

Métodos de cálculo del balance hídrico

Guia internacional de investigación y métodos

Editada por: A.A. Sokolov y T.G. Chapman

Versión española: Rafael Heras

Instituto de hidrología de España / unesco

TITULO ORIGINAL

Methods for Water Balance Computation. N° 17 de la serie "Studies and Reports in Hydrology"

Publicación conjunta de:

Instituto de Hidrología de España
Paseo Bajo de la Virgen del Puerto, 3
Madrid 5. España
ISBN 84-500-5081-2
Depósito Legal M-41556-1981

y

Unesco
Organizacion de las Naciones Unidas para la Educación,
la Ciencia y la Cultura
7, Place de Fontenoy
75700 París. Francia
ISBN 92.3.301227.1



Copyright c Unesco 1.981

Edición en lengua española realizada bajo el cuidado del Comité Español para el Programa Hidrológico Internacional, que ha considerado la versión realizada por el Comité Nacional - mexicano para el P.H.I., dirigida por Rafael Heras e impresa en el Servicio de Edición del Centro de Estudios Hidrográficos de España con el número 141.

Este libro está incluido en el programa de publicaciones del Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo de España para - - 1.982 y aprobado por la Secretaría General Técnica del Departamento

PREFACIO

El Decenio Hidrológico Internacional (DHI), 1.965- -1.974, fue promovido en la 13^a Sesión de la Conferencia General de la UNESCO, con el fin de impulsar la cooperación internacional en los trabajos, investigaciones y formación de técnicos y especialistas en el campo de la hidrología científica. Su fin principal fue ayudar a todos los países en el estudio de sus recursos hidráulicos y en la utilización más racional de los mismos, ya que la demanda de agua aumenta constantemente en función del desarrollo de la población, industria y agricultura. En 1.973, de los 131 Estados Miembros, 108 han nombrado Comités Nacionales encargados de desarrollar las actividades nacionales y contribuir a la cooperación regional e internacional dentro del programa del Decenio. El desarrollo del programa está supervisado por un Consejo de Coordinación compuesto por 30 Estados - - Miembros que son seleccionados en la Conferencia General de la UNESCO, la cual estudia las propuestas para el desarrollo de los programas y recomienda los proyectos de interés a todos o a una gran parte de los países, ayudando en el de

sarrollo de proyectos nacionales o regionales y coordinando la cooperación internacional.

La promoción y colaboración en el desarrollo de las técnicas hidrológicas de investigación en lo que se refiere a la difusión de datos hidrológicos y planeamiento de instalaciones hidrológicas, fue uno de los fines fundamentales - del DHI, cuyo programa incluyó todos los aspectos sobre estudios e investigaciones hidrológicas. Estas investigaciones hidrológicas se fomentan a escala nacional, regional e internacional para impulsar y mejorar la utilización de los recursos naturales a nivel local y mundial. El programa del DHI impulsa y ayuda a los países muy desarrollados en la investigación hidrológica e intercambiar información científica y a los países en vías de desarrollo a beneficiarse de este intercambio de información en la elaboración de proyectos de investigación, proporcionándoles los medios para utilizar las técnicas más modernas en el planeamiento de instalaciones hidrológicas.

Como parte fundamental de la contribución de UNESCO al cumplimiento de los objetivos del DHI, la Conferencia General autorizó al Director General a recopilar, intercambiar y distribuir información referente a las investigaciones sobre hidrología científica, así como a facilitar los contactos entre especialistas e investigadores en estas materias. Con este fin, UNESCO ha comenzado la publicación de dos colecciones: "Estudios e informes sobre hidrología" y "Documentos técnicos sobre hidrología".

La colección "Estudios e informes sobre hidrología" se refiere por una parte a la recopilación de los datos y resultados más importantes de los estudios hidrológicos rea

lizados dentro del marco del Decenio y, por otra, a la publicación de información sobre nuevas técnicas de investigación, estando incluidos también en esta colección los informes presentados en los simposios. Por tanto, esta colección comprenderá la recopilación de datos, informes de investigación de técnicas hidrológicas y nuevos métodos y directrices para las futuras investigaciones científicas. Esperamos que esta publicación proporcionará material, tanto de interés práctico como teórico, a los hidrólogos y Gobiernos que participaron en el DHI, y responderá a las necesidades de los técnicos y científicos relacionados con el problema del agua en todos los países.

I N D I C E

PREFACIO	5
INDICE	8
1. INTRODUCCION	12
1.1. Objetivos e importancia de los estudios del balance hídrico	12
1.2. Propósito y objeto de esta publicación	13
1.3. Terminología	15
1.4. Símbolos	15
2. LA ECUACION DEL BALANCE HIDRICO	18
2.1. Forma general de la ecuación del balance hídrico	18
2.2. Otras formas de la ecuación del balance hídrico	19
2.3. Características especiales de la ecuación - del balance hídrico para intervalos de tiempo diferentes	21
2.4. Características especiales de la ecuación - del balance hídrico para masas de agua de diferentes dimensiones	22
2.5. Cierre de la ecuación del balance hídrico	23
2.6. Unidades para los componentes de las ecuaciones del balance hídrico	24
3. METODOS DE CALCULO DE LOS PRINCIPALES COMPONENTES DEL BALANCE HIDRICO	25
3.1. Datos básicos	25
3.1.1. Mapas y atlas	26
3.2. Precipitación	27
3.2.1. Generalidades	27
3.2.2. Medida y corrección de la precipitación media	28
3.2.3. Cálculo de la precipitación media - sobre una zona	29
3.2.3.1. Mapas de isoyetas	30
3.2.4. Características especiales	31

3.3.	Caudal o aportación del río	32
3.3.1.	Escorrentía media y selección del - período del balance hídrico	32
3.3.2.	Cálculo del caudal medio utilizando datos directos	34
3.3.2.1.	Método gráfico	35
3.3.2.2.	Método analítico	37
3.3.3.	Cálculo del caudal medio cuando no existen datos	38
3.3.3.1.	Cálculo del caudal medio a partir de un mapa de -- isolíneas	38
3.3.3.2.	Cálculo del caudal medio por el método analógico	42
3.3.3.3.	Cálculo del caudal medio utilizando la ecuación -- del balance hídrico y tér <u>m</u> mico	43
3.3.4.	Mapas de isolíneas de escorrentía	43
3.3.5.	Separación de los componentes del - hidrograma de escorrentía	46
3.4.	Evaporación	51
3.4.1.	Generalidades	51
3.4.1.1.	Lista de símbolos solamen <u>t</u> e para la evaporación	52
3.4.2.	Evaporación desde la superficie del agua	54
3.4.2.1.	Cálculo a partir de los - datos del evaporímetro	54
3.4.2.2.	Método del balance hídrico	56
3.4.2.3.	Método del balance térmico	57
3.4.2.4.	Método aerodinámico	59
3.4.2.5.	Fórmulas empíricas	61
3.4.2.6.	Efecto de las plantas acuá <u>t</u> icas	66
3.4.3.	Evaporación desde tierra	68
3.4.3.1.	Cálculo por evaporímetros y lisímetros	69

3.4.3.1.1.	Medidas de la evaporación, - desde superficies cubiertas por nieve, por medio de <u>evaporímetros</u>	69
3.4.3.2.	Método del balance hídrico	69
3.4.3.3.	Método del balance térmico	71
3.4.3.4.	Método aerodinámico	71
3.4.3.5.	Métodos empíricos	72
3.4.3.5.1.	El método de la fórmula combinada	72
3.4.3.5.2.	Otros métodos empíricos	75
3.4.3.6.	Métodos usados en la URSS	79
3.4.4.	Mapas de evaporación	83
3.5.	Variaciones del agua almacenada en cuencas hidrográficas	83
3.5.1.	Generalidades	83
3.5.2.	Almacenamiento de agua superficial	84
3.5.2.1.	Almacenamiento de agua en las microdepresiones	85
3.5.2.2.	Almacenamiento de agua en estado sólido	85
3.5.2.3.	Acumulación de agua en <u>lagos</u> y embalses	85
3.5.2.4.	Almacenamiento de agua en el cauce de un río, en -- una cuenca dada	89
3.5.3.	Almacenamiento de humedad en el <u>suelo</u>	95
3.5.4.	Almacenamiento de aguas subterráneas	96
4.	VARIABILIDAD DE LOS PRINCIPALES COMPONENTES DEL - BALANCE HIDRICO Y EXACTITUD DE SU ESTIMACION	102
4.1.	Variabilidad de los principales componentes del balance hídrico	102
4.2.	Estimación de la exactitud de la medición y cálculo de los componentes del balance hídrico	110

5.	BALANCE HIDRICO DE MASAS DE AGUA	116
5.1.	Cuencas fluviales	116
5.1.1.	Generalidades	116
5.1.2.	Balance hídrico medio de una cuenca	117
5.1.3.	Balance hídrico de una cuenca para intervalos determinados de tiempo	123
5.1.4.	Bosques y cuencas forestales	125
5.1.4.1.	Terreno forestal	126
5.1.4.2.	Cuencas forestales	131
5.1.5.	Tierras regadas y drenadas	132
5.1.5.1.	Tierras regadas	132
5.1.5.2.	Tierras drenadas	137
5.2.	Lagos y embalses	141
5.3.	Pantanos	148
5.4.	Cuencas de aguas subterráneas	156
5.5.	Cuencas glaciares, glaciares de montaña y - capas de hielo	164
5.6.	Mares interiores	166
6.	BALANCES HIDRICOS REGIONALES	169
6.1.	Balances hídricos regionales	169
6.2.	Balance hídrico continental	171
7.	BALANCE HIDRICO DE LA ATMOSFERA	175
7.1.	Ecuaciones principales del balance hídrico	175
7.2.	Ecuación del balance hídrico para el sistema atmósfera-suelo	176
7.3.	Desarrollo de la ecuación del balance hídrico para la atmósfera	177
7.3.1.	Sistemas de medición y fuentes de datos	179
7.3.2.	Consideraciones a escala espacial	180
7.3.3.	Consideraciones sobre la escala de tiempo	181
7.4.	Estimación de los términos de la ecuación por el sistema atmósfera-suelo	181
8.	ESTIMACIÓN DEL INDICE DE CIRCULACION DEL AGUA	182

1. INTRODUCCION

1.1. Objetivos e importancia de los estudios del balance hídrico

Las técnicas del balance hídrico, uno de los principales objetivos en hidrología, son un medio para solucionar importantes problemas hidrológicos teóricos y prácticos.

A partir de un estudio del balance hídrico es posible hacer una evaluación cuantitativa de los recursos de agua y sus modificaciones por influencia de las actividades del hombre.

El conocimiento de la estructura del balance hídrico - de lagos, cuencas superficiales y cuencas subterráneas, es fundamental para conseguir un uso más racional de los recursos de agua en el espacio y en el tiempo, así como para mejorar el control y redistribución de los mismos; por ejemplo: trasvases de cuencas, control de máximas crecidas, etc. El balance hídrico ayuda en la predicción de las consecuencias debidas a cambios artificiales en el régimen de ríos, lagos y cuencas subterráneas. La información que proporciona el balance hídrico de las cuencas de ríos y lagos para cortos pe-

ríodos de tiempo (estaciones, meses, semanas y días) se utiliza para explotación de embalses y para predicciones hidrológicas.

El conocimiento del balance hídrico es también muy importante para el estudio del ciclo hidrológico. Con los datos del balance hídrico es posible comparar recursos específicos de agua en un sistema, en diferentes períodos de tiempo, y establecer el grado de su influencia en las variaciones del régimen natural.

Después del análisis inicial, utilizado para estimar los componentes del balance hídrico y su ajuste en la ecuación, es posible detectar deficiencias en la distribución de estaciones de observación y descubrir errores sistemáticos de medición.

Finalmente, el conocimiento del balance hídrico permite una evaluación indirecta de cualquier componente desconocido dentro de él, por diferencia entre los componentes conocidos; por ejemplo, la evaporación a largo plazo, en una cuenca de un río, puede calcularse por diferencia entre la precipitación y el caudal.

1.2. Propósito y objeto de esta publicación

Esta publicación intenta ser un manual internacional para el cálculo de balance hídricos de cuencas, zonas regables y masas de agua superficiales y subterráneas.

Se espera que sea de gran utilidad en los países en vías de desarrollo y en aquéllas regiones en donde la falta de datos, u otras circunstancias, han impedido el cálculo de los balances hídricos. Se supone que el lector posee la for-

mación básica correspondiente a un científico o a un ingeniero y que conoce los términos hidrológicos y su metodología de cálculo.

El objetivo fundamental es establecer, en la medida de lo posible, principios definidos y métodos, que puedan ser empleados en diferentes países, para el cálculo del balance hídrico y de sus componentes.

Tal unificación de métodos es esencial para el cálculo de los balances hídricos en las cuencas de ríos internacionales y de extensas regiones ecológicas que abarcan el territorio de varios países diferentes. Los métodos descritos en esta publicación no comprenden todas las posibles variaciones ecológicas y de las características naturales del medio ambiente y, por lo tanto, en algún caso, será precisa la realización de tests y estudios experimentales.

Los símbolos de determinados parámetros, utilizados únicamente en una sección de esta publicación, se relacionan separadamente de aquellos que se usan frecuentemente en el texto.

Muchos símbolos están afectados con subíndices, para indicar un significado más particular. Los modificadores que son utilizados frecuentemente se especifican en la relación. Subíndices numéricos y primas (') tienen significados diferentes, definidos con su valor relativo en el texto.

