados

JORGE ( 1998) desarrolló los modelos MHIDE(Modelo Hidrológico Determinístico) y TCG ; los que aplica a la calibración y validación en 14 cuencas cubanas; en 13 cuencas aplica el modelo MHIDE, en dos de esas mismas cuencas aplica el modelo TCG<sub>versión 1</sub> y en una cuenca aplica el modelo TCG<sub>versión 2</sub>. Las figuras siguientes esquematizan los conceptos utilizados por esta autora y muestran una secuencia de mejoramiento progresivo entre el MHIDE y el TCG.

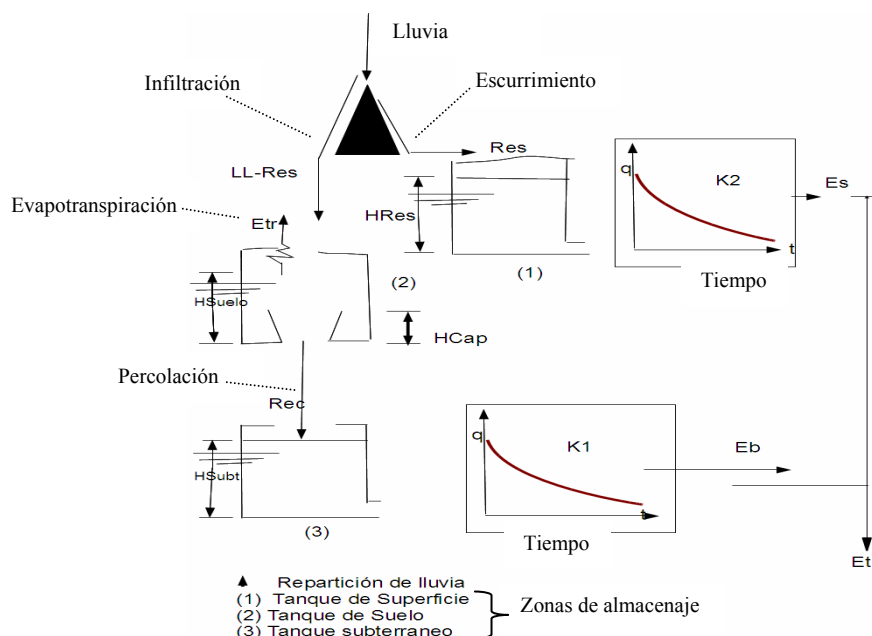


Fig 1. Esquema del modelo MHIDE Fuente: Jorge, MC. 1998 Fig. 3.1 en pag 28.

Los significados de los términos utilizados en los esquemas, se encuentran en la página final de este anexo.

