

UFRGS

Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Instituto de Pesquisas Hidráulicas

CENTRO DE HIDROLOGIA APLICADA

UNESCO

Aproximación a un Modelo Determinístico de Simulación Pluvio-Hidrológica

Tese apresentada como um dos requisitos ao grau de
Mestre em Ciência em Hidrologia Aplicada

Por

Héctor Raúl Muñoz Espinosa

AGOSTO - 1972



PROGRAMA
DAS NAÇÕES UNIDAS PARA O
DESENVOLVIMENTO
— U N D P —



UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE PESQUISAS
HIDRAULICAS



ORGANIZAÇÃO DAS
NAÇÕES UNIDAS PARA
EDUCAÇÃO, CIÊNCIA
E CULTURA
— UNESCO —

CENTRO DE HIDROLOGIA APLICADA

TELEG. "HIDROCENTRO"
TELEFONE : 23-33-94

SUA REF. :

NOSSA REF. :

CAIXA POSTAL 530
PORTO ALEGRE - BRASIL

"APROXIMACIÓN A UN MODELO DETERMINÍSTICO DE SIMULACIÓN
PLUVIO-HIDROLÓGICA".

TRABALHO APRESENTADO COMO PARTE DOS REQUISITOS
PARA OBTENÇÃO DO TÍTULO DE
MESTRE EM CIÊNCIAS, EM
HIDROLOGIA APLICADA

OPÇÃO: Hidrologia

AUTOR: Héctor Raúl Muñoz Espinosa

ORIENTADOR: Prof. Roger Berthelot

EXAMINADORES:

Roger Berthelot

Director Técnico y Professor do C.H.A.

Ruy Luz da Silveira

Professor de Hidrometria do C.H.A.

Eurico Trindade Neves

Professor de Mecânica dos Fluidos e Hidráulica na
Escola de Engenharia - UFRGS

Penido Fontoura da Silva

Professor do Instituto de Matemática da UFRGS.

Data do exame:

Aprovação: _____

Presidente da Banca

"APROXIMACIÓN A UN MODELO
DETERMINÍSTICO DE SIMULACIÓN PLUVIO-
HIDROLÓGICA"

autor:

Héctor Raúl Muñoz Espinosa

orientador:

Prof. Roger Berthelot

ERRORES DACTILOGRÁFICOS ADVERTIDOS

Pág.	Línea	Dice:	Debe decir:
III	8	"...que lleva a cabo en C.H.A. del..."	"... que lleva a cabo el C.H.A. del..."
III	26	"... Cálculo Digital del Proyecto de..."	"... Cálculo Digital del Proyecto de..."
VI	8	" PL = L uvia neta ..."	" PL = Lluvia neta..."
VI	26	"... Equivalente al tiempo..."	"... Equivale al tiempo..."
IX	8	" Planteamineto del problema"	" Planteamiento del problema"
X	24	" Citerio para..."	" Criterio para..."
0-3	21	" Para una adecuada..."	" Para una adecuada..."
0-4	4	" ... porque pertence al..."	"... porque pertenece al..."
0-8	28	" ... problema enfentado..."	"... problema enfrentado..."
0-9	2	" ... usada en preidcciones..."	"... usada en predicciones..."
0-10	8	" ... contariamente..."	"... contrariamente..."
0-13	Fórm. (4)	" ... $\sum_{n=1}^{N+1} b_{n-1} D^m + 1 \dots$ "	"... $\sum_{n=1}^{N+1} b_{n-1} D^n + 1 \dots$ "
0-13	20	" ... modelos com O.P.H."	"... modelos con O.P.H."
1-7	6	" ... usando la humedade en ..."	"... usando la humedad en ..."
1-7	17	" ... debe ser a lo que por ..."	"... debe ser igual a lo que ..."
1-12	10 y 11	" ... cuanto nás seco se encuentre el su elo,..."	" ... cuanto más seco se encuentre el sue- lo,..."
1-15	14	$0 - \frac{c^2}{(x+c)^2} \leq 1$	$0 \leq \frac{c^2}{(x+c)^2} \leq 1$

Pág.	Línea	Dice:	Debe decir:
1-25	5	"... álculo correspndiente..."	"...cálculo correspondiente..."
3-3	6	"...lo hemos hecho..."	"...los hemos hecho..."
3-5	14	"...La subrutuia RECAR..."	"...La subrutina RECAR..."
4-1	9	"...Long 52" 55' W y Lat.31° 50° S	"...Long 52°55'W y Lat 31°50' S
4-2	6	" h=diferencia de nivel..."	" Δh= diferencia de nivel..."
4-5	1	" La clasificación que sique..."	"...La clasificación que sigue..."
4-6	5	"... pastajes emjorados..."	"...pastajes mejorados..."
4-8	20	"...(sección de contrato)..."	"...(sección de Contrato)..."
4-9	15	"...pluviómtero..."	"...pluviómetro..."
4-9	22	"...Whather Bureau..."	"...Weather Bureau..."
5-4	7	"...aparecieron de in mediato..."	"...aparecieron de inmediato..."
5-6	última	"... Pedro Oso io..."	"...Pedro Osorio..."
5-8	6	"... Se disp ne de..."	"...se dispone de..."
5-10	8	"... las c ntidades de lluvia..."	"...las cantidades de lluvia..."
6-2	16	"... 6.2.1. se muestran..."	"...6.2 se muestran..."
6-6	21	"... Un aumento en k implica, mayor..."	"...Un aumento en k implica mayor..."
6-8	18	"... El año de cumparación s 1968..."	"...El año de cumparación es 1968..."
7-8	16	" 7.1.4. Tiempo de computacion."	" 7.1.5. Tiempo de computación."
8-1	10	"...mecanismo de transpormación..."	" ... mecanismo de transformación..."

P R O L O G O

El Centro de Hidrología Aplicada del Instituto de Pesquisas Hidráulicas de La Universidad Federal de Rio Grande do Sul, se ha caracterizado, desde su inicio, por el énfasis dado a aquello que constituye una de las ramas más modernas y poderosas de la hidrología: la Hidrología Sintética.

Dentro de las líneas de investigación en modelos de simulación que lleva a cabo el C.H.A. del I.P.H., el autor ha desarrollado el tema de la presente publicación como parte de los requisitos para optar al grado académico de Master en Ciencias (M.Sc.) con mención en Hidrología.

Esta investigación fue propuesta y efectuada bajo la autoridad del Prof. Roger Berthelot (1). El objetivo final es la elaboración de un modelo matemático de simulación pluvio-hidrológica y la determinación del número óptimo de componentes de escorrentía para obtener una simulación aceptable, sin que el modelo pierda universalidad.

La presente publicación es sólo la primera parte del trabajo tendiente al objetivo final antes señalado y se presenta aquí a modo de "estado de situación" de una investigación en curso.

(1) Licence ès - Sciences Mathématiques de Doctorat (U. de Paris). Ingénieur Hydraulicien (Grenoble). Hidrólogo (ORSTOM). Directeur de Recherches - ORSTOM. Fue Jefe del Departamento de Hidrometeorología y del Departamento de Cálculo Digital del Proyecto de la N.U. para la cuenca del río Mekong. Es Consejero del Fondo Especial de las N.U. en Hidrometeorología y en la aplicación de computadores en hidráulica e hidrología. Director Técnico y Profesor del C.H.A.

El autor desea expresar en estas líneas su agradecimiento a las siguientes personas e instituciones:

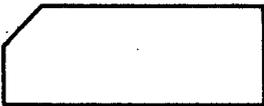
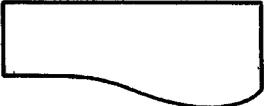
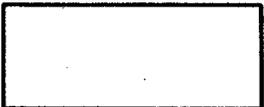
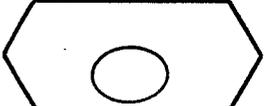
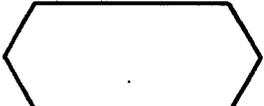
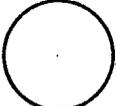
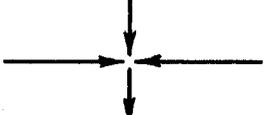
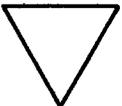
- Al Prof. Roger Berthelot, a quien debe su iniciación en Hidrología Sintética, por su abnegada y eficiente labor de maestro para transmitir sus vastos conocimientos y experiencia, en pro de la formación de los técnicos que América Latina demanda en el área del racional aprovechamiento de sus recursos hídricos.
- Al ingeniero Pierre Cailliez, Prof. de Tecnología de Computador en el C.H.A., por su muy efectiva colaboración en la discusión del modelo propuesto y en la programación del mismo.
- Al Centro de Hidrología Aplicada, por las facilidades otorgadas para la elaboración del presente trabajo.
- A la Universidad del Norte de Chile, que especializando su cuerpo docente, procura servir cada vez mejor, los intereses de la comunidad que la sustenta.
- Al Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (UNDP) y a su agencia, la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO), gracias a la cual ha sido posible el Proyecto BRA-70.
- A la Comisión Mixta Brasileira Uruguay - Sector Brasileiro - para el desarrollo de la Cuenca de la Laguna Mirim (C.L.M.), que proporcionó los datos que le fueron solicitados.

- A la Dirección Nacional de Obras Sanitarias (D.N.O.S.) Sector de Pôrto Alegre, que permitió el acceso a sus archivos de datos hidrometeorológicos.

Pôrto Alegre, Junio de 1970.

- S_{MAX}** = Máximo contenido de humedad que el suelo puede aceptar.
- CAP** = Contenido mínimo de humedad en el suelo para que pueda existir percolación.
- K** = Coeficiente adimensional menor o igual que la unidad. Representa la fracción de percolación potencial que se manifiesta en el cauce del río.
- BETA** = Coeficiente adimensional tal que $BETA > 0$.
- ALFA(MES)** = Parámetro(s) adimensional que sirve para que la evaporación medida sea representativa de la evapotranspiración potencial media en toda la cuenca.
- C(IHEXA)** = Coeficiente de distribución de la evapotranspiración diaria en los diferentes períodos Δt menores que un día.
- τ_i** = Tiempos de retardo de las lluvias, medidos en número de períodos Δt , siendo "i" el número del correspondiente polígono de Thiessen.

Nomenclatura utilizada en los diagramas de bloques
del modelo.

S I M B O L O	O P E R A C I O N
	Inicio de programa
	Lectura en cartones perforados
	Lectura en el disco
	Escritura de resultados
	Test de decisión para dos o tres caminos alternativos
	Proceso de cálculo
	Lazo "DO" En el círculo aparece el número de comando del programa hasta el cual es válido el lazo.
	Llamado a subrutina
	Elemento de conexión
	Dirección del flujo
	Fin

INDICE GENERAL

Título	I
Autor y orientador	II
Prólogo	III
Símbolos utilizados	VI
Nomenclatura utilizada en los diagramas de bloques	VIII
Índice	IX

<u>INTRODUCCIÓN: Modelos de simulación hidrológica</u>	0-1
0. Planteamiento del problema	0-2
0.1. Sistemas hidrológicos	0-3
0.2. Simulación matemática de Sistemas Hidrológicos	0-4
0.3. Propósito de los modelos de simulación	0-6
0.4. Tipos de modelos de simulación matemática	0-6
0.4.1. Modelos determinísticos y modelos estocásticos	0-6
0.4.2. Modelos analíticos y modelos empíricos	0-9
0.4.2.1. Modelos analíticos	0-9
0.4.2.2. Modelos empíricos	0-10
0.4.3. Modelos a reservorios y modelos con O.P.H.	0-11
0.4.3.1. Modelos a reservorios	0-11
0.4.3.2. Modelos con operador Pluvio-hidrométrico (O.P.H.)	0-11
0.4.4. Modelos lineales y no lineales	0-12

Primera parte: El modelo propuesto

Capítulo 1: Elementos del modelo y mecanismos de interacción	1-1
1.1. Procesos que se producen cuando llueve	1-3
1.1.1. Caso en que la precipitación es mayor que la evapotranspiración potencial	1-3
1.1.1.1. Lluvia neta	1-3
1.1.1.2. Percolación	1-4
1.1.1.3. Infiltración potencial	1-7
1.1.1.4. Lluvia efectiva (VSUP) e Infiltración real (IR)	1-10
1.1.1.5. Análisis y discusión de la fórmula propuesta para el cálculo de la lluvia efectiva	1-11
1.1.1.6. Cálculo de VSUP e IR	1-18
1.1.1.7. Variación de la recarga	1-19
1.1.2. Caso en que la precipitación es inferior o igual que la evapotranspiración potencial	1-19
1.2. Procesos que se producen cuando no llueve	1-20
1.2.1. Evapotranspiración	1-21
1.2.1.1. Antecedentes	1-21
1.2.1.2. Criterio para el cálculo de la evapotranspiración real, ER	1-24
1.2.2. Percolación y variación de la recarga	1-27
1.3. Resumen de parámetros	1-28
Capítulo 2: Síntesis de las descargas medias diarias	2-1
2.1. Descargas superficiales	2-1
2.2. Descarga de base	2-1
2.3. Descargas medias diarias	2-1
2.4. Tiempos de retardo en las lluvias	2-3
Capítulo 3: Uso del modelo	
3.1. Fluxograma descriptivo del programa principal	3-1
3.1.1. Arreglo intermediario que contiene las lluvias de los últimos diez días	3-1
3.1.2. Elementos de control anual y mensual	3-3
3.1.3. Descargas debidas a las lluvias anteriores al período de simulación	3-4
3.1.4. Dislocamientos necesarios	3-5

3.1.4.1.	Para cálculo de PERR	3-5
3.1.4.2.	Para cálculo de descargas	3-6
3.1.5.	Cálculo de las descargas medias diarias	3-6
3.1.5.	Metodología de ajuste	3-6

Segunda parte : Comprobación de la validez del modelo

Capítulo 4: Características de la cuenca de prueba 4-1

4.1.	Ubicación geográfica	4-1
4.2.	Características físicas	4-1
4.2.1.	Forma	4-1
4.2.2.	Pendiente media	4-2
4.2.3.	Altitudes características	4-2
4.2.4.	Cobertura, suelos y geología	4-5
4.2.4.1.	Zona del Divisor (Símbolo "D")	4-5
4.2.4.2.	Zona de las sierras (Símbolo "S")	4-5
4.2.4.2.1.	Tipo "Sn": cerros	4-5
4.2.4.2.2.	Tipo "Sr" (Serranías)	4-6
4.2.4.3.	Zona de las colinas (Símbolo "C")	4-6
4.3.	Características hidrometeorológicas	4-8
4.3.1.	Régimen hidroclimático	4-8
4.3.2.	Red hidrometeorológica	4-8
4.3.2.1.	Precipitaciones	4-9
4.3.2.2.	Evaporaciones	4-9
4.3.2.3.	Descargas	4-9

Capítulo 5: Origen y análisis de los datos 5-1

5.1.	Origen y recopilación	5-1
5.1.1.	Datos de precipitación diarias	5-1
5.1.2.	Datos de evaporación	5-1
5.1.3.	Datos de niveles y caudales	5-1
5.1.4.	Datos pluviográficos	5-1
5.2.	Análisis de los datos	5-2
5.2.1.	Pluviometría	5-2
5.2.2.	Evaporación	5-2
5.2.3.	Descargas	5-3
5.2.4.	Distribución hexahoraria de las lluvias	5-4
5.2.4.1.	Falta de homogeneidad en las horas de lectura	5-4
5.2.4.2.	Falta de continuidad en los registros	5-5
5.3.	Criterio para estimar la distribución de lluvias en toda la cuenca	5-6
5.3.1.	Zonas de influencia de los pluviógrafos	5-6
5.3.2.	Casos especiales	5-8
5.3.2.1.	Caso en que faltan todos los registros pluviográficos del mes	5-8

Tercera parte: Resultados y conclusiones

Capítulo 6: Resultados de la simulación	6-1
6.1. Valores de los parámetros	6-1
6.2. Volúmenes mensuales	6-2
6.3. Volúmenes anuales	6-2
6.4. Descargas medias diarias	6-4
6.5. Influencia de los parámetros	6-4
6.5.1. Parámetros que afectan a la distribución de lluvias	6-4
6.5.2. Parámetros del modelo de cálculo de componentes de la lluvia (RECAR)	6-6
6.5.3. Parámetros de ajuste de la evapotranspiración	6-7
6.6. Sensibilidad del modelo	6-7
Capítulo 7: Discusión de los resultados y conclusiones	7-1
7.1. Posibles causas de error	7-1
7.1.1. Errores en los datos	7-1
7.1.1.1. Datos de pluviómetros	7-1
7.1.1.2. Datos de pluviógrafos	7-2
7.1.1.3. Datos de evaporación	7-4
7.1.1.4. Datos de descargas	7-5
7.1.2. Errores en la estructura del modelo	7-5
7.1.2.1. Volumen de intercepción	7-5
7.1.2.2. Volumen de agua que drena hacia afuera de la cuenca	7-6
7.1.2.3. Simplificaciones en los algoritmos	7-6
7.1.2.4. Operadores de transformación	7-7
7.1.3. Amplitud del intervalo de tiempo Δt	7-7
7.1.4. Desconocimiento personal de la cuenca	7-8
7.1.5. Tiempo de computación	7-8
7.2. Algunas conclusiones	7-9
Capítulo 8: Delineamiento del trabajo futuro	8-1
Bibliografía	
Anexo "A": Programas de computación	
Parte A.1: Programa Principal	
Subrutina RECAR	
Parte A-2: Programas complementarios para el cálculo de las lluvias hexahorarias	
Parte A-3: Programas complementarios para uso de los datos	
Anexo "B": Descargas medias diarias	
- Observadas	
- Sintetizadas	

INDICE DE FIGURAS

<u>FIG. Nº</u>	<u>MOTIVO</u>	<u>PÁGINA</u>
1.1.1.5.C	Familia de curvas $VSUP=PL^2/(PL+IP/BETA)$	1-17
2.1.	Hidrograma unitario para $VSUP=1$ mm en 6 horas	2-2
2.2.	Hidrograma unitario para PERR	2-2
2.3.	Composición lineal de hidrogramas correspondientes a $VSUP=PERR=1$ mm en las mismas 6 horas	2-2
2.4.	Efecto de los tiempos de retardo t_i en la sintetización de hidrogramas	2-5
4.2.3.	Cuenca del rio Basilio	4-3
4.2.3(b)	Curva hipsométrica	4-4
4.2.4.	Mapa de suelos	4-7
6.2.	Volúmenes mensuales de escorrentías	6-3A
6-3.	Volúmenes anuales de escorrentías	6-3B
6.4.	Descargas medias diarias observadas y sintetizadas	6-5

I N T R O D U C C I O N

"MODELOS DE SIMULACION HIDROLOGICA"

0. Planteamiento del problema.

En el estado actual de la ingeniería, toda obra tal como un aprovechamiento hidroenergético, regulación de caudales en un río, abastecimiento de agua a poblaciones, obras de protección contra avenidas, drenaje y saneamiento de terrenos, problemas de navegación fluvial, etcétera, requiere el conocimiento del régimen de caudales del curso de agua y, según el tipo de proyecto de que se trate, del conocimiento de los caudales extremos con sus respectivos períodos de recurrencia, de los caudales medios diarios, mensuales u horarios. Parte de esta información debe encontrarse en las series de datos fluviométricos. Pero acontece con frecuencia que, en muchos lugares, dichas series, cuando existen, son muy cortas. Las series pluviométricas, en cambio, suelen ser más largas. La herramienta más moderna para resolver tal problema lo proporciona la "Hidrología Sintética". El método consiste en efectuar la síntesis del escurrimiento por medio de un esquema de cálculos matemáticos. Con la utilización de los computadores digitales este esquema se puede desarrollar lo suficiente hasta constituir "Modelos Matemáticos".

Diremos que un modelo matemático de simulación (1) es la representación mediante elementos de decisión y cómputos, de los mecanismos que generan un proceso.

(1) Actualmente no existe una terminología universalmente aceptada al respecto. Para algunos autores un modelo puede llamarse de "matemático" sólo cuando el comportamiento del sistema modelado está totalmente definido por un sistema de ecuaciones con condiciones de contorno" (R. Berthelot). En tal caso será posible saber, para cualquier instante, lo que acontece en cualquier punto del sistema hidrológico, a partir del sistema de ecuaciones del modelo y de las condiciones de contorno. Con este criterio, la generalización del concepto de modelo matemático, como la que se da en el texto, es aceptable sólo como una extensión derivada de un abuso de lenguaje.

Con un modelo de simulación hidrológica puede generarse una secuencia de variables no obtenidas directamente por medición a partir de la secuencia de los datos básicos. Este proceso se llama "Síntesis" de dichas variables y los resultados constituyen una serie de valores "sintetizados".

En general, los modelos de simulación pluvio-hidrológicos usan como entrada (input) datos de precipitación y proporcionan como datos de salida (output) caudales o descargas. El período común de datos básicos (inputs) y de datos fluviométricos (outputs) observados se usa para testar la validez del modelo. Esto es, para ajustar los parámetros correspondientes. Hecho esto, el modelo se aprovecha para sintetizar descargas (si ese fuese el objetivo) a partir de los datos de precipitaciones de la época para la cual no se dispone de información fluviométrica.

Existen diversos tipos de modelos de simulación hidrológica. La elección y desarrollo de ellos depende en gran medida, de las simplificaciones que sea necesario introducir, de la naturaleza de los datos disponibles y de los propósitos de la simulación.

Para una adecuada precisión de la terminología y basados en publicaciones de Amorocho (B.1), Berthelot (B.2), Chow (B.6 y B. 8) y Dawdy (B. 9) haremos a continuación una revisión esquemática de algunos conceptos que suelen usarse cuando se habla de modelos de simulación hidrológica.

0.1. Sistemas hidrológicos.

Un sistema es un conjunto de elementos, reales o conceptuales, unidos por alguna forma de interacción regular o interdependencia. El "Ciclo hidrológico" es un sistema hidrológico cuyos elementos (componentes) principales son: Precipitaciones, infiltración, evapotranspiración, respuesta acuífera o flujo de base, descarga superficial y el ámbito físico (porción de suelo, por ejemplo) en el que se dan las

03. Propósito de los modelos de simulación.

El creciente desarrollo de los modelos matemáticos en hidrología resulta de dos suposiciones básicas. La primera es la aceptación de que un modelo adecuadamente diseñado y calibrado compendiaría la hidrología de cualquier sistema particular. La segunda, es la aceptación de que el modelo calibrado en base de la información disponible puede ser usado para predicciones estimativas o para extender los datos de base (series disponibles).

Una de las mayores aspiraciones de la hidrología es determinar medidas significativas que describan un mecanismo hidrológico particular. Estas medidas pueden ser, por ejemplo, las de caudales máximos, las de estiaje, o parámetros que permitan tener en cuenta la respuesta del sistema físico, tales como las características dinámicas o parámetros de un sistema acuífero. Los modelos de simulación son diseñados, en este caso, para contener con sus parámetros, factores de estado y sus variables toda la información concerniente al sistema y sus respuestas características.

La segunda gran aspiración de la hidrología es la predicción. Los modelos de simulación están diseñados principalmente para ese fin. Las predicciones de las crecidas provenientes de tormentas particulares, de la respuesta de un acuífero a los bombeos, de las crecidas o sequías de determinadas frecuencias (o períodos de recurrencia) han sido, entre otros, motivos típicos para desarrollar modelos de simulación.

0.4. Tipos de modelos de simulación matemática.

0.4.1. Modelos determinísticos y modelos estocásticos.

Existen dos criterios básicos para simular sistemas hidrológicos. El primero consiste en elaborar un "Modelo Determinístico" cuya respuesta sea equivalente a la del siste-

ma físico. Un modelo es determinístico cuando, cualquiera que sea el valor de la variable tiempo, la respuesta a un input dado es siempre la misma, para un mismo "estado inicial" del sistema. Esto puede lograrse a través de modelos empíricos o a través de modelos analíticos (o hidrodinámicos) cuyas características explicaremos posteriormente.

Como el problema, en cualquier modelo determinístico, se reduce básicamente a la determinación y ajuste de los parámetros que describen el sistema, estos modelos son llamados también de "Modelos Paramétricos".

Es importante hacer notar desde ya que, en la realidad, no es posible formular un sistema hidrológico natural en términos estrictamente determinísticos. Esto se debe a tres causas (B.1.):

- a) Existe variabilidad de los sistemas hidrológicos en el tiempo, debido a los cambios introducidos por el hombre, directa o indirectamente, y a los procesos naturales de erosión, cambios climáticos y otros, que constituyen la evolución geomorfológica de la tierra.
- b) Existe incerteza respecto a las magnitudes y distribución espacial de inputs y outputs de los sistemas hidrológicos y con respecto a los estados y propiedades de sus partes.
- c) Existen dificultades en la formulación matemática de los complejos procesos no lineales de transferencia de masa y energía que constituyen el ciclo hidrológico.

En resumen, cuando hablamos de modelos determinísticos en hidrología, debemos tener siempre presente que, mientras estos modelos operan de un modo determinístico sobre los datos de entrada que les suministramos, nosotros podemos, a lo sumo, hacer afirmaciones probabilísticas respecto a los

outputs correspondientes. En otras palabras, el hecho de que el modelo sea determinístico no significa que el comportamiento del sistema hidrológico natural lo sea.

El segundo gran camino de simulación consiste en determinar los parámetros estadísticos que describen la respuesta del sistema y usarlos posteriormente para generar series de datos estadísticamente indistinguibles de las series observadas. Esta es la llamada "Simulación Estocásticas".

Un sistema es probabilístico cuando a igualdad de "estado inicial" la respuesta (output) ante una misma entrada (input) es aleatoria. Es decir, que para un mismo input pueden obtenerse outputs diferentes (contrariamente al caso de los sistemas determinísticos) siguiendo una determinada distribución de probabilidades. El sistema será llamado de "Estocástico" si, además, existe una relación secuencial (proceso en cadena) entre las ocurrencias del fenómeno. Un modelo estocástico es, pues, un tipo de modelo probabilístico.

Con los modelos determinísticos se pretende simular de manera continua en el tiempo una "sucesión" de eventos hidrológicos y la comprobación de la validez del modelo se hace por comparación con la sucesión de eventos observados. Con los modelos estocásticos, en cambio, no se pretende una simulación continua de eventos. El objetivo, en general, es la generación de series no observadas pero de igual probabilidad de ocurrencia que la observada.

Cada uno de los dos caminos tiene ventajas y limitaciones que los hacen aconsejables o no según el tipo particular de problema enfrentado. Los modelos paramétricos generalmente requieren de datos de entrada con incrementos de tiempo corto y "sintetizan", en general bastante bien, respuestas para incrementos de tiempo del mismo orden (datos diarios, hexahorarios, horarios). Por eso, este tipo de modelo es usado principalmente para simular eventos hidrológicos con intervalos de tiempo breve (simulación continua en el

tiempo). La simulación estocástica, por otra parte, es fundamentalmente usada en predicciones para incrementos de tiempo largo en donde lo que interesa no son las respuestas instantáneas del sistema sino los valores medios. Como los modelos estocásticos trabajan con información estadística, es muy difícil modelar con ellos fenómenos instantáneos o de intervalo de tiempo corto. Por eso, la simulación estocástica es principalmente usada para propósitos de planeamiento, para generar muchas series "igualmente probables" de caudales medios mensuales, por ejemplo, o cosas similares.

Como aclaración adicional valga decir que para la elaboración de un modelo determinístico es necesario tener ideas respecto al comportamiento físico del sistema, entanto que para un modelo estocástico esto no es necesario.

0.4.2. Modelos analíticos y Modelos empíricos.

0.4.2.1. Modelos analíticos.

Diremos que un modelo es analítico cuando está basado en las ecuaciones básicas de la hidrodinámica. Son llamados también de "Modelos de Sistema distribuido". En estos modelos el sistema se trata como un conjunto de varios puntos o áreas distribuidas en el espacio, simulándose el comportamiento de las diferentes partes. Son modelos en los que se analiza y se trata de seguir el proceso interno del sistema. El hecho de considerar las coordenadas espaciales además de la variable tiempo implica, de hecho, que en estos modelos se trabaje con más de una variable independiente. En el caso de que las relaciones den origen a diferenciales totales funciones de varias variables simultáneamente, se expresan matemáticamente a través de un sistema de ecuaciones diferenciales a derivadas parciales.

0.4.2.2. Modelos empíricos.

Son llamados también "Modelos de sistema bloque". En términos generales, están determinados sólo por los datos de entrada y salida disponibles. (Lluvias y descargas en una cuenca, por ejemplo). En tales modelos, las coordenadas espaciales (de posición) no son importantes y todas las partes del sistema simulado suelen tratarse como si estuviesen localizadas en un mismo punto del espacio. Estos modelos suelen llamarse también "Modelos de Caja Negra" porque, contrariamente al caso de los "Modelos de sistema distribuido" aquí no se siguen, paso a paso, todos los mecanismos que involucra el proceso interno del sistema. El modelo está constituido por un "bloque" que acepta datos de entrada y proporciona datos de salida, sin que interese al usuario saber lo que acontece dentro del bloque. Sin embargo, es preciso aclarar, a nuestro entender, que el grado de empirismo puede conducir, a su vez, a distintos tipos de bloque o cajas. En efecto, el bloque está constituido por el conjunto de algoritmos que permiten sintetizar los datos de salida en función de los datos de entrada. Estos algoritmos pueden ser de cualquier índole teniendo, en general, como única limitación la Ecuación de Continuidad. Si se trata, por ejemplo, de un modelo pluviométrico que tiene como dato de entrada la lluvia y la caja está constituida por un algoritmo que incluya coeficientes de pérdida sin preocuparse de especificar el proceso que conduce a las pérdidas por infiltración, evaporación desde el suelo, evaporación desde los almacenamientos superficiales transitorios, etcétera, el modelo podrá llamarse en propiedad de "Caja Negra". Pero si los algoritmos permiten la individualización de cada una de estas partes, la caja será "transparente" o "semitransparente" según el grado de empirismo.