Esta publicación describe los métodos de cálculo para períodos largos o cortos y medios, incluyendo:

- . Los componentes principales del balance hídrico: precipitación, caudal, evaporación y almacenamiento de agua en diversas formas.

- . El balance hídrico en zonas: cuencas de ríos, países, regiones físicas y continentes.
- . El balance hídrico en grandes masas de agua, como lagos y embalses, aguas subterráneas, glaciares y capas de hielo, mares interiores y la atmósfera.
- . El balance hídrico en zonas o cuencas con características hidrológicas especiales, por ejemplo, porcentajes importantes de superficie de bosques o vegetación, zonas de regadío, etc, que afectan sustancialmente al balance hídrico.

1.3. Terminología

Esta publicación emplea la terminología usual en la práctica hidrológica internacional (Chevotarev, 1.970; UNESCO-OMM, 1.969; Gidrometeoizdat, 1.970; Toebes y Ouryvaev, 1.970).

1.4. Símbolos

Los símbolos usados se han seleccionado cuidadosamente para formar un conjunto consistente y claro, que coincida lo más posible con otras publicaciones hidrológicas (UNESCO 1.971) y con los standards internacionales (IVPAP 1.965).

Las unidades dadas son las recomendadas y están de acuerdo con los valores de las constantes citadas. Como resultado de esto, la presentación de ecuaciones empíricas podrá diferir, en apariencia, de la formulación original del autor.

MODIFICADORES GENERALES

Tipo	Símbolo	Significado
Preíndice	Δ	Incremento o variación durante - un intervalo de tiempo, del balance hídrico: positivo = aumento; negativo = disminución
Subíndices	an	Análogo
	ch	Canales de ríos y arroyos
	gl	Glaciares, hielo
	I	Entrada de la masa de agua estudiada
	L	Lagos y embalses
	O	Salida de la masa de agua estudiada
	obs	Observado
	S	Superficial
	Sn	Nieve
Superíndices	St	Intercambio entre un mar interior y el océano
	u	Bajo el suelo subterráneo
	-	Valor medio

SÍMBOLOS GENERALES

Símbolo	Significado	Unidades
a	Parte de una superficie	Km ²
A	Superficie (de una cuenca)	Km ²
C _s	Coeficiente de asimetría	-
C _v	Coeficiente de desviación típica adimensional (ver apartado 4) C. de variación	-
E	Evaporación (incluyendo transpiración)	mm
g	Aceleración debida a la gravedad	m/s ²
G	Almacenamiento de agua subterránea	mm
I	Caudal de riego	mm
M	Humedad en el suelo y zona no saturada	mm
n	Nº de términos de una serie	-
p	Precipitación real recibida en la superficie del suelo	mm
Q	Caudal total	mm
s	Desviación típica o standard del componente del balance hídrico	mm
S	Coeficiente de almacenamiento, expresado como profundidad media	mm
T	Período del balance hídrico	varias
T _r	Tiempo convencional de estudio	varias
V	Almacenamiento de agua, expresado como un volumen	m ³
W	Almacenamiento de agua en la atmósfera	mm
v	Término residual o error de cierre de la ecuación del balance hídrico	mm

2. LA ECUACION DEL BALANCE HIDRICO

2.1. Forma general de la ecuación del balance hídrico

El estudio del balance hídrico en hidrología se basa - en la aplicación del principio de conservación de masas, tam bién conocido por nosotros como ecuación de la continuidad. Esta establece que, para cualquier volumen arbitrario y duran te cualquier período de tiempo, la diferencia entre las en-- tradas y salidas estará condicionada por la variación del vo lumen de agua almacenada.

En general, la técnica del balance hídrico implica me- diciones de ambos aspectos, almacenamientos y flujos del agua; sin embargo, algunas mediciones se eliminan en función del - volumen y período de tiempo utilizados para el cálculo del - balance (UNESCO, 1.971).

La ecuación del balance hídrico, para cualquier zona o cuenca natural (tal como la cuenca de un río) o cualquier ma sa de agua, indica los valores relativos de entrada y salida de flujo y la variación del volumen de agua almacenada en la zona o masa de agua. En general, las entradas en la ecuación

del balance hídrico comprenden la precipitación (P), en forma de lluvia o nieve, realmente recibida en la superficie del suelo, y las aguas superficiales y subterráneas recibidas dentro de la cuenca o masa de agua desde fuera (Q_{sI} y Q_{uI}). Las salidas en la ecuación incluyen la evaporación desde la superficie de la masa de agua (E) y la salida de corrientes de agua superficial y subterránea desde la cuenca o masa de agua considerada (Q_{s0} y Q_{u0}). Cuando las entradas superan a las salidas el volumen de agua almacenada (ΔS) aumenta y cuando ocurre lo contrario disminuye. **Todos los componentes del balance hídrico están sujetos a errores de medida o estimación, y la ecuación del balance deberá incluir, por tanto, un término residual o de diferencia (v).**

Por tanto, el balance hídrico para cualquier masa de agua y cualquier intervalo de tiempo, en su forma más general, vendrá representado por la siguiente ecuación:

$$P + Q_{sI} + Q_{uI} - E - Q_{s0} - Q_{u0} - \Delta S - v = 0 \quad (1)$$

2.2. Otras formas de la ecuación del balance hídrico

Para su aplicación a ciertos cálculos, la ecuación del balance hídrico (1) podrá simplificarse o hacerse más compleja, dependiendo de los datos disponibles, del objeto del cálculo, del tipo de masa de agua (cuenca de un río, lago o embalse, etc.), de las dimensiones de la masa de agua, de sus características hidrográficas e hidrológicas, de la duración del balance, y de la fase del régimen hidrológico (crecida, baja crecida) para el cual se calcula el balance hídrico.

En grandes cuencas de ríos, Q_{uI} y Q_{u0} son pequeños comparados con otros términos y, por lo tanto, se desprecian; -

así, por ejemplo, el intercambio de aguas subterráneas con -- cuencas vecinas se supone igual a cero.

En una cuenca de un río con una divisoria de cuencas -- bien definida, las aportaciones superficiales son prácticamente despreciables (suponiendo que no haya trasvases artificiales desde otras cuencas) y, por lo tanto, Q_{sI} no figura en la ecuación del balance para una cuenca de un río. Por esto, la ecuación del balance para una cuenca de un río queda como sigue:

$$P - E - Q - \Delta S - v = 0 \quad (2)$$

donde Q representa la descarga del río desde la cuenca.

Por otro lado, dependiendo del problema específico, los términos de la ecuación (1) pueden simplificarse. Por ejemplo en la determinación de los balances hídricos para cortos intervalos de tiempo, el incremento o variación del volumen total de agua almacenada (ΔS) en una cuenca pequeña de un río -- comprenderá la variación de la humedad almacenada en el suelo (ΔM), en los acuíferos (ΔG), en los lagos y embalses (ΔS_L), -- en los canales derivados del río (ΔS_{ch}), en los glaciares -- (ΔS_{gl}) y en la cubierta o manto de nieve (ΔS_{sn}). En este caso, la ecuación del balance hídrico tiene por expresión:

$$P + Q_{sI} + Q_{uI} - E - Q_{sO} - Q_{uO} - \Delta M - \Delta G - \Delta S_L - \Delta S_{ch} - \Delta S_{gl} - \Delta S_{sn} - v = 0 \quad (3)$$

donde Q_{sI} representa la derivación neta o entrada de agua superficial procedente de otras cuencas.

2.3. Características especiales de la ecuación del balance hídrico para intervalos de tiempo diferentes

El balance hídrico se puede calcular para cualquier intervalo de tiempo, pero deberá hacerse una distinción entre balances medios y balances para períodos determinados (tales como un año, una estación, un mes o un número de días), llamados algunas veces corrientes, comunes o balances operacionales.

Los balances hídricos para valores medios se calculan para un ciclo anual (año calendario o año hidrológico), aunque también pueden hacerse para cualquier estación o mes.

La determinación del balance hídrico para un año medio es el caso más simple, ya que se puede despreciar la variación del volumen de agua almacenada en la cuenca (ΔS), que es difícil de medir y calcular. Para un largo período los incrementos del agua almacenada, positivos y negativos, a escala anual, tienden a equilibrarse y su valor neto al final puede considerarse igual a cero.

La situación contraria ocurre cuando se calculan los balances hídricos para períodos cortos, para los cuales $\Delta S \neq 0$. Cuanto más corto es el intervalo de tiempo, más precisos deberán ser la medida y determinación de los componentes del balance hídrico y más subdivididos estarán los valores de ΔS y de otros elementos. Esto da como resultado una ecuación del balance compleja, que es difícil de ajustar aceptablemente.

El término ΔS deberá, también, tenerse en cuenta en la determinación de balances medios por estaciones o meses.

2.4. Características especiales de la ecuación del balance hídrico para masas de agua de diferentes dimensiones

El balance hídrico puede calcularse para masas de agua de cualquier tamaño, pero la complejidad del cálculo depende fundamentalmente de la extensión del área estudiada.

Una cuenca de un río es la única zona natural para la cual las determinaciones a gran escala del balance hídrico -- pueden simplificarse, ya que la exactitud del cálculo aumenta al hacerlo la superficie de la cuenca. Cuanto más pequeña sea la superficie de la cuenca, más complicado es su balance, ya que es más difícil estimar componentes secundarios, tales como intercambio de aguas subterráneas con cuencas adyacentes, almacenamiento de agua, en lagos, embalses, pantanos o marismas y glaciares y la dinámica del balance hídrico de bosques y zonas regables. El efecto de estos factores decrece gradualmente al aumentar el área de la cuenca y puede llegar a desprenderse.

La complejidad para determinar el balance hídrico de lagos, embalses, marismas o zonas pantanosas, cuencas de aguas subterráneas y cuencas de glaciares de montaña, aumenta con el área, debido a la dificultad de realizar mediciones precisas y exactas y calcular los numerosos e importantes componentes del balance hídrico en grandes masas de agua, tales como flujo lateral y variaciones del volumen de agua almacenada en grandes lagos y embalses, precipitación sobre la superficie del agua, etc.

2.5. Cierre de la ecuación del balance hídrico

Cuando sea posible, para cerrar la ecuación del balance hídrico es esencial medir o calcular todos los elementos del balance, usando métodos independientes. Las medidas y de terminaciones de los elementos del balance hídrico siempre - tienen errores, debido a las limitaciones tecnológicas. La - ecuación del balance hídrico, por lo tanto, generalmente no establece un balance exacto, aunque todos sus componentes se midan y calculen por métodos independientes. La inexactitud viene representada en la ecuación por un término residual, v , que incluye los errores en la determinación de los componentes considerados y los valores de los componentes que no se han tenido en cuenta en la ecuación utilizada. Un bajo valor de (v) indica un ajuste aceptable de la mayoría de los componentes del balance.

Si resulta imposible obtener el valor de un componente por medida directa o cálculo, se podrá evaluar como un término residual en la ecuación del balance. En este caso, el término incluye la diferencia del balance y, por lo tanto, contiene un error desconocido, que podrá ser aún más grande que el valor del componente. Lo mismo sucede cuando los valores medidos de un componente se utilizan para estimar los valores de otro componente, por medio de fórmulas empíricas o semiempíricas. El valor así estimado incluirá los errores debidos a las imperfecciones de la fórmula y los de medida, siendo el error total nuevamente desconocido.

2.6. Unidades para los componentes de las ecuaciones del balance hídrico

Los componentes de la ecuación del balance hídrico se pueden expresar como una altura media de agua sobre la cuenca (mm), como un volumen de agua (m^3), o en forma de caudal ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$). La última forma es útil para balances de utilización de agua, pero en ocasiones se estima de balances establecidos para intervalos de tiempo específicos.

Como el establecimiento de la ecuación del balance hídrico comienza generalmente con el cálculo de la precipitación media sobre la cuenca, los otros componentes también se expresan como altura de agua. En las unidades recomendadas, las transformaciones entre altura y volumen son simples, por ejemplo:

$$V = 1.000 A S \quad (4)$$

donde S es un volumen expresado como altura media (mm), V es el mismo volumen expresado en (m^3), y A es la superficie de la cuenca (Km^2).

3. METODOS DE CALCULO DE LOS PRINCIPALES COMPONENTES DEL BA LANCE HIDRICO

3.1. Datos básicos

Los datos de precipitación y caudal son básicos para el cálculo de los componentes del balance hídrico de las cuencas fluviales para períodos largos. Estos datos suelen publicarse en memorias anuales, tanto hidrológicas como meteorológicas, boletines, etc.

Para calcular el balance hídrico anual, estacional o mensual, es necesario tener datos sobre las variaciones del volumen de agua almacenada en la cuenca. Estas se obtienen por mediciones de la nieve, observaciones de la humedad del suelo, fluctuaciones del nivel del agua en los lagos y en los pozos.

Para calcular el balance hídrico de pequeñas zonas con características especiales (cuencas de glaciares de montaña, grandes zonas boscosas, tierras bajo riego, etc), es necesario, en la mayoría de los casos, organizar un programa especial de observaciones, por ejemplo, observaciones de deshielo de glaciares (o deglaciación), intercepción de la precipitación, humedad del suelo, etc.

Para calcular la evaporación son necesarios datos de - evaporación en tanque y datos meteorológicos sobre temperatura, humedad, viento, nubosidad y radiación.

3.1.1. Mapas y atlas

Cuando no existen o hay muy pocos datos sobre precipitación, caudal o evaporación en una cuenca de un río, pueden ser útiles mapas regionales y atlas de valores medios de estos elementos (Nordenson, 1.968; GUGK y Academia de Ciencias de la URSS, 1.964; O.M.M., 1.970; Rainbird, 1.967; Sokolov, 1.961; Sokolov, 1.968). Con la ayuda de estos mapas de isolíneas es posible determinar, planimetrando, los valores medios de precipitación, escorrentía y evaporación.