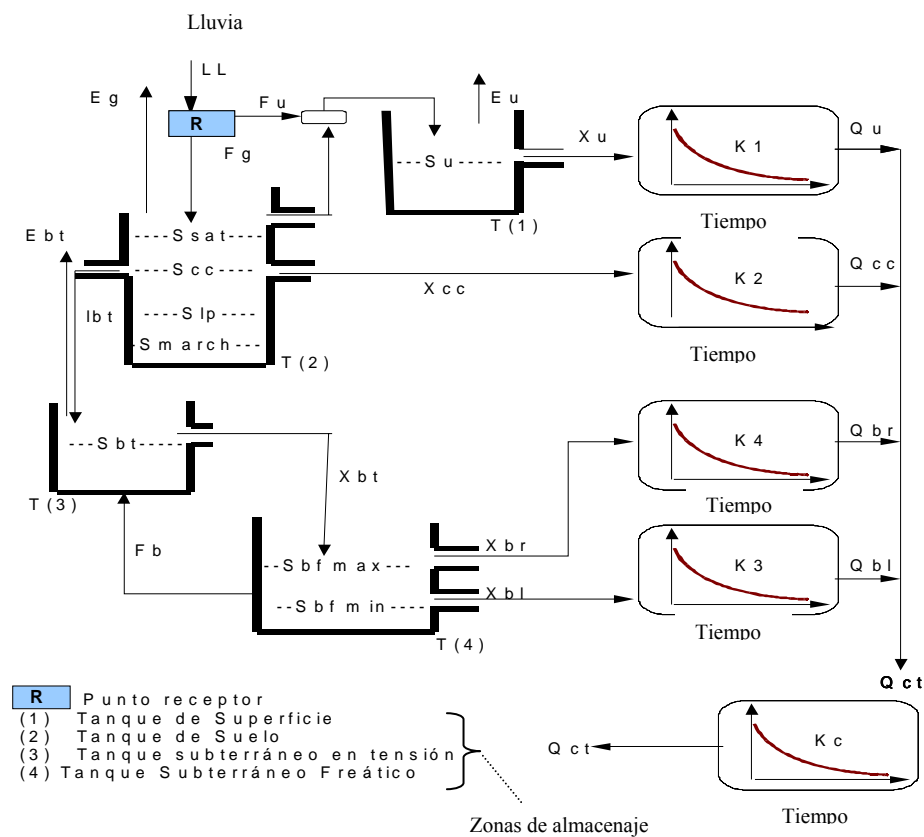


Fig 2. Esquema del modelo TCG versión 1. Fuente: Jorge, MC. 1998 Fig. 4.1 en pag 60.

c) Datos de las cuencas estudiadas en Cuba.

La cuenca estudiada con la mayor área es de  $312 \text{ km}^2$ , siete (7) cuencas presentan entre  $23$  y  $44 \text{ km}^2$  y seis (6) entre  $72$  y  $312 \text{ km}^2$ .

Cuadro 1. Datos de cuencas calibradas y validadas

Numero de cuenca	Area $\text{Km}^2$	Numero de pluviógrafos	Cobertura por pluviografo $\text{Km}^2$	Período de Calibración (años)	Período de Validación (años)
1	312,29	16	19,5	2	2
2	41,86	4	10,45	2	1
3	43,18	8	5,4	2	4
4	42,07	5	8,4	2	1
5	35,72	4	8,93	2	1
6	42,74	3	14,3	3	1
7	98,3	3	32,7	3	1
8	30,0	2	15	4	1
9	23,49	3	7,83	7	-
10	146,6	5	29,3	3	1
11	249,6	12	20,8	4	1
12	279,6	4	69,9	4	1
13	72,56	4	18,14	3	2
14 <sup>a</sup>	26,7	3	8,9	6	6
14 <sup>b</sup>	122	5	24,4		

Fuente. Elaboración propia a partir de las Tablas 5.2, 3.3, 3.5, 3.6 a (Jorge, MA. 1998)

#### d) Información de lluvia

No se contó con datos detallados del área cubierta por cada estación, sin embargo se hace este análisis para efectos de conocer la densidad aproximada de estaciones aplicada en estos estudios, desarrollados en cuencas de menos de 300 km<sup>2</sup>. Como resultado, se obtienen una cobertura aproximada para cada pluviómetro utilizado en los estudios, la que es presentada en el Cuadro 1 de este anexo.

En este tipo de estudios, la densidad de estaciones pluviográficas es un tema interesante, dado que en general la variación de la precipitación en las cuencas es alta (tanto por variaciones en altura, condiciones orográficas como por efectos de microclimas) por lo que se vuelve un factor importante en el estudio de los escurrimientos y el balance hidrológico.

En la Figura 3 se presenta una curva de ajuste utilizando los 15 datos disponibles. La ecuación es  $y = 0.1082x + 8.2941$ , (donde x es el área de la cuenca) con un  $R^2 = 0.4374$ . Solamente las cuencas numeradas con 1 y con 11 presentan una densidad de pluviógrafos atípica respecto al resto de las cuencas, de manera que la curva se sesga. Eliminando los datos de las dos cuencas indicadas, se encuentra un valor  $R^2 = 0.9312$  y la curva responde a la forma  $y = 0.2332x + 1.487$  (cuyo gráfico no se muestra).