Ahora bien, del mismo modo como en el ítem anterior hicimos una aclaración respecto a los modelos determinísticos, vale aquí señalar que de hecho, en hidrología, justamente por

que algunos procesos del ciclo hidrológico aún no son suficientemente conocidos, todos los modelos tienen algo de empirismo. Incluso en los llamados modelos analíticos o hidrodinámicos se suele llegar a un punto en donde es preciso acudir al empirismo originando así, en la práctica, modelos denominados "Semi-empíricos".

0.4.3. Modelos a reservorios y modelos con O.P.H.

De acuerdo al mecanismo de transformación escorrentía-descarga, los modelos pluviohidrológicos pueden clasificarse en:

0.4.3.1. Modelos a reservorios.

En éstos, la transformación escorrentía-descarga se hace a través de una secuencia de transformaciones, cada una de ellas simulando el paso del agua a través de un reservorio y especificadas por dos ecuaciones: La de continuidad y una ecuación de almacenamiento.

En los "Modelos a reservorios" la lluvia puede dividirse hasta en cuatro componentes de escorrentía (superficial, subsuperficial, acuífero, parte impermeable). Sin embargo, la subdivisión en más de 2 componentes no tiene, al menos hasta ahora, una explicación satisfactoria.

0.4.3.2. Modelos con Operador Pluviohidrométrico (O.P.H.)

En éstos, la transformación de la unidad de escorrentía en descarga de salida, se hace a través de un operador de transformación pluviohidrométrico tal como un "Hidrograma Unitario".

En los modelos con O.P.H. generalmente se consideran sólo dos componentes de escorrentía: La lluvia efectiva dando origen a la descarga superficial y el "Resto" dando origen a las pérdidas por evaporación e infiltración con la eventual descarga no superficial.

0.4.4. Modelos lineales y no lineales.

Un modelo será lineal o no según el carácter de la función de transformación utilizada. En términos generales, un operador es lineal cuando actuando sobre una determinada input produce una output proporcional a ella.

Sea el caso, por ejemplo, de un sistema hidrológico, que consideraremos determinístico, el cual trataremos como sistema-bloque.

Sean.

I = input

Q = output

S = almacenamiento

Podemos aceptar que las ecuaciones básicas que determinan el comportamiento del sistema son dos. Por una parte, tenemos la Ecuación de Continuidad

$$I - Q = \dot{S} \quad (2)$$

en donde $\dot{S} = \frac{ds}{dt}$ (Notación de Newton)

Por otra parte, para una cuenca dada, es lógico que el almacenamiento debe ser función de la input, output y sus respectivas variaciones en el tiempo. Es decir,

$$S = f(I, \dot{I}, \ddot{I}, \dots, I, Q, \dot{Q}, \ddot{Q}, \dots, Q)$$

Puede demostrarse (B.8) que esta función acepta la expresión general

$$S = \sum_{m=0}^M a_m I^m + \sum_{n=0}^N b_n Q^n \quad (3)$$

en donde

a_m y b_n son coeficiente, con $m = 0, 1, 2, \dots, M$

$n = 0, 1, 2, \dots, N$

En general, a_m y b_m son funciones de I, Q o de ambos.

Pero puede aceptarse (con resultados finales tolerables) que ellos o son constantes o son independientes de I y Q. Tendremos así un sistema de E.D.O. constituido por (2) y (3) que será lineal. En tal caso, combinando las ecuaciones resulta

$$Q(t) = \frac{- \left[\sum_{m=1}^{M+1} \left(a_{m-1} D^m \right) + 1 \right] I(t)}{\sum_{n=1}^{N+1} b_{n-1} D^n + 1} \quad (4)$$

en donde $D = \frac{d}{dt}$

siendo

$$\vartheta = \frac{- \sum_{m=1}^{M+1} a_{m-1} D^m + 1}{\sum_{n=1}^{N+1} a_{n-1} D^n + 1}$$

el operador de transformación que aparece en la ecuación (1) antes mencionada. Como los coeficientes a_m y b_n son independientes de I y Q (por hipótesis) el operador será lineal. En tal caso, todo output "elemental" será proporcional a la respectiva input. Ejemplos de modelos con operadores lineales son los siguientes:

Ejemplo 1. El operador "Hidrograma unitario" es un ejemplo de operador lineal de transformación pluviohidrométrica. En este caso, el operador se da en forma explícita y por eso hablamos de modelos con O.P.H.

Ejemplo 2. Sea el caso de un modelo

$$\text{con } \vartheta = \frac{- a_0 D + 1}{b_0 D + 1}$$

Como $Q = \emptyset \cdot I$

tendremos $(1 + b_0 D) Q = (1 - a_0 D) I$

$$Q + b_0 \dot{Q} = I - a_0 \dot{I}$$

$$I - Q = \dot{S} = b_0 \dot{Q} + a_0 \dot{I}$$

$$\therefore \underline{S = a_0 I + b_0 Q}$$

que es la ecuación de de Muskingum. Por tanto, en este caso, el operador \emptyset será el correspondiente (operador implícito) al modelo lineal que se usa en el método de propagación (flood-rooting) de Mustingum.

Ejemplo 3.

$$\text{Si } \emptyset = \frac{1}{1 + KD}$$

tendremos

$$Q = \frac{1}{1 + KD} I$$

$$Q + K\dot{Q} = I$$

$$I - Q = \dot{S} = K\dot{Q}$$

$$dS = KdQ$$

$$\underline{S = K*Q}$$

Portanto, el operador \emptyset en este caso, sería el correspondiente a un modelo "a reservatorio" lineal.

En el ejemplo de modelos con operador hidrograma unitario hablamos de modelos con OPH porque el operador se da en forma explícita. En los ejemplos 2 y 3 aquí dados, los operadores no se dan de manera explícita y hablamos de modelos "a reservatorios". Sin embargo, como puede verse, estos modelos también "implican" una función de transferencia es-correntía-descarga.

Volvamos ahora a la ec.(3). Si en ella consideramos los coeficientes a_m y b_n efectivamente como funciones de

I y Q, el sistema de E.D.O. constituido por (2) y (3) será no lineal y el operador de transformación que resulte será, lógicamente, no lineal.

----- 0 -----

Con el presente trabajo presentamos un modelo determinístico, empírico y con operadores de transformación lineales.

La finalidad fundamental del modelo propuesto consiste en sintetizar descargas diarias, correspondientes a un determinado puesto pluviométrico, a partir de las lluvias y evaporaciones medidas en la (s) respectiva (s) cuenca (s).

PRIMERA PARTE

"EL MODELO PROPUESTO"

Capítulo 1: ELEMENTOS DEL MODELO Y MECANISMOS DE INTERACCIÓN.

El modelo propuesto considera los elementos que se indican a continuación, los cuales deben satisfacer la ecuación básica del balance hidrológico:

- R = Precipitación
- ER = Evapotranspiración
- S1 = Recarga del suelo (Contenido de agua en el suelo)
- PERR = Percolación
- VSUP = Volumen de agua que escurre superficialmente

$$R + S1 = ER + PERR + VSUP + S2$$

El modelo requiere como datos de entrada, la precipitación y la evaporación potencial para cada período Δt . En nuestro caso hemos considerado períodos $\Delta t = 6$ horas. Las lluvias hexahorarias se han obtenido a partir del análisis de los pluviogramas y las evaporaciones a partir de las mediciones diarias de evaporación (Véase el capítulo 5: "Origen y análisis de los datos").

De acuerdo a la existencia o no existencia de lluvia en cada intervalo Δt , se pueden producir los procesos que a continuación describiremos, con las hipótesis postuladas para cada uno de los elementos que intervienen. Adjuntamos a continuación un fluxograma que incluye los diferentes procesos que pueden producirse en cada intervalo Δt y para una mejor explicación nos referiremos a él en nuestra exposición. Este fluxograma corresponde a la subrutina RECAR, cuya programación en lenguaje FORTRAN IV se encuentra en el Apéndice "A".

COMPLEMENTACION ADICIONAL

En el modelo propuesto en este trabajo se ha usado el criterio de definir el ámbito de validez de cada fórmula empírica utilizada, acudiendo a testes de control basados en la ecuación de continuidad y en las condiciones límites impuestas por las hipótesis. Este es el sentido del test que sigue al comando de la caja 32. De hecho, varias fórmulas fueron testadas para la infiltración potencial. Debemos aclarar, sin embargo, que en el estado actual del modelo (agosto de 1972) ese test de control no se incluye, pasándose directamente del comando 32 al 35. La razón de ello es que si aceptamos para la infiltración potencial la expresión

$$IP = PERR + \frac{S_{MAX} - S(t)}{S_{MAX}} * (IMAX - PERR)$$

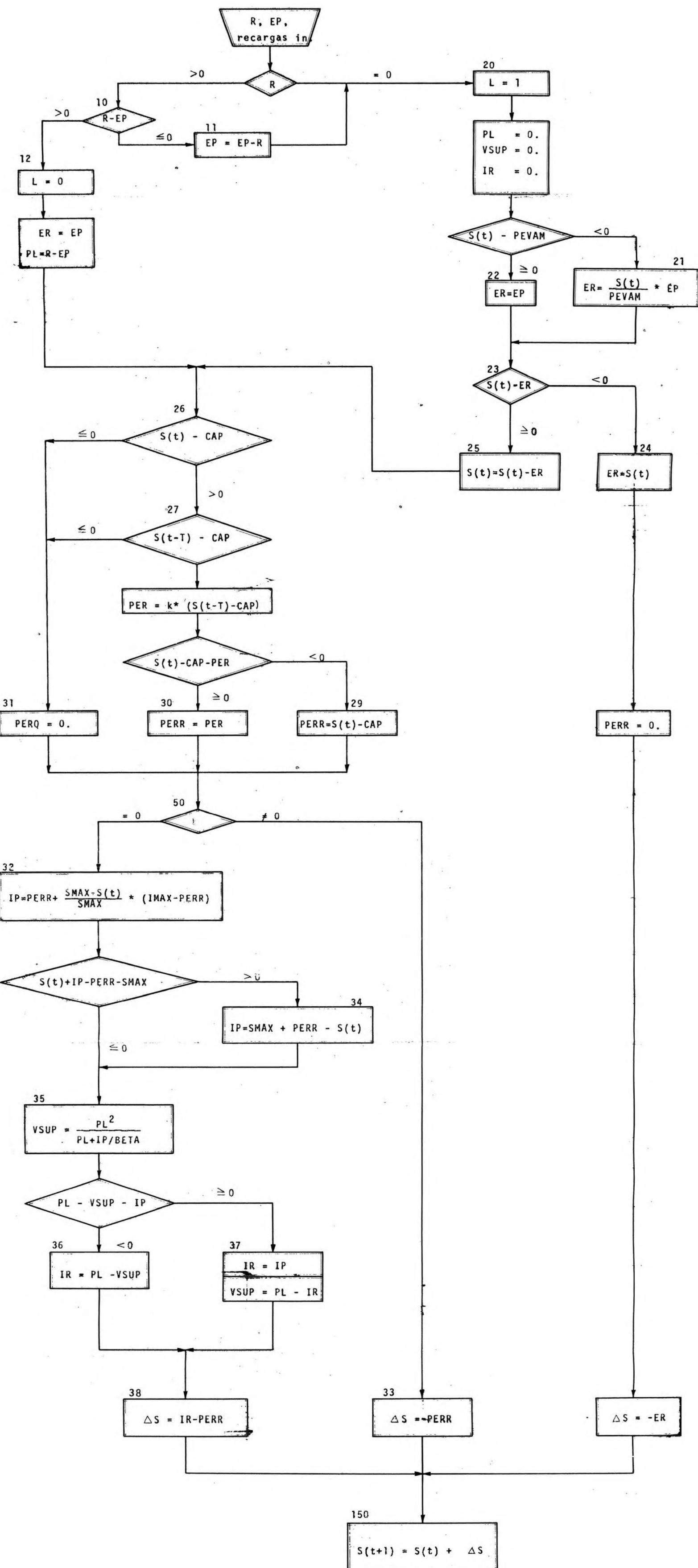
como $S(t) \leq S_{MAX}$ e $IMAX \leq S_{MAX}$

tendremos:

$$S(t) + IP - PERR - S_{MAX} \leq 0$$

y no existe la posibilidad de que esta suma algebraica sea mayor que cero, salvo que $IMAX > S_{MAX}$, con lo cual este parámetro, $IMAX$, ya no tendría ningún sentido físico.

Fluxograma para el cálculo de las componentes de precipitación y variación de recarga, en un período Δt (Corresponde a subrutina RECAR)



1.1. Procesos que se producen cuando llueve.

En primer lugar, testamos la precipitación R . Si $R > 0$ la comparamos con la evapotranspiración potencial EP (caja 10). Dos casos pueden darse:

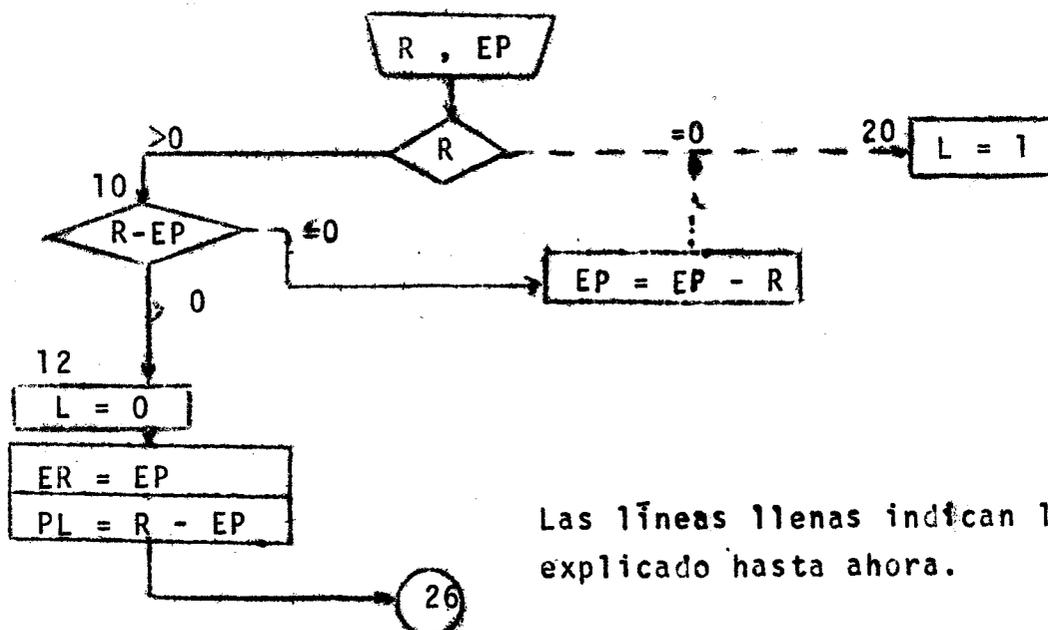
1.1.1. Caso en que la precipitación es mayor que la evapotranspiración potencial.

1.1.1.1. Lluvia neta.

Si $R - EP > 0$, escribimos $L = 0$ (caja 12). Esta L es simplemente un elemento de control que nos permitirá a una cierta altura del fluxograma saber de qué caso proviene la línea correspondiente. Si $L = 0$ significará que el proceso de cálculo corresponde al caso de $R > EP$. Si $L = 1$ (caja 20) significará que corresponde al caso de $R \leq EP$.

A continuación calculamos la lluvia neta, PL . Aceptamos, por hipótesis, que como $R > EP$, la demanda de evapotranspiración se satisface con la lluvia que cae. Es decir, la evapotranspiración real es igual a la potencial ($ER = EP$) sin que el suelo pierda nada de su contenido de humedad inicial. La lluvia neta, PL , será igual al excedente $PL = R - EP$.

Fluxograma parcial.



Las líneas llenas indican lo explicado hasta ahora.

1.1.1.2. Percolación.

Calculada la lluvia neta, pasamos al cálculo de la percolación. Debemos advertir que incluimos en este término al agua que drena y da origen a escurrimiento no superficial. Ya sea porque alcanza un nivel freático o un nivel impermeable del subsuelo.

El cálculo de la percolación está basado en las siguientes hipótesis:

- Hipótesis 1. La humedad del suelo o recarga, S , disponible para evaporación y para percolación varía entre dos valores extremos: Cero y S_{MAX} , que corresponde a la humedad de saturación. Entre estos dos valores extremos existe un valor, CAP , que señala el límite por encima del cual el agua puede drenar y percolar. Cuando $S \leq CAP$ no hay percolación.

- Hipótesis 2. El agua que percola demora un tiempo T en llegar a la napa freática. Esto implica que la percolación que se produce en un instante, t , depende no sólo de las condiciones de recarga de este instante, sino también de las condiciones de recarga en el instante $t - T$.

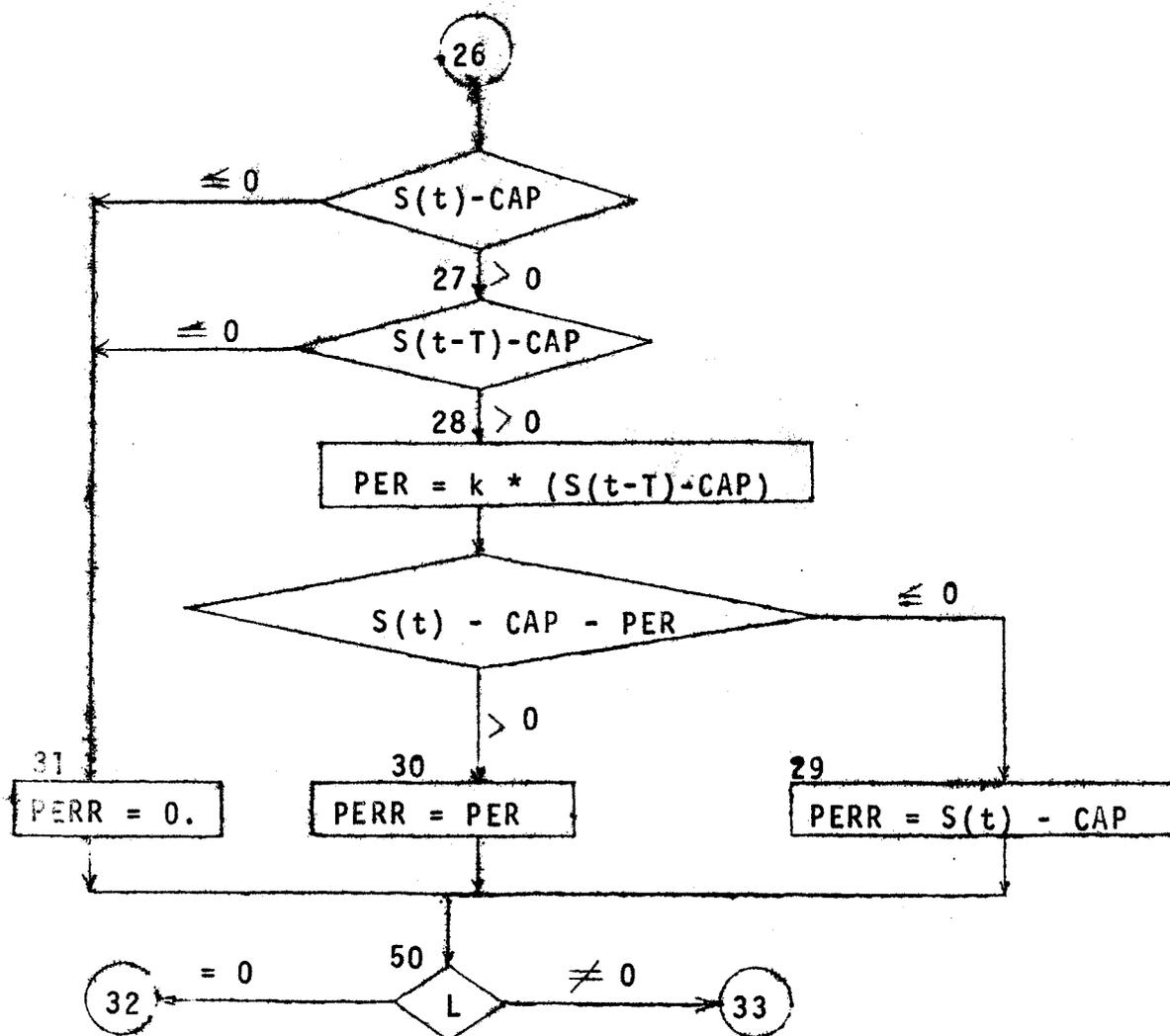
- Hipótesis 3. La percolación que da origen a flujo no superficial está dada por una expresión del tipo

$$PER = k * (S (t-T) - CAP) \quad (28)$$

en donde,

PER representa una "Percolación potencial" que se producirá sólo si el contenido de agua actual, $S(t)$, del suelo lo permite. k es un coeficiente adimensional, menor o igual a la unidad, que indica la fracción del exceso de agua por encima de CAP que se manifiesta en el cauce del río como flujo no superficial.

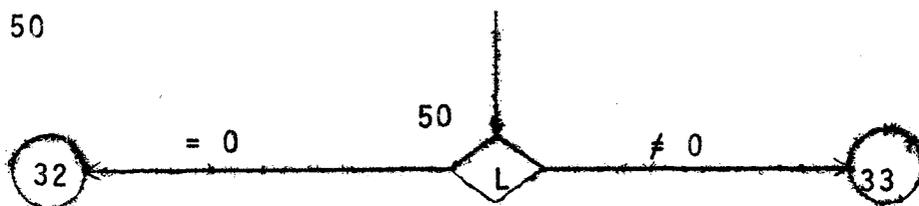
Organigrama para el cálculo de la percolación real: PERR



Explicación. Para calcular la percolación real, PERR, en cada intervalo de tiempo, analizamos la recarga, $S(t)$, existente al inicio del intervalo - descontada la pérdida por evapotranspiración - con CAP. Si la recarga actual, $S(t)$, es inferior o igual a CAP, la percolación real, PERR, es nula (caja 31). Si $S(t) > CAP$, testamos la recarga existente en el instante $t-T$ comparándola con CAP. Si $S(t-T) \leq CAP$, la percolación real actual es nula (consecuencia de la hipótesis 2) y vamos a la caja 31. Si $S(t-T) - CAP > 0$, entonces, como también

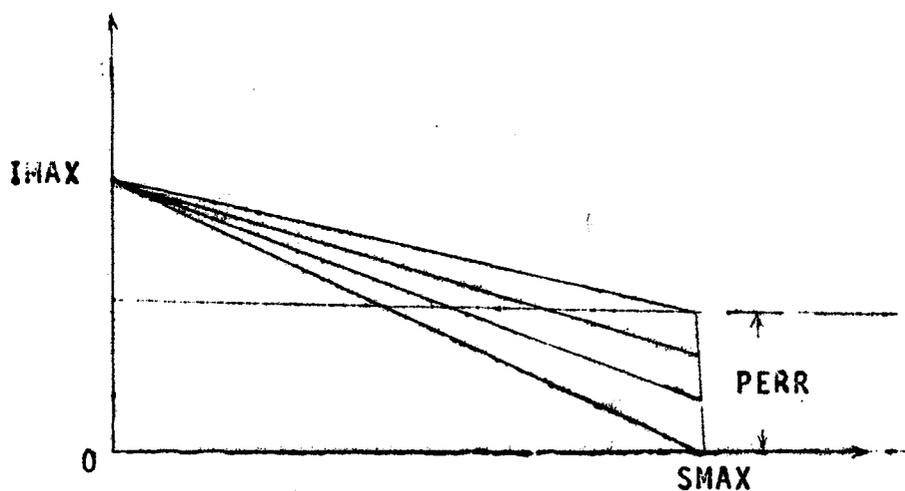
$S(t) - CAP > 0$, tendremos percolación real. La percolación a la cual podría dar origen el exceso de agua por encima de CAP existente en el instante $t-T$ y que podría manifestarse en el instante t (debido al retardo T para alcanzar el acuífero o una superficie impermeable del subsuelo para escurrir), está dada por la expresión de la caja 28. Pero esta es una percolación potencial porque durante el transcurso de tiempo T puede haberse perdido agua desde el suelo por evapotranspiración. Por eso, es preciso testar PER con el exceso de agua actual $S(t) - CAP$. Si este exceso es suficiente la percolación real PERR será igual a la potencial PER (caja 30). En caso contrario, la percolación real será menor que la potencial e igual a la diferencia $S(t) - CAP$ (caja 29).

Después de calculada la percolación real, PERR, se continúa con el cálculo de la infiltración potencial. Ahora bien, estamos analizando el caso 1.1.1. correspondiente a $R > EP$. Pero acontece que incluso si durante el intervalo de tiempo considerado no llueve, o bien, $R \leq EP$ también puede existir percolación. Este cálculo, con algunas modificaciones que aclararemos oportunamente, se hace en base al mismo organigrama parcial que acabamos de explicar. Por eso, terminado el cálculo de PERR es preciso hacer el test de la caja 50



Con este test podemos saber si el cálculo procede del caso en que $PL > 0$. ($L = 0$) y continuamos hacia la caja 32 para el cálculo de la infiltración potencial, lluvia efectiva e infiltración real, cosa que no tiene sentido si $PL = 0$. ($L = 1$).

Fig. 1.1.1.3.
(b)



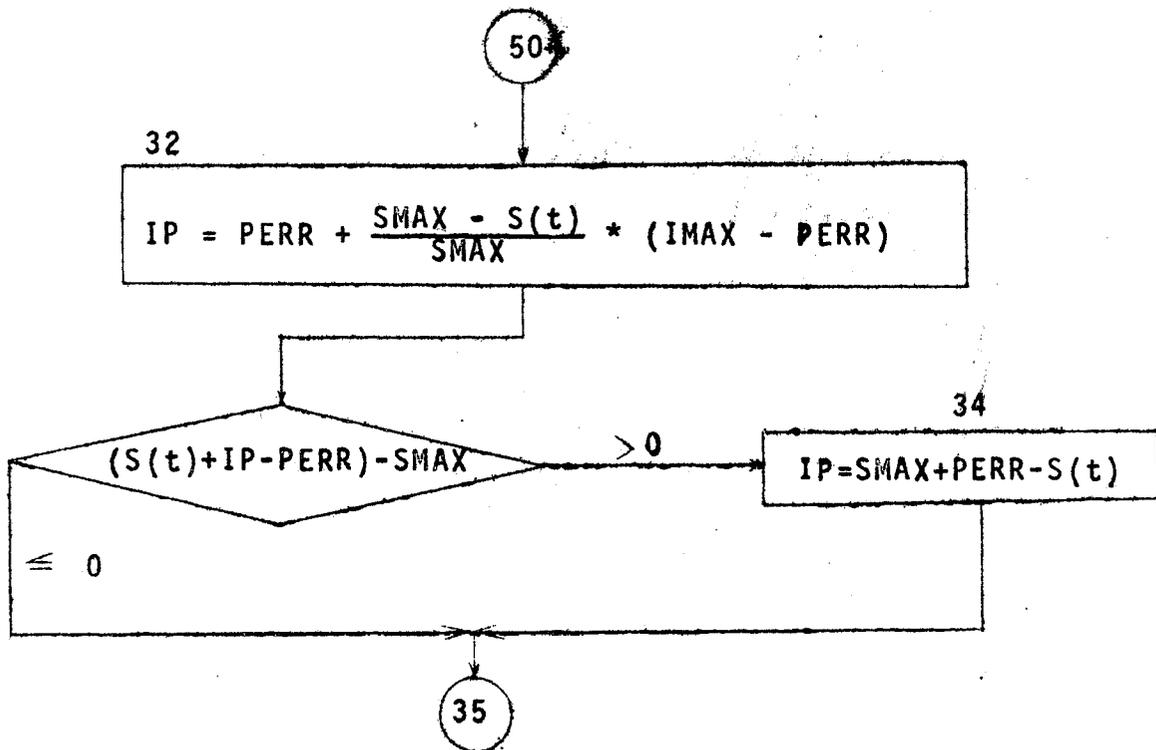
La figura (a) representa la forma general de la función infiltración potencial, basada en las consideraciones anteriores, la cual está dada por una expresión

$$IP = PERR + \frac{SMAX - S(t)}{SMAX} * (IMAX - PERR) \quad (32)$$

La figura (b) resalta el hecho de que mientras $IMAX$ y $SMAX$ son valores fijos, el valor de $PERR$ es variable y tal que

$$0 \leq PERR \leq k * (SMAX - CAP)$$

Organigrama para el cálculo de la infiltración potencial, IP



Después de efectuado el test de la caja 50 que nos ha permitido saber que nos encontramos en un período Δt en el cual existe lluvia neta $PL > 0$, entramos a la caja 32 que nos da el valor de IP de acuerdo a lo anteriormente explicado. A continuación efectuamos un control acudiendo nuevamente a la ecuación de continuidad, testando si el agua que había en el suelo, $S(t)$, más lo que podría entrar, IP, (según el resultado de la caja 32) y menos lo que sale, PERR, es mayor que el máximo contenido de agua posible en el suelo, SMAX. Dos casos pueden darse:

- a) Si $S(t) + IP - PERR \leq SMAX$ no hay problema ninguno y el valor de IP es el proporcionado por la ecuación (32). Continuamos, luego, hacia la caja 35.