Los principales métodos para preparar estos mapas se describen en los apartados 3.2.3.1., 3.3.4. y 3.4.4.; a este respecto, conviene hacer notar que, para el cálculo del balance hídrico, los mapas de precipitación anual, evaporación y escorrentía deben ajustarse a la ecuación simplificada del balance hídrico (GUGK y Academia de Ciencias de la URSS, - - 1.964):

$$\bar{P} - \bar{E} - \bar{Q} = 0 \quad (5)$$

La utilización de los tres mapas se realiza mediante - una evaluación de la exactitud de cada uno. Generalmente, el mapa de escorrentía es el más exacto (con la excepción de zonas áridas con arroyos o torrentes efímeros, que proporcionan grandes caudales durante un intervalo corto de tiempo y después se secan), debido a que las estaciones de aforos miden automáticamente el caudal de la cuenca. Por esta razón, los - mapas de escorrentía son, generalmente, los de mayor garantía

y después los de precipitación y evaporación (Nordenson, -- 1.968).

3.2. Precipitación

3.2.1. Generalidades

La precipitación es, normalmente, la única fuente de - humedad que tiene el suelo y por eso conviene que su medida y cálculo se hagan con gran precisión, pues de ello depende, en gran manera, la exactitud de todos los cálculos del balan- ce hídrico.

La cantidad media de precipitación en una cuenca flu-- vial, o en cualquier otra zona, se obtiene a partir de los da- tos de pluviómetros, pluviógrafos o totalizadores instalados en la zona en estudio. En el caso de insuficientes aparatos, se pueden usar también los datos de precipitación de zonas - próximas y de recubrimiento, a fin de obtener un valor más - exacto de la precipitación. Cuanto más corto sea el período de cálculo del balance hídrico, más densa debe ser la red de medida de la precipitación. El equipo de medida debe cum--- plir las normas internacionales y especialmente las de la - O.M.M.

Para calcular balances hídricos medios son necesarias series extensas de precipitación (alrededor de 25 - 50 años). Para estimar los datos que faltan es aconsejable establecer relaciones gráficas de datos observados en estaciones veci-- nas o usar el método de correlación (Nordenson, 1.968; Rain- bird, 1.967; Rodda, 1.972; Hershfield, 1.965; Hershfield, - 1.968; Kagan, 1.972a; Green, 1.970a, 1.970b).

El cálculo de la precipitación media en una zona o superficie de agua presenta dos problemas: 1) la determinación de la precipitación en un punto; 2) la determinación de la precipitación media, en altura, sobre la zona en estudio, usando puntos de observación.

3.2.2. Medida y corrección de la precipitación media

Sabido es que los aparatos para medir la precipitación, corrientemente usados en la red de estaciones meteorológicas, no miden toda la precipitación, debido, principalmente, a los efectos del viento. El error es más grande cuando la precipitación es en forma de nieve y puede llegar al 100% si los vientos son fuertes.

Además, cierta cantidad de precipitación, retenida en el aparato, se pierde por evaporación durante el tiempo transcurrido entre el comienzo de la precipitación y la medición, y por humedecimiento del aparato colector en cada nueva caída, especialmente en el caso de lloviznas. Si las lloviznas son frecuentes, la pérdida total, debida a esta causa, puede ser considerable.

Por lo tanto, en el cálculo del balance hídrico, la determinación del valor medio de la precipitación en cuencas o superficies de agua debe hacerse con datos corregidos para compensar los errores sistemáticos de los aparatos de medida (Bochkov, 1.965; Bochkov, 1.970; G.G.I., 1.966; G.G.I., 1967; Struzer et al., 1.965; Struzer et al., 1.968). En una de las últimas publicaciones de la O.M.M. (O.M.M., 1.970b), las correcciones por efecto del viento son estimadas en un 10-15% para la lluvia y en un 40-60% para la nieve. Estas correccio

nes se comprobaron en la URSS para aparatos de medida de 200 cm², colocados 2 m por encima de la superficie del suelo. De acuerdo con Nordenson (1.968), en el caso de chubascos tropicales, los errores de medición no exceden, generalmente, del 5%. Investigaciones experimentales, llevadas a cabo en la URSS (Gidrometeoizdat, 1.971a), muestran que las pérdidas por humedecimiento del aparato colector son de cerca de 0,2 mm por cada medición de lluvia y de 0,1 mm para nieve, mientras que las pérdidas por evaporación dan un valor del orden del 6% de la precipitación total, durante el verano (dependiendo del tipo de aparato colector y de la temperatura del aire).

Las correcciones para reducir los errores en la lluvia medida y ajustar más los valores reales se determinan por comparación de los datos con medidas de precipitación estandarizadas y obtenidas a nivel del suelo, instalados en lugares protegidos del viento, y diseñados para minimizar los errores debidos a salpicadura de agua dentro o fuera del aparato.

Las correcciones para la nieve se determinan también, por mediciones paralelas, con los aparatos de medida de la precipitación, instalados ambos en lugares abiertos y protegidos (por ejemplo, en un bosque con árboles de hojas caducas o en un terreno de desmonte del bosque), o por comparación de los datos de precipitación con los producidos por deshielo.

3.2.3. Cálculo de la precipitación media sobre una zona

Los valores medios de precipitación, para cuencas de ríos y regiones administrativas (provincias) con una distribución relativamente uniforme de la red de estaciones y pe--

queñas variaciones de precipitación sobre la zona, se calculan como media aritmética de los datos evaluables de todas las estaciones, es decir:

$$\bar{P} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n P_i \quad (6)$$

donde \bar{P} es la precipitación media para una cuenca o región dadas, P_i es la precipitación media para el mismo período en la estación i y n es el número de estaciones usadas para calcular la media.

Cuando la red de estaciones no está uniformemente distribuída sobre la zona, la precipitación se calcula con los datos de estaciones meteorológicas a las que se asigna un peso medio, es decir:

$$\bar{P} = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^n P_i a_i \quad (7)$$

donde a_i es el área, de la cual la estación de precipitación i se espera sea la representativa, $A = \sum a_i$ es el área de la cuenca o región. El área a_i , asignada a cada estación, se determina, normalmente, por el método de Thiessen (Rainbird, - 1.967; Mc Guinness, 1.963).

3.2.3.1. Mapas de isoyetas

Otro método para determinar la precipitación sobre una zona es el trazado de mapas de isoyetas. A partir de los valores corregidos de la precipitación de cada estación se dibujan las isoyetas, teniendo en cuenta la orografía, la dirección de vientos y orientación de vertientes y el gradiente pluviométrico en regiones montañosas (Nordenson, 1.968; -

O.M.M., 1.970b; Heras, 1.972 España). Los intervalos entre isoyetas no deben ser menores que el error medio de interpolación.

Como la desviación típica o standard aumenta con la precipitación, en zonas de fuerte relieve la separación entre isoyetas aumenta con la altitud en razón geométrica.

La O.M.M. (1.970b) recomienda, en general, que los mapas de precipitación media anual, a escala de 1:5.000.000, tengan isolíneas a 100:200, ... 800; 1.000, ... 1.600; - - - 2.000, ... 3.200; 4.000 mm, con intervalos de 100 mm hasta 1.000, de 200 mm hasta 2.000 y de 400 mm hasta 4.000.

3.2.4. Características especiales

Las medidas de precipitación sobre superficies de agua y grandes áreas de bosques, tienen características especiales y requieren, por lo tanto, una explicación adicional.

Cuando se calcula la precipitación que cae sobre la superficie de lagos y embalses conviene tener en cuenta que, debido a la disminución de las corrientes de aire ascendente sobre la superficie del agua, que ayudan a la formación de precipitaciones locales convectivas, la cantidad de precipitación que cae sobre la superficie del agua, sobre las islas llanas y las playas, es menor que la que cae sobre el interior y zona litoral. Por ejemplo, sobre islas llanas, sin relieve notable, y en grandes superficies de agua, la precipitación anual puede ser un 15-25% menor que la caída sobre la orilla (Natruss, 1.964; Matushevski, 1.960).

Para tener en cuenta la reducción de la precipitación sobre un lago o embalse, los pluviómetros se deberán insta-

lar no sólo alrededor del lago, sino también a alguna distancia de la costa, sobre las islas y en los faros.

Para el cálculo de la precipitación sobre una gran zona forestal (Corbett, 1.967), los pluviómetros se instalan en un claro del bosque. Debido a los efectos aerodinámicos, las zonas de desmonte alteran, a veces, las condiciones bajo las cuales se produce la precipitación (particularmente la nieve) y hacen que sea mayor que la que cae sobre las zonas cubiertas de bosque. Por lo tanto, los pluviómetros deberán instalarse en el centro del claro del bosque, sobre la horizontal de la línea que va desde el centro del pluviómetro -- hasta las alturas de los árboles más cercanos, formando un -- ángulo de 30° - 50° para un bosque de coníferas y de 78° - 80° para árboles de hojas caducas (Fedorova, 1.966).

Para la determinación de la precipitación total mensual, caída debajo de la cubierta del bosque, además de las observaciones de la precipitación, deberán tenerse en cuenta los datos procedentes de la medida de la nieve (Costin et al. -- 1.961).

3.3. Caudal o aportación del río

3.3.1. Escorrentía media y selección del período del balance hídrico

El caudal medio es una característica básica de los -- ríos. La determinación exacta del caudal o aportación del -- río depende de la exactitud de la medida y el cálculo del -- caudal de la variación del mismo, de la duración del período de observaciones y de la densidad de la red de estaciones de aforo (OMM, 1970a; Van der Made, 1972; Davis and Langbein, 1972).

El caudal medio o aportación del río, calculado como media aritmética de las series de valores observados, es un concepto estadístico. Las variaciones del caudal con el tiempo pueden ajustarse a una ley de distribución estadística e investigadas por medio de métodos basados en la teoría de probabilidades. El caudal medio (\bar{Q}), el coeficiente de variación (C_v) y el coeficiente de asimetría (C_s), son los parámetros de la ley de distribución anual de caudales.

Para el tratamiento estadístico es esencial tener series homogéneas en el tiempo, sin variaciones de los factores fisiográficos que afectan a la escorrentía y a su formación y sin cambios de construcciones y explotación de obras de control sobre los ríos. El caudal medio anual se determinará para un largo período de observación, que incluya varios ciclos húmedos y secos.

El caudal medio se puede calcular por:

$$\bar{Q} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Q_i \quad (8)$$

donde \bar{Q} es el caudal medio y Q_i es el caudal anual en el año i de un período extenso de n años, de forma que un posterior aumento en extensión de las series produzca sólo una pequeña alteración del valor de \bar{Q} . La discusión del porcentaje de error del valor medio puede verse en el apartado 4.2. Para su determinación a largo plazo es esencial tener un período de observaciones que abarque aproximadamente el mismo número de ciclos secos y húmedos. Cuanto más grande sea el número de ciclos completos, más pequeño será el error de estimación del caudal medio. Como la variación de los ciclos de escorrentía no son coincidentes entre cuencas lejanas, no es posible utilizar un período uniforme de observaciones para la

determinación de los mapas de escorrentía. El período apropiado para ríos de una misma región hidrológica, donde las variaciones de escorrentía no están desfasadas, debería ser determinado por comparación preliminar del caudal normalizado:

$$\frac{1}{S} \sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q})$$

y Q_n para $n = 1, 2, 3, \dots$; donde \bar{Q} y S son la media y la desviación típica o standard de la escorrentía (Andrejanov, 1.957; Kuzin, 1.970; Sokolovski, 1.968).

En el cálculo del caudal medio pueden ocurrir tres casos:

- a) Que haya suficientes datos de observación.
- b) Que sólo haya datos de observación de cortos períodos de tiempo.
- c) Que no haya datos de observación.

3.3.2. Cálculo del caudal medio utilizando datos directos

Cuando existen series suficientemente extensas de datos, el caudal medio se calcula como media aritmética de los valores observados. Para ello, es esencial tener series con 2 ó 3 ciclos completos y si las series de observación tienen del orden de 50 - 60 años se puede calcular el valor medio de toda la serie, sin considerar las variaciones cíclicas.

Cuando se calcule el caudal con series cortas de datos (10 años o menos) es absolutamente necesario extender las series, utilizando para ello series extensas de estaciones de

aforo de ríos adyacentes con unas condiciones fisiográficas similares. La existencia de una afinidad suficientemente estrecha entre la esorrentía anual de una estación específica y la estación base, con series de observación extensas, es una condición necesaria para ampliar series cortas por métodos gráficos y analíticos; el primer método es preferible ya que muestra gráficamente el tipo y extensión de las interrelaciones.

3.3.2.1. Método gráfico

La estimación del caudal medio se hace gráficamente -- comparando en el período total de observaciones los valores de la cuenca y de la estación base de medida. Las relaciones pueden ser lineales o curvilíneas. Estas últimas se utilizan cuando existen diferencias reales en las variaciones de los caudales de los dos ríos.

Las relaciones lineales se utilizan, sobre todo, cuando los puntos se ajustan aceptablemente a una recta.

El ajuste es mejor cuando se utilizan valores anuales de la misma frecuencia, es decir, de similares probabilidades de ocurrencia durante el período de observaciones simultáneas. Tal representación es admisible, solamente, cuando se producen homogéneamente las variaciones de caudal anual en las dos estaciones. Esta curva de proporcionalidad sólo pasará por el origen de coordenadas cuando el coeficiente de variación del caudal anual en ambos puntos sea aproximadamente el mismo.