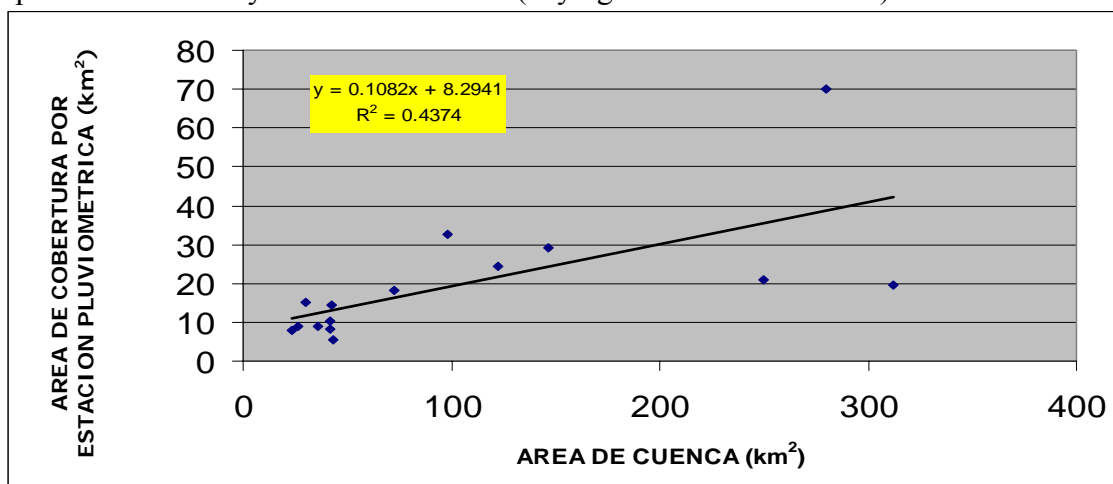


Fig. 3. Área de cobertura aproximada por estación pluviométrica en 15 cuencas (Elaboración propia con base en Cuadro 1-C)

Cuadro 2. Áreas de influencia máximas recomendadas para estaciones registradoras de precipitación.

Unidad fisiográfica	Áreas máximas (km <sup>2</sup> por estación)	
	No registradoras	Registradoras
Costeras	900	9.000
Montañosas	250	2.500
Planas interiores	575	5.750
Abiertas/onduladas	575	5.750
Pequeñas islas (< 500 km <sup>2</sup> )	25	250
Áreas urbanas	-	10-20
Polares/áridas	10.000	100.000

Fuente: WMO, 1994. Guide to hydrological practices. Data acquisition and processing analysis, forecasting and other applications. WMO-No 168. Fifth edition. Chapter 20 – Design and evaluation of hydrological networks. Pags 268,271. Table 20.1



Para efectos comparativos se muestra el Cuadro 2 , tomado del Capítulo 20.2 de la Guía de prácticas hidrológicas de la Organización Mundial Meteorológica.

Se puede comprobar que la densidad mínima de estaciones de precipitación, adoptada para desarrollar los estudios de cuencas en Cuba es muy inferior a la que se recomienda en la guía de OMM, mostrada en el cuadro 1 y en la figura 3.

e) Analisis del ajuste según cuencas y tipos de modelos utilizados.

En la fase de calibración y de validación , Jorge, MC. (1998), utiliza los siguientes métodos:

- 1) comparación diaria del hidrógrafo de escurrimiento diario observado, respecto al modelado
- 2) criterios de bondad de ajuste para los períodos: húmedo, seco y anual.

Un ejemplo de hidrógrafo diario observado y modelado se muestra en la figura 4, tomado de un estudio en la Subcuenca Caracusey en la que se aplicó el modelo TCG. Gotay J. 2002, señala que el éxito que se pueda alcanzar con la aplicación de cualquier modelo hidrológico depende en gran medida de la calidad del proceso de calibración. “Si esta no es buena, ninguna confianza merece cualquier pronóstico que se quiera realizar con el mismo.”