- b) Si $S(t) + IP - PERR > SMAX$ el verdadero valor de IP no corresponderá al calculado en la caja 32 sino a uno menor e igual a la diferencia entre la máxima humedad del suelo y la existente, más la percolación. Es decir,

$$IP = SMAX - S(t) + PERR \quad (\text{caja 34})$$

A continuación de calculada la infiltración potencial vamos a la caja 35 que corresponde al cálculo del volumen de lluvia que origina descarga superficial. Es decir, de acuerdo a nuestra terminología, calculámos la lluvia efectiva, VSUP.

1.1.1.4. Lluvia efectiva (VSUP) e Infiltración real (IR).

Para determinar la lluvia efectiva, VSUP, y la infiltración real, IR, suele seguirse el siguiente camino: Se compara PL con IP y se acepta que

Si $PL > IP$, entonces, $IR = IP$ y $VSUP = PL - IR$

Si $PL \leq IP$, entonces, $IR = PL$ y $VSUP = 0$.

Entre otros, este proceso tiene el siguiente inconveniente. La infiltración potencial, IP, es calculada en base a parámetros medios de la cuenca, lo que en otras palabras significa que el cálculo se hace como si ésta fuese homogénea. Pero, en la realidad, es muy difícil que una cuenca sea homogénea en cuanto a capacidad de infiltración. Lo que suele encontrarse es una variedad de suelos de diferentes características dentro de una misma región. Resulta así que si en la zona de lluvias existen superficies impermeables próximas de algún cauce, por pequeña que sea la lluvia neta, PL, se acusa en el cauce del río una descarga superficial. Es decir, aunque $PL < IP$, se produce lluvia efectiva, VSUP. Para obviar este problema, en nuestro modelo se calcula primero la lluvia efectiva en base a una ecuación que de alguna

manera tenga en cuenta lo anterior y, posteriormente, la infiltración real, IR.

Inicialmente testamos el modelo con una fórmula similar a la de Boughton, haciendo

$$VSUP = PL - IP * \tanh\left(\frac{PL}{IP}\right)$$

Los resultados, aunque satisfactorios para descargas relativamente altas, no lo fueron para las descargas bajas. Después de testar otras fórmulas, testamos con resultados aceptables la relación que se discute en el próximo ítem.

1.1.1.5. Análisis y discusión de la fórmula propuesta para el cálculo de la lluvia efectiva.

La fórmula que proponemos para el cálculo de la lluvia efectiva es la siguiente:

$$VSUP = PL * \frac{PL}{PL + IP/BETA} \quad (35)$$

con $BETA > 0$.

Esta es una fórmula empírica. Para determinarla hemos partido de la relación:

$$VSUP = B * PL \quad \text{con } B \leq 1$$

El coeficiente B debe ser una función de IP y, al mismo tiempo, debe tener en cuenta la heterogeneidad del terreno en la cuenca. Diversas funciones son posibles. Allí es donde entra el empirismo. En el caso de nuestra ecuación (35), tenemos

$$B = \frac{PL}{PL + IP/BETA}$$

Sabemos que $0 \leq IP \leq I_{MAX}$. La infiltración potencial es alta cuando el suelo está seco y es baja cuando está muy húmedo. Cuando el suelo está saturado, $IP = 0$. En tal caso, B debe ser igual a la unidad.

En la fórmula (35), supuesto $BETA = \text{constante}$

a) Si $IP = 0 \Rightarrow B = 1 \Rightarrow VSUP = PL$ (suelo saturado)

b) Si $IP > 0 \Rightarrow B < 1 \Rightarrow VSUP < PL$ y $VSUP$ será tanto menor que PL cuanto mayor sea IP . Es decir, cuanto más seco se encuentre el suelo, lo cual concuerda con la experiencia.

El parámetro adimensional $BETA$ es propio de la cuenca y está relacionado con la distribución y tamaño de las zonas impermeables de la misma. En efecto, puede existir una zona muy permeable y, por tanto, en término medio para la cuenca, una infiltración potencial relativamente importante. Pero si por otra parte también existen zonas impermeables, el coeficiente B deberá ser suficientemente grande, lo cual implica $BETA$ suficientemente grande, para acusar la correspondiente lluvia efectiva.

La fórmula empírica propuesta puede ser práctica para tomar en cuenta la falta de homogeneidad en las cuencas. En el caso de tratarse de zonas homogéneas son los parámetros que dicen relación con IP los que deben bastar. Sea, por ejemplo, el caso de una cuenca de superficie total prácticamente impermeable en toda su extensión (cosa poco probable pero no imposible). En tal caso tendríamos $VSUP = PL$ para todos los casos. Esto, aparentemente, implicaría $BETA \rightarrow \infty$ lo cual no tendría sentido pues de darse el caso de impermeabilidad

considerado, la propia infiltración potencial IP sería nula, lo cual sería acusado en los hidrogramas observados por la ausencia de flujo de base. En tal caso, BETA no tendría ningún rol pues cualquiera que fuese su valor (excepto cero que conduciría a indeterminación) el resultado sería el mismo.

Ahora bien, partiendo del hecho $VSUP=B*PL$ con $0 \leq B \leq 1$, hemos explicado el rol de IP y de BETA en la función B. Cabe preguntarse: Por qué hacer $B=f(PL, BETA, IP)$ y no $B = f (BETA, IP)$? Veamos.

Si hacemos $B = f(BETA, IP)$ a través de una función del tipo

$$B = \frac{1}{1 + IP/BETA}$$

para la cual valen las consideraciones anteriores, ello implicaría que para una dada humedad del suelo ($IP = \text{constante}$), como BETA es un parámetro de la cuenca, la relación $VSUP=B*PL$ será lineal, de tal manera que, de acuerdo al grado de humedad del suelo, ella originará una familia de rectas pasando por el origen, como las indicadas en la figura

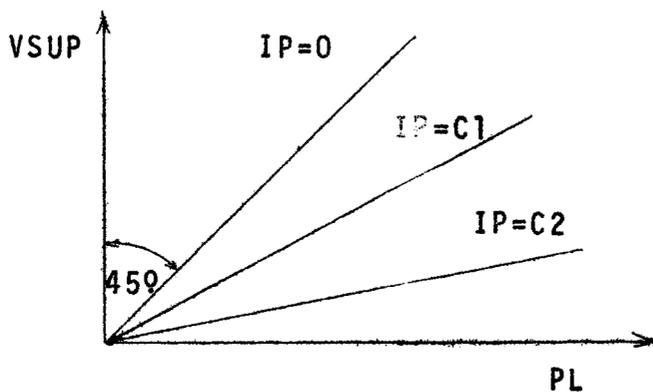


Fig.1.1.1.5.
(a)

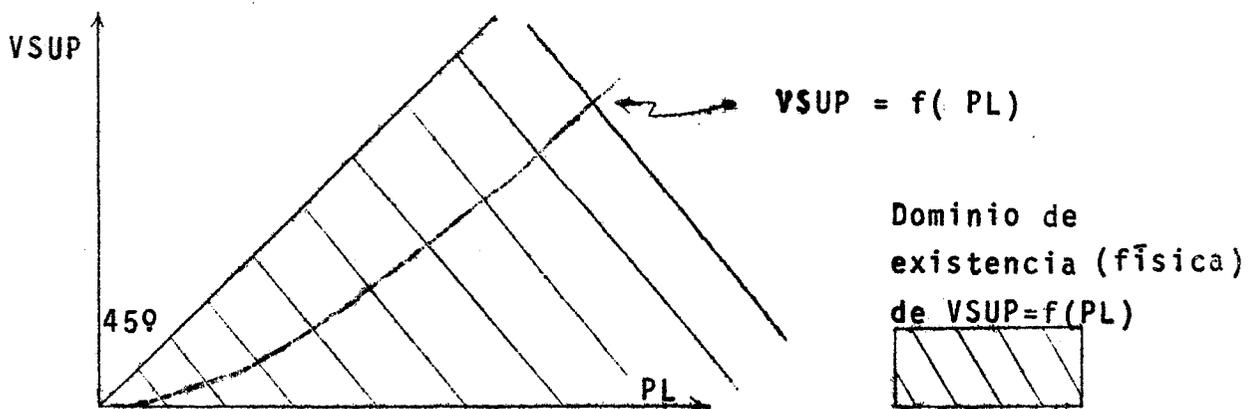
La familia de rectas descrita no representará bien el fenómeno que pretendemos ecuacionar. En efecto, la experiencia indica que la función $VSUP = f (PL)$ no es lineal. Precisamos de una función que (supuestos fijos BETA e $IP > 0$)

cumpla con las siguientes condiciones experimentales:

- a) Si PL grande \supset VSUP = PL
- b) Si PL pequeño \supset VSUP \ll PL
- c) Si PL = 0. \supset VSUP = 0.

Gráficamente, esto significa que precisamos de una curva creciente con IP, pero con pendiente también creciente, desde un valor cero cuando PL = 0 hasta la unidad cuando PL $\rightarrow \infty$. Debe tratarse, pues, de una curva como la esquematizada en la figura que sigue

Fig.1.1.1.5. (b)



La función que hemos utilizado cumple con estos requisitos. En efecto, hagamos

$$VSUP \equiv y \quad ; \quad PL \equiv x \quad ; \quad IP/BETA = c$$

con este cambio de notación nuestra ecuación puede escribirse como sigue

$$y = \frac{x^2}{x + c}$$

por tanto,
$$\frac{dy}{dx} = \left(\frac{x}{x + c} \right) * \left(2 - \frac{x}{x + c} \right)$$

$$\text{Si } \frac{x}{x+c} = 0 \implies x = 0. \quad \text{Por tanto,}$$

la curva es tangente al eje OX en el origen.

La pendiente también es nula cuando

$$2 - \frac{x}{x+c} = 0 \implies x = -2c$$

Pero este punto está fuera del dominio de existencia de nuestra función. Por tanto, no tiene interpretación física. Además.

$$\frac{d^2y}{dx^2} = 2(x+c)^{-1} (1 - 2x(x+c)^{-1} + x^2(x+c)^{-2})$$

en esta expresión,

$$2(x+c)^{-1} > 0$$

Por otra parte,

$$1 - 2x(x+c)^{-1} + x^2(x+c)^{-2} = \frac{c^2}{(x+c)^2}$$

y sabemos que

$$0 \leq \frac{c^2}{(x+c)^2} \leq 1$$

Este término será nulo sólo cuando $c^2 = 0 \implies c=0$
 $\implies IP = 0$ (recuérdese que $c = IP/BETA$. Por otra parte, $PL = \infty$ o $BETA = \infty$ no pueden existir). En conclusión, si y sólo si $IP = 0$, se cumple que

$$\frac{d^2y}{dx^2} = 0 \implies \frac{dy}{dx} = \text{constante}$$

$$\text{Cuando } c > 0 \implies \frac{d^2y}{dx^2} > 0$$

En resumen, dado un determinado valor de $BETA > 0$, propio de la cuenca, la ecuación

$y = \frac{x^2}{x + c}$ nos dará origen a una familia de curvas de concavidad que no cambia de señal.

Por otra parte, si desarrollamos la expresión

$$\frac{y}{x} = \frac{x}{x + c} = \frac{1}{1 + \frac{c}{x}}$$

podemos ver que si $x \rightarrow \infty \Rightarrow \frac{y}{x} \rightarrow 1$

Por tanto, las curvas $y = f(x)$ tienen "Dirección asintótica". Si ahora analizamos

$$y - x = \frac{x^2}{x + c} - x = \frac{-cx}{x + c} = \frac{-c}{1 + \frac{c}{x}}$$

podemos concluir que

Si $x \rightarrow \infty$, entonces, $y - x \rightarrow -c$

Es decir, $y = \frac{x^2}{x + c}$ es asintótica a la recta

$y = x - c$.

Adjuntamos a continuación la figura 1.1.1.5. (c) en la cual se muestra la familia de curvas

$$VSUP = \frac{PL^2}{PL + IP/BETA}$$

con $BETA = 0.25$

(ver diseño adjunto)

A modo de información complementaria, digamos que diversas fórmulas empíricas han sido propuestas para el cálculo de escorrentía, a partir de la lluvia neta. Entre estas podemos mencionar por ejemplo (citadas en B.15)

Familia de curvas

$$VSUP = \frac{PL^2}{PL + IP/BETA}$$

con BETA = 0,25

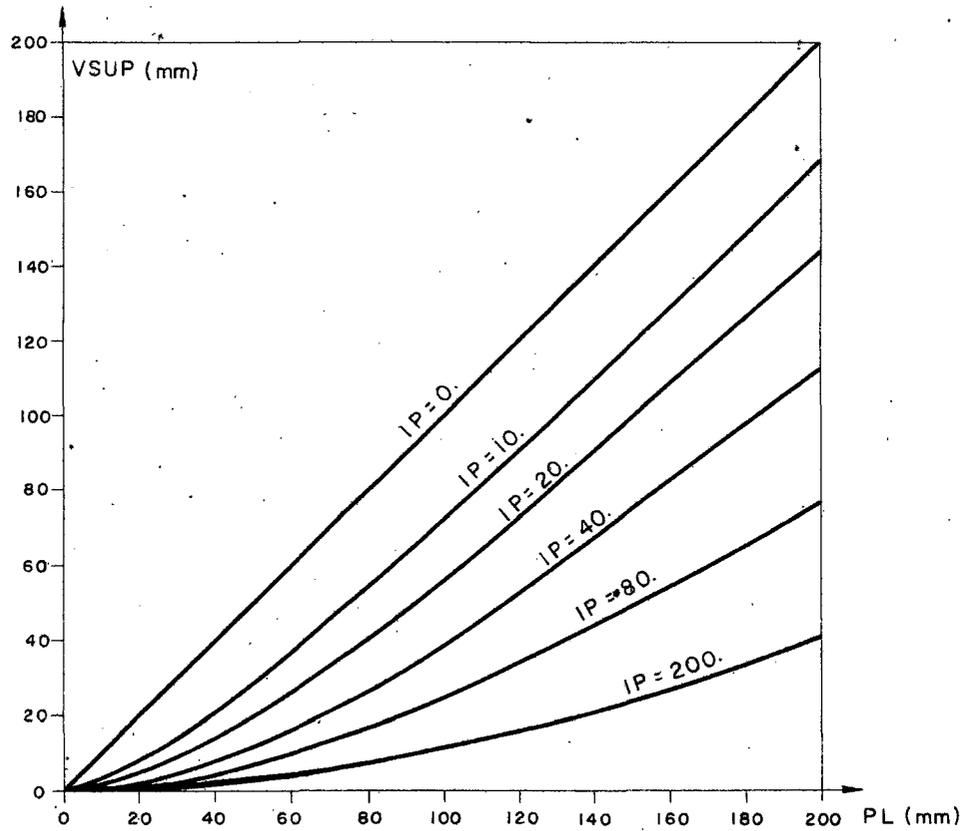


Fig. I.I.I.5 (C)

$$a) \quad Q = (P^n + d^n)^{\frac{1}{n}} - d \quad (\text{Kohler and Richards, 1962})$$

en donde d = déficit de humedad en un cierto instante

p = precipitación

Q = escorrentía superficial

n = coeficiente dependiente del valor de d

$$b) \quad Q = \frac{(P - I_a)^2}{(P - I_a) + d} \quad (\text{Servicio de suelos de USA. 1957})$$

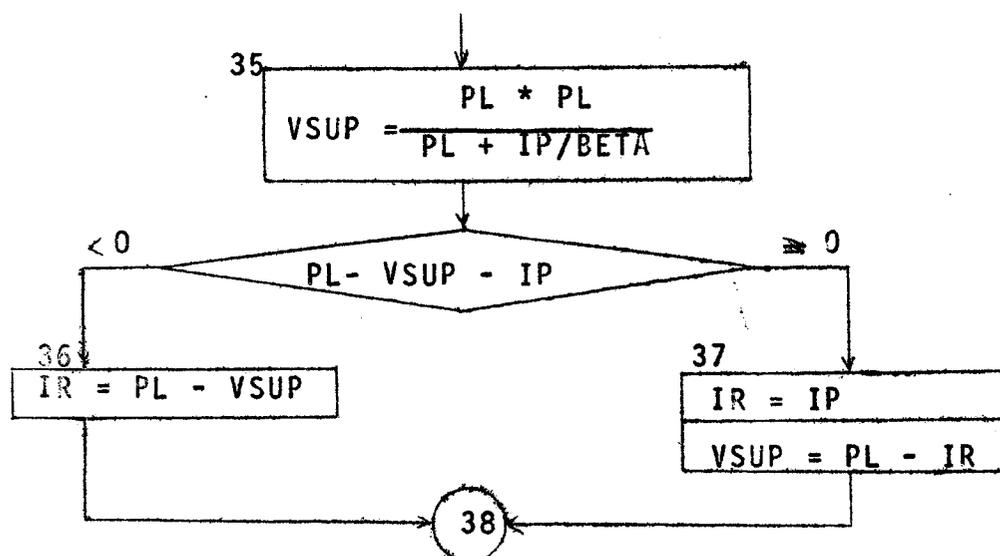
en donde,

d = máxima retención potencial

I_a = pérdida inicial.

1.1.1.6. Cálculo de VSUP e IR.

Utilizando la ecuación (35) calculamos primero la lluvia efectiva VSUP y después la infiltración real IR, de acuerdo al siguiente organigrama:



Conocidos PL e IP , se calcula $VSUP$ en la caja 35. A continuación testamos la diferencia entre lluvia neta y lluvia efectiva, con la infiltración potencial.

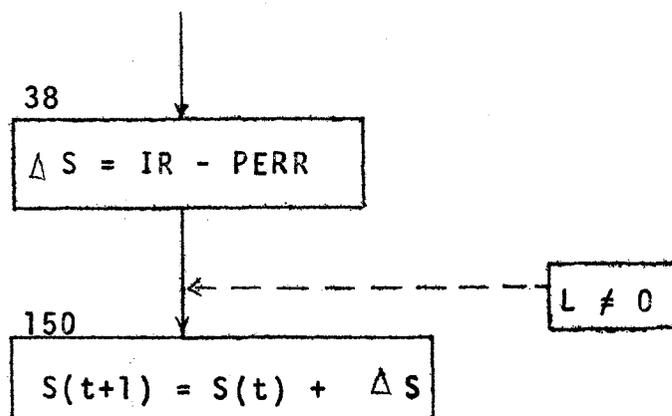
Si $PL - VSUP > IP$, toda la demanda de infiltra-

ción se satisface ($IR = IP$) y la lluvia efectiva real será igual a la diferencia $PL - IR$ (caja 37).

Si $PL - VSUP < IP$, la lluvia efectiva es la calculada en la caja 35, pero la infiltración real no será igual a la potencial, sino a la diferencia $PL - VSUP$ (caja 36).

1.1.1.7. Variación de la recarga.

Habiendo calculado la infiltración y percolación reales, únicos elementos que en la presente línea de cálculo ($L = 0$) pueden producir variación de la recarga, $S(t)$, la variación ΔS está determinada por la suma algebraica de estos dos términos (caja 38). Por otra parte, conocida $S(t)$, la recarga $S(t+1)$ al inicio del período siguiente estará dada por la relación de la caja 150, tal como se indica a continuación.

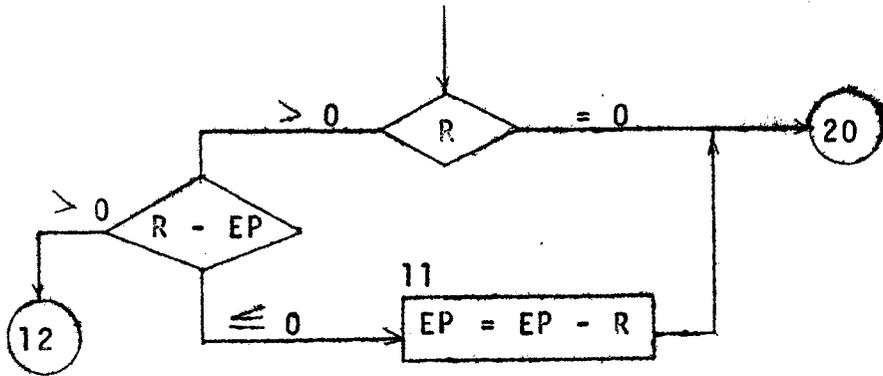


Terminado el ciclo de cálculo se continua con el período siguiente.

1.1.2. Caso en que la precipitación es menor o igual que la evapotranspiración potencial.

Si en el test de la caja 10 encontramos que $R \leq EP$, aceptamos, por hipótesis, que la lluvia neta es nula pues la precipitación caída alcanzará sólo para satisfacer parte de la

demanda de evapotranspiración, la cual se reduce al valor $EP - R$ (caja 11). Con este valor continuamos el resto de los cálculos correspondientes al caso de no existencia de lluvia

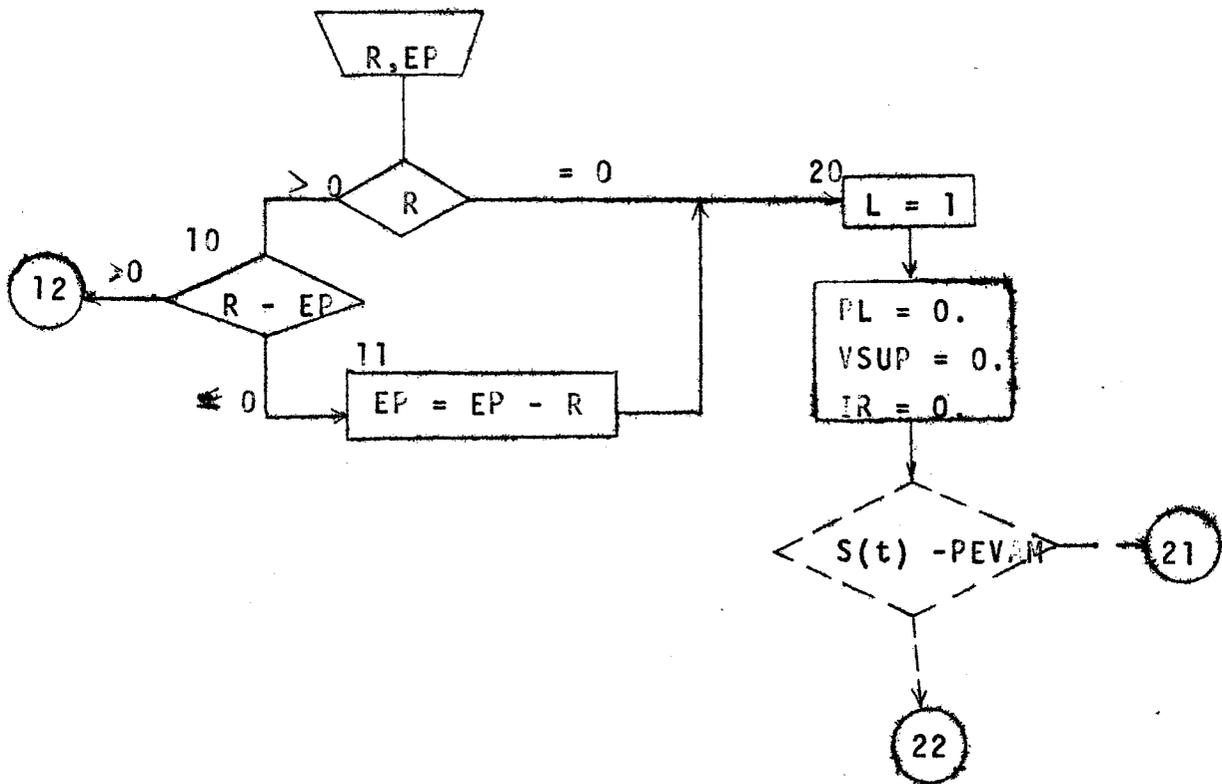


1.2. Procesos que se producen cuando no llueve.

Cuando no se producen precipitaciones en la cuenca durante el período Δt , es lógico que tanto la lluvia neta, PL, como la lluvia efectiva, VSUP, y los términos de infiltración serán nulos. Los únicos fenómenos físicos que podrán producirse serán los de percolación y evapotranspiración, ambos a partir de la recarga del suelo.

La secuencia de procesos que considera esta parte del modelo es válida siempre que la lluvia neta, PL, es nula. Es decir, de acuerdo al mecanismo explicado en el ítem 1.1.2., se incluye también aquí el caso en que existe lluvia pero en cantidad inferior a la demanda de evapotranspiración, por lo cual la lluvia neta es nula.

Esquemáticamente, lo anterior corresponde al siguiente organigrama parcial:



Como ya explicamos anteriormente, la caja 20 con $L = 1$, es un simple elemento de control para saber la procedencia de la línea de flujo en el momento del test de la caja 50.

1.2.1. Evapotranspiración.

1.2.1.1. Antecedentes.

Cuando no llueve, la demanda de evapotranspiración se satisface, parcial o totalmente, en base al agua existente en el suelo.

Como se sabe, la evapotranspiración es la suma de la evaporación directa desde la superficie del suelo y vegeta-

les más la transpiración de las plantas.

En términos del balance hidrológico, la evapotranspiración es un elemento muy importante pues, muchas veces, suele ser mayor que la lluvia efectiva o las variaciones de recarga en el suelo. Sin embargo, a pesar de los diversos trabajos efectuados, la determinación exacta de la evapotranspiración real a través de fórmulas, sigue siendo, hoy en día, un tema de pesquisas debido a lo poco que se sabe de los complejos fenómenos que rigen el proceso. En cuanto a la transpiración, por ejemplo, algunos autores sostienen que ésta se mantiene a ritmo potencial hasta un valor de humedad del suelo comprendido entre el punto de marchitez y la capacidad de campo. Otros, han concluido que la transpiración decrece linealmente desde su valor potencial, el cual se daría para cualquier humedad igual o superior a la capacidad de campo, y cero cuando la humedad del suelo fuese igual a la del punto de marchitez. Advertimos de paso, que por valor potencial debe entenderse el máximo valor posible para ciertas condiciones meteorológicas dadas.

De lo anterior se sigue el hecho de que algunos autores, calculando la evapotranspiración potencial en base a fórmulas que incluyen factores meteorológicos reinantes, afirman que ésta será real sólo si el suelo está saturado de agua, en tanto que otros afirman que la demanda potencial podrá satisfacerse incluso si el suelo no está saturado.

Para los efectos de nuestro modelo debemos disponer de datos de evaporímetros. Idealmente, deberíamos disponer de una buena red de tanques evaporimétricos de modo de tener, para cada día, los valores de lluvias y evaporación medidos. Pero esto, lamentablemente, rara vez acontece.

El criterio que hemos usado para determinar un valor representativo de la evapotranspiración es el siguiente:

Sea EVAP la evaporación medida en un día. Para que esta medida sea representativa de la evapotranspiración potencial de toda la cuenca, la multiplicamos por un coeficiente

ALFA que hacemos variar de mes a mes. Estos valores de ALFA son parámetros de ajuste. Si el día lo dividimos en períodos de tiempo menores, como es el caso de nuestro modelo, en el cual hemos considerado $\Delta t = 6$ horas, tendremos

$$EP(I) = C(I) * ALFA(MES) * EVAP(DIA)$$

en donde, $EP(I)$ = evapotranspiración potencial hexahoraria
 $C(I)$ = coeficiente de distribución hexahoraria de la evapotranspiración o fracción de la evapotranspiración diaria que corresponde a un período hexahorario I.

La estimación de los valores de $C(I)$ para cada período de 6 horas se ha hecho teniendo en cuenta los siguientes antecedentes.

Según Landsberg (citado en B14) puede estimarse que entre el 75 y el 90 % de la evaporación se produce entre las 6 am. y las 6 pm. Por otra parte, según Lee, C.H. (B.14) puede estimarse que el 95 % de la transpiración se produce durante las horas de luz. Teniendo en cuenta lo anterior y considerando, además, que durante el verano las horas de luz son mas que en el resto del año, hemos postulado la siguiente tabla de valores para los coeficientes $C(I)$.

		M E S E S	
		12 a 3	4 a 11
I	Período	$C(I)$	$C(I)$
1	6h a 12 h	0.35	0.40
2	12h a 18 h	0.40	0.45
3	18h a 24 h	0.10	0.05
4	0h a 6 h	0.15	0.10

En los meses Diciembre, Enero, Febrero y Marzo, utilizamos los valores de la columna MESES: 12 a 3. En los meses restantes, los de la columna MESES: 4 a 11.

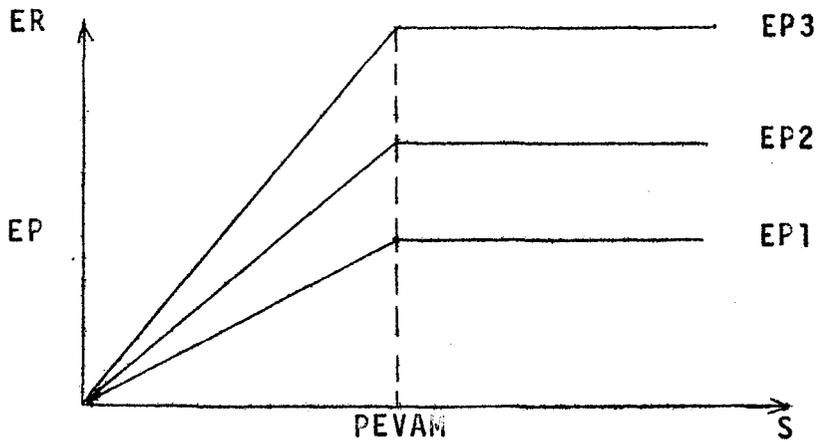
Los valores mayores de $C(4)$ respecto a $C(3)$ constituyen una manera de compensar el hecho de que en el último intervalo (0h a 6h) están computadas lluvias que, en realidad, se produjeron después de las 6 horas, debido a que las lecturas diarias en los pluviómetros se hacen a las 7 horas o después.