Los gráficos pueden considerarse satisfactorios si el número de puntos sobre la curva es del orden de 8 - 10, y el

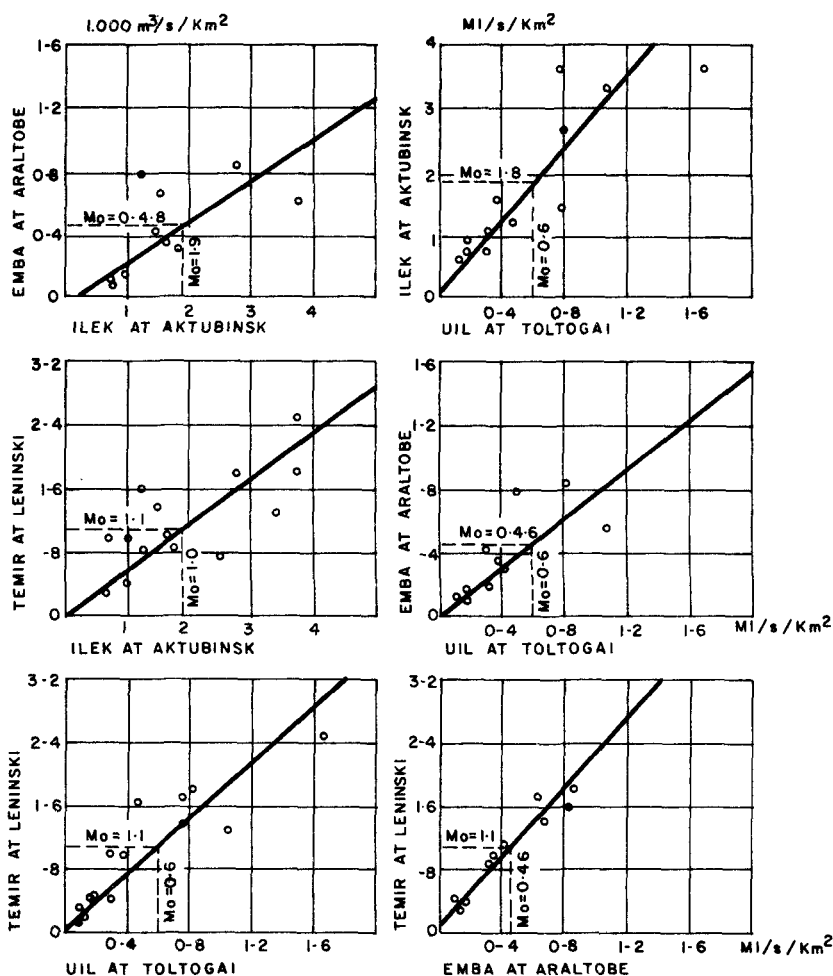


FIGURA 1. Relaciones entre caudal anual por unidad de área del río Emba en Araltope, del río Ilek en Aktubinsk y del río Temir en Leninski

coeficiente de correlación de 0,7 - 0,8. Las desviaciones de los valores puntuales respecto de la curva de proporcionalidad no deberán exceder del 10 - 15% de los valores calculados. Los resultados obtenidos tendrán garantía si se estudian con valores relativos a años muy secos y muy húmedos -- (Figura 1).

Cuando la relación es lineal, el caudal medio de series cortas se determinará a partir del caudal medio con series largas en la zona, sin necesidad de calcular los valores anuales de caudal. Cuando la relación es curvilínea la estimación se realiza a escala anual y la media se calcula con la serie completa.

Cuando hay muchas lagunas, o insuficiencia de datos, se utiliza el método de correlación (Nordenson, 1.968), o el método analítico que se describe a continuación.

3.3.2.2. Método analítico

La estimación de caudales para períodos largos depende de que las curvas que relacionan los caudales en dos cuencas pasen por el origen de coordenadas y de que la razón de proporcionalidad de los caudales en los dos ríos, para diferentes períodos, sea constante.

En este caso, el caudal medio se obtiene por la fórmula:

$$\bar{Q} = \bar{Q}_{an} \cdot \frac{\bar{Q}_{obs}}{\bar{Q}_{an} \cdot obs} \quad (9)$$

donde \bar{Q} y \bar{Q}_{an} representan el caudal medio de la cuenca incógnita en la zona elegida y la cuenca base afín, y \bar{Q}_{obs} y $\bar{Q}_{an \cdot obs}$ representan los valores medios de períodos cortos comunes.

El empleo de la ecuación (9) sólo será posible cuando los ríos comparados estén en la misma región fisiográfica, - tengan aproximadamente las mismas superficies de cuenca y valores semejantes de caudal de base y coeficiente de varia-

ción. Cuando hay diferencias significativas en los coeficientes de variación del caudal anual pueden cometerse errores importantes.

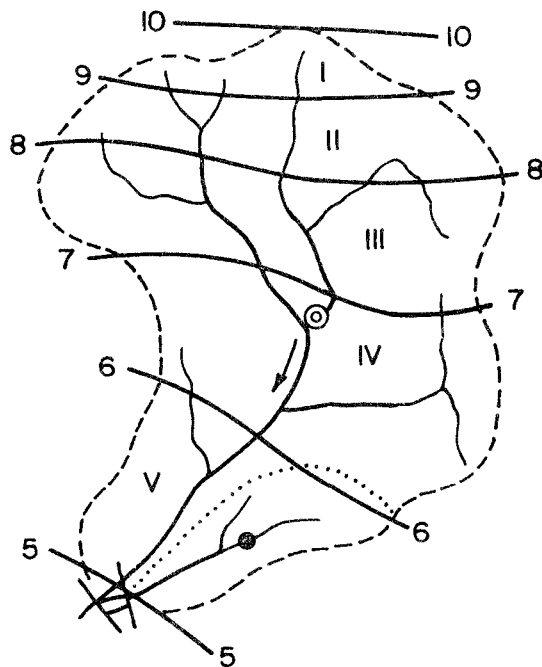
Si no resulta posible este método por falta de datos, los caudales se estimarán relacionando el caudal con elementos meteorológicos, principalmente precipitación. El uso normal de datos de precipitación para el cálculo de caudales es conveniente porque, en muchos países, el número y calidad de estaciones de precipitación con series largas es mayor que el de caudales. Este método es menos exacto y, por lo tanto, habrá que tenerlo en cuenta en el cálculo.

3.3.3. Cálculo del caudal medio cuando no existen datos

Un cálculo aproximado del caudal medio puede hacerse utilizando uno de los siguientes métodos: 1) un mapa de escurrentía (véase apartado 3.3.4.); 2) el método analógico y -- 3) la ecuación del balance hídrico y térmico.

3.3.3.1. Cálculo del caudal medio a partir de un mapa de -- isolíneas

Los mapas de escurrentía se pueden usar para calcular el caudal medio de períodos extensos de un río sin estaciones de aforo. Para ello, se planimetran, entre isolíneas, -- las superficies parciales de cuenca (Figura 2), que se multiplican por el caudal medio de cada zona. La suma de los productos así obtenidos, dividida por el área de la cuenca, es el caudal medio ponderado de la cuenca.



Por lo tanto, el caudal medio, para una cuenca de superficie S , viene dado por la ecuación:

$$\bar{Q} = \frac{1}{S} \sum_{i=1}^n s_i Q_i \quad (10)$$

donde \bar{Q} es el caudal medio estimado, s_i es una subárea de la cuenca, entre dos isolíneas adyacentes con un caudal medio Q_i , y n es el número de subáreas.

FIGURA 2. Ejemplo de determinación del caudal medio a partir de un mapa de escorrentía

En la URSS, el error medio obtenido en la determinación de la

escorrentía media anual, utilizando un mapa para cuencas de tamaño medio ($5.000 - 50.000 \text{ Km}^2$), es de alrededor del 10% en la región norte, con latitudes templadas, de cerca del 15% en las áreas centrales, y de cerca del 25% en las regiones áridas del sur. En el caso de grandes ríos este error tiende a disminuir y se acerca al 10%.

Cuando se utilizan mapas de isolíneas para calcular la escorrentía de la cuenca, conviene recordar que los mapas están basados en interpolaciones entre datos de escorrentía y, por lo tanto, podrá haber un error considerable en algunas áreas, aunque den la impresión de exactitud y precisión. Siempre es aconsejable examinar con cierto detalle los datos básicos para la realización del mapa, para no arrastrar errores anteriores en los estudios que se realicen.

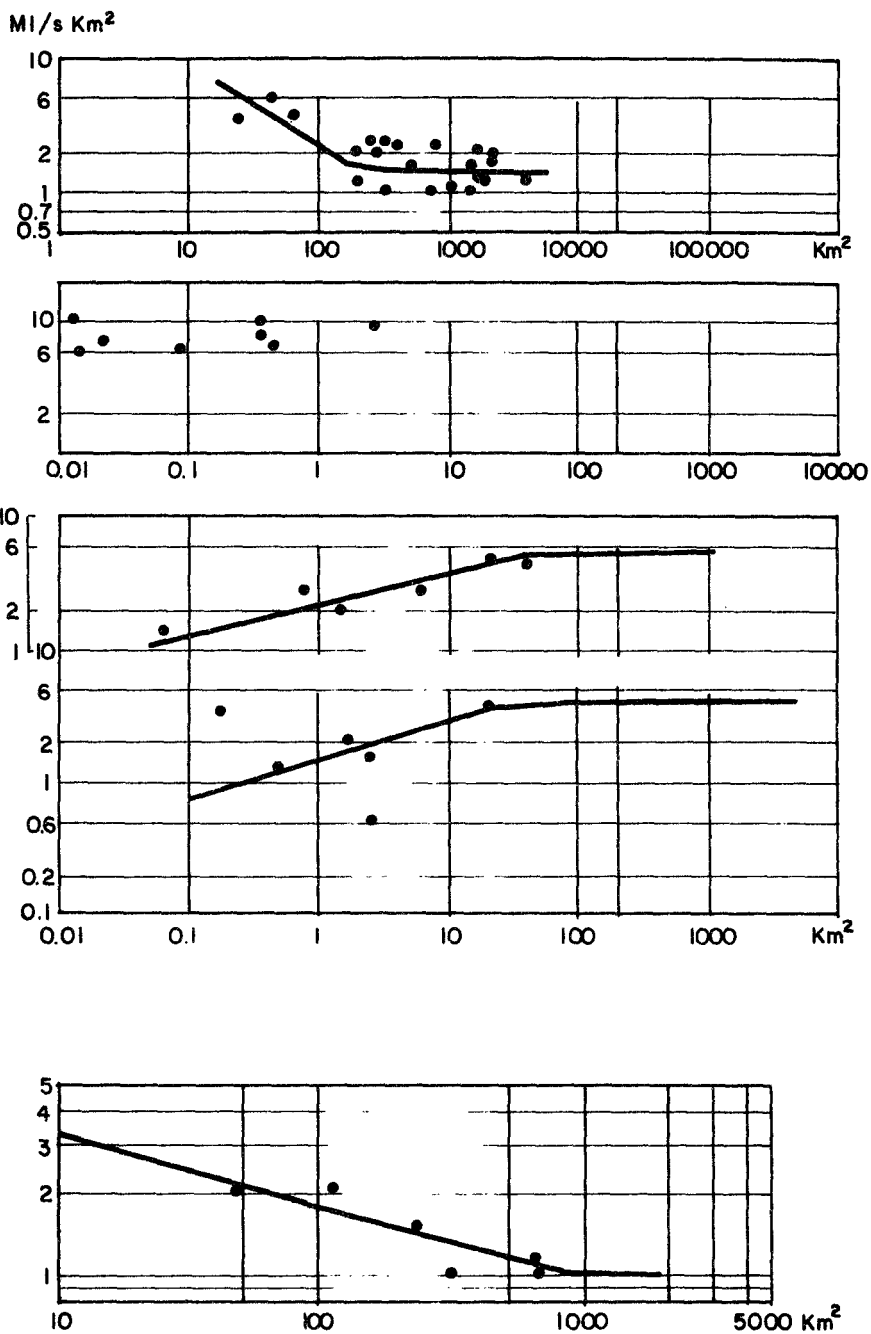


FIGURA 3. Variación del caudal medio con la superficie de -
cuenca en diferentes zonas en el territorio europeo de la URSS

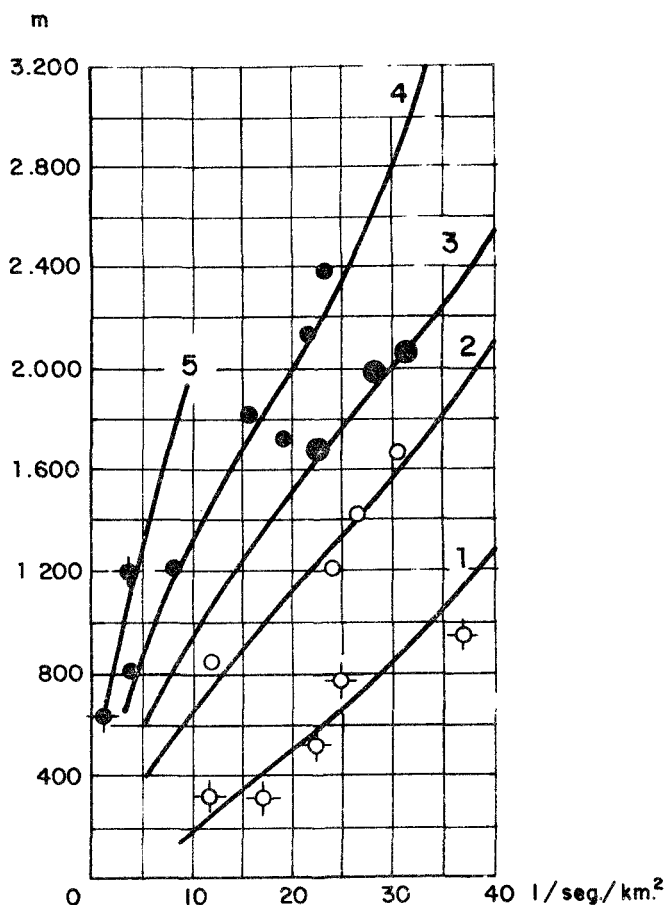


FIGURA 4. Relación entre el caudal medio anual y la altitud media de la cuenca para 5 regiones con diferentes pendientes en el Caucazo

área de drenaje, y el grado de incisión o penetración de la corriente del arroyo (Figura 3). Para ríos de regiones montañosas, se utilizan gráficos adicionales (Figura 4), que muestran las relaciones entre el caudal medio y la orientación de las vertientes.