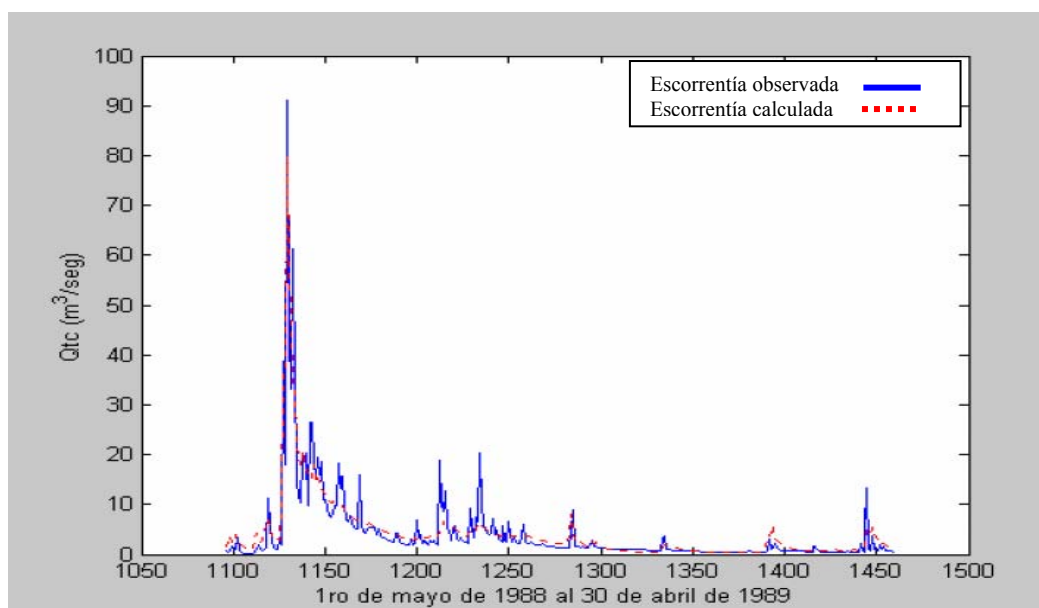


Fig. 4. Hidrógrafo del escurrimiento diario medio observado y calculado con modelo TCG – en la Subcuenca Caracusey – Cuba (Gotay, J. 2002)

Gotay J. (2002) indica que el grado de ajuste entre los valores simulados por el modelo y los observados en la estación de control, se miden mediante la utilización de un criterio o función objetivo, que puede ser la simple representación gráfica de las diferencias entre los valores de salidas producidas por el modelo y los valores observados o se puede recurrir al empleo de funciones matemáticas que expresan el grado de ajuste entre el modelo y la realidad estudiada.

El algoritmo de bondad de ajuste utilizado en los estudios de Jorge, MC (1998) y que se presenta en la página 45 de esta tesis es:

$$E_k = \frac{Q_{ok} - Q_{mk}}{Q_{ok}} \times 100$$

Donde:

$Q_{ok}$  = escurrimiento medio observado (m<sup>3</sup>/seg).

$Q_{mk}$  = escurrimiento medio calculado con el modelo (m<sup>3</sup>/seg).

$E_k$  = error del escurrimiento medio para los períodos: húmedo, seco y anual (%).

El error de escurrimiento medio se calcula para : el período húmedo (k = h), el período seco (k=s) y anual (k = a), con los datos del escurrimiento medio correspondientes.

El algoritmo utilizado para calcular el error del escurrimiento medio ( $E_k$ ) es un arreglo equivalente al algoritmo para evaluación del desempeño ( $\alpha$  denominado valor de ajuste inicial y al valor  $\epsilon$  denominado valor de ajuste mejorado, usado en esta tesis.

Otros autores utilizan la denominación de **función objetivo**, desarrollado en el apartado C.3.2.2 de esta tesis, donde nos referimos a algoritmos de ajuste del modelo, utilizados para contar con criterios de bondad del ajuste de los modelos. Existe una gran cantidad de ecuaciones utilizadas de las cuales se puede mencionar las ecuaciones 7-C3, 8-C3 (a,b,c,d,e) y la 9-C3.

En general, los valores cercanos o iguales a cero si se expresa el error de escurrimiento en forma porcentual, determinan un mejor ajuste entre la salidad del modelo y los valores observados.

Cuadro 3. Error del escurrimiento medio para los períodos: húmedo, seco y anual (%) – cuencas en Cuba en las que se utilizó el Modelo MHIDE.

Numero de cuenca	Fase de calibración			Fase de validación		
	$E_h$	$E_s$	$E_a$	$E_h$	$E_s$	$E_a$
1	0,02	1,49	0,57	-8,87	-4,99	-6,83
2	-0,13	0,60	0,00	1,42	5,20	2,21
3	-12,0	-13,10	-12,90	-12,10	-12,00	-11,60
4	0,39	0,28	3,76	1,98	8,85	4,91
5	0,09	0,84	0,34	2,63	8,34	4,78
6	3,99	5,19	4,08	-0,69	12,20	4,53
7	-0,09	-2,00	-0,17	-8,56	12,44	-6,14
8	9,88	12,41	10,93	8,90	15,00	10,82
9 (*)	-	-	-	-	-	-
10	1,94	5,15	2,96	6,80	-6,26	3,80
11	-1,55	-0,80	-1,32	7,73	-2,76	-5,28
12	10,38	9,12	10,56	12,90	-2,91	-10,70
13	3,38	2,88	3,80	7,05	5,82	7,04

Fuente: elaboración propia con datos de Jorge, MC. (1998), (\*) no se logro calibrar ni validar.