1.2.1.2. Criterio para el cálculo de la evapotranspiración real, ER.

El cálculo de la evapotranspiración real para los períodos sin lluvia se basa en la Ecuación de Continuidad y en dos hipótesis.

- Ecuación de continuidad. La evapotranspiración nunca puede ser mayor que la recarga inicial del suelo. Cuando éste está seco, la evapotranspiración es nula.
- Hipótesis 1. La evapotranspiración real es igual a la potencial a partir de cierto valor de la humedad del suelo, que denominaremos PEVAM. Esta humedad no es necesariamente la máxima del suelo, SMAX. Se trata de un parámetro propio de cada cuenca.
- Hipótesis 2. Entre los dos valores extremos, la evapotranspiración varía en forma lineal con la humedad del suelo, S.

Gráficamente, la situación corresponde a la figura 1.2.1.2. que sigue



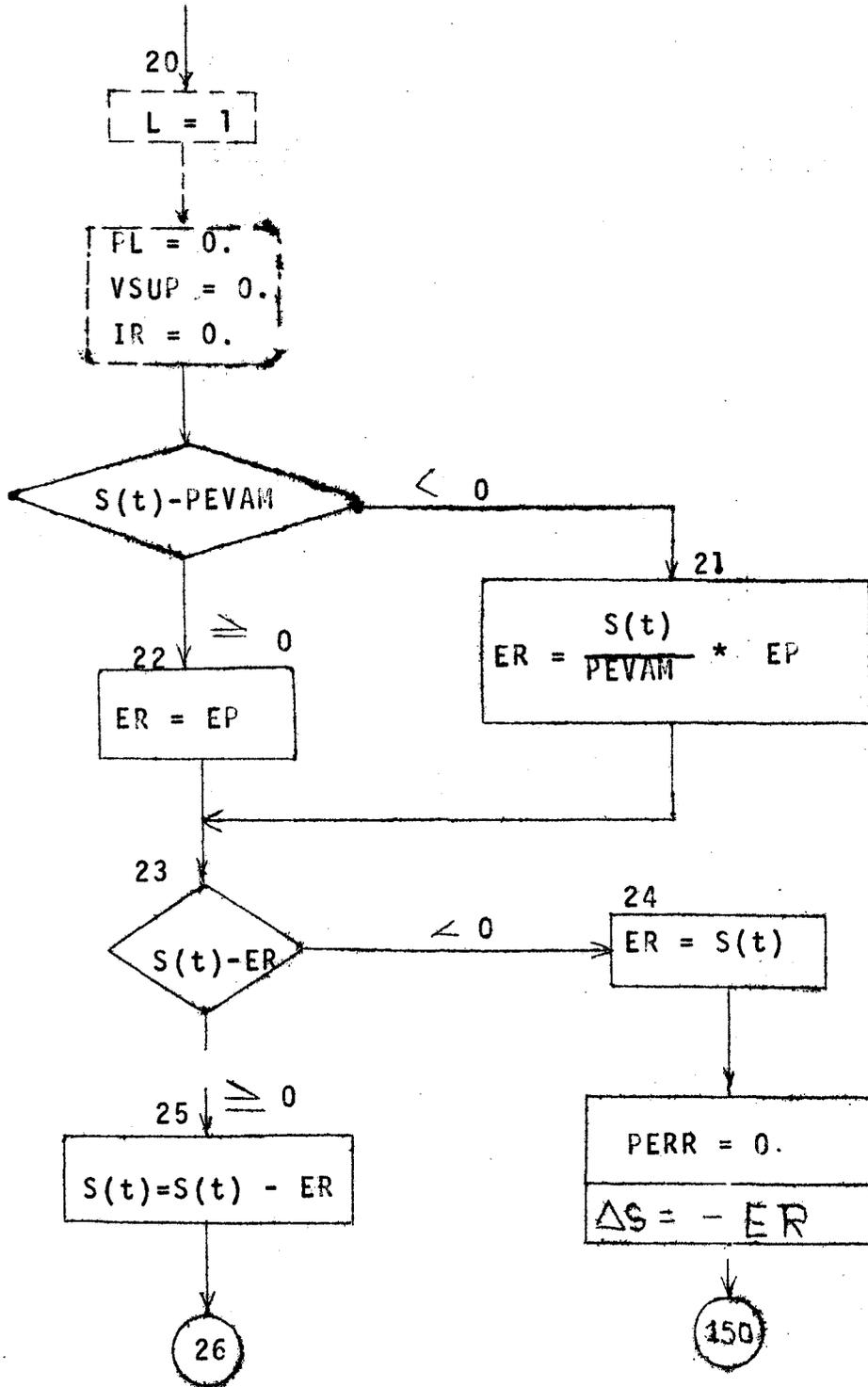
$$a) \text{ Si } S < PEVAM \Rightarrow ER = \frac{S}{PEVAM} * EP \quad (21)$$

$$b) \text{ Si } S \geq PEVAM \Rightarrow ER = EP \quad (22)$$

en donde

EP = Demanda de evapotranspiración

El organigrama para el cálculo correspondiente es el que sigue



En primer lugar comparamos la humedad $S(t)$ al inicio del periodo hexahorario correspondiente, con PEVAM. Si acontece que $S(t) \geq PEVAM$, la evapotranspiración, como consecuencia de la hipótesis 2 es igual a la potencial (caja 22). Si acontece que $S(t) < PEVAM$, la evapotranspiración está dada por la expresión de la caja 21 (hipótesis 3).

Calculada la evapotranspiración es preciso hacer un test de chequeo (caja 23). Debido al hecho de que EP puede ser grande podría darse el caso de resultar un valor de ER superior a $S(t)$ lo cual sería absurdo. Por eso, si en el test de la caja 23 resultase que $S(t) < ER$, la evapotranspiración real será igual a $S(t)$ (caja 24). En consecuencia, no quedará recarga alguna para producir percolación, razón por la cual hacemos inmediatamente $PERR = 0$. La variación de recarga se deberá sólo a la pérdida por evaporación desde el suelo, $\Delta S = -ER$ Y podemos continuar inmediatamente hacia al cálculo de la recarga final (caja 150). Si, en cambio, acontece que $S(t) \geq ER$, la evapotranspiración real será el valor de ER ya calculado, pero como consecuencia de ello, la recarga del suelo disminuirá a un valor igual a lo que había menos lo que evapora (caja 25).

1.2.2. Percolación y variación de recarga.

Con el nuevo valor de recarga $S(t)$ continuamos hacia la caja 26 y procedemos a calcular la percolación del mismo modo en que antes lo hicimos. Al llegar al test de la caja 50, tendremos $L = 1$. Eso significa que como estamos en un caso en que no hay lluvia neta y, por tanto, no tenemos infiltración, la variación de recarga se deberá sólo al agua que sale como percolación, razón por la cual continuamos hacia la caja 33 y de ahí hacia la 150, para calcular $\hat{S}(t+1) = S(t) + \Delta S$, después de lo cual el ciclo se repite para el período siguiente.

1.3. Resumen de parámetros.

- S_{MAX}** : Representa la humedad máxima que el suelo puede aceptar. Se mide en mm
- CAP** : Representa el límite de humedad por encima del cual el agua puede drenar y dar origen a percolación. El contenido de agua inferior o igual a CAP está disponible para evaporación pero no para percolación. Se mide en mm
- I_{MAX}** : Máxima infiltración potencial media que puede producirse en el intervalo de tiempo Δt .
- PEVAM** : Humedad del suelo por encima de la cual la demanda de evaporación se satisface. (Válido sólo si la demanda no es superior al contenido de agua en el suelo al inicio del período Δt). Se mide en mm
- k** : Constante adimensional que indica la fracción del exceso de agua por encima que CAP que se puede manifestar en el cauce como flujo no superficial.
- ALFA** : Parámetro adimensional que nos permite convertir la evaporación medida en medidas representativas de la evapotranspiración potencial de toda la cuenca.
- BETA** : Parámetro adimensional que permite el cálculo de la lluvia efectiva.
- T** : Tiempo de retardo de la percolación

CAPÍTULO 2. : SÍNTESIS DE LAS DESCARGAS MEDIAS DIARIAS.

En el capítulo precedente hemos intentado explicar la parte medular del modelo que nos conduce a dos componentes que producen descarga. A saber:

VSUP, dando origen a descarga superficial

PERR, dando origen a descarga no superficial

Estas componentes de escorrentía son calculadas en milímetros u otra unidad de altura de lluvia, durante el intervalo unitario Δt . El paso de escorrentías a descargas se hace a través de operadores lineales de transformación del tipo.

$$QSUP(t) = \emptyset * VSUP(t)$$

$$QBAS(t) = \varphi * PERR(t)$$

siendo \emptyset y φ los respectivos operadores.

2.1. Descargas superficiales

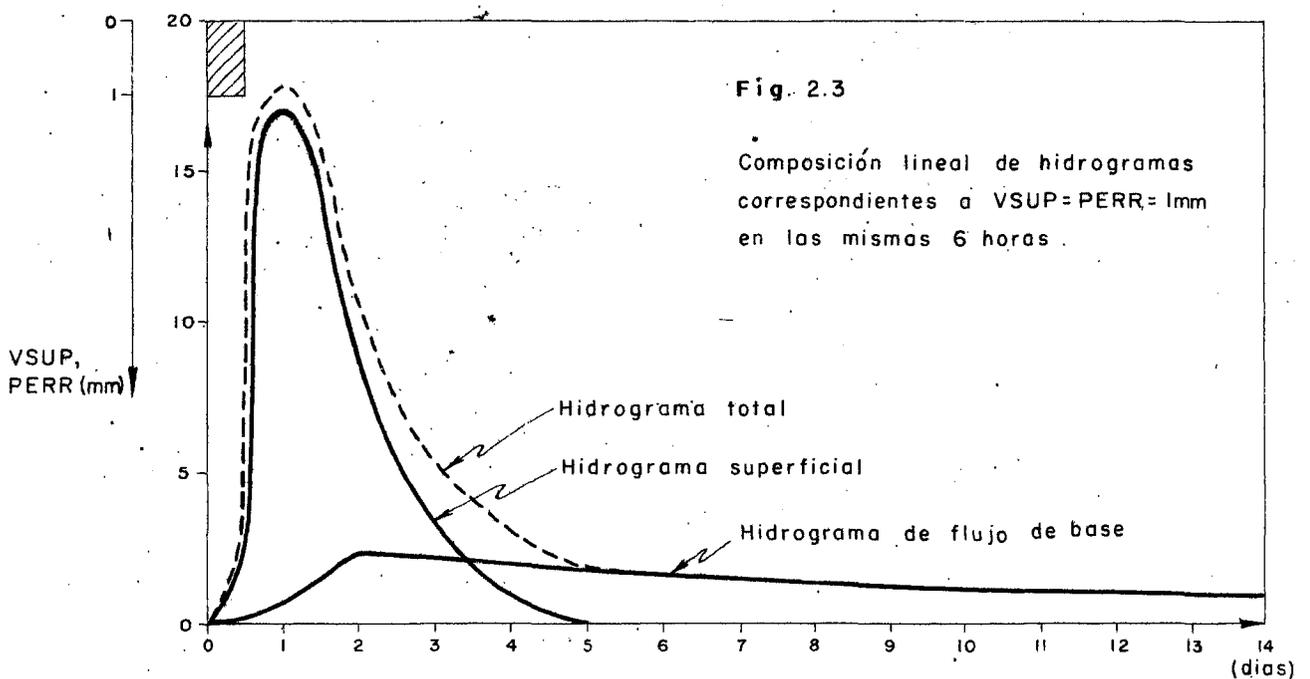
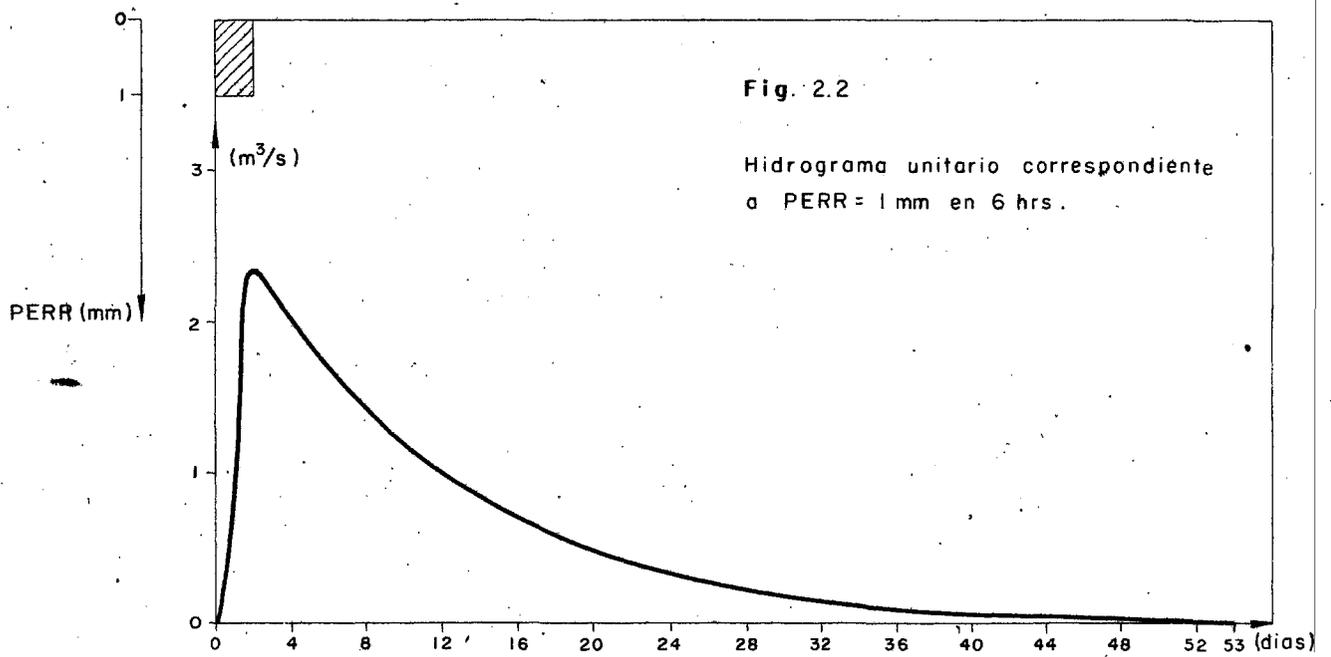
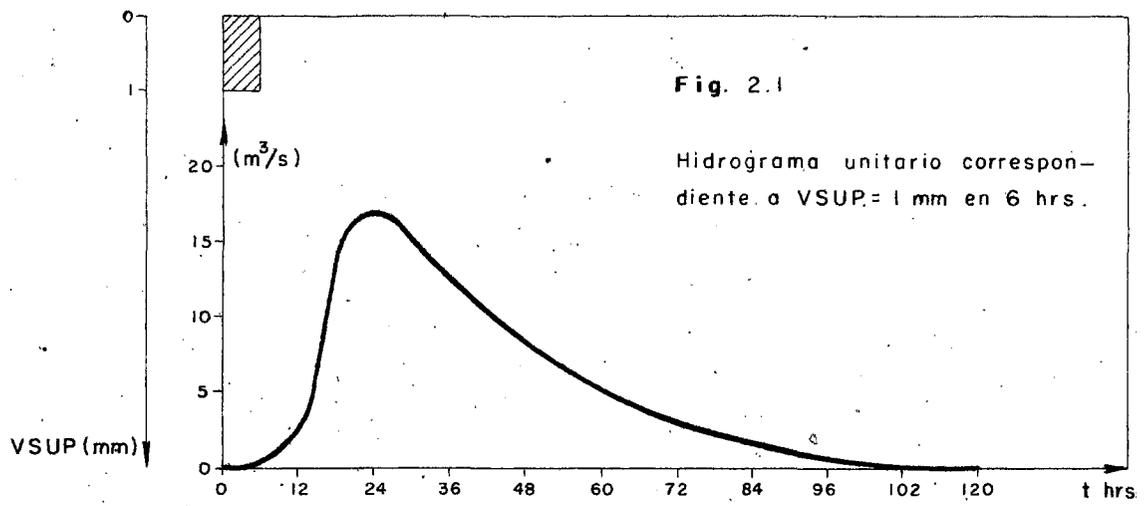
El operador de transformación que nos permite pasar de VSUP a QSUP, lo adjuntamos en forma de gráfico en la fig. 2.1.

Corresponde a un hidrograma producido por una lluvia efectiva VSUP = 1 mm durante 6 horas.

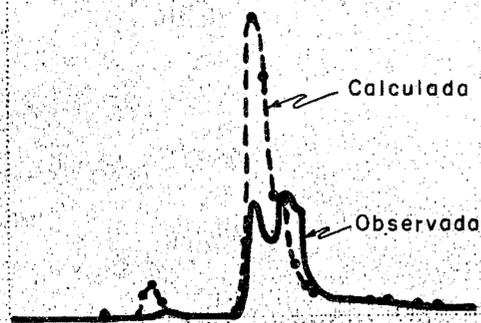
2.2. Descarga de base

El operador que nos permite pasar de PERR a QBAS, se adjunta también en forma de gráfico, correspondiendo a PERR = 1 mm en 6 horas (Fig. 2.2)

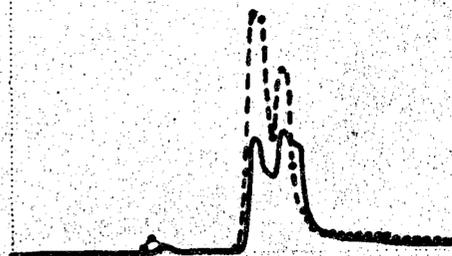
2.3. Descargas medias diarias: Para testar la validez del modelo disponemos de las descargas medias diarias (ver cap. 4). Teóricamente, dos mediciones de nivel de agua se efectúan por día. Una a las 7 hrs, otra a las 17 hrs. La media de los dos valores se considera como nivel medio diario y entrando con este valor en la curva $Q = f(h)$ se obtiene la descarga media diaria.



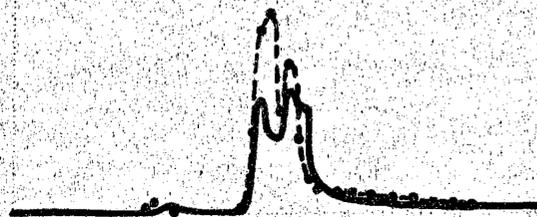
$$\tau_1 = \tau_2 = \tau_3 = 1$$



$$\tau_1 = \tau_2 = \tau_3 = 2$$



$$\tau_1 = \tau_2 = 3$$
$$\tau_3 = 2$$



$$\tau_1 = 4$$
$$\tau_2 = \tau_3 = 3$$

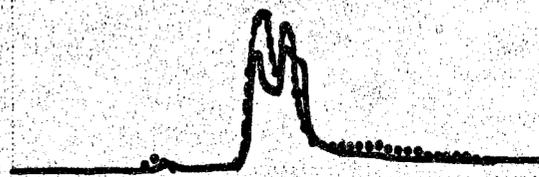


FIG. 2.4. : Efecto de los tiempos de retardo, τ_i , en la sintetización de hidrogramas.

τ_1, τ_2, τ_3 son los tiempos de retardo, medidos en períodos hexahorarios, correspondientes a los polígonos más alejados de la sección de control limnométrico.

CAPÍTULO 3: USO DEL MODELO.

En los capítulos precedentes hemos presentado los fundamentos del modelo pluvio-hidroológico con el que trabajamos. Para efectuar los cálculos requeridos para la simulación se ha confeccionado un programa de computación en lenguaje FORTRAN IV, para ser procesado en un computador IBM 1130 de 16 K.

En el capítulo 1 se ha presentado el organigrama correspondiente al modelo de síntesis de volúmenes de escorrentía. Esta parte se ha programado en la subrutina RECAR (anexo A). El cálculo de las descargas se hace en el programa principal, que incluye, además, el cálculo de las evaporaciones hexahorarias, los desplazamientos necesarios para utilizar adecuadamente la subrutina RECAR y el cálculo de algunos elementos de control de los balances anual y mensuales de volúmenes de agua.

En este capítulo pretendemos esquematizar el programa principal y aclarar algunos tópicos que implica la utilización del mismo. El programa en lenguaje FORTRAN IV se encuentra en el Apéndice A.

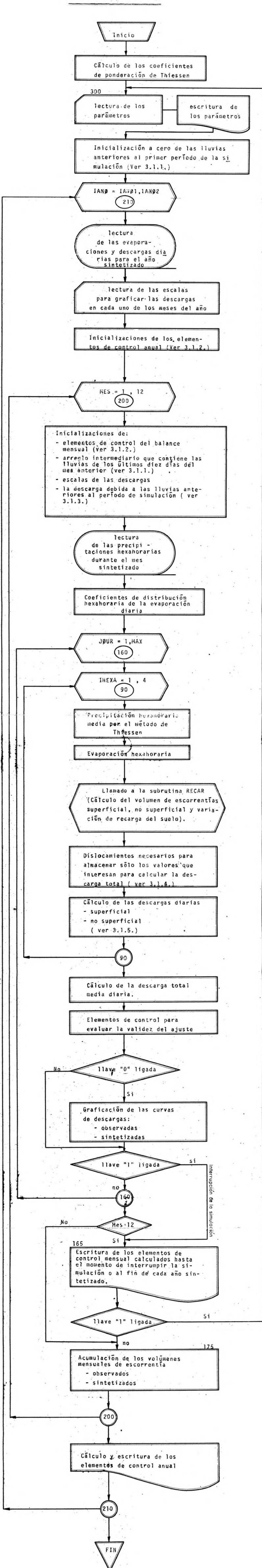
3.1. Fluxograma descriptivo del programa principal.

(Ver diseño anexo)

3.1.1. Arreglo intermediario que contiene las lluvias de los últimos diez días.

El cálculo de la lluvia media hexahoraria para toda la cuenca exige conocer las lluvias en el período mismo y en períodos anteriores, debido a los tiempos de retardo (ver capítulo 2). Estos datos se encuentran en el arreglo PREC 3 el cual es leído mes por mes. Aparece así, el problema de cálculo de las lluvias medias hexahorarias al inicio de cada mes, pues esta operación puede exigir el conocimiento de lluvias del mes anterior, lluvias que son "olvidadas" en la nueva lectura de PREC 3. Es preciso, por tanto, memorizar es-

3.1. Fluxograma descriptivo del Programa Principal



Repetición de la simulación con otros valores para los parámetros

tas lluvias en un arreglo especial de "Precipitaciones AUXiliares" que hemos denominado PRAUX. En este arreglo decidimos almacenar las lluvias hexahorarias, puesto por puesto, de los últimos diez días.

Los valores contenidos la primera vez que se usa PRAUX (inicio del primer mes de simulación) lo hemos hecho iguales a cero pues fue observado que no se registraron lluvias en los últimos días de Diciembre 1967 (Período de simulación se inicia en Enero de 1968)

3.1.2. Elementos de control anual y mensual.

A manera de control, para cada día, se calcula

- a) el volumen de lluvia caída.
- b) el volumen de escorrentía observado (producto de la descarga media observada por el tiempo = 1 día)
- c) el volumen de escorrentía sintetizada (producto de la descarga media sintetizada por el tiempo = 1 día)
- d) El cubo de la diferencia entre las descargas observada y sintetizada. (diferencia en valor absoluto).

La suma de estos valores para todos los días del mes nos conduce a los respectivos valores mensuales.

La comparación de los volúmenes mensuales de a) y c) nos permite ver si el modelo no está "creando" lluvia, cosa que sería evidenciada si el volumen de escorrentía sintetizada resultara ser mayor que el de agua precipitada.

La comparación de los volúmenes mensuales de b) y c) nos permite un control del ajuste en base a los balances mensuales de agua.

La suma de los valores mensuales de volúmenes de escorrentías observada y sintetizada nos conduce a los respectivos valores anuales y con éstos podemos calcular la diferencia porcentual entre ambos, lo cual nos dará una idea de la bondad del ajuste en términos de balance anual.

Al final de cada año se calcula, además, el tér

mino ORD 3, definido por

$$\text{ORD3} = \frac{\sum_{i=1}^{i=N} |QOBS - QCAL|^3}{N}$$

en donde

N = número de días del año (En el caso de que exista uno o más días en que no sea posible establecer la comparación por desconocerse QOBS, ellos no se incluyen en N)

QOBS = Descarga media diaria observada

QCAL = Descarga media diaria sintetizada

Este índice nos dará una idea de la bondad del ajuste de "peaks". Cuanto menor sea él, tanto mejor será el ajuste.

3.1.3. Descargas debidas a las lluvias anteriores al período de simulación.

El período de simulación va desde el 19 de Enero de 1968 al 31 de Diciembre de 1970. La inicialización implica tomar en cuenta la descarga que se debe a las lluvias anteriores al primer día de simulación. Analizados los períodos de lluvia anteriores y la descarga medida el primer día pudo constatar que ésta correspondió a descarga de base. Usando la relación de Barnes

$$Q = Q_0 K^t$$

en donde K = constante de recesión

t = tiempo entre el instante en que ocurrió Q_0 e instante en que ocurre Q

para determinar la constante K de recesión, pudimos determinar $K = 0,92$ válido para el rango de descargas en el que se encontraba la del primer día de simulación ($5.4 \text{ m}^3/\text{S}$). Así

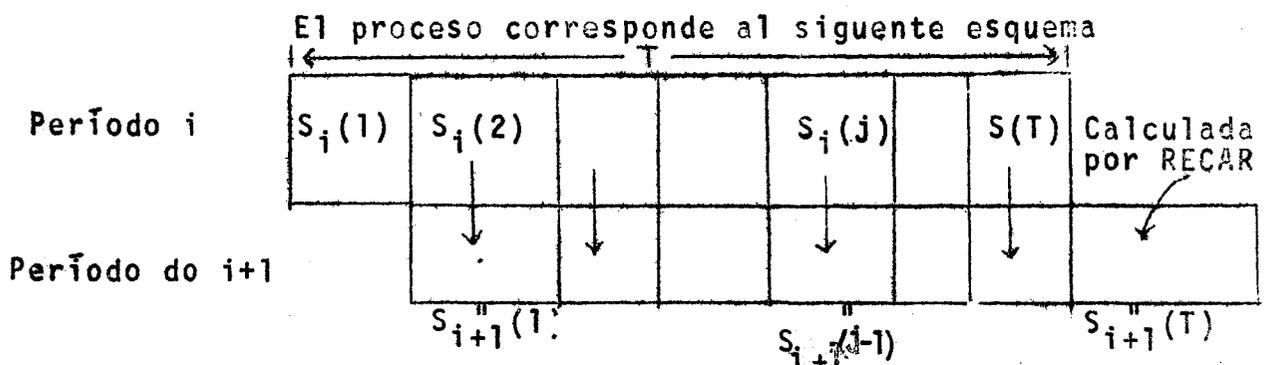
pues, para el cálculo de las descargas medias diarias durante el primer mes de síntesis, se calcularon las descargas producidas por las lluvias del mismo mes, a las cuales se les sumó el valor $BASI = Q(1) \cdot (0,92)^t$, término que engloba el efecto de las lluvias, anteriores. Esto se hizo sólo durante el primer mes, teniendo en cuenta que $Q(1) = 5,4 \text{ m}^3/\text{s}$ y que al cabo de 31 días tendríamos $5,4 \cdot (0,92)^{31} < 0,1$

m^3/s , lo cual es menos que el 2% de la descarga observada ese día.

3.1.4. Deslocamientos necesarios.

3.1.4.1. Para cálculo de PERR.

El mecanismo de cálculo de PERR nos obliga a tener almacenados los valores de recarga del suelo de T períodos hexahorarios. La subrutina RECAR proporciona la recarga $S(T+1)$ al fin de cada período (inicio del próximo) considerado. La primera vez que la subrutina RECAR es utilizada, los T valores de S son leídos en cartones perforados (valores determinados a través de un proceso de ajuste de las condiciones iniciales). El uso posterior implica que los nuevos T valores de S sean los últimos T - 1 valores del período anterior más el nuevo valor $S(T+1)$ calculado por RECAR. Así, es necesario dislocar los valores contenidos en el arreglo $S(J)$ los últimos T-1 valores, en una posición cada vez, para que el término general de índice J pase a tener el índice J-1. El último término de nuevo arreglo $S(J)$, esto es, el término $S(T)$ será igual a aquel calculado por RECAR.



Este esquema de cálculo implica que si el parámetro T resulta ser igual a la unidad, ello significa que la percolación producida en cualquier período hexahorario se calcula considerando sólo la recarga del mismo período.

3.1.4.2. Para cálculo de descargas.

El paso de volúmenes de escorrentía a descargas se usan operadores lineales en forma de hidrogramas unitarios. Si NHU es el tiempo de base de un operador, precisamos conocer (tener almacenadas) las últimas NHU lluvias efectivas.

Esto se logra, desplazando cada vez la memoria, del mismo modo como hicimos para almacenar los valores de recargas.

3.1.5. Cálculo de las descargas medias diarias.

La descarga observada es una media diaria que, al menos teóricamente, debe corresponder al valor medio de las descargas medidas a las 7 de la mañana y a las 5 de la tarde. Por eso, al momento de efectuar la síntesis de la descarga media diaria con el modelo, la calculamos como la media entre la descarga a las 6 de la mañana y a las 6 de la tarde. De acuerdo a las horas de inicio que adoptamos para los períodos hexahorarios este valor es el más representativo para los efectos de comparación entre descargas medias observadas y sintetizadas.