Los efectos de los factores azonales en ríos pequeños deben corregirse en el caudal medio por comparación gráfica con otras cuencas afines.

Para los ríos pequeños de la zona árida, con drenaje incompleto del caudal subterráneo, los datos sobre el caudal medio, tomados del mapa, pueden diferir considerablemente de los valores reales (ya sea aumentados o disminuidos). En la URSS, se utilizan coeficientes de corrección regionales, para pasar del caudal medio de ríos de tamaño medio al caudal de pequeñas cuencas, calculados por su

3.3.3.2. Cálculo del caudal medio por el método analógico

El método analógico se utiliza para determinar el caudal medio de una cuenca sin estaciones de aforo, cuando los mapas de escorrentía existentes son inadecuados.

Este método se aplica para una evaluación previa del caudal medio anual, en regiones con pocas isolíneas de escorrentía, obtenidas con los datos procedentes de un escaso número de estaciones.

Cuando se seleccionan cuencas afines, deberá tenerse en cuenta, para la semejanza de las cuencas, sus características fisiográficas (topografía, geología, clima, suelos, vegetación), hidrográficas (superficie de lagos, densidad de red de ríos, etc.), morfológicas (superficie de cuenca, pendientes, etc.) y otras.

Si existe suficiente semejanza entre las cuencas, por comparación de las características señaladas anteriormente, mayor será la garantía para pasar los valores del caudal desde la estación base a la cuenca sin estaciones.

Si el caudal y la precipitación medias en una zona con series cortas son \bar{Q} y \bar{P} y para la afín son \bar{Q}_{an} y \bar{P}_{an} , tendremos:

$$Q = \frac{\bar{P}}{\bar{P}_{an}} \cdot \bar{Q}_{an} \quad (11)$$

Este método proporciona un valor aproximado del caudal medio para ríos con pocos datos de aforos.

3.3.3.3. Cálculo del caudal medio utilizando la ecuación -- del balance hídrico y térmico

En regiones con pocos datos de aforos, también puede hacerse una evaluación aproximada del caudal medio, para ríos medianos y grandes, mediante la ecuación (5), $\bar{P} - \bar{E} - \bar{Q} = 0$, que proporciona el balance hídrico de una cuenca para un largo período de tiempo; es decir, el caudal medio es la diferencia entre la precipitación y la evaporación medias. La precipitación media anual necesaria puede obtenerse de anuarios climatológicos o de un mapa de isoyetas. La evaporación media anual de la ecuación del balance térmico o por medio de fórmulas empíricas (véase apartado 3.4.). Este método puede dar resultados incorrectos, para cuencas pequeñas con una escurrentía típica y no es aconsejable en ningún caso, por las razones ya dichas anteriormente (véase apartado 2.5.) pues calcular un componente principal del ciclo hidrológico como diferencia en la ecuación del balance hídrico acumula bastante error.

3.3.4. Mapas de isolíneas de escurrentía

Para representar la distribución de la escurrentía sobre una zona y calcular el caudal para un gran número de cuencas con lagunas en los datos hidrométricos, es muy útil confeccionar los mapas de isolíneas de escurrentía media anual.

Para confeccionar el mapa de escurrentía media anual se hace un cálculo preliminar del caudal medio para cuencas de ríos de primer orden, basado en mediciones directas. Los datos obtenidos, a diferencia de los elementos meteorológi-

cos (precipitación, temperatura, etc.), son relacionados con el centro de gravedad de la cuenca y no con la estación de aforo.

Para dibujar las isolíneas se sitúan las estaciones sobre el mapa, se dibujan las divisorias de cuenca y se colocan los valores medios de la escorrentía en el centro de cada cuenca. A partir de los valores representados, se trazan líneas que unen los puntos con igual valor de la escorrentía media, teniendo en cuenta la topografía y otros factores fisiográficos. En regiones montañosas, la variación de la escorrentía es considerable y el dibujo de las isolíneas es complejo.

Para dibujar los mapas de escorrentía se utilizan los datos de los ríos de tamaño medio con caudales típicos de su región fisiográfica. Estos datos no deben usarse para los --ríos pequeños, con escorrentía influida por factores locales, ni para los grandes, ya que pueden discurrir a través de varias regiones fisiográficas, las cuales pueden crear una incertidumbre sobre el punto donde el caudal medio debe determinarse.

Por otra parte, los datos observados en las grandes --cuenas son importantes como un medio de comprobar el mapa --de isolíneas de escorrentía.

Para preparar los mapas de isolíneas de escorrentía en zonas llanas, es aconsejable usar datos de ríos con un régimen de agua no alterado, con superficie de drenaje desde 500 - 50.000 Km², y en las zonas montañosas no superiores a 500 - 1.000 Km². En ciertos casos, donde los acuíferos son poco profundos, los límites inferiores de estas superficies de --drenaje pueden disminuirse (por ejemplo, en las llanuras pueden bajar hasta 300 Km², y en las montañas hasta 100 Km²).

No es conveniente usar datos de cursos de agua que se agoten, ya que su caudal se desestima a menudo, debido al drenaje incompleto del agua subterránea.

Para las zonas del mapa sin estaciones se pueden, con cierta aproximación, usar los valores del caudal calculados por el método del balance hídrico y térmico. En este caso, las isolíneas se representarán en el mapa por una línea de puntos.

La verificación de la representación correcta de las isolíneas de escurrentía se realiza planimetrando las superficies entre isolíneas y determinando el caudal en todas las cuencas con instrumentos de aforo. Cuando existan discrepancias, como es obvio, la posición de las isolíneas se corregirá.

La escala adecuada para un mapa de escurrentía depende del número de puntos de observación con escurrentía media conocida, de la uniformidad de su distribución en el área, de su relación entre puntos adyacentes y del efecto de la topografía, geología y otros factores.

La intensidad de estaciones de aforo en una región es el cociente entre su superficie y el número de estaciones de aforo. Idealmente, la escala del mapa debería escogerse de modo que la distancia media entre estaciones de aforo en el mapa sea de 10 mm, lo cual aporta suficiente información para interpolar isolíneas cada 5 mm. Es decir, si la intensidad de estaciones de aforo es de una por cada 100 Km², de modo que la distancia media entre estaciones es 10 Km, la escala del mapa debería ser 1:1.000.000. Las escalas recomendadas para varias intensidades de aforo figuran en el cuadro 1.

CUADRO 1

Escalas recomendadas para mapas de escorrentía, según la intensidad de la red de aforo de los ríos

Intensidad de aforo (Km ² /estación)	Escala del mapa
100	1: 1.000.000
500	1: 1.500.000
1.000	1: 2.500.000
5.000	1: 5.000.000
10.000	1:10.000.000

En zonas montañosas, la escala del mapa se selecciona de acuerdo con la variación de la escorrentía con la altitud, de manera que la distancia mínima entre isolíneas de escorrentía no sea menor de 2 mm. Cuando las isolíneas están muy poco separadas se dibujan las isolíneas máximas y mínimas y se omiten algunas líneas intermedias.

Los mapas de las medias anuales de los distintos componentes del balance hídrico (precipitación, caudal, evaporación) deben ser compatibles entre sí (Nordenson, 1.968).

3.3.5. Separación de los componentes del hidrograma de escorrentía

En el cálculo del balance hídrico es muy conveniente separar la escorrentía superficial de la subterránea, a fin de calcular los balances hídricos separados, para diferentes masas de agua (véase, por ejemplo, apartado 5.4.).

Todos los métodos de separación del hidrograma de escorrentía son aproximados y dependen de un modelo conceptual -

de la interacción entre el agua superficial y subterránea. - Cada método utiliza una técnica para trazar una línea en el hidrograma del río y separar el flujo superficial del subterráneo. Una vez que esta línea ha sido trazada, la escorrentía subterránea se calcula planimetrando el área por debajo de la línea.

Para ríos de llanura, con un caudal procedente del deshielo en primavera, la separación del flujo subterráneo del debido a las lluvias es muy difícil.

La técnica más simple consiste en hacer una separación gráfica del hidrograma, basada en la descarga estable que -- ocurre durante el período de aguas bajas, cuando el río está alimentado casi exclusivamente por las aguas subterráneas -- (Popov, 1.967). La separación se hace por una línea horizontal, prácticamente la misma curva del hidrograma, que sufre una pequeña elevación correspondiente a la onda de recesión de la crecida, justamente al comienzo de la disminución del caudal en verano (Figura 5).

De acuerdo con un modelo diferente (Kudelin, 1.966), - el flujo subterráneo decrece muy rápidamente al comenzar la primavera y cesa completamente durante el máximo de crecida (Figura 6). El descenso del caudal subterráneo en este modelo se debe al aumento de las presiones hidrostáticas de la - onda de crecida sobre el flujo de las aguas subterráneas en el río, lo cual dará como resultado la penetración del agua de éste en el acuífero.

En algunos casos, el flujo subterráneo puede proceder: 1) de un aluvión colgado; 2) de un acuífero profundo. En este último caso (representado por una línea horizontal en la figura 6), caracterizado por una gran estabilidad, el flujo es lento y profundo.

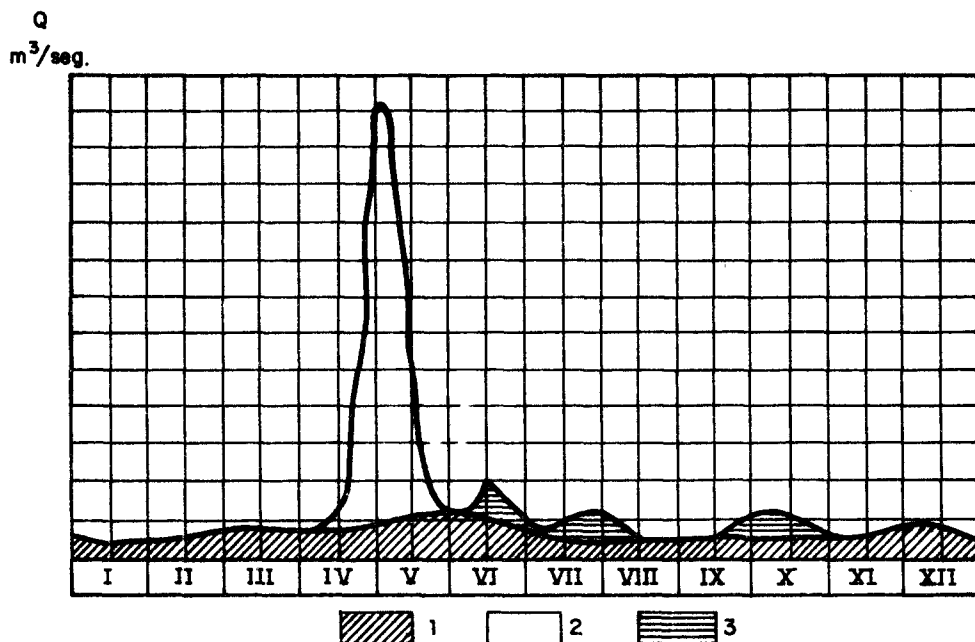


FIGURA 5. Componentes del hidrograma en el río Unzha en Maka rievo.

1. Caudal de agua subterránea
2. Caudal procedente de deshielo
3. Caudal de lluvia

La figura 7 muestra la separación del caudal para un río montañoso, alimentado por el deshielo o por un glaciar. La separación del caudal en ríos montañosos es más difícil que en los ríos de llanura.

Otros criterios de separación de los componentes del hidrograma fueron descritos por Meyboom (1.961) y Linsley et al. (1.949), mientras una extensa revisión de la literatura sobre disminución del caudal base fue realizada por Hall --- (1.968).