El gráfico siguiente (Fig. 5) muestra los siguientes resultados:

- f) en 9 de las 12 cuencas en la fase de calibración los valores del error medio de escurrimiento están entre el 0% y el 5%.
- g) En 3 de las 12 cuencas en fase de calibración, los valores están entre el 9% y el 13%.
- h) salvo para las cuencas 4, 11, 12 y 13 en la fase de calibración, los mejores ajustes se obtienen en época húmeda.
- i) en la fase de validación se observa en general un desmejoramiento del ajuste, con valores más altos en la fase húmeda respecto a la seca. En la cuenca 3 existe mejora y los valores de la cuenca 8 y de la 12 presentan una alta dispersión.
- j) En las cuencas restantes, se presenta desmejoramiento del ajuste en la fase de validación respecto a la de calibración.

Debe notarse que la cuenca 3 es la que presenta un mayor período de validación (4 años) mientras las demás presentan como calibraciones de 1 año. El efecto de la cantidad de años utilizados en las fases de estudio del modelo, respecto a su ajuste se aborda más adelante.

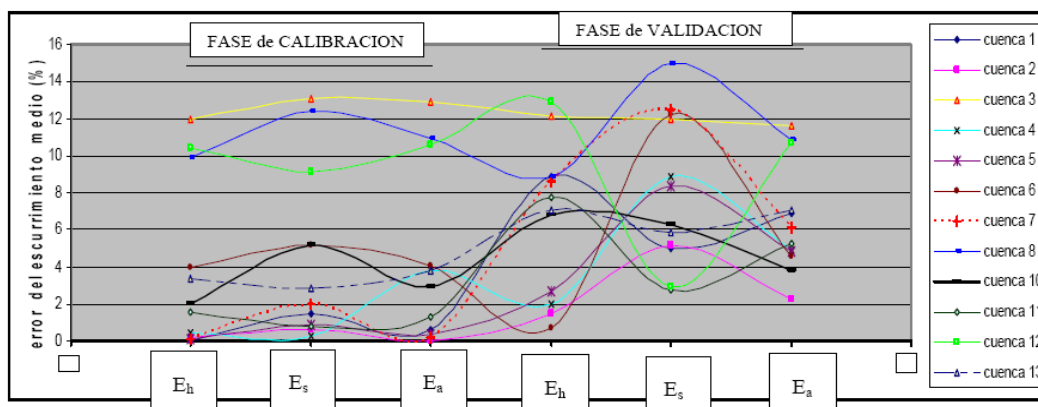


Fig. 5. Valores absolutos del error de escurrimiento medio para los períodos húmedo, seco y anual para 12 cuencas de Cuba en las que se utilizó el Modelo MHIDE. (Elaboración propia con base en Cuadro 3)

Cuadro 4. Error del escurrimiento medio para los períodos anuales (%) en cuencas en Cuba en las que se utilizó el Modelo MHIDE y el Modelo TCG<sub>versión 1</sub> y el Modelo TCG<sub>versión 2</sub>

Modelo	MHIDE		TCG <sub>versión 1</sub>		TCG <sub>versión 2</sub>	
	Fase		Fase		Fase	Fase
	Calibración	Validación	Calibración	Validación	Calibración	Validación
Numero de cuenca	E <sub>a</sub>	E <sub>a</sub>	E <sub>a</sub>	E <sub>a</sub>		
8	10,93	10,82	6,6	7,5		
12	10,56	-10,7	7,73	8,11		
14 <sup>a</sup>	-	-	-	-	0,00	3,57
14 <sup>b</sup>	-	-	-	-	-3,10	-3,5

Fuente: elaboración propia con datos de Jorge, MC. (1998),

La figura 6, elaborada con los datos del Cuadro 4, muestra los resultados obtenidos al aplicar en tres cuencas los modelos MHIDE y TCG, a partir del cálculo del error del escurrimiento medio para los períodos anuales.