3.2. Metodología de ajuste.

El uso del modelo exige dos etapas. En primer lugar es preciso procesar los datos hidrometeorológicos correspondientes a la cuenca en la cual se testará el modelo. Esta etapa debe incluir la determinación de los operadores de transformación en forma de hidrogramas unitarios. Estos operadores son "parámetros" propios de la cuenca y, por tanto, la forma que en definitiva se adopte para ellos se deci-

dirá en la etapa de ajuste. En segundo lugar, debemos pasar a testar el modelo, con su consecuente etapa de ajuste de parámetros. Por eso, en el programa principal se incluyen comandos que permitan, día a día, la comparación de las descargas observadas y sintetizadas. Y es esta comparación la que permite el ajuste de los parámetros.

En nuestro trabajo, intentamos ajustar primero los parámetros propios de la subrutina RECAR con $BETA=1$. Los tiempos de retardo de las lluvias hexahorarias fueron mantenidos en cero y los coeficientes ALFA que afectan a la evaporación, mantenidos en la unidad. En seguida, tratamos de ajustar BETA manteniendo los otros parámetros en valores, hasta donde era posible, dentro del rango de los previamente testados con mejor éxito. Después, se ajustan los tiempos de retardo de las lluvias, teniendo presente que este retardo debe ser nulo para los puestos cercanos a la sección de mediciones pluviométricas y significativos sólo para las lluvias caídas en las zonas más lejanas. Por último, pasamos a la etapa de ajuste ALFA.

Este proceso resulta bastante complejo por el número de parámetros posibles de variar. Sin el computador digital su ejecución sería prácticamente imposible. Pero con el computador se pueden realizar los cálculos necesarios en corto tiempo y es posible, así, repetirlos un gran número de veces hasta lograr los ajustes deseados.

S E G U N D A P A R T E

"COMPROBACIÓN DE LA VALIDEZ DEL MODELO"

Capítulo 4 : CARACTERÍSTICAS DE LA CUENCA DE PRUEBA. (*)

4.1. Ubicación geográfica. Para testar la validez del modelo elaborado, se utilizaron datos correspondientes a la cuenca del río Basilio. Esta es una subcuenca de la hoya del río Piratini, del cual el río Basilio es un afluente.

La cuenca de prueba se encuentra ubicada en la zona sur del estado brasileño de Rio Grande do Sul, a Oeste de la línea de unión entre Lagoa dos Patos y Lagoa Mirim. Las coordenadas geográficas del centro de la cuenca son: Long. 52°55' W y Lat. 31°50'S.

La superficie es de 2.392 Km², correspondiendo al 43% del total del área de la cuenca del Piratini.

4.2. Características físicas.

4.2.1. Forma.

La cuenca tiene forma elíptica. El cálculo del "Índice de compacidad" de Gravelius, Kc, conduce al siguiente resultado:

$$Kc = \frac{\text{Perímetro de la cuenca}}{\text{Perímetro del círculo equivalente}} = \frac{201 \text{ [Km]}}{173 \text{ [Km]}} = 1,16$$

(*) La mayor parte de la información correspondiente a este capítulo ha sido extractada de la publicación "Estudios Hidrológicos para cálculo de escoamientos. Bacia do Rio Basilio", de João Ivo Avelaneda de Souza (Tesis de Maestrado, CHA do IPH da UFRGS, 1969), con cuya autorización reproducimos las partes de nuestro interés.

4.2.2. Pendiente media. La pendiente media fue calculada con la fórmula:

$$i = \frac{L \text{ [Km]} * \Delta h \text{ [Km]}}{S \text{ [Km}^2\text{]}}$$

en donde:

L = longitud total de las curvas de nivel = 1.123 Km

Δh = diferencia de nivel entre las curvas consideradas = 10^{-1} Km

S = Superficie total de la cuenca = 2.392 Km²

i = pendiente media de la cuenca = $5 * 10^{-2}$

4.2.3. Altitudes características. En la figura 4.2.3 aparece un mapa topográfico con la delimitación de la cuenca, las líneas de nivel de 100 en 100 metros y la ubicación de los puestos hidrometeorológicos.

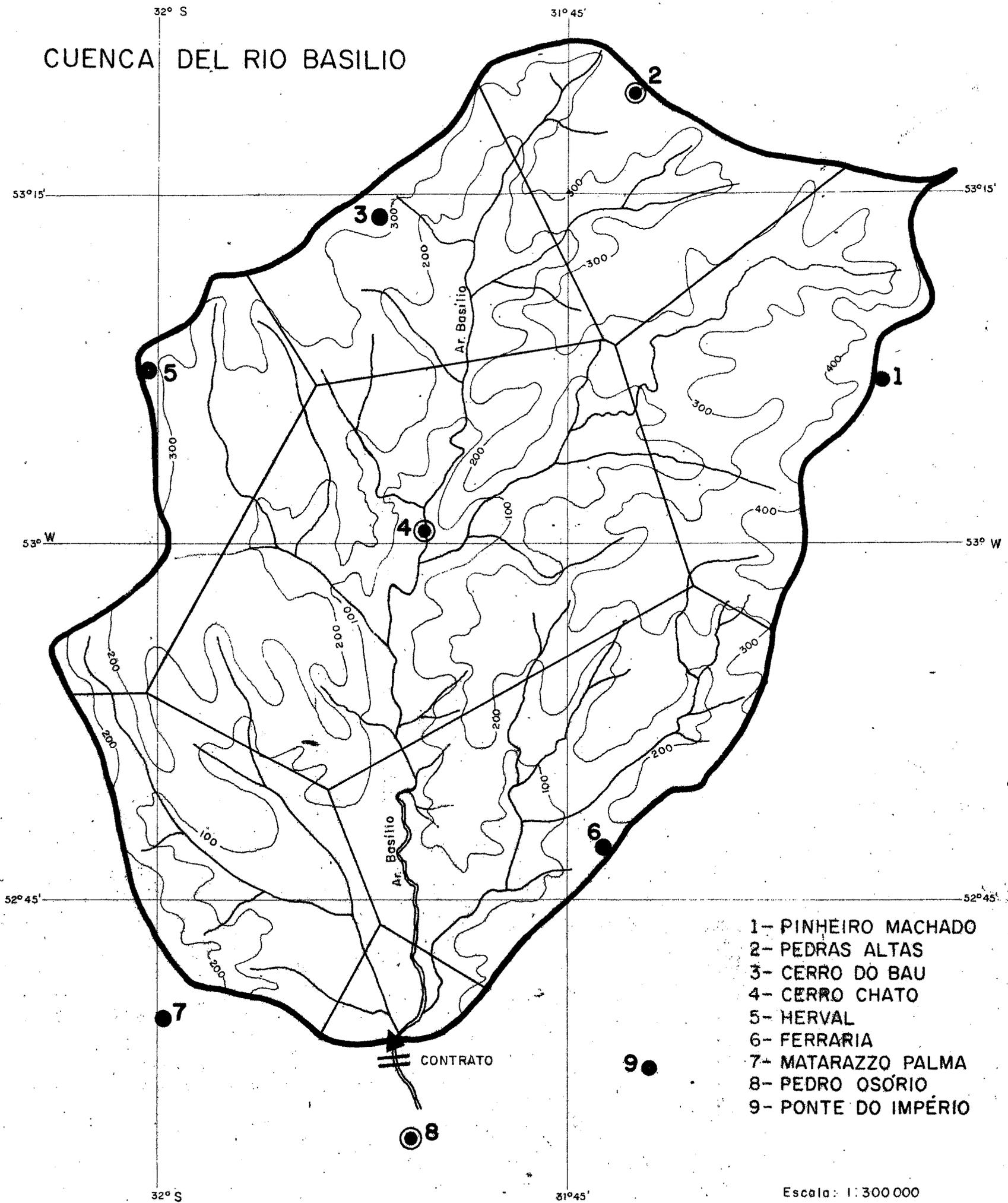
La parte inferior de la cuenca está próxima a la ciudad de Pedro Osorio con cota altimétrica no superior a 30 metros. La parte alta, como puede apreciarse, es bastante ondulada, subiendo en dirección noroeste y alcanzando la cota de 500 m en la línea divisoria de aguas.

La repartición de áreas entre las altitudes características se resume tanto en la tabla como en la curva hipsométrica que siguen.

TABLA DE DISTRIBUCIÓN HIPSOMÉTRICA.

Altitudes	Areas	Areas Acumuladas	Porcentaje
m	Km ²	Km ²	de áreas
400 - 500	44,25	44,25	1,85
300 - 400	501,36	545,61	20,96
200 - 300	844,13	1.389,74	35,29
100 - 200	607,08	1.996,82	25,38
40 - 100	395,15	2.392,00	16,52
TOTAL	2.392,00	2.392,00	100,00

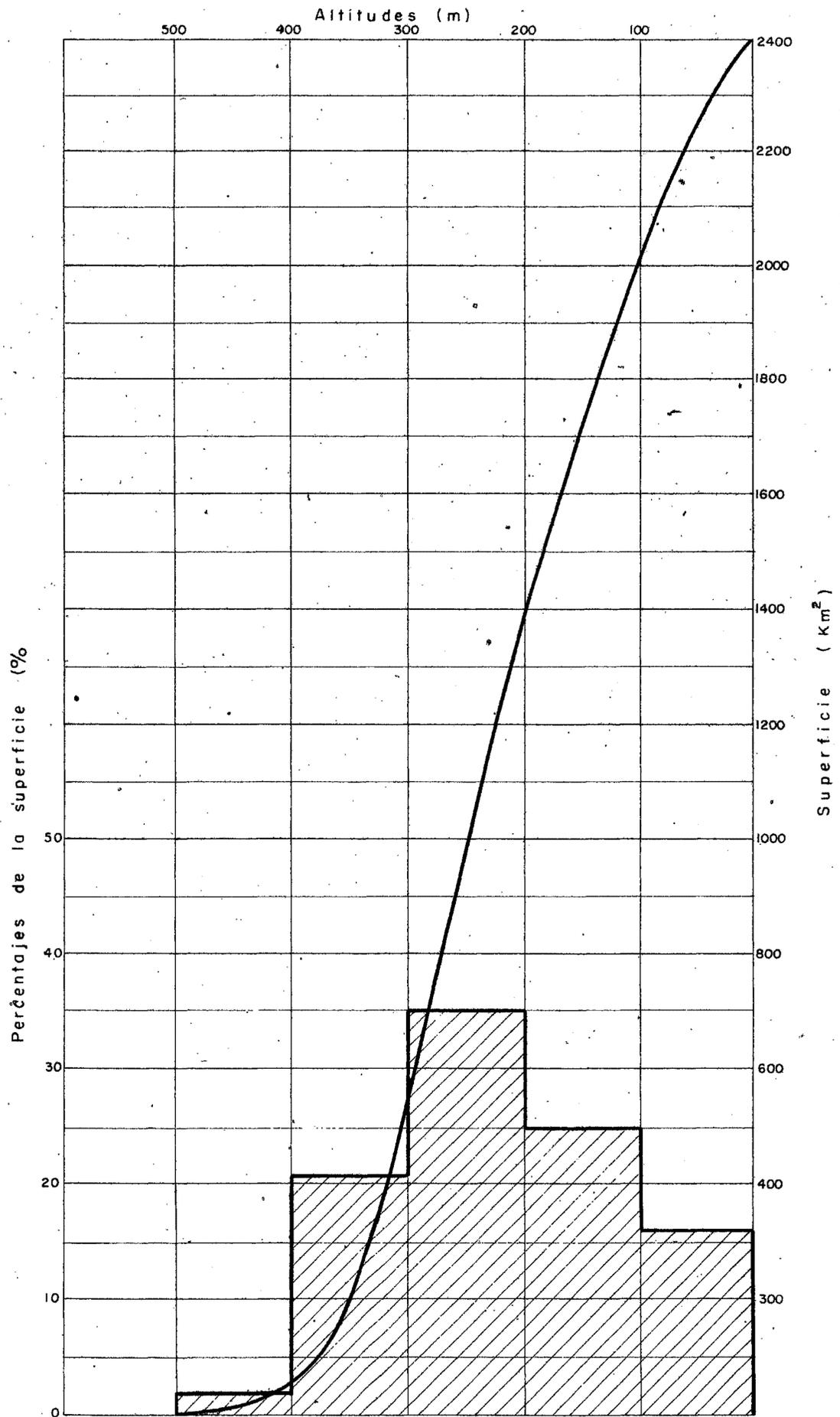
CUENCA DEL RIO BASILIO



- 1- PINHEIRO MACHADO
- 2- PEDRAS ALTAS
- 3- CERRO DO BAU
- 4- CERRO CHATO
- 5- HERVAL
- 6- FERRARIA
- 7- MATARAZZO PALMA
- 8- PEDRO OSÓRIO
- 9- PONTE DO IMPÉRIO

Escala: 1:300 000

Fig. 4.2.3



CUENCA DEL RIO BASILIO

Curva Hipsométrica

Fig.4.23(b)

4.2.4. Cobertura, suelos y geología.

La clasificación que sigue está basada en el estudio efectuado por el Sector de Suelos del Proyecto Regional de la Laguna Mirim, bajo el título "Preliminary Landform And Soil Map", en mayo de 1968 y citada en la tesis ya mencionada.

4.2.4.1. Zona del Divisor (Símbolo "D")

Tipo "Dt" : Terrenos de transición

Topografía : Ondulada, con pequeños afloramientos dispersos.

Geología : Sedimentaciones muy antiguas pre-gondwana o reciente gondwana, consistiendo de arenitas resistentes y algunas rocas cristalinas, principalmente migmatitos.

Suelos: rasos o profundos, con buen drenaje y fertilidad química de moderada para relativamente baja (Reddish Prairie Soil, Red Yellow Pozdid Soil, Lithosol Meso u Oligo-Trophic Regosol).

Uso actual de la tierra: pastajes naturales.

Uso potencial de la tierra: pastajes mejorados.

4.2.4.2. Zona de las Sierras (Símbolo "S")

4.2.4.2.1. Tipo "Sn" : cerros

Topografía : ondulada para fuertemente ondulada, con poco o sin afloramientos (< 5%).

Geología: rocas cristalinas, constituidas principalmente de migmatitos.

Suelos: predominantemente rasos, buen drenaje y variable fertilidad química.

Sub-zona "2Sn": Fertilidad moderada (Entrophic Regosols And Gravelly Reddish Prairie Soil, intergrading to Gray - Brown Podzolic Soil).

Uso actual de la tierra: chirca (dirty pastures).

Uso potencial: pastajes mejoradas.

Sub-zona "3Sn": fertilidad relativamente baja (gravelly gray-brown podzolic Soil and oligo-tropic regosols).

Uso actual de la tierra: chirca (dirty pastures) o agricultura.

Uso potencial: pastajes emjorados o agricultura (con substancial fertilización).

4.2.4.2.2. Tipo "Sr" (Serranias)

Topografía: fuertemente ondulada para montañosa con muchos afloramientos (\geq 5%).

Geología: varias rocas metamórficas, efusivas (riolitos ; basaltos) y algunos sólidos graníticos.

Suelos: suelos rasos con buen drenaje o sin suelos (Non-soils), afloramientos de rocas y varios litosoles (lithosols).

Uso actual de la tierra: pastajes (zona de pequeños arbustos).

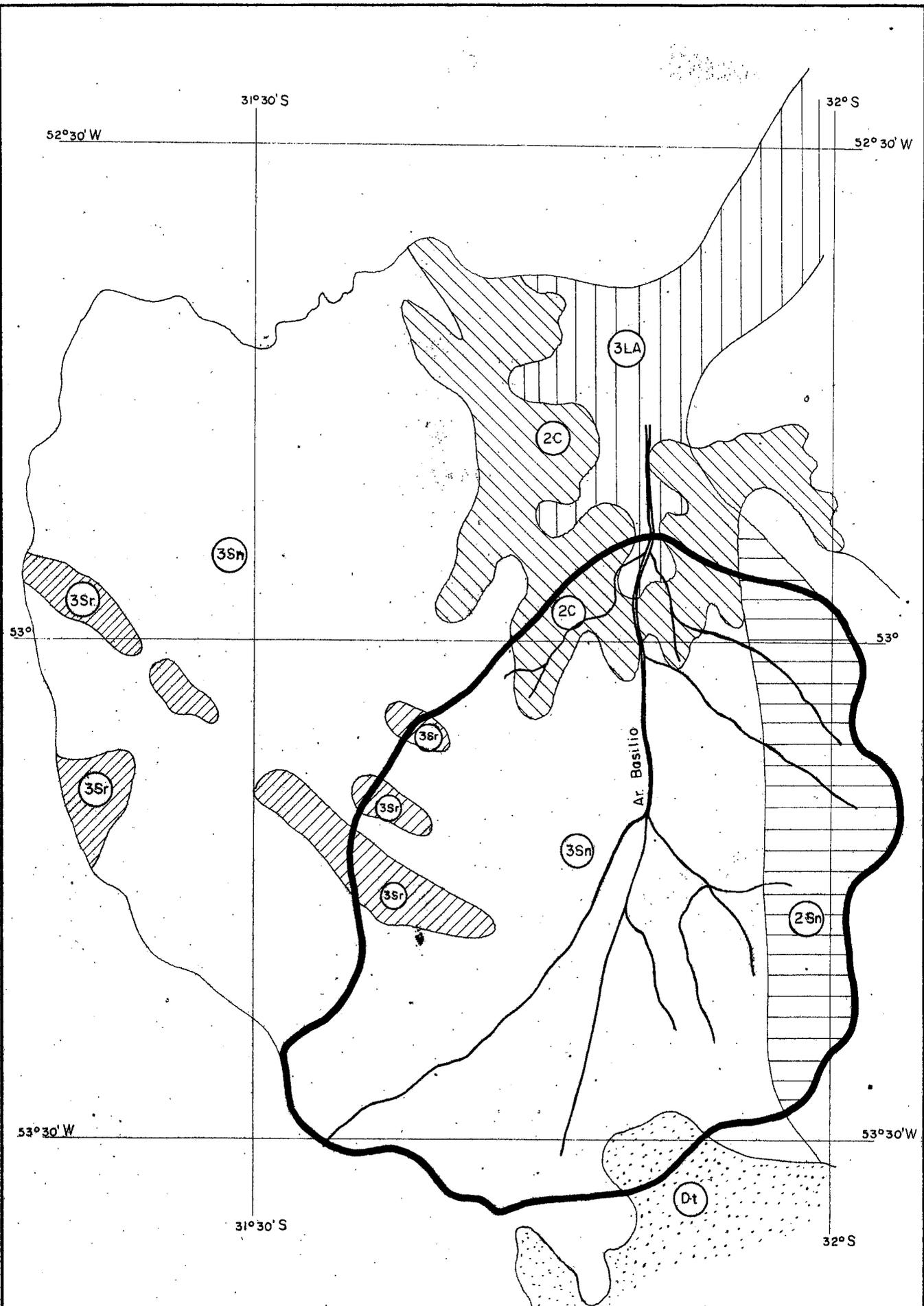
Uso potencial: principalmente pastajes o forestaciones.

4.2.4.3. Zona de las colinas - Zona Central (Símbolo "C")

Topografía: debilmente ondulada para ondulada, con poco o sin afloramientos ($<$ 2%).

Geología: rocas cristalinas, principalmente constituidas de migmatitos.

Suelos: principalmente profundos, con buen drenaje y de variable fertilidad química.



CUENCA DEL RIO PIRATINI
 Mapa General de Suelos

Escala: 1:500000

Fig. 4.2.4

Sub-zona "2C": fertilidad química moderada (Reddish Prairie Soil Intergrading To. Red-Yellow Podzolic Soil).

Uso actual de la tierra: pastajes naturales y agricultura localizada.

Uso potencial: agricultura (con substancial fertilización) y pastajes mejorados.

4.3. Características hidrometeorológicas.

4.3.1. Régimen hidroclimático.

La cuenca del río Basilio es de régimen pluvial. Climatológicamente, de acuerdo a la clasificación termo-pluviométrica de Köpen, se encuadra en la zona temperada moderada. lluviosa (símbolo C) por tener el mes más frío una temperatura comprendida entre 3°C y 18°C; El tipo fundamental es el temperado húmedo (Cf), pudiendo ser lluviosos todos los meses. Y la variedad que corresponde a la cuenca del río Basilio es la de clima subtropical o virginiano (Cfa) con temperatura del mes más cálido superior a 22°C.

En cuanto al régimen pluviométrico, los caudales registrados en su sección de control a la salida de la misma (sección de contrato) puede observarse que éstos varían en una amplia gama que va desde 1 m³/S a más de 1000 m³/S (descargas medias diarias). En la mayor parte del año las descargas son bajas. De allí el nombre de Arroio Basilio. Pero el caudal no se interrumpe durante los meses de estiaje. Las máximas crecidas suelen presentarse en los meses de julio a noviembre.

4.3.2. Red hidrometeorológica.

En el mapa de la Fig. 4.2.3. puede observarse la distribución de los puestos hidrometeorológicos considerados en este trabajo.

4.3.2.1. Precipitaciones.

Para medir la precipitación, la cuenca del río Basilio, cuenta con los siguientes instrumentos, en las localidades que se indican:

<u>Localidad</u>	<u>Instrumento</u>	<u>Propietario</u>
1. Pinheiro Machado	pluviómetro	D.N.O.S.
2. Pedras Altas	pluviómetro	D.N.O.S.
2A Pedras Altas	pluviógrafo	C.L.M.
3. Cêrro do Baú	pluviómetro	C.L.M.
4. Cêrro Chato	pluviómetro	D.N.O.S.
4-A Cêrro Chato	pluviógrafo	D.N.O.S.
5 Herval	pluviómetro	D.N.O.S.
5-A Herval	pluviómetro	C.L.M.
6. Ferraria	pluviómetro	D.N.O.S.
7. Matarazzo Palma	pluviómetro	C.L.M.
8. Pedro Osorio	pluviómetro	D.N.O.S.
8-A Pedro Osorio	pluviógrafo	D.N.O.S.

4.3.2.2. Evaporaciones.

Existen 3 puestos en los cuales se efectúan mediciones diarias de evaporación. Estos son: Cêrro Chato, Ponte do Imperio y Pedro Osorio. En estos 3 lugares el instrumento de medición es el evaporímetro Piche. En Pedro Osorio, además, se efectúan mediciones de tanque tipo Whather Bureau, clase A.

4.3.2.3. Descargas.

La medición de caudales del río Basilio se hace en la sección denominada "Contrato", casi en la desembocadura del mismo. Allí se efectúan 2 mediciones diarias de nivel de agua. Una a las 7 hrs y la otra a las 17 hrs. El promedio de

ambas se considera como nivel medio diario. El paso a caudales se hace a través de una curva llave, $Q = f(h)$, elaborada por la C.L.M. En dicho lugar se cuenta, además, desde Septiembre de 1969, con un limnógrafo.

Capítulo 5: ORIGEN Y ANALISIS DE LOS DATOS

5.1. Origen y recopilación

La información hidrometeorológica de base que sirvió para testar el modelo, fue proporcionada por dos organismos: La Comisión Mixta da Lagoa Mirim (C.L.M.), Sección brasileira; y Dirección Nacional de Obras Sanitarias (D.N.O.S.).

5.1.1. Datos de precipitación diaria

Los datos de precipitación diaria se extrajeron de las publicaciones "Pluviometría diaria (1968-1969-1970) . Bacia da Lagoa Mirim, Lado Brasileiro", editadas por la sección brasileira de la C.L.M., subsede de Rio Grande, sección de Hidrología. Y de los archivos de la D.N.O.S. en Porto Alegre.

5.1.2. Datos de evaporación.

Los datos de evaporación diaria fueron proporcionados por las mismas instituciones antes citadas.

5.1.3. Datos de niveles y caudales.

Para los caudales medios diarios en la sección de control limnimétrico "Contrato", dispusimos de los datos de niveles medios diarios, como también de la curva $Q=f(h)$ proporcionados por la C.L.M. Dispusimos también de los niveles, medidos cada 12 hrs, en la misma sección, datos que se encuentran en los archivos de la D.N.O.S. Porto Alegre, a los que tuvimos acceso.

5.1.4. Datos pluviográficos.

Para estimar la distribución hexahoraria de las lluvias diarias, cosa que nuestro modelo precisa como dato de entrada, fue necesario analizar los pluviogramas disponibles. Estos fueron puestos a nuestra disposición tanto por la C.L.M.

de Rio Grande (Pluviógrafo de Pedras Altas), como por la D.N.O.S., subse de Porto Alegre (Pluviógrafos de Pedro Osorio y Cerro Chato).

5.2. Análisis de los datos.

5.2.1. Pluviometría.

La lluvia media, para cada período, se calculó con el método de Thiessen. Previo fue necesaria una labor de revisión de los valores diarios en cada puesto, para individualizar posibles errores.

Los errores detectados pueden resumirse en los siguientes:

- a) Errores de transcripción.
- b) Diferencias notables para una misma lluvia entre reportorios de instituciones diferentes.
- c) Fechas distintas, para una misma lluvia, en reportorios de instituciones diferentes.

Las correcciones se hicieron llegando, hasta donde fue posible, a las fuentes originales y tomando en cuenta, además, las precipitaciones medidas en los puestos vecinos al de dato dudoso.

5.2.2. Evaporación.

La mayoría de los trabajos de simulación hidrológica que precisa de datos de evaporación, usan datos de evaporímetros de tanque. Lamentablemente, en nuestro caso, disponíamos de una serie incompleta de mediciones de tanque efectuadas en Pedro Osorio y, por otra parte, de mediciones diarias de evaporímetro Piche en tres lugares: Cerro Chato, Pedro Osorio y Ponte do Imperio.

Nuestra intención fue la de aprovechar los datos de evaporación Piche, teniendo en cuenta que un valor calculado a partir de observaciones diarias en 3 lugares de la cuenca sería más representativo. Sin embargo, al comparar los da-

tos proporcionados, tanto por la CLM, como por la DNOS, para los mismos instrumentos, encontramos:

- a) Grandes diferencias de evaporación para un mismo día.
- b) Fechas diferentes para una misma evaporación.
- c) Meses completos con datos diferentes.

Pese a los esfuerzos hechos, fue virtualmente imposible utilizar estos datos en forma sistemática. Debido a ello, fue necesario testar el modelo con las evaporaciones de tanque en Pedro Osorio, utilizando una media ponderada de las evaporaciones Pichē como elemento de control (cuando era posible).

Las serie de datos de evaporación de tanque en Pedro Osorio, proporcionadas por las 2 instituciones citadas, tenían diferencias en algunas ocasiones. Éstos fueron corregidos, adoptando el valor dado por la institución responsable del instrumento. En caso de ausencia de dato o de valores muy dudoso, se utilizaron valores medios ponderados de las evaporaciones Piche.

Debido a la disparidad de datos, tanto de precipitaciones como de evaporaciones, encontrados para los meses de Marzo y Diciembre de 1968 y ante la imposibilidad práctica de corregir con otro criterio, consideramos como evaporación diaria, para estos períodos, las evaporaciones medias de cada 10 días.

5.2.3. Descargas.

Los valores de descarga pueden tener error debido a la posible variación de área de la sección después de las crecidas de 1969 y 1970. Por otra parte, la curva de descarga $Q = f(h)$, no es muy confiable para valores altos (iguales o superiores a $400 \text{ m}^3/\text{S}$), debido a los pocos puntos correspondientes a descargas altas con que fue elaborada la curva

5.2.4. Distribución hexahoraria de las lluvias.

A efectos de determinar la distribución de las lluvias durante el día, se analizaron los pluviogramas de los puestos Pedras Altas, Cêrro Chato y Pedro Osorio, distribuyéndose las lluvias totales en cuatro períodos de seis horas. A saber : 6-12 h; 12-18h, 18-24h; y 0-6h. Dos dificultades aparecieron de inmediato:

5.2.4.1. Falta de homogeneidad en horas de lectura.

En los puestos de la C.L.M. las lecturas de lluvia se hacen a las 9 hrs. En los de la D.N.O.Si, a las 7hrs (o entre las 7 y las 8 hrs). Nuestro objetivo al analizar los pluviogramas era el de establecer la distribución porcentual de las lluvias diarias en los cuatro períodos indicados en cada uno de los 3 puestos, a objeto de poder estimar la distribución porcentual de cualquier lluvia en toda la cuenca. Esto implica el hecho de tener que establecer un criterio para pasar de la distribución porcentual de los pluviógrafos a la de los pluviómetros de los puestos restantes.

Como los pluviogramas son colocados a las 7 ó 9 hrs de un día y retirados a la misma hora del día siguiente, en realidad la lluvia caída entre las 0 y 6 hrs de un día deberá ser computada en el primer intervalo del día siguiente (última parte del pluviograma). Pero el cálculo de la distribución porcentual de cada lluvia exige considerar el total medido en cada pluviómetro. Así pues, se considera como lluvia caída durante un día "j" la medida en la mañana del día "j+1". Por otra parte, hemos considerado en el período 0-6 hrs, toda la lluvia registrada después de las 24 hrs. Esto, aunque el pluviograma se haya cambiado después de las 6 hrs. Sólo no se usó este criterio cuando fue posible separar claramente de otro modo para el conjunto de pluviómetros de la cuenca. Este hecho de tener, en general, un intervalo mayor que 6 horas, hemos tratado de compensarlo al momento de há-

cer introducir la evaporación.

5.2.4.2. Falta de continuidad en los registros.

Sea por desperfectos prolongados u ocasionales del instrumento, o bien por enfermedad del observador, el análisis de los pluviogramas correspondientes a Pedras Altas (PA), Cerro Chato (C.C.) y Pedro Osorio (P.O.) nos mostró que hay meses completos sin registro en uno o dos puestos, simultáneamente. Por otra parte en los meses con registros aparecen casos en que determinadas lluvias particulares no quedaron registradas por causas ocasionales (falta o exceso de tinta,, , falta de cuerda en el reloj, etc...)

La tabla que sigue resume esquemáticamente la situación.