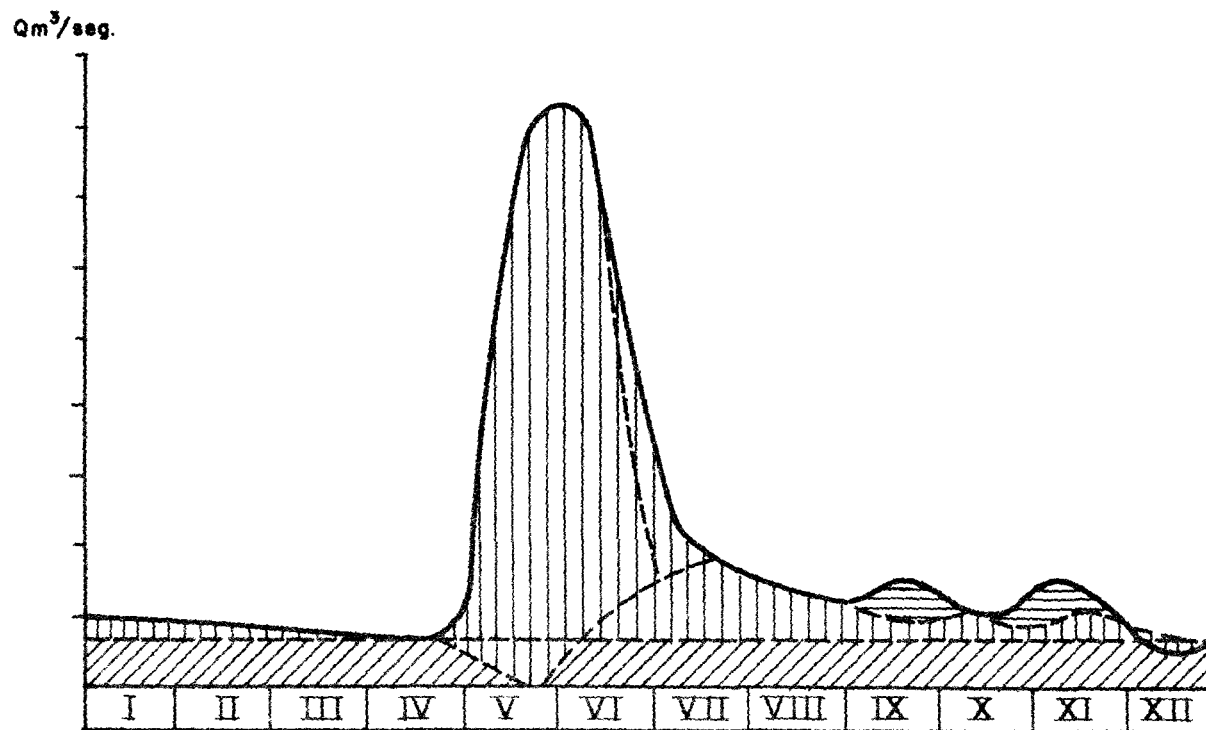


FIGURA 6. Separación de las componentes del hidrograma del río Volga en Kamyshin

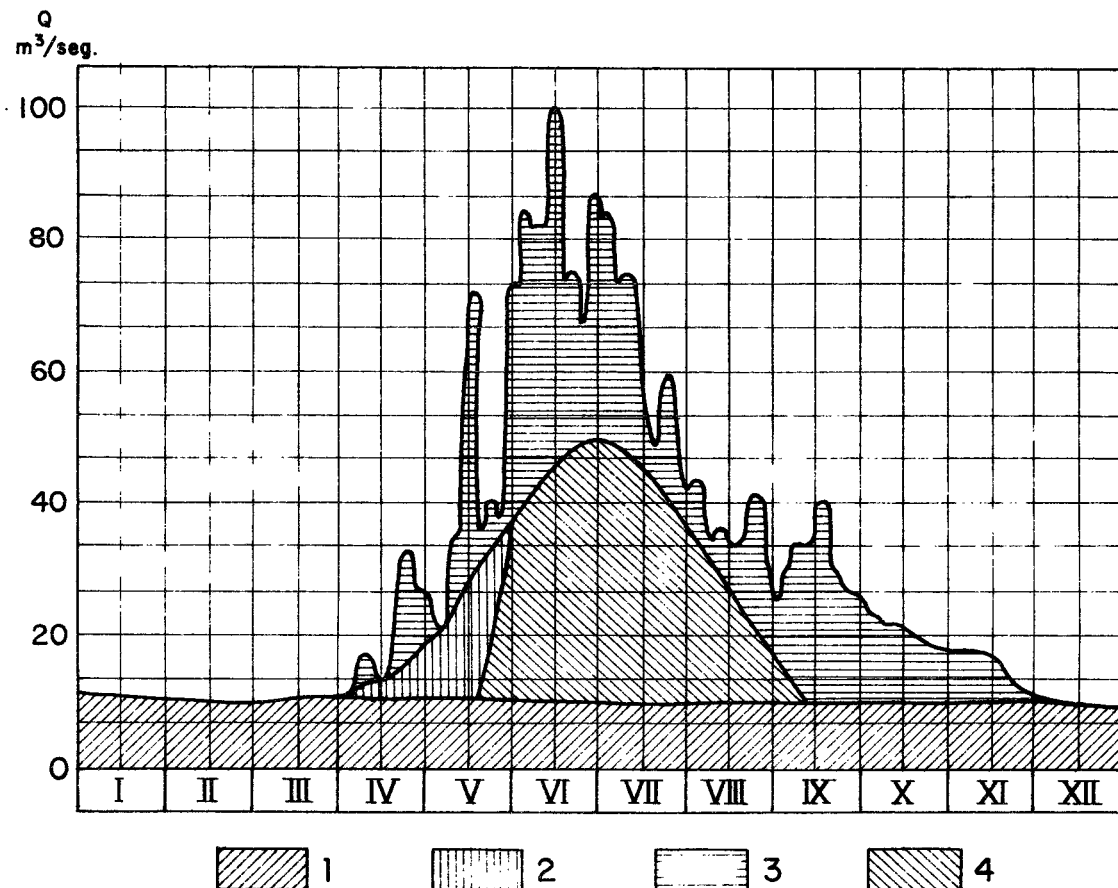


FIGURA 7. Separación de las componentes del hidrograma del río Terek en Kazbegi
 1. Flujo de aguas subterráneas; 2. Caudal procedente del deshielo;
 3. Caudal de lluvia; 4. Caudal de glaciares y nieve de alta montaña

En zonas áridas, el nivel piezométrico del acuífero es tá generalmente por debajo del nivel del lecho del río y, -- por consiguiente, la crecida del río recarga el acuífero a -- lo largo de todo el lecho. Esta recarga puede determinarse -- midiendo la pérdida de caudal, por diferencia entre dos pun-- tos considerados del cauce, corregida, si fuera necesario, -- por los afluentes, por la evaporación en el río y por la ve-- getación que crece en las márgenes. Esto es, en realidad, -- otra aplicación del balance hídrico, pero los errores de me-- dida pueden ser importantes, a menos que el río alcance una longitud suficiente para que una gran parte del caudal efec-- tue la recarga del acuífero por pérdidas a través del lecho.

3.4. Evaporación

3.4.1. Generalidades

La evaporación desde una superficie de agua (lagos y -- embalses) y desde el terreno (cuencas de los ríos), se calcu-- la por:

- 1) Evaporímetros.
- 2) El método del balance hídrico.
- 3) El método del balance térmico.
- 4) El método aerodinámico.
- 5) Fórmulas empíricas.

3.4.1.1. Lista de símbolos usados solamente para la evapo--
ración

MODIFICADORES

Tipo	Símbolo	Significado
Suíndices	a	aire
	A	área (del lago)
	b	convexidad (de la radiación)
	B	fondo (del lago)
	d	profundidad (del lago)
	g	radiación bruta
	n	radiación neta
	o	evaporación potencial
	p	recipiente de poco fondo, evapo- rímetro o tanque
	r	cubierta vegetal
	sh	techado
	so	suelo
	w	agua
	z	altura de observación

SIMBOLOS GENERALES

Símbolo	Significado	Unidades
a, b, c	Coefficientes empíricos	varias
c	Calor específico del agua	Joule/Kg/°C
	Calor específico del aire a una presión constante	Joule/Kg/°C
d	Desplazamiento en el nivel cero	m
D	Parámetro de duración del balance	-
e	Tensión del vapor de agua	mb
e*	Tensión del vapor de agua saturado	mb
h	Humedad específica	m ³ /Kg
H	Densidad del calor de fusión perceptible	Joule/m ²
J	Energía de calor contenida por unidad de área superficial	Joule/m ²
k	Constante de Von Karman (0,428)	-
K	Coefficiente empírico	-
L	Calor latente de vaporización del agua	Joule/Kg
n	Número de días en un mes	-
p	Presión atmosférica	mb
r	Albedo	-
R	Radiación	Joule/m ²
T	Duración del balance	varias
u	Velocidad del viento	m/s
β	Relación de Bowen	-
ε	Relación de los pesos moleculares - del agua y del aire (0,622)	-
γ	Constante psicrométrica	mb/°C
Γ	Gradiente de saturación de la curva de tensión del vapor con respecto a la temperatura	mb/°C
ρ	Densidad	Kg/m ³
θ	Temperatura	°C

3.4.2. Evaporación desde la superficie del agua

3.4.2.1. Cálculo a partir de los datos del evaporímetro

La evaporación (E_L) procedente de lagos y embalses se estima a partir de los datos del evaporímetro, por:

$$E_L = K E_p \quad (12)$$

donde E_p es la evaporación desde el recipiente o tanque de evaporación y K es un coeficiente del evaporímetro. Esta constante se puede determinar anualmente, pero en otros muchos ensayos se calcula mensualmente.

Los evaporímetros usados para el cálculo de la evaporación en lagos se instalan completamente dentro o fuera del área afectada por la superficie evaporante del lago y los coeficientes utilizados se seleccionan de acuerdo con esa instalación.

Hay una gran variación en el valor del coeficiente empírico del evaporímetro, K , debido a factores climáticos, estacionales, instrumentales y de observación, pero el método puede proporcionar una primera aproximación, muy útil, de la evaporación anual en un lago y es aplicable en la predicción de la evaporación en los embalses.

El valor medio anual de K para el evaporímetro URSS -- GGI, 3.000 es 0,80 y para el evaporímetro Clase A de EEUU es 0,70 (O.M.M., 1.966), pero los errores de observación y -- otras deficiencias pueden proporcionar a estos valores un -- error de $\pm 0,10$ en su aplicación. El valor de K también va-- ría con el clima de la región, siendo más bajo en las zonas áridas y más alto en las zonas húmedas. Debe tenerse cuidado al seleccionar el valor apropiado para la aplicación propues

ta, y conviene utilizar datos locales o que puedan compararse. Para el evaporímetro URSS, con una superficie de evaporación de 20 m², el coeficiente medio ha sido expresado en la siguiente forma: $K = K_A K_d K_{sh}$, donde K_A depende del área de la superficie del lago, K_d de su profundidad y zona climática, y K_{sh} del grado de cobertura contra el viento; los valores para estos coeficientes de corrección están calculados en tablas como las que figuran en Gidrometeoizdat (1.969).

Las variaciones estacionales del coeficiente K del evaporímetro son generalmente muy grandes y suficientes para -- permitir el uso de un valor constante de K . La variación de los coeficientes mensuales depende del clima y de la profundidad del lago y puede exceder un 0,7, en casos extremos -- (Concejo de Recursos Hídricos de Australia, 1.970a). Por lo tanto, no es aconsejable usar la ecuación (12) para estimar la evaporación mensual cuando no se conoce la variación estacional de K , apropiada para la zona climática, y el tipo de evaporímetro usado. Una tabla conteniendo los coeficientes -- del evaporímetro Clase A, determinados para algunas zonas de EEUU mediante varias investigaciones, figura en Gray (1.970).

Una fórmula más exacta, con un coeficiente aceptable -- para la estimación mensual o aún diaria de la evaporación en lagos, es la que tiene en cuenta la diferencia de temperaturas de la superficie del agua en el lago y en el evaporímetro y su expresión es la siguiente:

$$E_L = K' \frac{e_L^* - e_z}{e_p^* - e_z} E_p \quad (13)$$

donde K' es un coeficiente que depende principalmente del tipo de evaporímetro (y ligeramente de la superficie del agua),

e_L^* y e_p^* son las tensiones del vapor de saturación correspondientes a las máximas temperaturas, justo bajo la superficie del lago y en el evaporímetro, y e_z es la tensión media del vapor, medida a una altura z .

Para el evaporímetro U.S. Clase A y a una altura de observación $z = 4$ m, el valor de K' es 1,50 (Webb, 1.966). Los valores de E_L calculados diariamente se suman para obtener la evaporación mensual.

Para el evaporímetro flotante ruso URSS-GGI 3.000 y a una altura de observación $z = 2$ m, el valor de K' , dado en -Gidrometeoizdat (1.969), es 0,88. Los valores medios mensuales de e_L^* , e_p^* y e_z se usan para calcular la evaporación mensual.

Una extensa referencia bibliográfica de técnicas sobre problemas de evaporación, con más de 400 referencias, figura en la publicación Concejo de Recursos Hídricos de Australia (1.970a).

3.4.2.2. Método del balance hídrico

La ecuación utilizada para determinar la evaporación - en lagos y embalses, por el método del balance hídrico (Harbeck, 1.958; Harbeck et al., 1.958; Vikulina, 1.965), es la siguiente:

$$E_L = P_L - \Delta S_L + \Delta Q_s + \Delta Q_u \quad (14)$$

donde E_L es la evaporación en el lago o embalse, P_L es la precipitación sobre la superficie del agua, ΔS_L es la variación de agua almacenada, $\Delta Q_s = (Q_{SI} - Q_{SO})$ es la diferencia entre entradas y salidas de aguas superficiales en el volu--

men retenido e $\Delta Q_u = (Q_{uI} - Q_{uO})$ es la diferencia entre entradas y salidas de aguas subterráneas (véase apartado 5.2.).