- 1) para las cuencas 8 y 12 se logra mejorar la calibración y la validación al pasar de modelo MHIDE al TCG.
- 2) para la cuenca 14, en la que solamente se aplicó el modelo TCG<sub>versión 2</sub>, se logran los mejores ajustes al calcular el error del escurrimiento medio.

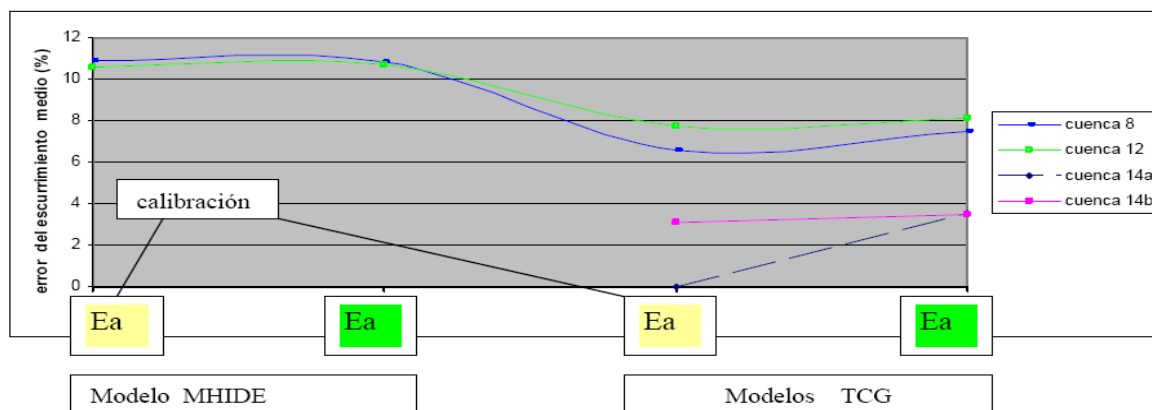


Fig. 6. Valores absolutos del error de escurrimiento medio para los períodos anuales para 3 cuencas de Cuba en las que se utilizó el Modelo MHIDE y el Modelo TCG<sub>versión 1</sub> y el Modelo TCG<sub>versión 2</sub> (Elaboración propia con base en Cuadro 4).

#### f) Mejoras en el desempeño de los modelos

La explicación respecto a las mejoras en el desempeño de los modelos para representar las variaciones diarias en el flujo medio calculado respecto a los valores observado son las siguientes:

- 1) los modelos fueron desarrollados en forma progresiva por la autora de los mismos, buscando mejorar la capacidad de responder al fenómeno estudiado, desde algoritmos sencillos inicialmente hasta desarrollos más complejos. Tal aspecto se observa en los esquemas de las figuras 1 y 2.
- 2) Las mejoras observada (menor error) al usar el modelo TCG<sub>versión 2</sub> se debe a que la cuenca se subdivide en subcuencas mejorando así la capacidad para representar los efectos de entradas y salidas de las aguas.

Jorge (1998) concluye que el modelo MHIDE resultó efectivo para el cálculo de la recarga de acuíferos en estudios hidrogeológicos en varias cuencas; para lo cual se utilizó en forma conjunta con el modelo de simulación de agua subterráneas AQÜIMPE. Por tanto se ratificó la necesidad real y creciente de estudiar de forma integral los recursos hídricos. Sin embargo el modelo TCG refleja mejor la realidad del ciclo hidrológico en su fase terrestre respecto al modelo MHIDE, permitiendo un mejor acople con el modelo AQÜIMPE.

El resultado es de mucha importancia teórica y constituye la base para aplicaciones prácticas

#### g) Procesos de calibración

Gotay (2002) en la subcuenca Carucusey – Cuba (identificada con el número 14 en el cuadro 4) a partir de los modelos desarrollados por Jorge, MA. (1998), realiza investigaciones específicamente en el desarrollo de procesos de calibración manual o

automatizada de modelos determinísticos. En los resultados muestra mejoras en el desempeño del modelo TCG<sub>versión 2</sub>, determinadas por el uso de un mayor número de períodos anuales para realizar las calibraciones en esa cuenca.