	← 1968 →			← 1969 →			← 1970 →		
	P.A.	C.C.	P.O.	P.A.	C.C.	P.O.	P.A.	C.C.	P.O.
ENE.	1	S/D	S/D	7	1	1			S/D
FEB.	2		1	3		4			S/D
MAR.	3		1	2		5	2		S/D
ABR.	2	1				2			S/D
MAY.			1	2	2	1	2		S/D
JUN.			S/D	S/D	1	1	1	3	S/D
JUL.	1		S/D	S/D*		S/D		1	S/D
AGO.	1		S/D	S/D	1	S/D		1	S/D
SEP.	1		4	S/D*		S/D			S/D
OCT.	3	1	1	4		S/D	1		S/D
NOV.		1	2	5		S/D		2	S/D
DIC.			1	1		S/D	2		S/D

P.A. → Pluviógrafo en Pedras Altas

C.C. → Pluviógrafo en Cêrro Chato

P.O. → Pluviógrafo en Pedro Osorio

S/D = Sin datos en TODO EL MES

* La distribución de lluvias en Pedras Altas para Julio y Sept. de 1969 se estimó posteriormente en base a los registros de Cêrro Chato y de PIRATINI. Es te puesto, aunque fuera de la cuenca del río Basilio, está dentro de la cuenca del Piratini de la cual el Basilio es afluente. Se encuentra también en la par te alta de la cuenca.

El número escrito en el extremo superior izquierdo del cuadro de cada mes, corresponde al número de lluvias aisladas de las cuales no tenemos registros de distribución.

La situación antes descrita nos obligó a esta -
bjeer un

5.3. Criterio para estimar la distribución de lluvias en toda la cuenca.

5.3.1. Zonas de influencia de los pluviógrafos.

Atendiendo razones de ubicación y altitud de los pluviógrafos incluidos en el estudio, con respecto a los pluviómetros también considerados, postulamos lo que sigue:

a) La distribución de las lluvias medidas en Pedras Altas, Cêrro Chato y Pedro Osorio es la que correspon-

de a sus respectivos pluviógrafos.

b) La distribución hexahoraria de las lluvias medidas en Pinheiro Machado y Cêro Baú es la que corresponde al pluviógrafo de Pedras Altas.

c) La distribución de las lluvias medidas en Herval está dada por la media calculada con los pluviógrafos de Pedras Altas y Cêro Chato.

d) La distribución de las lluvias medidas en Ferraria y Matarazzo Palma corresponde a la media dada por los pluviógrafos de Cêro Chato y Pedro Osorio.

En los casos c) y d) cuando hablamos de distribución media nos referimos a una media aritmética calculada con el mecanismo explicado en el siguiente ejemplo:

Sean A y B dos puestos pluviográficos y "x" un puesto pluviométrico en donde queremos estimar la distribución de la lluvia.

Período	PA	PB	PX	d [PX]
1	1	1	1	$\frac{1}{12} * Rx$
2	4	6	5	$\frac{5}{12} * Rx$
3	2	4	3	$\frac{3}{12} * Rx$
4	6	0	3	$\frac{3}{12} * Rx$
Σ			12	Rx

La columna PA da las distribuciones pluviográficas de la lluvia diaria en A.

La columna PB da las distribuciones pluviográficas de la lluvia diaria en B

La columna P_x da la media aritmética $\frac{PA + PB}{2}$

R_x es el valor pluviométrico de la lluvia diaria medida en el puesto X.

d $[R_x]$ da la distribución hexahoraria de R_x .

5.3.2. Casos especiales.

El criterio establecido en base a los postulados señalados en 5.3.1. es útil si efectivamente se dispone de los registros pluviográficos en los 3 puestos ya mencionados. En realidad, como puede verse en la tabla 5.2.4.2. esto no siempre fue posible. Apareció así, como primera medida, la necesidad de establecer criterios complementarios que nos permitiesen estimar las distribuciones pluviográficas para los casos en que no disponíamos de los correspondientes registros.

5.3.2.1. Caso en que faltan todos los registros pluviográficos del mes.

a) En el caso de que esto suceda con 2 pluviógrafos (para el mismo mes), calculamos un índice mensual "MENSA" en base a los registros del otro pluviógrafo y aceptamos que él es representativo de las distribuciones de lluvias para los 2 pluviógrafos sin registros. Este índice mensual MENSA se calcula del siguiente modo:

$$\text{MENSA (I)} = \frac{\sum R_1}{\sum R}$$

$$\text{MENSA (2)} = \frac{\sum R_2}{\sum R}$$

$$\text{MENSA (3)} = \frac{\sum R_3}{\sum R}$$

$$\text{MENSA (4)} = \frac{\sum R_4}{\sum R}$$

en donde,

MENSA (IHEXA) = Fracción de lluvia correspondiente a cada período hexahorario.

$\sum R_1$ = total de lluvias caídas en el primer intervalo hexahorario, durante el mes.

$\sum R_2$ = total de lluvias caídas en el segundo intervalo hexahorario, durante el mes.

$\sum R_3$ = total de lluvias caídas en el tercer intervalo hexahorario, durante el mes.

$\sum R_4$ = total de lluvias caídas en el cuarto intervalo hexahorario, durante el mes.

$$\sum R = \sum R_1 + \sum R_2 + \sum R_3 + \sum R_4$$

b) Si el caso en consideración acontece con un sólo pluviógrafo, las distribuciones hexahorarias correspondientes al mismo, se estiman calculando, día a día, las medias aritméticas de los otros dos.

Los resumido hasta aquí son los casos más notables. Evidentemente, hemos debido considerar una serie de casos particulares que requerían tratamiento especial. Qué se hace, por ejemplo, si en Pedras Altas la lluvia registrada es nula y en Cerro do Baú no lo es? Casos como éste y otros simi

lares debieron ser considerados para cubrir todas las situaciones posibles. Naturalmente, para el correspondiente procesamiento elaboramos un programa de computación (en lenguaje FORTRAN IV) que, con los debidos comentarios, se incluye en el anexo A.

En cualquier caso, no está demás destacar que una vez obtenidos los coeficientes de distribución pluviográfica, las cantidades de lluvia caídas en cada período hexahorario se calcularon multiplicando los correspondientes coeficientes pluviográficos por los totales pluviométricos diarios.

TERCERA PARTE

"RESULTADOS Y CONCLUSIONES"

Capítulo 6: RESULTADOS DE LA SIMULACIÓN

6.1. Valores de los parámetros.

El significado de los parámetros que el modelo incluye ha sido explicado en la primera parte de este trabajo. Los valores correspondientes a la simulación que se presenta son los siguientes:

S_{MAX} = 50.0 mm.

CAP = 1.5 mm.

I_{MAX} = 40.0 mm.

PEVAM = 15.0 mm.

K = 0,01

T = 2 (lo cual implica, en nuestro caso, una demora igual o inferior a 12 horas)

S_I = 7,0 mm. (Recarga inicial)

S₋₀ = 6.0 mm. (Recarga en el período previo al inicio de la simulación).

BETA = 0.25

ALFA (MES) : Parámetro de ajuste para la evaporación

ALFA (1) = 1.

ALFA (7) = 1.

ALFA (2) = 1.5

ALFA (8) = 1.

ALFA (3) = 2.5

ALFA (9) = 0.8

ALFA (4) = 1.

ALFA (10) = 1.

ALFA (5) = 2.

ALFA (11) = 1.

ALFA (6) = 1.

ALFA (12) = 1.

Si: Tiempos de retardo de las lluvias
(medidos en períodos hexahorarios)

Polígono de:

- Pinheiro Machado	3
- Pedras Altas	3
- Cerro do Baú	3
- Herval	0
- Cerro Chãta	0
- Ferraria	0
- Matarazzo Palma	0
Pedro Osório	0

6.2. Volúmenes mensuales.

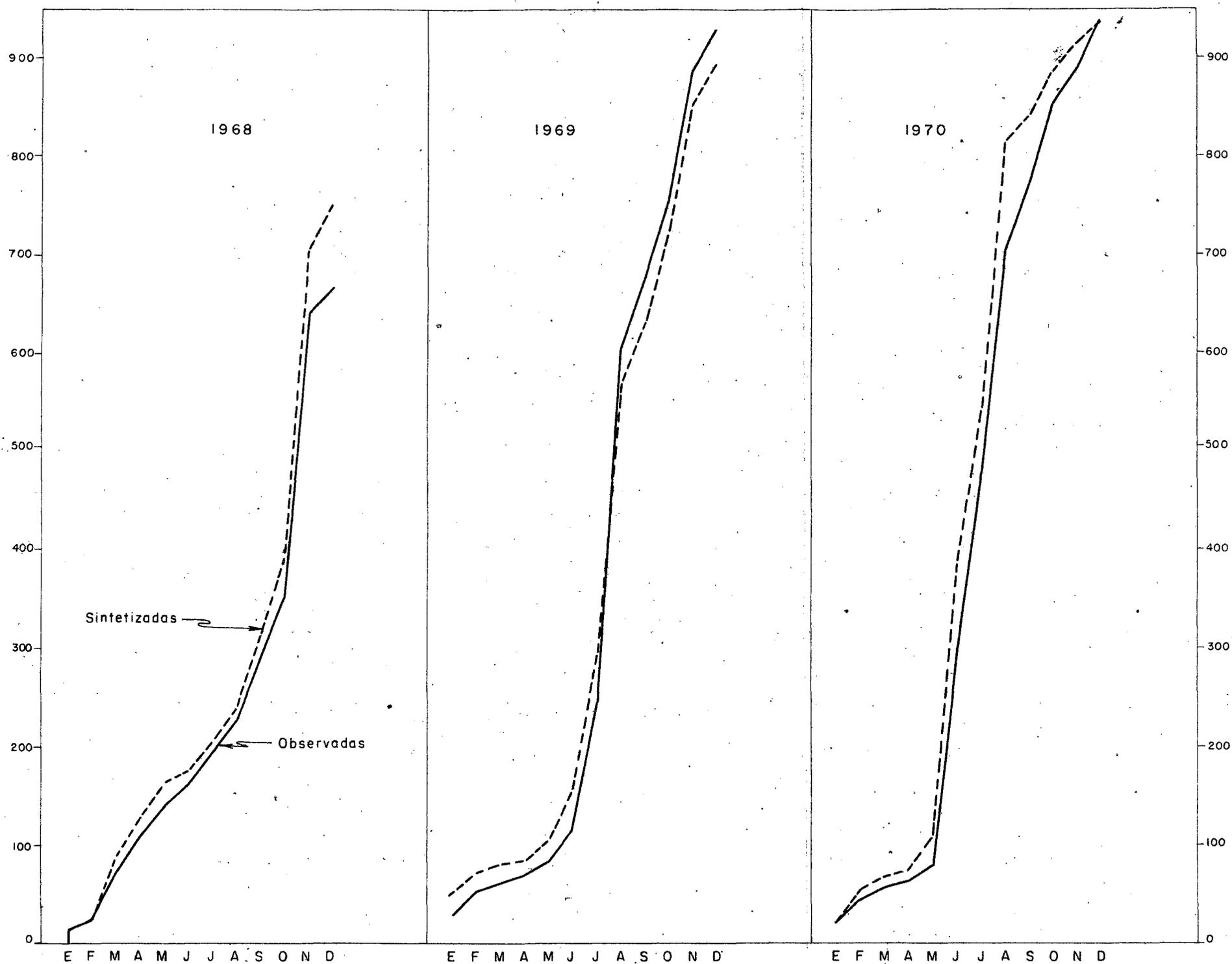
En la tabla 6.2. que sigue, se indican los volúmenes mensuales de escorrentía observados y sintetizados (valores mes por mes y valores acumulados). En la figura 6.2.1. se muestran las curvas de volúmenes acumulados para cada año.

6.3. Volúmenes anuales.

La tabla 6.3. proporciona, para cada año, los volúmenes anuales de escorrentía observados y sintetizados, además de la diferencia porcentual anual. La figura 6.3. muestra, gráficamente, la variación interanual de volúmenes.

TABLA 6.2: VOLUMENES MENSUALES DE ESCORRENTÍA
EN MILLONES DE METROS CÚBICOS

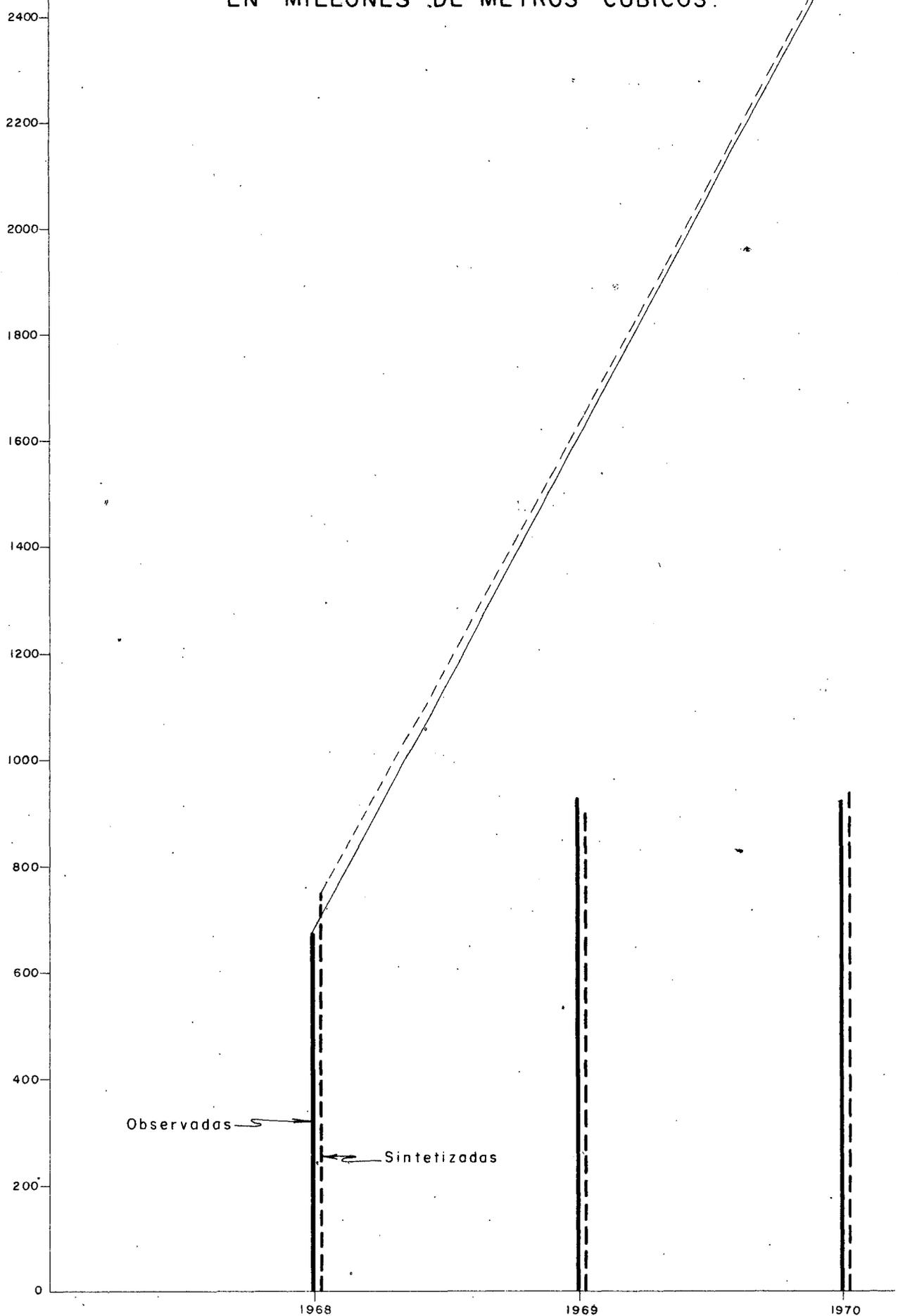
AÑO	1968				1969				1970			
	Observado		Sintetizado		Observado		Sintetizado		Observado		Sintetizado	
	Mens.	Acum.	Mens.	Acum.	Mens.	Acum.	Mens.	Acum.	Mens.	Acum.	Mens.	Acum.
ENE.	14.2	14.2	12.3	12.3	28.2	28.2	52.6	52.6	23.7	23.7	22.1	22.1
FEB.	11.6	25.8	11.5	23.8	24.1	52.3	21.5	74.1	21.9	45.6	32.2	54.3
MAR.	48.8	74.6	66.3	90.1	11.2	63.5	9.0	83.1	11.7	57.3	14.6	68.9
ABR.	38.1	112.7	43.3	133.4	6.6	70.1	3.0	86.1	7.6	64.9	5.1	74.0
MAY.	31.2	143.9	33.1	166.5	13.8	83.9	21.2	107.3	15.6	80.5	33.2	107.2
JUN.	20.1	164.0	10.6	177.1	34.1	118.0	50.6	157.9	224.2	304.7	278.9	326.1
JUL.	31.8	195.8	29.8	206.9	127.6	245.6	135.5	293.4	174.9	479.6	161.8	547.9
AGO.	27.0	228.8	35.5	242.4	358.4	604.0	278.3	571.7	227.8	707.4	266.7	814.6
SEP.	69.3	292.1	74.2	316.6	72.7	676.7	60.8	632.5	63.8	771.2	27.8	842.4
OCT.	60.6	352.7	80.2	396.8	76.8	753.5	91.5	724.0	81.8	853.0	42.1	884.5
NOV.	288.6	641.3	308.0	704.8	134.1	887.6	128.9	852.9	36.2	889.2	29.6	914.1
DIC.	27.9	669.2	49.4	754.2	41.5	929.1	40.7	893.6	53.2	942.4	24.1	938.2



VOLÚMENES MENSUALES DE ESCORRENTÍA
EN MILLONES DE METROS CÚBICOS.

* 10^6 (m³)

VOLÚMENES ANUALES DE ESCORRENTÍA EN MILLONES DE METROS CÚBICOS.



Observadas

Sintetizadas

Fig. 6.3

TABLA 6.3: VOLUMENES ANUALES DE ESCORRENTÍA EN MILLONES DE METROS CUBICOS.

AÑO	OBSERVADO	SINTETIZADO	ERROR PORCENTUAL
1968	669.1	754.1	12.7
1969	929.1	893.6	3.7
1970	942.4	938.2	0.4

6.4. Descargas medias diarias.

Las descargas medias diarias, observadas y sintetizadas, aparecen, gráficamente, en la fig. 6.4. que sigue.

6.5. Influencia de los parámetros.

En cuanto a la influencia de los parámetros y sensibilidad del modelo respecto a los mismo, podemos acotar lo que sigue.

6.5.1. Parámetros que afectan a la distribución de las lluvias.

Están representados en los parámetros denominados "Tiempos de retardo", τ_i , afectando a las precipitaciones en cada uno de los polígonos de Thiessen. Son parámetros de gran influencia. El valor de τ_i es diferente a cero sólo para los polígonos más alejados de la sección de control fluviométrico, en la desembocadura de la cuenca. En general, un aumento en el valor de τ_i hace disminuir los valores "peaks" de descargas máximas.

portante para las descargas bajas y medias.

6.5.3. Parámetros de ajuste de la evapotranspiración.

Son parámetros mensuales que nos vimos forzados a introducir en calidad de elementos de control del balance de agua. Es lógico que a mayores valores de estos parámetros ALFA (MES), corresponderán menores volúmenes de escorrentía sintetizada.

6.6. Sensibilidad del Modelo.

El modelo es sensible a todos los parámetros incluidos. Para establecer la sensibilidad hemos considerado dos índices de control. A saber:

- a) DIF = Diferencia porcentual entre volumen anual observado y sintetizado.

$$b) \text{ ORD3} = \frac{\sum_{i=1}^N |Q_{OBS} - Q_{CAL}|^3}{N}$$

Para mostrar la sensibilidad del modelo ante los parámetros cuyo manejo logramos sistematizar, adjuntamos a continuación una tabla en la cual se presentan las variaciones porcentuales tanto de DIF como de ORD3, resultantes de variar, sistemáticamente uno a uno, los diferentes parámetros en 100% respecto al valor que aparece en la primera línea de la tabla. Las diferencias porcentuales de DIF y ORD3 que se incluyen han sido calculadas teniendo como dato de referencia los respectivos valores correspondientes al año 1968, obtenidos con los valores que aparecen en la primera línea.

TABLA 6.6: SENSIBILIDAD

S _{MAX}	CAP	I _{MAX}	PEVAM	K	BETA	T	△ DIF	△ ORD3
500	1.0	40.0	150	0.01	0.25	1	0	0
1000							+81.25	-79.27
	20						18.75	-1.64
		200					-57.03	-30.43
			300				-105.46	-10.03
				0.02			-163.28	32.07
					0.5		-43.7	16.61
						2	-3.1	-1.4

$$\triangle DIF = \frac{(DIF)_F - (DIF)_X}{(DIF)_F} * 100 ; \quad \triangle ORD3 = \frac{(ORD3)_F - (ORD3)_X}{(ORD3)_F} * 100$$

en donde

$(DIF)_F$ = Diferencia porcentual, entre volúmenes observados y sintetizados, en 1968, con los valores de parámetros indicados en la primera línea.

$(DIF)_X$ = Idem, cambiando el valor de un parámetro en 100%.

$(ORD3)_F$ y $(ORD3)_X$ tienen significados análogos. El año de comparación es 1968.

NOTA: Los valores de los parámetros que no aparecen en la tabla se han mantenido fijos.

Capítulo 7: DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS Y CONCLUSIONES

7.1. Posibles causas de error.

Aunque la curva de descargas diarias sintetizadas sigue en forma bastante aceptable a la de descargas observadas, pueden observarse en ellas algunas discrepancias significativas. Al respecto, es útil resumir brevemente aquí algunas de las posibles causas de error.

7.1.1. Errores en los datos.

Después de un laborioso trabajo de análisis de las series de datos disponibles hemos llegado a la conclusión de que los mismo son poco confiables. Las dificultades encontradas pueden resumirse en las siguientes.

7.1.1.1. Datos de pluviómetros.

- a) En numerosas oportunidades, relatorios de dos instituciones diferentes dan, para una misma lluvia, valores sensiblemente discrepantes.
- b) Relatorio de dos instituciones diferentes dan, para una misma lluvia, fechas de ocurrencia distintas.
- c) Los puestos pluviométricos existentes en la cuenca están fiscalizados por instituciones diferentes y la lectura pluviométrica no se hace a la misma hora en todos los puestos.
- d) Claros errores de transcripción en los relatorios. Este hecho es evidenciado, por ejemplo, al aparecer sistemáticamente para dos puestos diferentes, lluvias en los mismos días y en la misma cantidad hasta la décima de milímetro.

Estas dificultades hemos tratado de obviarlas acudiendo, hasta donde nos fue posible, a las fuentes originales y teniendo en cuenta, además, la información disponible de

lugares que aunque no estén dentro de la cuenca misma, son cercanos a ella.

7.1.1.2. Datos de pluviógrafos.

- a) Frecuentemente, en pluviogramas que deberían ser diarios, aparecen las curvas de dos o más días siendo virtualmente imposible determinar la correspondencia entre fechas y curvas. (Esto se produce cuando el papel no es cambiado oportunamente del instrumento por el correspondiente observador).
- b) Dos pluviogramas con la misma fecha. Este problema se presenta cuando por algún motivo especial la medición (o cambio de registro) la hace otra persona y no el observador encargado.
- c) Discrepancias en las fechas de lluvias entre pluviómetros y pluviógrafos, debido a la diferencia de criterio para asignar fecha, entre distintos observadores.
- d) Ausencia de pluviogramas, ya sea por defectos en el instrumento o por extravío de los registros. Esto es particularmente problemático para un modelo hexahorario como el nuestro. Tal como se explicó en el capítulo 5, la dificultad nos obligó, muchas veces, a estimar la distribución temporal de todas las lluvias en base a los registros de dos o de un solo pluviógrafo. Es el caso, por ejemplo, de los meses de Enero en 1968, Julio, Agosto y Septiembre en 1969 con registros en un solo pluviógrafo. Y de Junio, Octubre, Noviembre y Diciembre en 1969, además de todo el año 1970, con sólo dos pluviógrafos. Esto, sin contar los muchos

casos aislados con las mismas condiciones dentro de los períodos en que dispusimos de los pluviogramas de los tres puestos con pluviógrafo.

- e) Existencia, en el mejor de los casos, de sólo tres pluviogramas correspondientes a puestos con influencia en la cuenca, para estimar la distribución de las lluvias dentro de ella.

Si se considera que la cuenca de prueba no es pequeña y que su parte alta es montañosa, el factor "estimación" de la distribución hexahoraria de las lluvias puede ser una causa de errores importantes en la síntesis de las descargas diarias en un modelo hexahorario como el nuestro. Pensamos esto debido principalmente a dos causas:

- La configuración de la cuenca nos hace pensar que debe existir gran aleatoriedad, especialmente en verano, en cuanto a la distribución espacial y temporal de las lluvias. De ahí que la no existencia de una mejor red pluviográfica, nos obligue a efectuar "estimaciones" que no siempre pueden ser fiel reflejo de la realidad.
- Por otra parte, el modelo es bastante sensible a los parámetros, τ_i , "Tiempo de retardo" de las lluvias en los diversos polígonos de Thiessen. Estos los hemos medido en "períodos hexahorarios" y, por tanto, cualquier error en la distribución de las lluvias encuentra, a través de los valores τ_i , un nuevo camino de propagación (del error)

que puede falsear los resultados de la síntesis.

7.1.1.3. Datos de evaporación.

En este aspecto el autor encontró una de las mayores dificultades, tal como se explicó en capítulo 5. Finalmente, como ya fue dicho, el modelo se testó teniendo como datos de base las evaporaciones medidas en el tanque de la localidad de Pedro Osorio, algunos kilómetros aguas abajo de la sección de control pluviométrico. También aquí se detectó el problema de valores diferentes para una misma fecha, en relatorios de dos instituciones distintas.

El hecho de haber testado el modelo teniendo como datos de base las evaporaciones de un solo puesto, se hizo teniendo presente, entre otras cosas, que de acuerdo a las informaciones climatológicas que existen, la evaporación es bastante regular en toda la zona. Sin embargo, si bien es cierto que puede existir una notable similitud de comportamiento en términos de cantidades mensuales de agua evaporada, ello no implica que acontezca necesariamente lo mismo en términos de balance diario. Esto es especialmente significativo en los meses que van de Diciembre a Mayo con muchas situaciones microsinópticas y lluvias orográficas muy localizadas, pudiendo darse en cierto sector de la cuenca una situación de poca evaporación mientras en la estación de control se registra alta, o viceversa, con los consiguientes errores en la sintetización de las descargas a través del modelo expuesto.

En particular, el hecho de trabajar con un solo evaporímetro nos ha obligado a utilizar coeficientes ALFA (que afectan a la evaporación medida para hacerla representativa de toda la cuenca) variables de mes a mes, convirtiéndolos en parámetros de ajuste del balance mensual. En rigor, si dispusiésemos de una red representativa de evaporímetros, distribuidos en diversos sectores de la cuenca (idealmente uno

junto a cada pluviómetro) este coeficiente ALFA debería ser único. En realidad, es así como fue concebido inicialmente el modelo.

7.1.1.4. Datos de descargas.

- a) La curva $Q = f(h)$ que permite calcular las descargas a partir de los niveles de agua en el río, no es del todo confiable para descargas altas (más de $400 \text{ m}^3/\text{s}$) o muy bajas.
 - b) Las mediciones no son efectuadas siempre a las horas estipuladas.
 - c) El limnógrafo con cuyos registros pensábamos trabajar estuvo deteriorado la mayor parte del tiempo. Pudimos constatar que las descargas medias diarias de muchos meses ha sido extraídas de las lecturas de regla limnimétrica. Este hecho impidió el uso de estos datos con fines comparativos y de control.
-

Todos los posibles errores de datos pueden ser causa de anomalías de comportamiento del modelo, pudiendo falsear positivamente a veces, negativamente otras, la imagen del mismo.

7.1.2. Errores en la estructura del modelo.

También es necesario considerar, como posibles causas de error (discrepancias entre valores observados y sintetizados) los errores y aproximaciones en la estructura misma del modelo. Al respecto cabe señalar, entre otros, los siguientes:

7.1.2.1. Volumen de intercepción.

El modelo no considera de manera explícita un volumen de intercepción y almacenamiento superficial temporario en las depresiones del terreno. La ausencia de este elemento de embalse puede ser una causa de error para el cálculo de la lluvia efectiva. El problema es parcial e indirectamente solucionado considerando ese volumen como parte del agua infiltrada que da origen a posterior percolación y evaporación desde el suelo.

7.1.2.2. Volumen de agua que drena hacia afuera de la cuenca.

El modelo no considera el caso de cuencas (como parece ser la nuestra) en que los límites topográficos no coinciden con los hidrológicos. Puede suceder así, que parte del agua que drena hacia un acuífero salga fuera de la cuenca (o bien lo contrario, en el caso de la cuenca receptora). Este volumen de agua no se manifiesta en el cauce pero tampoco permanece como recarga en el suelo. Se trata simplemente de un volumen de pérdida (o ganancia). Este hecho no se considera explícitamente en el modelo.

El modelo tiende a la determinación de los parámetros que rigen el comportamiento de una cuenca "equivalente" a la natural. En tal sentido, una pérdida de agua desde el acuífero por drenaje hacia afuera de la cuenca nos conducirá a parámetros que nos den mucha evaporación desde el suelo para compensar el efecto. Pero esto, naturalmente, puede ser peligroso, sobretodo, si el acuífero está ubicado en una limitadísima zona de la cuenca y esta no ha sido subdividida para los efectos de síntesis de las descargas. Este hecho podría ser una explicación a las discrepancias observadas en forma notoria en los últimos meses de 1970.