La aplicación del método del balance hídrico es limitada, ya que, en muchos casos, el flujo de agua subterránea en el lago no se puede determinar. Sin embargo, consideraciones geológicas y de otra índole parecen indicar que este término es despreciable, comparado con los otros componentes del balance hídrico, y se puede suprimir en la ecuación (14). En un período suficientemente largo, la variación de agua almacenada resulta despreciable comparada con los otros componentes y la ecuación para la evaporación total sería entonces:

$$E = P_L + \Delta Q_s \quad (15)$$

Este valor, dividido por el número de años de registro, proporciona la evaporación media anual. La ecuación (15) se usa, también, para determinar los valores anuales de evaporación en lagos que vuelven prácticamente al mismo nivel cada año, y que tienen, también, aportación de aguas subterráneas despreciables.

3.4.2.3. Método del balance térmico

Este método (O.M.M., 1.966) se usa para el cálculo de la evaporación en lámina libre (E_L), si son calculables los datos necesarios para la determinación de los componentes -- del balance térmico. La ecuación del balance térmico para -- 1 m^2 de la superficie del lago es:

$$E_L = \frac{1.000}{\rho_w L} (R_n + H_a + H_b + \Delta J + \Delta J_s + \Delta J_u + H_p - J_E) \quad (16)$$

donde ρ_w y L son la densidad y el calor latente de vaporización del agua, R_n es la radiación neta recibida, H_a y H_b son la entrada perceptible de calor en la superficie del lago y en el fondo, ΔJ es el incremento de calor de la masa de agua durante el período del balance, $\Delta J_s = J_{sI} - J_{s0}$ e $\Delta J_u = J_{uI} - J_{u0}$ son las diferencias entre el calor adquirido y el calor perdido debido al flujo de entrada y de salida de agua superficial y subterránea, H_p es el incremento de calor perceptible debido a las diferencias entre la temperatura de precipitación y la temperatura del lago, y J_E es el calor contenido en la capa de agua evaporada a una temperatura dada. Hay que hacer notar que todos los términos deben estar referidos a la unidad de superficie (1 m^2), es decir, cada absorción o pérdida de calor se divide por la superficie del lago.

La radiación neta (R_n) viene dada por:

$$R_n = R_g (1 - r) - R_b \quad (17)$$

donde R_g es la entrada bruta de radiación (suma de la radiación solar directa y radiación solar difusa), r es el albedo o poder de reflexión de la superficie del agua, y R_b es el retroceso efectivo de la radiación de onda larga desde la superficie del agua.

La ecuación (16) requiere muchos cuidados para establecer los valores de los diferentes términos. Actualmente, es más adecuada para estudios de investigación que para uso general.

Otra aplicación del método del balance térmico, que hace uso de la relación de Bowen (Anderson, 1.954; Harbec et. al., 1.958, Webb, 1.960, 1.965) se puede expresar en la forma:

$$E_L = \frac{1.000}{\rho_w L} \cdot \frac{R_n - \Delta J + \Delta J_s + \Delta J_u}{1 + \beta + (c/L) (\bar{\theta}_0 - \bar{\theta}_I)} \quad (18)$$

donde c es el calor específico del agua, $\bar{\theta}_0$ es la temperatura media del agua evaporada, $\bar{\theta}_I$ es la temperatura media del agua que entra y que sustituye al agua evaporada, y β es la relación de Bowen, definida por:

$$\beta = \frac{p c_p}{\epsilon L} \cdot \frac{\Delta \theta_a}{\Delta e} \quad (19)$$

donde p es la presión atmosférica, c_p es el calor específico del aire a una presión constante, $\epsilon = 0,622$ es la relación de pesos moleculares del agua y del aire, $\Delta \theta_a$ e Δe son las diferencias de temperatura del aire y tensión del vapor, medidas a la misma altura.

Para evaluar ΔJ deben hacerse sondeos de temperatura, atravesando la profundidad del lago (generalmente hasta 0 - 1° C), en bastantes posiciones. Para lagos medianos y grandes el tiempo empleado entre sondeos es al menos de 2 a 3 semanas, pero en lagos pequeños es más corto.

La variación de la relación de Bowen durante el período del balance puede producir errores en E_L , los cuales se pueden eliminar si además se determina aproximadamente la variación de la velocidad del viento (Webb, 1.964, 1.965).

3.4.2.4. Método aerodinámico

El método aerodinámico (también conocido como el método de difusión turbulenta) es aconsejable solamente en luga-

res donde los instrumentos necesarios se puedan mantener y observar debidamente.

Este método está basado en las relaciones aerodinámi--cas, que conectan los flujos verticales con el gradiente ver--tical medio, y en hipótesis relacionadas con la naturaleza --del perfil de velocidad del viento sobre la superficie del --lago (O.M.M., 1.966).

Para un corto intervalo de tiempo, la evaporación pue--de calcularse por la fórmula:

$$E_L = \frac{-1.000 K^2 \rho_a (h_2 - h_1) (u_4 - u_3)}{L_n (z_2/z_1) \cdot L_n (z_4/z_3)} \quad (20)$$

donde E_L es la evaporación en mm/s, h_1 y h_2 son la humedad --específica del aire a las alturas z_1 y z_2 sobre la superfi--cie evaporante, u_3 y u_4 son las velocidades del viento a las alturas z_3 y z_4 , $K = 0,43$ es la constante de Von Karman y ρ_a es la densidad del aire.

La ecuación (20) se aplica a una superficie llana homo--génea, sin transferencia horizontal de humedad (advección), y cuando existen condiciones de equilibrio, es decir, los --efectos de la estratificación de la temperatura en las capas más bajas de la atmósfera pueden despreciarse. El efecto de la estratificación de la temperatura es de la mayor importan--cia cuando la velocidad del viento es pequeña (menor de 3 --m/s) y cuando hay una gran diferencia (más de 5° C) entre la temperatura de la superficie del agua y la temperatura del --aire a una altura de 2 m. Si la diferencia entre la tempera--tura del aire y la del agua es menor de 3°- 4° C, entonces, los efectos de la estratificación de la temperatura se pue--den despreciar, cualquiera que sea la velocidad del viento.

3.4.2.5. Fórmulas empíricas

Existen muchas fórmulas empíricas para determinar la evaporación, que pueden dividirse en dos grupos:

- a) Fórmulas basadas en la dependencia de la evaporación desde la superficie del agua, en la velocidad del viento y en la diferencia de tensión del vapor en una superficie evaporante y a cierta altura por encima de ella (método de transferencia de masas o método aerodinámico).
- b) Fórmulas que usan datos climatológicos, generalmente basados en la solución aproximada de las ecuaciones simultáneas del balance hídrico y térmico (método de ecuaciones complejas o combinado).

Entre las del primer grupo, las más útiles son las fórmulas empíricas binomiales del tipo:

$$E_L = (a + bu) (e_s^* - e_z) \quad (21)$$

las fórmulas monomiales del tipo:

$$E_L = Cu (e_s^* - e_z) \quad (22)$$

y las fórmulas del tipo:

$$E_L = a (e_s^* - e_z)^b \quad (23)$$

donde u es la velocidad del viento, e_s^* es la tensión del vapor saturado en la superficie del agua, e_z es la tensión del vapor a una altura determinada de observación z , y, a , b y C son coeficientes empíricos, que dependen de las dimensiones y exposición de la superficie evaporante y de la región climática.

Cuando la ecuación (21) es utilizada para el cálculo de la evaporación diaria en la superficie del agua del tanque de evaporación de URSS, de 20 m², con la velocidad del viento y la tensión del vapor medidas a una altura de 2 m por encima de la superficie, los coeficientes tienen los valores $a = 0,15$ y $b = 0,108$. Análogamente, para el tanque U.S Clase A, con la velocidad del viento medida 150 mm por encima de la superficie del agua, $a = 0,32$ y $b = 0,161$ (Kohler, Nordenson et al. 1.959).

La ecuación (22) ha sido empleada para lagos en los EEUU (Harbeck, 1.962), con la velocidad del viento y la tensión del vapor de agua medidas a 2 m por encima de la superficie del agua. El valor medio de C (para la evaporación diaria) es entonces 0,131, pero dependiendo en alguna forma de la superficie del lago, como se describe en la referencia señalada.

La ecuación (23) ha sido usada para calcular la evaporación diaria en Rumania, donde $b = 0,85$ y a varía entre 0,42 y 0,82 (Stonescu, 1.969; Badescu, 1.974).

Las fórmulas del segundo grupo utilizan datos climatológicos en vez de datos meteorológicos y se aplican generalmente para calcular la evaporación anual, en lagos de mediana o gran profundidad, debida a errores originados por la variación de calor en tales lagos durante períodos cortos. También se pueden aplicar, a escala mensual, a lagos de poca profundidad y en el caso de la fórmula combinada pueden realizarse correcciones (Kohler y Parmele, 1.967), que hagan posible su aplicación a escala mensual a lagos más profundos.

Las fórmulas combinadas (Penman, 1.956; Slatyer y Mc Ilroy, 1.961; Webb, 1.965) están basadas en una combinación

del balance de energía y del transporte aerodinámico, suponiendo que la información acerca de la tensión del vapor y de la temperatura en la superficie del agua puedan conocerse. La fórmula más conocida, la de Penman (1.956), se puede usar para estimar la evaporación del lago, y es:

$$E_L = \frac{\Gamma}{\Gamma + \gamma} \cdot \frac{1.000 R_n}{\rho_w L} \cdot \frac{\gamma}{\Gamma + \gamma} \cdot C_u (e_z^* - e_z) \quad (24)$$

donde Γ es el gradiente en la curva de tensión del vapor saturado con respecto a la temperatura, γ es la constante psicrométrica, R_n es la radiación neta recibida en la superficie del lago, ρ_w y L son la densidad y el calor latente de vaporización del agua, C es la misma constante de la ecuación (22) (adaptada para la duración del período de evaluación), u es la velocidad del viento a la altura de observación usada para la evaluación de C , y e_z^* es la tensión de vapor del aire a la altura z .

La radiación neta (R_n) utilizada es la recibida sobre el agua del lago, y, en general, diferirá de la radiación neta medida sobre la superficie terrestre. Se están investigando los métodos más adecuados para ajustar la radiación directa recibida y la radiación difusa de onda corta (Anderson, 1.954; Van Wijk y Scholte-Ubing, 1.963; Swinbank, 1.963; Anderson y Baker, 1.967; Kohler y Parmele, 1.967). Las siguientes referencias pueden proporcionar una información útil sobre la aplicación práctica de fórmulas combinadas (Hounam, 1.958; Tanner y Pelton, 1.960; Fitzpatrick y Stern, 1.966; Van Bavel, 1.966).

El U.S. Weather Bureau ha publicado una monografía sobre la determinación de la evaporación en lagos y tanques --

evaporimétricos de Clase A (Kohler, Nordenson et al. 1.955, 1.959; Stall y Roberts, 1.967).

Para calcular la evaporación media mensual en lagos y embalses, en todas las regiones de la URSS, se utiliza la siguiente fórmula (Gidrometeoizdat, 1.969):

$$E_L = 0,14 \, n \, (e_s^* - e_z) \, (1 + 0,72 \, u_z) \quad (25)$$

donde n es el número de días del mes, e_s^* es la tensión de saturación del vapor correspondiente a la temperatura θ del agua de la superficie, y e_z y u_z son la tensión de vapor y la velocidad del viento a una altura $z = 2$ m sobre la superficie del agua. Hay que hacer notar que e_s^* , e_z y u_z se determinan por medidas directas efectuadas sobre la masa de agua, y promediadas para el mes entero sobre la superficie de agua. Si las observaciones en la masa de agua no son de garantía, entonces se usan los datos procedentes de los registros de las estaciones meteorológicas localizadas en zonas cercanas o lo más cercanas posible.

La corrección de las observaciones terrestres, u_z' , e_z' , θ_z' , correspondientes a los valores u_z , e_z y θ_z para la masa de agua se efectúa con las ecuaciones:

$$u_z = K_1 K_2 K_3 u_z' \quad (26)$$

$$e_z = e_z' + K_4 (0,8 e_s^* - e_z') \quad (27)$$

$$\theta_z = \theta_z' + K_4 (\theta - \theta_z') \quad (28)$$

donde u_z' es la velocidad media del viento a la altura standard z' del anemómetro (cerca de 10 m), y K_1 , K_2 , K_3 y K_4 son coeficientes que dependen de las leyes de variación de la circulación del aire sobre la interfase tierra-aire. Los coeficientes se obtienen de tablas que figuran en Gidrometeo

izdat (1.969), representando K_1 la relación entre la localización y el grado de protección del viento de la estación meteorológica, K_2 las características del relieve alrededor de la estación, K_3 la relación entre la velocidad media del viento que circula por encima de la superficie del agua y el grado de protección del embalse contra el viento y K_4 la relación entre la velocidad media del viento que circula por encima de la superficie del agua y la razón entre la temperatura del agua y la temperatura del aire. Los valores numéricos de los coeficientes varían con las características fisiográficas. Por ejemplo, para estaciones localizadas en zonas forestales, K_1 varía desde 1,3 en zonas con grass y arbustos hasta 2,4 en el bosque; y para estaciones en áreas abiertas, desde 1,0 en la estepa hasta 1,5 en pueblos y áreas densamente pobladas. El coeficiente K_2 varía desde 0,75, cuando la estación está en la cima de un cerro, hasta 1,3 si se halla en un valle o depresión. Para un embalse con las orillas cubiertas por bosques con árboles de 20 m de altura, el coeficiente K_3 varía con la superficie del embalse, desde 0,25, cuando la velocidad media del viento que circula sobre el embalse es de 100 m, hasta 1,00, cuando es superior a 5 Km. El coeficiente K_4 , cuando la diferencia entre las temperaturas del agua y del aire es pequeña, varía desde 0,02 para una velocidad media del viento de 100 m, hasta 0,34 si la velocidad media del viento es 20 Km.