En el caso considerado por Gotay (2002) el modelo analizado consta de 30 parámetros a calibrar. Al tener en cuenta que el modelo TCG en su segunda versión permite realizar el cálculo de la recarga neta al acuífero, desarrolla la función objetivo con tres tipos de series fueron generadas con la finalidad de utilizarla en la calibración: La primera fue una serie de escurrimientos totales correspondientes al cierre que se encuentra aguas abajo, la segunda y tercera correspondieron a la recarga neta al acuífero en cada una de las subcuencas consideradas respectivamente.

Se analizó el caso cuando no se consideraba la información de la recarga neta al acuífero y el caso cuando si se incorporaba al proceso de calibración en cuyo caso la función objetivo planteada es de la forma:

$$F.obj = W_1 \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{Nd} (Qo_i - Qc_i)^2}{Nd}} + W_2 \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{Nd} (RNAo_i - RNAC_i)^2}{Nd}} + W_3 \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{Nd} (RNBo_i - RNBC_i)^2}{Nd}}$$

Donde:

$Qo$ : Escurrecimientos totales observados.

$Qc$ : Escurrecimientos totales calculados por el modelo.

$RNAo_i$ : Recarga Neta Observada al acuífero correspondiente a la subcuenca A

$RNAc_i$ : Recarga Neta Calculada al acuífero correspondiente a la subcuenca A

$RNBo_i$ : Recarga Neta Observada al acuífero correspondiente a la subcuenca B

$RNAc_i$ : Recarga Neta Calculada al acuífero correspondiente a la subcuenca B

$Nd$ : Total de días que participan en la calibración

$W1, W2$  y  $W3$ : Son los respectivos pesos que en el caso considerado  $W1= 0.5$ ;

$W2= W3= 0.25$

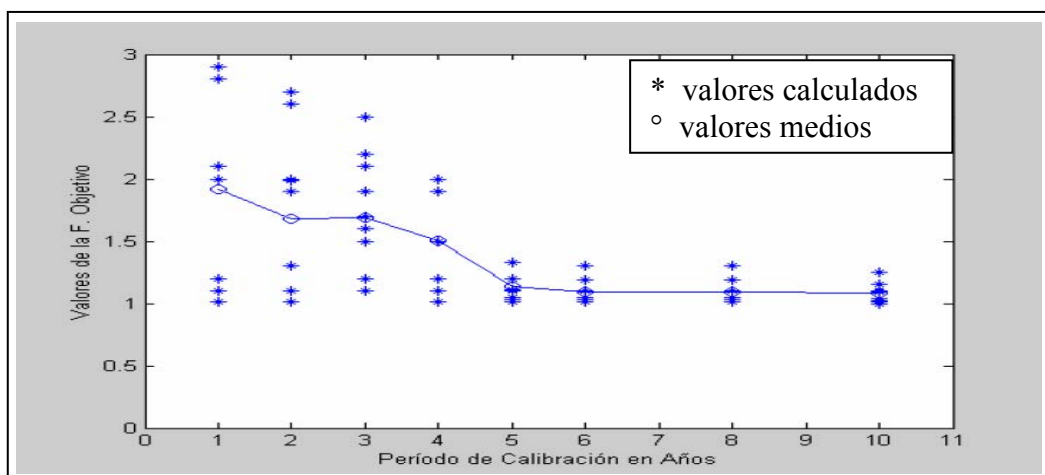


Fig. 7. Gráfica de cambio en la bondad de ajuste (eje y) vrs cantidad de años (eje x) utilizados en la calibración del modelo TCG<sub>versión 2</sub> – en la Subcuenca Carucusey – Cuba Fuente: fig 4.1 de Gotay, J. 2002.

Gotay (2002), logra los resultados que se muestran en la Fig. 7 y saca tres conclusiones interesantes:

- Tanto la media, como la variabilidad de los valores de la función objetivo decrecen al incrementarse la longitud del período de calibración.
- La capacidad del modelo TCG para obtener resultados estables, puede ser afectada cuando se utilizan muestras de datos para la calibración que se extiendan desde uno hasta cuatro años de registros. No existe una ganancia en calidad (media y variabilidad) por encima de los cinco años de longitud, para el período de calibración. El mejoramiento en los resultados no es significativo.
- Al incrementarse el número de años que participan en la calibración, los valores medios de la función objetivo se aproximan a un valor bajo (entre 1 y 1.5, este valor es pequeño comparado con otros que se obtienen en problemas similares y que oscilan entre 10 y 20 según la literatura relacionada).