7.1.2.3. Simplificaciones en los algoritmos.

En el estado actual del modelo la infiltración

potencial, percolación y la evaporación desde el suelo se calculan en base a relaciones lineales. Estas son simplificaciones que pueden, eventualmente, ser causa de, por lo menos parte, de las discrepancias observadas.

7.1.2.4. Operadores de transformación.

Ya indicamos en capítulo 2, ítem 2.4., los inconvenientes que tiene el usar operadores lineales de transformación en forma de hidrogramas unitarios. Ello nos conduce a desfases en los "peaks" especialmente cuando las lluvias son intermitentes, durante varios días continuados y alternándose en distintos lugares. Por otra parte, como fue oportunamente acotado, la adopción de tal tipo de operadores implica la aceptación de relaciones lineales para las transformaciones "lluvia efectiva-descarga superficial" y "percolación-flujo de base", hipótesis de dudosa validez en sistemas hidrológicos naturales.

En el presente trabajo optamos por trabajar con operadores que proporcionamos al computador en forma de pares ordenados. (Los operadores son conjuntos ordenados de parámetros). Ahora bien, la determinación de estos operadores, especialmente en lo que dice relación al correspondiente a descarga no superficial es un trabajo en el que influye mucho el factor subjetivo. Esto, naturalmente, puede ser fuente de otra causa para las discrepancias observadas en las curvas de descargas observadas y sintetizadas.

7.1.3. Amplitud del intervalo de tiempo Δt .

Otra posible causa de error puede ser el hecho de considerar un intervalo de tiempo Δt , igual a 6 horas. Este hecho enmascara el efecto de las lluvias intensas de corta duración. Por otra parte, influye en el cálculo de la infiltración potencial, cuyo algoritmo es válido para incrementos muy cortos de tiempo.

7.1.4. Desconocimiento personal de la cuenca.

El autor no dispuso de toda la información fisiográfica de la cuenca de prueba, como hubiese deseado, por tratarse de una área respecto a la cual existe poca información. Esto, unido al hecho del desconocimiento personal de la cuenca "en terreno" mismo puede haber sido causa de errores en las estimaciones de los parámetros e, impidió, por otra parte, una subdivisión práctica de la misma. Es importante, destacar, por ejemplo, que existe una sola sección de control fluviométrico ubicada, naturalmente, en la desembocadura de la cuenca. Si hubiésemos podido contar con mediciones de descargas en lugares intermedios hubiésemos podido incorporar un método de rastreo (flood routing) y no acudir a la incorporación de tiempos de retardo, τ , en las lluvias mismas, mecanismo éste absolutamente empírico que nos vimos forzados a incluir.

7.1.4. Tiempo de computación.

El modelo fue testado haciendo uso de un computador IBM 1130 de 16 K con impresora lenta (80 líneas por minuto). El tiempo necesario para sintetizar y graficar las descargas medias diarias de un año fue de 18 minutos. La síntesis y graficación de los tres años testados implica, prácticamente, una hora de computación. Este hecho se debe, básicamente, al tiempo de computación invertido en las operaciones de transformación de escorrentías en descargas a través de los operadores correspondientes.

El hecho mencionado ha sido un factor limitante pues no nos ha sido posible efectuar todos los tests que hubiésemos deseado, ni efectuar algunas modificaciones que pretendíamos.

Por otra parte, el programa inicial de computación incluía el cálculo de diversos índices estadísticos a objeto de hacer lo más objetivo posible el proceso de ajuste. Valga decir, que nuestra intención primera era la de utilizar

un método de ajuste sistemático tal como el "Steepest Ascent Method". Sin embargo, por razones de tiempo de computación nos vimos en la necesidad práctica de prescindir de estos elementos.

Todo lo anterior, puede implicar que los parámetros adoptados no sean los más representativos en cuanto a valores numéricos.

Diferente sería la situación si hubiésemos podido contar con un computador de mayor capacidad de memoria y mayor velocidad de procesamiento, tal como un IBM 360 o un Borroughs 6700 como el que acaba de adquirir la U.F.R.G.S.

P.2. Algunas conclusiones.

Dentro de las limitaciones ya señaladas, puede concluirse lo siguiente:

- a) El modelo en su estado actual, responde en forma general, al comportamiento de una cuenca hidrológica natural.
- b) El modelo ha sido testado en una cuenca en cuya sección de control limnimétrico se registra una amplia gama de descargas, variando desde $1\text{m}^3/\text{s}$ a más de $1000\text{m}^3/\text{s}$ (descargas medias diarias), constatándose, en general, que el modelo proporciona respuestas proporcionales a las observadas y que las duraciones calculadas de las ondas de crecida son sensiblemente iguales a las observadas, aunque a veces se presentan desfases en las fechas de los valores máximos.
- c) El modelo responde bien en términos de balance anual. Pero no puede afirmarse lo mismo en cuanto a valores diarios.
- d) El modelo responde particularmente bien en períodos lluviosos.

- e) Las mayores discrepancias se observan en los meses de pocas lluvias. Este hecho no nos permite afirmar la universalidad del modelo en su estado actual. En efecto, debido a lo anterior, no podemos aventurar el comportamiento del mismo para cuencas ubicadas en regiones áridas o semiáridas.
- f) El modelo en su estado actual es poco operacional si se usa un computador IBM 1130. En efecto, estimamos que resultados similares e incluso mejores, podrían eventualmente obtenerse con menos tiempo de computación con otros modelos más simples.

Capítulo 8: DELINEAMIENTO DEL TRABAJO FUTURO.

Se presenta aquí una pauta del trabajo futuro que el autor, dentro de sus posibilidades de tiempo, pretende abordar haciendo uso de un computador de mayor velocidad de procesamiento.

8.1. Testar el modelo, tal cual se encuentra actualmente, en otra cuenca de menor superficie y con datos de mayor confiabilidad y, en lo posible, utilizando una serie estadística más larga.

8.2. Modificar el mecanismo de transformación de escurrimientos a descargas. La idea es la de eliminar la necesidad de hidrogramas unitarios para convertir el modelo en tipo "reservorios". Para esto podría usarse la idea básica del modelo de Nash considerando el suelo como un conjunto de reservorios ficticios representando diferentes capas del mismo, un mecanismo similar al utilizado en el modelo "SSARR" u otro análogo.

Este hecho permitirá la descomposición de la lluvia en más de 2 componentes de escurrimiento.

El modelo así modificado tendría un mínimo de 3 parámetros más, pero en compensación, no serían necesarios los operadores de transformación necesarios en la versión actual (conjuntos de parámetros tabulados en forma de pares ordenados).

8.3. Comprobado el modelo en una cuenca pequeña deberíamos pasar a testarlo en otra mayor, subdividiéndola si fue necesario, en varias subcuencas e incorporando, eventualmente, un rastreo (rooting-flood) para los efectos de atenuación de las ondas de crecida.

8.4. Dado lo difícil que resulta, a veces, obtener datos representativos de evaporación, podría ser útil incorporar

al modelo una subrutina que calcule la evapotranspiración potencial en base a los datos de temperatura (bastante más fáciles de hallar). Una fórmula interesante de testar podría ser la de Hamon, por ejemplo. (B.12.).

8.5. Incorporar al modelo el efecto de derretimiento de nieves, cosa que sería útil para la aplicación del mismo a cuencas de régimen nivo-pluvial.

8.6. Reincorporar en el programa el cálculo de algunos parámetros estadísticos tales como desviación típica, coeficiente de correlación, momento de tercer orden y otros, para cuantificar en forma sistemática los ajustes logrados con el modelo.

8.7. Incorporar en el programa una optimización sistemática de los parámetros del modelo utilizando para ello un método tal como el "Steepest ascent Method" u otro similar (B.4 y B.9). Se podría obtener así, fuera de interpretaciones subjetivas, el conjunto de parámetros que proporcionen el mejor ajuste.

Porto Alegre, Mayo de 1972.

BIBLIOGRAFÍA

- B.1. Amorocho, J. "Deterministic Nonlinear Hydrologic Models", in The Progress of Hydrology, Proceedings of the First International Seminar for Hydrology Professors, University of Illinois, USA. 1969.
- B.2. Berthelot, R. "Apuntos de Hidrometeorología II". Centro de Hidrología Aplicada, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidad Federal de Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1971 (Publicación preliminar).
- B.3. Boughton, W.C. "A Mathematical Catchment model for estimating Run-off". Journal of Hydrology (N.Z.), Vol. 7, nº 2, 1968. Published by the New Zealand Hydrological Society.
- B.4. Boughton, W.C. "Evaluating the Variables in a Mathematical Catchment Model". The Civil Engineering Transactions of the Institution of Engineers, Australia, April, 1968,.
- B.5. Brown, E. "Simulación matemática del régimen de escorrentía en una cuenca pluvial". Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, 1968.
- B.6. Chow, Ven Te. "System Approaches in Hydrology and Water Resources" in The Progress of Hydrology. Proceedings of the First International Seminar for Hydrology Professors. University of Illinois, USA. 1969.

- B.7. Chow, Ven Te. "Runoff" in Handbook of Applied Hydrology. Edit. Mc Graw Hill. USA. 1964.
- B.8. Chow, V.T. and Kulandaiswamy, V.C. "General Hydrologic system model". Journal of The Hydraulics Division. Proc. of the A.S.C.E., June, 1971, USA.
- B.9. Dawdy, D. "Mathematical Modeling in Hydrology" in The Progress of Hydrology. Proceedings of The First International Seminar for Hydrology Professors. University of Illinois, USA. 1969.
- B.10. Dawdy, D. and O'Donnell, T. "Mathematical Models of Catchment Behavior". Proc. of the A.S.C.E. Journal of the Hydraulics Division, Vol. 91, N^o HYA, USA, Julio, 1965.
- B.11. Eagleson, P. "Deterministic Linear Hydrologic Systems" (IBID B.6)
- B.12. Hamon, W.R. "Estimating Potential Evapotranspiration" Proc. of the A.S.C.E. Journal of the Hydraulics Division, Vol. 87, n^o HY3, USA. Mayo 1961.
- B.13. Linsley, R.K. "The relation between Rainfall and Runoff". Journal of Hydrology, Vol. V, N^o 4, North Holland Publishers Co. Amsterdam, Oct. 1967.
- B.14. Linsley, R.K, Kohler, M.A. and Paulhus, J.L.H. "Applied Hydrology", M^C Graw-Hill Book Co., New York, 1949.
- B.15. Schulze, F.E. "Rainfall and Rainfall Excess" in Recent Trends in Hydrograph Synthesis. Proceedings of Technical Meeting 21, T.N.O, The Hague, Holland, 1966.

ANEXO " A "

PROGRAMAS DE COMPUTACION

PARTE A - 1

- Programa Principal

- Subrutina RECAR


```

DO 320 I=22,31
DO 320 IPOST =1,POST1
DO 320 IHEXA = 1,4
320 PREC3(I,IHEXA,IPOST)=0
MAX=31
DO 210 IANO = IANO1,IANO2
WRITE(3,9) IANO
FOIA = 365 + IYRIS(IANO)

```

```

C
C
C
C
LECTURA EN EL DISCO DE LAS EVAPORACIONES Y DESCARGAS
PARA EL AÑO SIMULADO

```

```

READ(3,IFIL3)(EVAP(JOUR),JOUR = 1,IDI1)
READ(5,IFIL5)(Q(JOUR),JOUR =1,IDI1)

```

```

C
C
C
C
LECTURA DE LAS ESCALAS DE DESCARGAS PARA CADA UNO DE LOS
MESES DEL AÑO

```

```

READ(8,7)QMAX

```

```

C
C
C
C
INICIALIZACIONES DE LOS ELEMENTOS DE CONTROL ANUAL

```

```

V1 = 0.
V2 = 0.
CUMUL = 0
ORD3 = 0.
IDI1 = 0
DO 200 MES=1,12

```

```

C
C
C
C
C
C
C
C
C
C
C
C
INICIALIZACION DE
- ELEMENTOS DE CONTROL MENSUAL
- DEL ARREGLO INTERMEDIARIO QUE CONTIENE LAS LLUVIAS DE LOS
- ULTIMOS DIEZ DIAS DEL MES ANTERIOR
- DE ESCALA DE DESCARGA
- DE LA DESCARGA DEBIDA A LAS LLUVIAS ANTERIORES AL PERIODO DE
- SIMULACION

```

```

VOOBS(MES) = 0.
VOCAL(MES) = 0.
CHUVA(MES) = 0.
INDIC = 2
IF(MES-1) 10,15,10
10 IF(QMAX(MES)-QMAX(MES-1))15,24,15
15 INDIC = 1
DO 20 I=1,11
20 NUMER(I) = (I-1)*QMAX(MES)/10. + 0.005
WRITE(3,17)(NUMER(I),I=1,11)
24 DO 25 I=1,10
DO 25 IPOST=1,POST1
DO 25 IHEXA=1,4
JOUR = MAX- I +1
25 PRAUX(I,IHEXA,IPOST) = PREC3(JOUR,IHEXA,IPOST)
BASI = 0.
IF(MES-2)26,28,28
26 IF(IANO-1968)28,27,28
27 BASI = Q(1)

```

```

C
C
C
C
LECTURA EN EL DISCO DE LAS PRECIPITACIONES HEXAHORARIAS DEL MES
SINTETIZADO

```

```
28 MAX = MONTH(IANO,MES)
   READ(7,IFIL7) ((PREC3(JOUR, IHEXA, IPOST), IPOST=1, POST1), IHEXA=
   1, JOUR = 1, MAX)
```

C
C
C
COEFICIENTES DE DISTRIBUCION HEXAHORARIA DE LA EVAPORACION EN

```
   IF(MES=3) 30,30,29
29   IF(MES=11) 34,34,40
30   C(1) =0.25
   C(2) =0.40
   C(3) =0.10
   C(4) =0.15
   GO TO 40
34   C(1) =0.40
   C(2) =0.45
   C(3) =0.05
   C(4) =0.10
40   DO 160 JOUR1=1,MAX
      JOUR2=JOUR1 + CUMUL
```

C
C
C
INICIALIZACIONES DIARIAS DE DESCARGAS Y EVAPORACIONES

```
QMSUP=0.
QMIAS=0.
EPD=EVAP(JOUR2)*ALFA(MES)
DO 90 IHEXA=1,4
```

C
C
C
PRECIPITACIONES HEXAHORARIAS MEDIAS POR MET. THIESSEN

```
R = 0.
DO 44 IPOST=1,POST1
   JOUR=JOUR1
   I = IHEXA-TPOST(IPOST)
   IF(I)41,41,43
41   J = (-I/4) + 1
      JOUR = JOUR - J
      I = I + 4*J
   IF(JOUR)42,42,43
42   JOUR = IABS(JOUR-1)
      A = PRAUX(JOUR,I,IPOST)
      GO TO 44
43   A = PREC3(JOUR,I,IPOST)
44   R = R + A*AREA(IPOST)
      CHUVA(MES)=CHUVA(MES)+R*239.2
```

C
C
C
EVAPORACIONES HEXAHORARIAS

```
EP=EPD*C(IHEXA)
```

C
C
C
C
C
C
LLAMADO A SUBROUTINA RECAR PARA
CALCULO DE LAS ESCORRENTIAS SUPERFICIAL, NO SUPERFICIAL Y
VARIACIONES DE RECARGA

CALL RECAR(S,T,K,CAP,PERR,VSUP,IMAX,SMAX,BETA,R,EP,PEVAM,MHU,MFI,
1)

C
C
C
DISLOCAMIENTOS NECESARIOS PARA ALMACENAR SOLO LOS
VALORES QUE INTERESA PARA CALCULAR LA RECARGA

```

DO 50 I=1,T
50 S(I) = S(I+1)
DO 55 J=1,NHUBA
55 PERR(J) = PERR(J+1)
DO 60 J = 1,NHU
60 VSUP(J) = VSUP(J+1)

```

CALCULO DE LAS DESCARGAS MEDIAS DIARIAS

```
IF((IHEXA/2)*2-IHEXA)61,90,61
```

DESCARGAS SUPERFICIALES

```

61 I1J = NHU + 1
DO 65 J=1,NHU
I1J = I1J - 1
65 QMSUP = QMSUP + VSUP(J)*NHU(I1J)

```

DESCARGAS DE BASE

```

I1J = NHUBA + 1
DO 80 J=1,NHUBA
I1J = I1J - 1
80 QMBAS = QMBAS + PERR(J)*NHUBAS(I1J)
90 CONTINUE

```

DESCARGA MEDIA TOTAL

```

QMCAL = (QMBAS + QMSUP)*0.05 +BASI
BASI = BASI*0.92
QMOBS = Q(JOUR2)

```

ELEMENTOS DE CONTROL PARA EVALUAR LA VALIDEZ DEL AJUSTE

```

IF(QMOBS+999.)115,120,115
115 VOBS(MES)=VOBS(MES) + QMOBS*86.400
VOCAL(MES)=VOCAL(MES) + QMCAL*86.400
IDIA1 = IDIA1 + 1
ORD3 = ORD3 + (ABS(QMOBS-QMCAL))*#3

```

GRAFICACION DE LAS CURVAS DE DESCARGAS OBSERVADAS Y SINTETIZADAS

```

120 CALL DATSW(0,ICHAV)
GO TO(125,155),ICHAV
125 L(1)=CAR(3)
IF(JOUR1-1)135,131,135
131 GO TO (132,135),INDIC
132 DO 133 I=2,101
133 L(I)=CAR(5)
DO 134 I=1,101,10
134 L(I)=CAR(6)
GO TO 137
135 DO 136 I=2,101
136 L(I) = CAR(4)
137 LL(1) = QMCAL*100./QMAX(MES)
LL(2) = QMOBS*100./QMAX(MES)
DO 150 I=1,2
IF(LL(I))150,140,140
140 IF(LL(I))140,145,150

```

```

145 J = LL(I)+1
    LI(J) = CAR(I)
150 CONTINUE
    IF(JOURI-1)152,151,152
151 WRITE(3,11)MES,JOURI,QMOBS,QMCAL,L
    GO TO 155
152 WRITE(3,12)JOURI,QMOBS,QMCAL,L
155 CALL DATSH(1,ICHAV)
    GO TO(165,160),ICHAV
160 CONTINUE

C
C   ESCRITURA DE LOS ELEMENTOS DE CONTROL
C
    IF(MES-12)175,165,175
165 DO 170 I=1,MES
170 WRITE(3,13)VOCAL(I),VOOBS(I),CHUVA(I)
    CALL DATSW(1,ICHAV)
    GO TO(300,175),ICHAV

C
C   VOLUMENES ACUMULADOS MENSUALMENTE
C
175 V1=V1+VOOBS(MES)
    V2=V2+VOCAL(MES)
200 CUMUL = CUMUL + MAX
    DPOVO=V2-V1
    DPOVO=100.*ABS(DPOVO)/V1
    ORD3 = ORD3/INIA1
210 WRITE(3,14)V1,V2,DPOVO,ORD3
    1  FORMAT(/,10X,' SETA =',F5.3)
    2  FORMAT(2I4)
    3  FORMAT(16F5.3)
    4  FORMAT(5F10.3,I10)
    6  FORMAT('1',5X,'PARAMETROS SMAX, CAP, IMAX, Y PEVAN EN DECIMOS DE
1MM, 'K' ES ADIMENSIONAL Y 'T' SE MIDE EN PERIODOS HEXAHORARIOS
2, //, 10X, 'SMAX =',F6.1,5X, 'CAP =',F6.1,5X, 'IMAX =',F6.1,5X, 'PEVAN =
3',F5.1,5X, 'K =',F5.3,5X, 'T =',I4)
    7  FORMAT(10F8.0)
    8  FORMAT(/,10X,'RECARGAS INICIALES',5X,10F8.0)
    9  FORMAT('1', 'MES',/,3X, 'DIA Q OBS. Q CAL.',45X, 'ANO = ',I4)
11  FORMAT(2I2,2F7.1,10I1)
12  FORMAT(16,2F7.1,10I1)
13  FORMAT(/,10X,'VOLUMENES MENSUALES EN MILES DE M3',5X,'CALCULADO =
1,F10.0,5X,'OBSERVADO =',F10.0,5X,'LLUVIA =',F10.0)
14  FORMAT('1',10X,'VOLUMENES ANUALES(EN MILES DE M3)',5X,'OBSERVADO =
1',E15.5,5X,'CALCULADO =',E15.5,/,10X,'ERROR PORCENTUAL =',F10.1,
210X,'MOMENTO DE ORDEN 3 =',E15.5)
16  FORMAT(16F5.1)
17  FORMAT(11X,11I10)
18  FORIAT(8I5)
19  FOF.MAT(10X,'TIEMPO DE RETARDO(SUB-AREA NUMERO',I3,')=',I3,'*6HRS'
21  FOF.MAT(/,10X,'COEFICIENTES MENSUALES DE EVAPORACION ALFA',//,1X,12
IF 5.3)
    CALL EXIT
    END
// XF.Q ESCRI

```

```

*****
*
*          SUBROUTINA R E C A R
*
*****

```

```

SUBROUTINA PARA CALCULAR
- VARIACIONES DE RESERVA (PL, PER)
- FRECUENCIAS DE RENOVACION (FR)
- VOLUMENES DE ESCURRIMIENTO SUPERFICIAL (VSUP)

```

```

SUBROUTINE RECAR(S,T,K,CAP,PERR,VSUP,PER,SMAX,DELTA,IP,PEVA,
L,MMHUBA)

```

```

REAL K,IMAX,IP,IR
INTEGER T
DIMENSION S(1),PERR(1),VSUP(1)
I1 = MMHUBA + 1
I2 = MMHUBA + 1
IF(IR)20,20,10
10 IF(IR-EP)11,12,12
11 PL = 0
EP = EP-R
GO TO 20
12 L=0
ER=EP
PL=R-EP
GO TO 24
20 L=1
PL=0
VSUP(I1)=0
IR=0
IF(S(T)-PEVA)21,22,22
21 ER=S(T)*EP/PEVA
GO TO 23
22 ER=EP
23 IF(S(T)-ER)24,25,25
24 ER=S(T)
PERR(I2) = 0
DELTA = -ER
GO TO 150
25 S(T) = S(T)-ER
26 IF(S(T)-CAP)31,31,27
27 IF(S(1)-CAP)31,31,28
28 PER = K*(S(1)-CAP)
IF(S(T)-CAP-PER)29,29,30
29 PERR(I2) =S(T)-CAP
GO TO 50
30 PERR(I2) = PER
GO TO 50
31 PERR(I2) = 0
50 IF(L)33,32,33
33 DELTA = -PERR(I2)
GO TO 150
32 IP=PERR(I2)+(SMAX-S(T))*IIMAX-PERR(I2))/SMAX
IF(S(T)+IP-PERR(I2)-SMAX)35,35,34
34 IP=SMAX+PERR(I2)-S(T)
35 VSUP(I1) = (PL*PL)/(IPL+IP/BETA)
IF(IPL-VSUP(I1)-IP)36,27,37
36 IR=PL-VSUP(I1)

```

```

GO TO 33
37  IR=IP
    VSUP(I1)=PL-IR
38  DELTA = IR -PERR(I2)
150  S(T+1)=S(T)+DELTA
    CALL DATSW(2,ICNAV)
    GO TO(100,110),ICNAV
100  WRITE(3,1) PER,PERR(I2),IP,R,EP,ER,PL,IR,VSUP(I1),DELTA,S(T)
110  RETURN
1   FORMAT(1X,'PER=',F5.1,' PERR(I2)=',F5.1,' IP=',F5.1,' R=',F5.1,
1' EP=',F5.1,' ER=',F5.1,' PL=',F5.1,' IR=',F5.1,' VSUP(I1)=',
2' DELTA=',F5.1,' S(T+1)=',F5.1)
    END
// XEQ ESCRI

```

PROGRAMAS COMPLEMENTARIOS

**PARTE A - 2: PARA EL CALCULO DE LLUVIAS
HEXAHORARIAS**

- Cálculo de las lluvias hexahorarias
- Subrutina D1PLU
- Subrutina D2PLU

CALCULO DE LAS REPARTICIONES DE LLUVIAS DE 6 EN 6 HORAS EN LOS
8 PUESTOS PLUVIOMETRICOS DE LA CUENCA

SIMBOLOS UTILIZADOS

- PREC1 - LLUVIAS DIARIAS EN CADA PUESTO PLUVIOMETRICO Y EN CADA AÑO
- PREC2 - LLUVIAS HEXAHORARIAS, MES POR MES, EN LOS TRES PLUVIOGRAFOS.
- PREC3 - LLUVIAS DE TODOS LOS DIAS DE UN MES, CORRESPONDIENTES A LOS 4 PERIODOS HEXAHORARIOS Y A LOS 8 PLUVIOMETROS
- PVGRA - NUMERO DEL PUESTO PLUVIOMETRICO QUE CORRESPONDE A CADA PLUVIOGRAFO.
- POST1 - NUMERO DE PLUVIOMETROS
- POST2 - NUMERO DE PLUVIOGRAFOS
- TPOST - NUMERO DE LOS PLUVIOGRAFOS CON LOS CUALES SE CALCULA LA DISTRIBUCION HEXAHORARIA EN UN PUESTO PLUVIOMETRICO DADO.
- MENSA - ES UN INDICE MENSUAL DE DISTRIBUCION HEXAHORARIA DE LAS LLUVIAS EN CADA PUESTO PLUVIOGRAFICO.
- IFALT - NUMERO DE PUESTOS PLUVIOGRAFICOS SIN DATOS EN TODO UN MES
- NUM1 - NUMERO DE DIAS CON REGISTROS EN UN PUESTO DADO.
- NUM2 - NUMERO DE DIAS EN QUE NO EXISTE REGISTRO EN DOS O TRES PLUVIOGRAFOS PARA UN MISMO DIA.
- NUM3 - FECHA CORRESPONDIENTE A CADA CASO NUM2
- NUM4 - NUMERO DE DIAS PARA LOS CUALES SE DA LA SITUACION DEL COMENTARIO *

REAL PREC2(4,31,3),MENSA(4),MEMOR(4)
 INTEGER PREC1(8,366),PREC3(31,4,8),CUMUL,PVGRA(3),POST1,
 1POST2,PFALT(3),TPOST(2)
 DIMENSION L(31),NUM1(4),NUM2(4),NUM3(4,31),NUM4(3),NUM5(3,31)
 COMMON PREC2

EL ARCHIVO 2 CONTIENE DATOS DE PRECIPITACIONES DIARIAS DE LOS 8 PUESTOS PLUVIOMETRICOS. EL ARCHIVO 7 CONTIENE VALORES CALCULADOS DE PRECIPITACIONES DE 6 EN 6 HORAS PARA LOS 8 PUESTOS PLUVIOMETRICOS

DEFINE FILE 2(45,320,U,IFIL2),7(144,320,U,IFIL7)
 DATA PVGRA/2,4,8/,POST1/8/,POST2/3/

IFIL7=1
 READ(8,6) NBLOC
 DO 420 IBLOC=1,NBLOC
 READ(8,6) IANO,MES
 IDIA=365+IYBIS(IANO)
 WRITE(3,1) IANO,MES
 IFIL2=1
 DO 500 I=1968,IANO
 500 READ(2,IFIL2) ((PREC1(J,K),K=1,IDIA),J=1,POST1)
 J=MES-1
 CUMUL=0
 IF(J) 510,530,510
 510 DO 520 I=1,J

```

10 DO 10 I=1,4
   READ(0,2) (L(I,J),J=1,MAX)
   DO 10 J=1,MAX
   PREC2(I,J,IPOST)=L(J)
   IFALT=0
   NPOST=0
   DO 150 IPOST=1,POST2
   IPVGR=PVGRA(IPOST)
   NUMA(IPOST)=0
   DO 80 IHEXA=1,4
   NUM1(IHEXA)=0
   NUM2(IHEXA)=0
   MENSA(IHEXA)=0.
   DO 80 JOUR=1,MAX
   IF(PREC2(IHEXA,JOUR,IPOST)+999) 20,25,20
20 NUM1(IHEXA)=NUM1(IHEXA)+1
   MENSA(IHEXA)=MENSA(IHEXA)+PREC2(IHEXA,JOUR,IPOST)
   GO TO 80

```

NO SE TIENEN REGISTROS DE LLUVIAS EN UN PLUVIOMETRO. SE TIENEN REGISTROS EN LOS OTROS DOS PARA EL MISMO DIA Y EL MISMO PERIODO HEXAHORARIO. LA PRECIPITACION CUYO REGISTRO FALTA SE DEFINE COMO MEDIA ARITMETICA DE LAS OTRAS DOS

```

25 A=0.
   J=0
   DO 50 I=1,POST2
   IF(I-IPOST) 30,50,30
30 IF(PREC2(IHEXA,JOUR,I)+999) 40,50,40
40 A=A+PREC2(IHEXA,JOUR,I)
   J=J+1
50 CONTINUE
   IF(J-2) 70,60,70
60 PREC2(IHEXA,JOUR,IPOST)=A/2.
   GO TO 80
70 NUM2(IHEXA)=NUM2(IHEXA)+1
   I=NUM2(IHEXA)
   NUM3(IHEXA,I)=JOUR
80 CONTINUE
   A=0.
   DO 90 IHEXA=1,4
   IF(NUM1(IHEXA)) 90,140,90
90 A=A+MENSA(IHEXA)
   DO 130 IHEXA=1,4
   MENSA(IHEXA)=MENSA(IHEXA)/A
   MENOR(IHEXA) = MENSA(IHEXA)
   IF(NUM2(IHEXA)) 100,130,100

```

LA REPARTICION MEDIA MENSUAL HEXAHORARIA DEL PUESTO IPOST ES USADA PARA COMPLETAR LOS REGISTROS QUE FALTAN EN LOS NUM2 DIAS

```

100 I=NUM2(IHEXA)
   DO 120 J=1,I
   JOUR=NUM3(IHEXA,J)
   K=JOUR-CUMUL
120 PREC1(IHEXA,JOUR,IPOST)=MENSA(IHEXA)*PREC1(IPVGR,K)
130 CONTINUE

```

```

GO TO 150
140 IFALT=IFALT+1
    PFALT(IFALT)=IPOST
150 CONTINUE
    IF(IFALT-1) 205,180,160

```

```

C
C      FALTAN TODOS LOS DATOS PLUVIOGRAFICOS DEL MES. SERAN
C      CALCULADOS

```

```

C
C      1. PARA DOS PUESTOS. SE ACEPTA COEFICIENTE MENSUAL DEL PUESTO
C      RESTANTE COMO VALIDO PARA TODAS LAS LLUVIAS EN LOS DOS PUESTOS
C      PLUVIOGRAFICOS SIN REGISTROS

```

```

160 DO 170 I=1,IFALT
    IPOST=PFALT(I)
    IPVGR=PVGRA(IPOST)
    DO 170 IHEXA=1,4
    DO 170 JOUR=1,MAX
        J=JOUR+CUMUL
170 PREC2(IHEXA,JOUR,IPOST)=PREC1(IPVGR,J)*MEMOR(IHEXA)
GO TO 205

```

```

C
C      2. PARA UN PUESTO

```

```

180 IPOST=PFALT(1)
DO 200 JOUR=1,MAX
DO 200 IHEXA=1,4
PREC2(IHEXA,JOUR,IPOST)=0.
DO 200 I=1,POST2
IF(I-IPOST) 190,200,190
190 PREC2(IHEXA,JOUR,IPOST)=PREC2(IHEXA,JOUR,IPOST)+PREC2(IHEXA,JOUR,
11)/2.

```

```

200 CONTINUE

```

```

C
205 DO 208 IPOST=1,POST2
    IPVGR=PVGRA(IPOST)
    DO 208 JOUR=1,MAX
        I=JOUR+CUMUL
        IF(PREC1(IPVGR,I)) 206,208,206
206 DO 207 IHEXA=1,4
    IF(PREC2(IHEXA,JOUR,IPOST)) 208,207,208
207 CONTINUE

```

```

    NUM4(IPOST)=NUM4(IPOST)+1
    J=NUM4(IPOST)
    NUM5(IPOST,J)=JOUR
208 CONTINUE
    DO 216 IPOST=1,POST2
    IPVGR=PVGRA(IPOST)
    IF(NUM4(IPOST)) 210,216,210

```

```

C
C      COMENTARIO *
C      EN EL PUESTO IPOST LAS PRECIPITACIONES CALCULADAS PARA EL
C      PERIODO HEXAHORARIO IHEXA SON = 0 Y LA PRECIPITACION TOTAL
C      DEL DIA EN ESTE PUESTO NO ES NULA. EN TAL CASO SE USA UN
C      COEFICIENTE MENSUAL DEL MISMO PUESTO PARA CALCULAR LAS PRE-
C      CIPITACIONES HEXAHORARIAS

```

```

210 I=NUM4(IPOST)
    A=0.
DO 212 IHEXA=1,4

```

```

MENSA(IHEXA)=0.
DO 211 JOUR=1,MAX
211 MENSA(IHEXA)=MENSA(IHEXA)+PREC2(IHEXA,JOUR,IPOST)
212 A=A+MENSA(IHEXA)
DO 213 IHEXA=1,4
MENSA(IHEXA)=MENSA(IHEXA)/A
DO 213 J=1,I
JOUR=NUM5(IPOST,J)
K=JOUR+CUMUL
213 PREC2(IHEXA,JOUR,IPOST)=MENSA(IHEXA)*PREC1(IPVGR,K)
216 CONTINUE
WRITE(3,3) MES
DO 350 JOUR=1,MAX
I=JOUR+CUMUL

```

```

C
C
C
C
      CALCULO DE LAS LLUVIAS , POR PERIODOS DE 6 HORAS , EN LOS
      PUESTOS DE PEDRAS ALTAS , CERRO CHATO Y PEDRO OSORIO

```

```

DO 260 IPOST=1,POST2
A=0.
J=PVGRA(IPOST)
DO 230 IHEXA=1,4
PREC3(JOUR,IHEXA,J)=0
230 A=A+PREC2(IHEXA,JOUR,IPOST)
IF(A) 240,260,240
240 DO 250 IHEXA=1,4
250 PREC3(JOUR,IHEXA,J)=PREC1(J,I)*PREC2(IHEXA,JOUR,IPOST)/A
260 CONTINUE

```

```

C
C
C
C
      CALCULO DE LAS LLUVIAS , POR PERIODOS DE 6 HORAS , EN LOS
      PUESTOS DE PINHEIRO MACHADO , Y CERRO DO BAU

```

```

CALL D1PLU(JOUR,1,MENSA,MAX)
DO 270 IHEXA=1,4
DO 270 J=1,3,2
270 PREC3(JOUR,IHEXA,J)=PREC1(J,I)*MENSA(IHEXA)

```

```

C
C
C
C
      CALCULO DE LAS LLUVIAS , POR PERIODOS DE 6 HORAS , EN EL
      PUESTO DE HERVAL

```

```

TPOST(1)=1
TPOST(2)=2
CALL D2PLU(JOUR,TPOST,MENSA,MAX)
DO 280 IHEXA=1,4
280 PREC3(JOUR,IHEXA,5)=PREC1(5,I)*MENSA(IHEXA)

```

```

C
C
C
C
      CALCULO DE LAS LLUVIAS , POR PERIODOS DE 6 HORAS , EN LOS
      PUESTOS DE FERRARIA Y MATARAZZO PALMA

```

```

TPOST(1)=2
TPOST(2)=3
CALL RAUL6(JOUR,TPOST,MENSA,MAX)
DO 290 IHEXA=1,4
DO 290 J=6,7
290 PREC3(JOUR,IHEXA,J)=PREC1(J,I)*MENSA(IHEXA)
A=0.
DO 300 IHEXA=1,4
DO 300 J=1,POST1
300 A=A+PREC3(JOUR,IHEXA,J)
IF(A) 310,350,310

```

```

100  I=1(3:4) JOUR
110  J=J
120  DO 340 IHEXA=1,4
130  I=J
140  IF(I-24) 330,320,330
150  I=0
160  J=J+6
170  WRITE(3:5) I,J,(PREC3(JOUR,IHEXA,IPOST),IPOST=1,POST1)
180  CONTINUE
190  II=(IANO-1968)*12+MES-1
200  JJ=1
210  IAN=1968
220  MOIS=0
230  IF(II) 360,410,360
360  DO 400 MES=1,II
240  MOIS=MOIS+1
250  IF(MOIS-12) 380,380,370
370  MOIS=1
260  IAN=IAN+1
380  JJ=JJ+3
270  IF(MONTH(IAN,MOIS)-31) 400,390,400
390  JJ=JJ+1
400  CONTINUE
410  IFIL7=JJ
280  WRITE(7:IFIL7) ((PREC3(JOUR,IHEXA,IPOST),IPOST=1,POST1),IHEXA=1,
290  14),JOUR=1,MAX)
420  CONTINUE
300  CALL EXIT
310  FORMAT('1',10X,'ANO ',14,' MES ',12,12X,'PRECIPITACOES CALCULADAS
320  1 / 6 HORAS PARA CADA POSTO E CADA DIA',/)
330  FORMAT(16X,16I4)
340  FORMAT('/',' MES ',12,' DIA')
350  FORMAT('/',9X,12,6X,'PERIODO',10X,'P.MACH. P. ALTAS C. BAU C. C
360  IHATO HERVAL FERRARIA MATARAZZO P. OSORIO')
370  FORMAT(13X,12,' HOR.-',12,' HOR.',3X,8I10)
380  FORMAT(2I5)
390  END
// KEG ESCRI

```

```

*****
*
*           SUBROUTINA D I P L U
*
*****

```

SUBROUTINA PARA CALCULAR LA DISTRIBUCION HEXAHORARIA EN UN PUESTO PLUVIOMETRICO AFECTADO POR UN SOLO PLUVIOGRAFO , USANDO LAS DISTRIBUCIONES DIARIAS DEL PLUVIOGRAFO

```

SUBROUTINE D1PLU(JOUR,IPOST,MENSA,MAX)

```

```

REAL MENSA(1)
DIMENSION PREC2(4,31,3)
COMMON PREC2
A=0.
DO 10 IHEXA=1,4
10  A=A+PREC2(IHEXA,JOUR,IPOST)
   IF(A) 20,40,20
20  DO 30 IHEXA=1,4
30  MENSA(IHEXA)=PREC2(IHEXA,JOUR,IPOST)/A
   RETURN
40  DO 60 IHEXA=1,4
   MENSA(IHEXA)=0.
   DO 50 I=1,MAX
50  MENSA(IHEXA)=MENSA(IHEXA)+PREC2(IHEXA,I,IPOST)
60  A=A+MENSA(IHEXA)
   DO 70 IHEXA=1,4
70  MENSA(IHEXA)=MENSA(IHEXA)/A
   RETURN
END

```

```

// XEQ ESCRI

```

```

*****
*
*           SUBROUTINA D 2 P L U
*
*****

```

```

SUBROUTINA PARA CALCULAR LA DISTRIBUCION HEXAHORARIA EN UN
PUESTO PLUVIOMETRICO AFECTADO POR MAS DE UN PLUVIOGRAFO
USANDO LAS DISTRIBUCIONES DIARIAS DE LOS CORRESPONDIENTES
PLUVIOGRAFOS

```

```

SUBROUTINE D2PLU(JOUR,IPOST,MENSA,MAX)

```

```

REAL MENSA(1)
DIMENSION PREC2(4,31,2),IPOST(1),A(2)
COMMON PREC2
DO 10 I=1,2
10  A(I)=0.
DO 20 IHEXA=1,4
DO 20 I=1,2
K=IPOST(I)
20  A(I)=A(I)+PREC2(IHEXA,JOUR,K)
J=0
B=0.
DO 40 I=1,2
B=B+A(I)
IF(A(I)) 40,30,40
30  J=J+1
40  CONTINUE
IF(J=2) 90,50,90
50  C=0.
DO 70 IHEXA=1,4
MENSA(IHEXA)=0.
DO 60 I=1,MAX
DO 60 J=1,2
K=IPOST(J)
60  MENSA(IHEXA)=MENSA(IHEXA)+PREC2(IHEXA,I,K)
70  C=C+MENSA(IHEXA)
DO 80 IHEXA=1,4
80  MENSA(IHEXA)=MENSA(IHEXA)/C
RETURN
90  DO 110 IHEXA=1,4
C=0.
DO 100 I=1,2
K=IPOST(I)
100 C=C+PREC2(IHEXA,JOUR,K)
110 MENSA(IHEXA)=C/B
RETURN
END
// XEQ ESCRI

```

PROGRAMAS COMPLEMENTARIOS

PARTE A - 3:

PARA USO DE LOS DATOS

- Lectura y cargamiento en el disco de lluvias evaporaciones.
- Cálculo y cargamiento en el disco de las descargas medias diarias
- Listaje de datos


```

*****
*   PROGRAMA PARA CALCULAR LAS DESCARGAS MEDIAS DIARIAS Y
*   CARGARLAS EN EL DISCO
*****

```

EL CALCULO DE LAS DESCARGAS SE HA HECHO INTERPOLANDO LINEALMENTE EN UNA CURVA 'NIVEL-DESCARGA' DIBUJADA EN PAPEL SEMI-LOG.

```

INTEGER CHMAX,QMAX
REAL LOGH(4),LOGQ(4)
DIMENSION MES(12),L(31),Q(366)
DATA MES/31,28,31,30,31,30,31,31,30,31,30,31/
DEFINE FILE 5(15,244,U,IFIL5)
READ(8,1) NANO
READ(8,2) H0
READ(8,2) (LOGH(I),I=1,4),(LOGQ(I),I=1,4)
DO 10 I=1,4
10 LOGH(I)=ALOG(LOGH(I)-H0)
LOGQ(I)=ALOG(LOGQ(I))
READ(8,1) CHMAX,QMAX
IFIL5=1
DO 80 I=1,NANO
MES(2)=28
IDIA=365
READ(8,3) IANO
WRITE(3,4) IANO
IF(IANO-(IANO/4)*4) 30,20,30
20 MES(2)=29
IDIA=366
30 I2=0
DO 70 J=1,12
I1=I2+1
I2=I2+MES(J)
II=MES(J)
READ(8,5) (L(K),K=1,II)
DO 65 K=I1,I2
II=K-I1+1
IF(L(II)+999) 32,31,32
31 Q(K)=-999
GO TO 65
32 A=ALOG(L(II)*0.01-H0)
DO 50 II=1,3
IF(A-LOGH(II+1)) 40,40,50
40 B=(A-LOGH(II))/(LOGH(II+1)-LOGH(II))
B=LOGQ(II)+B*(LOGQ(II+1)-LOGQ(II))
GO TO 60
50 CONTINUE
60 Q(K)=EXP(B)
65 CONTINUE
70 WRITE(3,6) J,(Q(K),K=I1,I2)
80 WRITE(5'IFIL5) (Q(J),J=1,IDIA)
CALL EXIT
1 FORMAT(2I10)
2 FORMAT(4F8.2)
3 FORMAT(65X,I4)
4 FORMAT('1',56X,'3',/,37X,'DESCARGAS DIARIAS (M /S) ANO ',I4.0)
1' MES',/)
5 FORMAT(16X,16I4)

```

6 FORMAT(/,14,5X,16F7.1/,9X,15F7.1)

FILE

// XEL LSCRI

PROGRAMA PARA LISTAJE DE DATOS

PROGRAMA PARA LISTAR LOS DATOS ARCHIVADOS EN EL DISCO
INDIC 1 - LLUVIAS MEDIAS DIARIAS
INDIC 2 - EVAPORACIONES
INDIC 3 - DESCARGAS MEDIAS DIARIAS

```
INTEGER DANO
DIMENSION XTAB1(372),ITAB2(12,31),ITIT(16)
COMMON ITAB2
DEFINE FILE 1(15,244,U,IFIL1),3(15,244,U,IFIL3),5(15,244,U,IFIL5)
IFIL1=1
IFIL3=1
IFIL5=1
READ(8,1)INDIC
READ(8,2) ITIT
DO 60 IANO=1968,1970
DANO = 365 + IYBIS(IANO)
GO TO (10,20,30),INDIC
10 READ(1,IFIL1)(XTAB1(I),I=1,DANO)
GO TO 40
20 READ(3,IFIL3)(XTAB1(I),I=1,DANO)
GO TO 40
30 READ(5,IFIL5)(XTAB1(I),I=1,DANO)
40 K=0
DO 50 I=1,12
MES = MONTH(IANO,I)
DO 50 J=1,MES
K=K+1
50 ITAB2(I,J)=XTAB1(K)
60 CALL DDIAR(IANO,ITIT)
CALL EXIT
1 FORMAT(11)
2 FORMAT(16A2)
END
// XEQ ESCRI
```

C
C
C
C
C
C
C
C
C
C

*
* SUBROUTINA ' D D I A R '
*

ESTA SUBROUTINA ESCRIBE DATOS ENTEROS ANUALES. CADA LINEA
CORRESPONDE AL MISMO DIA PARA TODOS LOS MESES DEL AÑO

```

SUBROUTINE DDIAR(IANO,ITIT)
DIMENSION ITAB(12,31),ITIT(1)
COMMON ITAB
WRITE(3,2)(ITIT(I),I=1,16),IANO
DO 20 I=1,28
20 WRITE(3,3) I,(ITAB(J,I),J=1,12)
   I=29
   IF(IANO-(IANO/4)*4)40,30,40
30 WRITE(3,3) I,(ITAB(J,I),J=1,12)
   GO TO 50
40 WRITE(3,4) I,ITAB(1,I),(ITAB(J,I),J=3,12)
50 I=30
   WRITE(3,4) I,ITAB(1,I),(ITAB(J,I),J=3,12)
   I=31
   WRITE(3,5) I,ITAB(1,I),ITAB(3,I),ITAB(5,I),ITAB(7,I),ITAB(9,I),ITAB
1(10,I),ITAB(12,I)
   RETURN
2 FORMAT('1',20X,16A2, '//',35X,'ANO',I5, '//',12X,'ENE. FEB. MAR. ABR. MA
1Y. JUN. JUL. AGO. SEP. OCT. NOV. DIC.',//)
3 FORMAT(I10,12I5)
4 FORMAT(I10,I5,5X,10I5)
5 FORMAT(I10,I5,3(5X,I5),2(I5,5X),I5)
END
// XEQ ESCRI
```

"APÉNDICE B"

Descargas medias diarias

- Observadas

- Sintetizadas

DESCARGAS MEDIAS DIARIAS (M3/S)

AÑO 1968

	ENE.	FEB.	MAR.	ABR.	MAY.	JUN.	JUL.	AGO.	SEP.	OCT.	NOV.	DIC.
1	5	5	2	94	27	8	7	10	5	42	23	9
2	6	4	2	26	23	8	7	10	4	33	63	8
3	9	4	2	19	19	7	6	10	4	26	163	8
4	8	3	2	16	16	7	6	10	4	23	428	7
5	7	3	2	13	14	7	6	10	4	20	299	6
6	5	3	2	12	13	6	6	12	4	20	200	6
7	5	4	2	11	12	6	6	17	4	24	460	5
8	5	4	3	11	10	6	6	22	3	22	202	5
9	4	4	4	10	10	6	6	18	3	19	248	5
10	4	4	4	8	10	6	6	16	4	16	304	5
11	4	4	4	8	9	6	7	14	17	14	341	4
12	4	6	4	7	10	5	6	12	18	14	129	4
13	4	8	4	6	10	5	6	11	12	14	82	4
14	4	7	4	6	10	6	5	10	8	13	59	4
15	4	3	3	5	11	8	6	10	26	11	47	6
16	4	3	4	5	10	8	7	9	45	10	38	6
17	3	3	5	5	10	8	9	8	46	10	31	6
18	3	3	5	5	9	9	11	8	32	11	27	6
19	3	3	3	5	9	11	14	7	31	11	24	6
20	3	3	3	6	7	12	18	7	67	11	21	27
21	3	3	3	6	7	10	29	7	49	10	19	37
22	4	3	2	6	7	8	28	7	31	9	18	16
23	3	6	2	5	6	7	22	7	25	7	16	12
24	3	8	2	5	6	6	18	6	21	7	14	11
25	4	7	4	5	6	6	17	6	18	7	13	9
26	4	4	28	5	6	6	17	6	24	11	12	7
27	4	3	103	5	9	6	16	6	60	18	12	7
28	7	2	71	19	15	6	15	5	51	37	11	25
29	9	2	67	48	12	8	13	5	105	124	11	23
30	8		108	42	11	8	13	5	65	64	10	14
31	6		95		10		13	5		30		10

DESCARGAS MEDIAS DIARIAS (M3/S)

ANO 1969

ENE. FEB. MAR. ABR. MAY. JUN. JUL. AGO. SEP. OCT. NOV. DIC.

	ENE.	FEB.	MAR.	ABR.	MAY.	JUN.	JUL.	AGO.	SEP.	OCT.	NOV.	DIC.
1	8	4	4	4	2	12	15	73	37	23	33	34
2	7	5	4	4	3	9	11	131	33	19	29	22
3	6	8	3	3	3	4	8	54	36	15	25	27
4	5	7	3	3	8	5	8	38	56	15	21	17
5	10	5	3	2	20	4	7	32	43	14	40	18
6	45	5	2	2	15	4	9	27	31	13	172	14
7	27	6	2	2	9	4	16	24	29	12	248	19
8	16	16	2	2	5	4	16	20	27	11	212	17
9	13	22	2	2	4	5	75	19	24	11	78	22
10	12	13	2	2	4	9	419	20	23	10	68	19
11	10	10	2	2	3	7	230	82	21	9	30	17
12	8	7	2	2	3	10	95	1043	20	8	24	23
13	7	6	2	2	3	14	78	690	19	8	21	24
14	6	5	2	2	3	40	53	228	18	8	21	26
15	15	5	2	2	3	56	43	95	17	6	21	25
16	19	4	2	2	3	32	35	87	16	5	20	18
17	14	5	4	2	2	20	30	59	15	5	20	17
18	10	20	11	2	2	17	26	47	15	4	17	18
19	8	32	13	2	2	15	24	41	33	4	15	16
20	6	26	4	2	2	14	27	37	61	4	12	16
21	5	12	4	1	3	13	50	33	44	4	13	16
22	5	10	4	2	5	11	29	50	25	7	18	16
23	4	8	4	2	7	11	24	143	20	10	23	17
24	4	7	4	2	5	10	21	376	16	9	17	16
25	4	6	4	2	4	9	19	229	16	6	15	16
26	4	5	4	2	3	8	18	125	30	6	12	16
27	7	5	4	2	3	7	16	100	25	6	11	16
28	8	4	4	2	3	7	16	77	21	29	22	16
29	7		4	2	3	8	15	60	25	355	218	16
30	5		4	2	4	10	14	49	29	153	63	16
31	5		4		4		13	41		87		16

DESCARGAS MEDIAS DIARIAS (M3/S)

AÑO 1970

ENE. FEB. MAR. ABR. MAY. JUN. JUL. AGO. SEP. OCT. NOV. DIC.

1	5	3	3	3	2	4	72	101	29	18	33	18
2	5	5	3	3	2	7	63	69	28	18	34	18
3	4	25	3	3	2	10	51	60	27	17	28	18
4	5	30	3	3	2	17	45	89	27	17	26	18
5	5	16	3	3	2	34	105	277	27	16	21	18
6	5	11	3	3	2	56	206	1059	26	15	18	18
7	18	20	3	3	2	17	110	303	26	15	18	18
8	26	18	3	2	2	14	90	201	25	15	16	18
9	51	15	3	2	2	13	73	152	24	15	15	18
10	28	12	3	2	2	13	53	-999	24	15	15	18
11	15	9	3	2	2	14	50	-999	24	15	15	18
12	10	8	3	2	2	15	49	-999	24	15	14	18
13	8	6	3	2	2	31	43	-999	23	18	15	18
14	7	6	3	2	3	44	37	-999	24	16	14	18
15	6	5	3	2	6	26	34	-999	25	15	14	18
16	8	5	4	2	23	21	32	-999	27	15	15	18
17	5	5	5	2	20	20	30	-999	22	35	14	24
18	5	4	5	2	12	107	28	-999	20	233	14	86
19	4	4	4	2	8	118	27	-999	27	159	-999	60
20	4	4	4	2	7	58	28	-999	40	38	-999	30
21	4	4	3	2	7	371	30	-999	31	24	-999	18
22	4	4	5	2	7	586	34	-999	26	23	-999	16
23	4	4	4	2	7	202	43	44	23	21	-999	18
24	4	4	6	2	7	118	31	42	20	20	-999	15
25	3	4	11	2	6	86	29	39	18	16	-999	13
26	3	3	13	2	5	76	26	36	18	17	14	13
27	3	3	5	2	4	54	30	34	18	16	13	13
28	3	3	4	2	4	106	68	31	18	18	14	14
29	3		3	2	4	231	57	31	18	18	14	24
30	3		3	2	4	112	222	30	18	18	14	24
31	3		3		4		213	30	18	17		19

Nota : - 999 significa "Sin datos"

DESCARGAS MEDIAS DIARIAS

SINTETIZADAS

DESCARGAS MEDIAS DIARIAS (M3/S)

SINTETIZADAS

AÑO 1968

	ENE.	FEB.	MAR.	ABR.	MAY.	JUN.	JUL.	AGO.	SEP.	OCT.	NOV.	DIC.
1		5	3	2	33	36	4	5	20	3	43	28
2		10	3	2	23	25	4	4	20	3	37	90
3		13	3	2	21	20	4	4	19	2	35	404
4		9	3	1	21	19	3	4	18	2	34	486
5		7	2	1	21	19	3	4	18	2	34	398
6		6	2	1	21	19	3	4	16	1	33	191
7		6	4	1	20	19	2	4	23	1	33	368
8		5	4	1	20	18	2	4	29	1	32	309
9		5	3	1	19	16	2	4	21	1	31	148
10		4	2	4	18	15	2	4	18	2	30	171
11		4	2	4	17	15	1	4	16	27	28	281
12		4	7	2	15	13	1	4	16	21	27	180
13		3	11	1	14	12	2	4	15	12	25	88
14		3	6	1	13	12	2	4	15	8	23	49
15		3	4	8	12	12	3	5	14	16	21	37
16		2	3	16	11	11	3	6	13	34	19	35
17		2	3	9	10	10	3	7	12	41	18	34
18		2	2	4	9	9	4	11	11	30	16	31
19		2	2	2	8	8	6	10	10	27	17	29
20		2	2	2	8	7	5	14	9	80	15	27
21		2	2	2	8	7	5	17	9	76	13	24
22		2	2	1	7	6	5	16	8	46	12	22
23		2	13	1	6	5	5	16	7	33	11	20
24		2	14	1	6	5	5	17	7	29	10	18
25		1	7	8	6	4	5	21	6	29	9	17
26		2	4	87	5	4	5	24	5	44	10	15
27		2	3	148	5	4	5	22	5	65	22	14
28		4	2	169	23	5	5	22	4	59	33	12
29		5	2	88	46	5	5	21	4	88	110	11
30		5		119	41	4		21	4		89	10
31		4		61		4			3		44	

DESCARGAS MEDIAS DIARIAS (M3/S)

SINTETIZADAS

AÑO 1969

	ENE.	FEB.	MAR.	ABR.	MAY.	JUN.	JUL.	AGO.	SEP.	OCT.	NOV.	DIC.
1	21	5	5	1	2	12	20	27	37	16	24	57
2	20	5	4	1	2	9	18	62	36	15	15	26
3	19	5	4	2	3	8	17	69	35	14	16	17
4	17	5	3	2	15	7	16	43	36	14	16	16
5	43	4	3	2	30	7	15	31	36	13	44	15
6	98	3	3	2	17	7	14	28	34	12	152	14
7	61	12	2	1	10	7	15	28	32	11	271	13
8	33	10	2	1	7	7	16	28	31	10	143	12
9	20	7	2	1	6	8	36	28	30	9	66	11
10	17	6	2	1	6	13	126	29	28	8	36	10
11	16	6	1	1	6	11	305	66	26	8	29	13
12	15	6	1	1	6	9	274	430	24	7	29	53
13	14	5	1	1	6	15	124	663	22	6	28	36
14	13	5	1	1	6	44	54	332	21	6	28	21
15	16	4	1	1	5	54	31	131	19	5	26	15
16	23	4	1	1	5	36	29	53	17	4	25	13
17	17	5	1	1	5	24	30	37	16	4	24	13
18	14	41	9	1	4	21	31	36	14	4	23	12
19	12	27	14	1	4	22	31	36	13	3	21	11
20	11	15	7	1	4	23	34	36	18	3	19	11
21	11	10	4	1	4	25	37	35	22	3	18	10
22	10	9	2	1	9	25	34	34	17	5	20	9
23	9	8	2	1	13	25	32	39	14	4	18	8
24	8	8	1	1	8	25	31	94	13	3	15	7
25	8	7	3	1	7	24	30	282	12	3	14	7
26	14	6	3	1	6	23	29	240	16	2	13	6
27	10	6	2	1	7	22	28	115	23	2	12	5
28	7	5	1	1	7	21	27	58	18	193	23	5
29	6		1	2	7	19	25	40	15	403	186	4
30	6		1	2	7	19	24	37	14	185	124	4
31	6		1		11	22	22	37	68			3

DESCARGAS MEDIAS DIARIAS (MS/S)

SINTETIZADAS

AÑO 1970

ENE.	FEB.	MAR.	ABR.	MAY.	JUN.	JUL.	AGO.	SEP.	OCT.	NOV.	DIC.
1	3	3	2	3	1	12	89	146	21	5	37
2	3	2	2	3	1	17	55	84	20	4	37
3	2	2	2	3	1	14	45	59	19	4	26
4	2	30	2	2	1	31	44	81	17	3	21
5	2	51	2	2	1	57	44	653	16	3	19
6	11	32	2	2	1	54	61	924	15	3	19
7	20	22	2	2	1	37	204	498	13	2	18
8	16	25	2	1	1	25	175	266	12	2	17
9	52	21	1	1	1	21	104	108	11	2	16
10	27	17	1	1	1	22	67	58	10	2	14
11	14	15	1	1	1	27	50	46	9	1	12
12	9	13	1	1	1	27	47	44	8	1	12
13	7	12	1	1	1	48	46	43	7	1	13
14	7	10	1	1	1	45	45	57	7	1	12
15	7	10	1	1	33	37	45	72	7	1	11
16	6	9	14	1	73	33	44	57	6	2	10
17	6	8	28	1	44	34	43	46	5	29	10
18	5	7	14	1	25	155	42	41	5	108	9
19	5	7	7	1	15	224	41	39	12	61	9
20	4	6	4	1	14	121	40	38	17	29	8
21	4	6	4	1	15	407	39	41	11	17	7
22	3	5	4	1	15	654	40	39	8	16	7
23	3	5	9	1	16	356	39	36	7	18	6
24	3	4	16	1	16	147	36	34	7	19	6
25	2	4	10	1	16	63	35	32	7	20	5
26	2	3	7	1	15	43	34	31	6	21	5
27	2	3	5	6	14	42	35	30	6	21	4
28	2	3	4	4	13	87	71	28	6	20	4
29	1	3	4	2	12	211	56	26	5	20	3
30	4	3	4	2	11	164	43	25	5	19	3
31	6	3	3	2	10		98	23		18	