Ese autor concluye que el modelo TCG realiza una buena representación de la cuenca en estudio.

Un aspecto importante en el proceso de calibración de los modelos; se refiere a la necesidad de calibrar los parámetros involucrados en los algoritmos utilizados. Para esto se hace de técnicas de ajuste mediante evaluaciones reiterativas de la función objetivo. Sorooshian (1993) citado por Gotay (2002:17) trabajó en el modelo de contabilidad de la humedad del suelo Sacramento, con 13 parámetros y encontró necesario aplicar un promedio de 45.887 evaluaciones de la función objetivo, para calibrar el modelo; lo cual hace que el método no sea eficiente.

El método SCE-UA (Gotay 2002:17) utiliza una combinación de técnicas probabilísticas y determinísticas así como también las técnicas de agrupamiento, y mostró ser muy superior al resto de los métodos empleados en cuanto a su efectividad y eficiencia con un número de 23.000 evaluaciones promedio de la función objetivo cuando este fue empleado en la calibración automática del modelo contabilidad de la humedad del suelo Sacramento, utilizando 11 parámetros a optimizar. Si se tiene en cuenta que el número de parámetros a optimizar en el modelo TCG es de 20 entonces requerirá de un número muy alto de evaluaciones de la función objetivo aumentando considerablemente el tiempo de cálculo en la computadora.

Cuadro 5. Modelo MHide – terminos utilizados

Eb	Escorrimento base al río
Es	Escorrimento directo superficial
Et	Escorrimento total
Etr	Evapotranspiración
HCap	Humedad capacidad campo
HRes	Humedad residual tanque superficial
HSubt	Humedad residual tanque Subterráneo
Hsuelo	Humedad residual tanque suelo
K1	Constante de recesión del escorrimento superficial ( $\emptyset$ ) adimensional
K2	Constante de recesión del escorrimento subsuperficial ( $\emptyset$ ) adimensional
LL	Precipitación
Rec	Recarga tanque subterráneo
Res	Retención superficial

Cuadro 6. Modelo TCG versión 1– términos utilizados

Ebt	Evaporación
Eg	Evapotranspiración
Eu	evaporación
Fb	Flujo capilar de entrada
Fg	Flujo de entrada
Fu	Flujo de entrada
K1	Constante de recesión del escorrimento superficial ( $\emptyset$ ) adimensional
K2	Constante de recesión del escorrimento subsuperficial ( $\emptyset$ ) adimensional
K3	Constante de recesión del escorrimento subterráneo lento ( $\emptyset$ ) adimensional
K4	Constante de recesión del escorrimento subterráneo rápido ( $\emptyset$ ) adimensional
Kc	Constante que permite manejar la recesión de agua en el cauce en el tiempo considerado. ( $\emptyset$ ) adimensional
lbt	Flujo de percolación de entrada
LL	Precipitación
Qc	Escorrimento total en el cierre
Qcc	Escorrimento subsuperficial
Qbl	Escorrimento subterráneo lento
Qbr	Escorrimento subterráneo rápido
Qct	Escorrimento total
Qu	Escorrimento superficial
Ssat	Capacidad de saturación del suelo(en mm)
Su	Capacidad del tanque superficial (en mm)

<b>Continuación Cuadro 6.</b>	
Scc	Capacidad de campo (en mm)
Slp	Capacidad del límite productivo (en mm)
Smarch	Capacidad del coeficiente de marchitez (en mm)
Sbt	Capacidad del tanque subterráneo de la zona de agua en tensión (en mm)
Sbf max...	Capacidad máxima del tanque subterráneo de la zona del agua freática (en mm)
Sbf min...	Capacidad mínima del tanque subterráneo de la zona del agua freática (en mm)
Hu	Contenido de humedad tanque superficial
Hg	Contenido humedad tanque suelo
T(1) T(2) T(3) T(4)	Tanques 1, 2, 3, 4.
Xu	Exceso de agua en el tanque 1.
Xcc	Exceso de agua en el tanque 2.
Xbt	Exceso de agua en el tanque 3.
Xbl	Exceso de agua en el tanque 4.
R	Punto receptor y repartidor