Cuando no existen mediciones, la temperatura de la superficie del agua, θ , se estima mediante la ecuación simplificada del balance térmico:

$$E = \frac{1.000}{\rho_w L} (R_n + H_a + H_b) \quad (29)$$

que se aplica a una hipotética masa de agua con una profundidad muy pequeña y con una temperatura del agua superficial - igual a la temperatura del aire, y después se efectúan correcciones empíricas para ajustar la profundidad del agua y la diferencia entre las temperaturas del aire y del agua (Gidrometeoizdat, 1.969). El valor e_s^* se obtiene a partir de θ .

3.4.2.6. Efecto de las plantas acuáticas

La transpiración a través de las hojas de plantas flotantes y acuáticas que emergen puede tener una gran influencia en la evaporación en un lago o embalse. Este efecto es difícil de medir exactamente y los datos derivados de experimentos bajo condiciones artificiales son inciertos para ser indicadores reales de la situación natural. Las medidas directas de la transpiración por las plantas acuáticas en condiciones naturales son inseguras, para ser más precisos, si el método empleado aísla la planta entera, o una parte de ella, esta diferencia afectaría probablemente a la transpiración.

La evaporación total en una superficie de agua, parcial o totalmente cubierta por plantas acuáticas, puede determinarse por aplicación directa del método del balance hídrico (apartado 3.4.2.2.) o el método aerodinámico (apartado 3.4.2.4.). El balance de energía (apartado 3.4.2.3.), la relación de Bowen (apartado 3.4.2.3.) y métodos combinados (apartado 3.4.2.5.) pueden utilizarse también para este fin, dejando un margen suficiente de tolerancia para prever los posibles efectos de las plantas sobre el microclima próximo a la superficie del agua.

Los resultados de un trabajo experimental se pueden expresar en forma de un coeficiente de corrección K_{p1} , definido como la relación entre la evapotranspiración desde un lago o embalse cubierto con plantas y la evaporación de agua en una superficie libre que hubiera podido ocurrir bajo las mismas condiciones climáticas.

En regiones húmedas, K_{p1} es generalmente mayor que 1; los valores para plantas flotantes tales como *Eichhornia Crassipes* (Jacinto de agua) o *Salvinia molesta* varían desde -- 0,45 a 6,6 (Penfound y Earle, 1.948; Little, 1.967; Timmer y Weldon, 1.967; Mitchell, 1.970). Para estas plantas, los valores de K_{p1} parecen aumentar cuando lo hace la temperatura, cuando descende la humedad y cuando aumentan el tamaño y vigor de las plantas.

Experiencias con plantas emergentes, como cañas, juncos y carrizos, que no tienen relación con la evaporación, pueden encontrarse en Rudescu et al. (1.965), Burian (1.971) y Haslam (1.970); y por Guscio et al. (1.965) para *Typha* spp en los EEUU.

En la URSS se han encontrado valores de K_{p1} independientes de la clase de vegetación, pero solamente pueden aplicarse a valores estacionales medios para lagos y embalses pequeños y medianos. Los coeficientes de corrección guardan relación con la superficie de la masa de agua donde se encuentran las plantas emergentes. Para bosques y zonas de estepas con arbustos de la URSS, los valores de K_{p1} son 1,14, 1,22 y 1,3 para coberturas de 50, 75 y 100% respectivamente. En estepas y zonas semidesérticas, los valores correspondientes son 1,24, 1,37 y 1,5 (Gidrometeoizdat, 1.969).

Por el contrario, las mediciones realizadas por Linacre et al. (1.970) en *Phragmites* y *Typha* de plantas que crecen en la región árida de Australia, y por Rijks (1.969) en los Papiros africanos de los pantanos, indican que K_{p1} puede ser menor que 1 en condiciones de baja humedad. Los primeros investigadores consideraban que esto era debido a una serie de factores, como la cobertura de la superficie del agua por juncos y carrizos, su mayor grado de reflexión (albedo) y su resistencia interna al movimiento del agua durante los períodos secos. La presencia de plantas viejas y muertas también puede influir significativamente.

Es evidente que con estos datos se debe proceder con cautela al hacer suposiciones acerca del efecto de las plantas acuáticas en la evaporación en lámina libre. Cuando el efecto de las plantas acuáticas pueda suponer un componente significativo del balance hídrico deberán efectuarse determinaciones especiales en el terreno.

3.4.3. Evaporación desde tierra

Cuando se calcula la evaporación media a largo plazo - en cuencas de ríos con grandes llanuras, los resultados más exactos se obtienen por el método del balance hídrico (Gidro meteoizdat, 1.967). Para regiones montañosas no hay métodos dignos de confianza para la medición de la evaporación, y lo más normal es estimar aproximadamente las variaciones de la evaporación, en función de la elevación y de la pendiente, - usando métodos directos de medida y cálculo.

3.4.3.1. Cálculo por evaporímetros y lisímetros

La evaporación mensual desde el suelo se puede obtener con la ayuda de pesadas, evaporímetros hidráulicos y otros - evaporímetros de suelo y lisímetros de varios tipos (Toebe y Ouryvaev, 1.970).

Puesto que la evaporación depende en gran manera de la vegetación, de la cobertura del suelo y de otras características del paisaje, estos aparatos se deben instalar a ser posible en los diferentes tipos de cobertura vegetal (campos - con cultivos, bosques, etc.) que ocupan la cuenca del río. - La evaporación media en la cuenca se calcula previo un buen conocimiento de las áreas ocupadas por los diferentes tipos de la cobertura vegetal.

3.4.3.1.1. Medidas de la evaporación, desde superficies cubiertas por nieve, por medio de evaporímetros

Para cuencas de ríos en latitudes medias, que están -- completa o parcialmente cubiertas por nieve cada año, la evaporación durante los períodos de nieve se puede medir por -- evaporímetros de pesada de diseño especial (Toebe y Ouryvaev, 1.970).

3.4.3.2. Método del balance hídrico

La aplicación del balance hídrico para la determinación de la evaporación como término residual en dicha ecuación está sujeta a un error desconocido. El método del balance hídrico se usa sobre todo para el cálculo de la evaporación media en las cuencas grandes de los ríos, por la fórmula:

$$E = P - Q_s \quad (30)$$

La determinación de la evaporación en un mes determinado, para la capa superior de la zona de aireación, por aplicación de la ecuación del balance hídrico, sería:

$$E = P - Q_s - \Delta M + Q_{uc} - Q_{up} \quad (31)$$

donde ΔM es la variación o el incremento almacenado en el suelo durante el período del balance hídrico, Q_{uc} es el flujo ascendente de agua dentro de la zona de aireación desde el borde de capilaridad de la masa de agua, y Q_{up} es el flujo de agua que regresa desde la zona de aireación a la masa de agua.

Los métodos para calcular el término de caudal neto $Q_{up} - Q_{uc}$ (Rose y Stern, 1.965) implican algunas mediciones difíciles de realizar y poco frecuentes en la cuenca de un río. De todas maneras, en zonas de poca lluvia, se puede considerar que la infiltración procedente de la precipitación no alcanza el nivel freático y que el nivel piezométrico es suficientemente profundo (más de 4 - 5 m), por lo que el flujo de agua ascendente por capilaridad es prácticamente despreciable. En estas circunstancias la ecuación (31) se convierte en:

$$E = P - Q_s - \Delta M \quad (32)$$

Los métodos para estimar las variaciones de humedad del suelo, ΔM , están descritos en el apartado 3.5.3.

3.4.3.3. Método del balance térmico

A partir de la ecuación simplificada del balance térmico (29) y suponiendo el mismo coeficiente de difusión turbulenta entre el vapor de agua y el calor sensible, la evaporación puede expresarse como sigue:

$$E = \frac{1.000 (R_n - H_{SO})}{\rho_w L (1 + \beta)} \quad (33)$$

donde R_n es la radiación neta, H_{SO} es el flujo de calor a través del suelo, ρ_w y L son la densidad y el calor latente de vaporización del agua, y β es la relación de Bowen, definida en la ecuación (19) (apartado 3.4.2.3.).

El uso de este método es más aconsejable en estaciones de investigación que en cuencas ordinarias. Como la ecuación (33) no tiene en cuenta el gradiente horizontal de difusión turbulenta del calor (advección), su uso queda restringido a áreas grandes de terrenos llanos con vegetación uniforme.

El uso de la relación de Bowen no considera la influencia de la estratificación de temperaturas. Para minimizar esta influencia, los gradientes $\Delta\theta$ e Δe deben medirse lo más cerca posible del suelo (bajo condiciones de alta radiación, la altura variará desde 0,1 hasta 0,2 m y bajo condiciones normales hasta 1 m). La ecuación (33) no es adaptable para su uso en regiones áridas.

3.4.3.4. Método aerodinámico

Para determinar la evaporación, por el método aerodinámico, se recomienda la ecuación (18). En este caso, de todas maneras, es necesario tener en cuenta la influencia de la ad

vección y de la estratificación de la temperatura. Para excluir la influencia de la advección, las mediciones de los gradientes de la tensión de vapor y de la velocidad del viento se hacen sobre terrenos llanos con vegetación homogénea. Brogmus (1.952) propone métodos para determinar las correcciones de la estratificación de temperaturas.

Para precisar, estos métodos requieren extensas zonas llanas con vegetación uniforme (y retención de agua en el suelo) y como además resulta muy difícil conservar los instrumentos funcionando adecuadamente durante largos períodos es casi imposible que estos métodos puedan usarse en cuencas ordinarias, utilizándose casi exclusivamente en cuencas experimentales.

3.4.3.5. Métodos empíricos

Los métodos empíricos para determinar la evaporación, a diferencia de los métodos del balance, se basan en datos meteorológicos medios tales como temperatura y humedad del aire, velocidad del viento, nubosidad y duración de luz solar. Algunos métodos también usan datos de evaporación desde la superficie del agua o desde un evaporímetro.

3.4.3.5.1. El método de la fórmula combinada

La fórmula combinada (Tanner y Fuchs, 1.968; Mc Ilroy, 1.968; Fleming, 1.968; Concejo de Recursos Hídricos de Australia, 1.970b), deriva de la ecuación del balance de energía y de las ecuaciones del transporte de calor sensible y latente, y puede expresarse como sigue:

$$E = \frac{1.000}{\rho_w} \frac{\Gamma}{L \Gamma + \gamma} \left[(R_n - H_{SO}) + \frac{\rho_a c_p}{\Gamma} \{ (e_z^* - e_z) - (e_s^* - e_s) \} T f(u) \right] \quad (34)$$

donde ρ_w y L son la densidad y el calor latente de vaporización del agua, Γ es el gradiente de la curva de tensión del vapor saturado con respecto a la temperatura, γ es la constante psicrométrica, R_n es la radiación neta, H_{SO} es el flujo de calor a través del suelo, ρ_a y c_p son la densidad del aire y su calor específico a presión constante, e_s y e_z son la tensión del vapor de agua en la superficie y a una altura z por encima de ella, e_s^* y e_z^* son las tensiones de saturación del vapor correspondientes a las temperaturas en la superficie y a la altura z por encima de ella, T es el período del balance, y $f(u)$ es una función de la velocidad del viento. El valor de Γ se calcula como media de las temperaturas en la superficie y a la altura z por encima de ella.

El valor de $f(u)$ generalmente se determina empíricamente para un tipo particular de superficie con su cobertura vegetal y con un conjunto limitado de condiciones climáticas. Ejemplos de estas ecuaciones pueden encontrarse en las citadas referencias. Cuando las dimensiones del área evaporante son suficientemente grandes, $f(u)$ se puede determinar por la teoría del perfil del viento, como en el perfil de KEYPS (Sellers, 1.965):

$$f(u) = K^2 u_z \left[\Phi + \text{Ln} \{ (z + d + z_r) / z_r \} \right]^{-2} \quad (35)$$

donde $K = 0,43$ es la constante de Von Karman, u_z es la velocidad del viento a una altura z , Φ es el parámetro del perfil adiabático, d es el plano de desplazamiento cero y z_r es la superficie de la cobertura vegetal. Los valores de d y z_r

se pueden determinar por observaciones experimentales del -- perfil del viento (sección vertical) cerca de la superficie de la vegetación estudiada. Sobre vegetación irrigada, es -- conveniente suponer $\Phi = 0$ (Tanner y Pelton, 1.960; Van Bavel, 1.966). Cuando la superficie evaporante está húmeda, -- $e_s = e_s^*$, y la evapotranspiración potencial E_o se puede ex-- presar por la fórmula:

$$E_o = \frac{1.000}{\rho_w L} \frac{\Gamma}{\Gamma + \gamma} \left[(R_n - H_{SO}) + \frac{\rho_a c_p}{\Gamma} (e_z^* - e_z) T f(u) \right] \quad (36)$$

La evapotranspiración potencial es la evaporación que puede producirse, desde cualquier superficie, bajo un conjun-- to de condiciones meteorológicas dadas, si hubiera una ali-- mentación ilimitada de agua a la superficie.

Las ecuaciones (34) y (36) pueden combinarse de forma que permitan eliminar la tensión de vapor e_s en la superfi-- cie evaporante, de modo que la única medición requerida sea la temperatura superficial. La ecuación resultante, que rela-- ciona la evaporación con la evapotranspiración potencial, -- es:

$$E = \frac{\gamma + \Gamma}{\gamma} E_o - \frac{1.000}{\Gamma} \frac{\rho_a c_p}{\rho_w L} (e_s^* - e_z) T f(u) \quad (37)$$

Para la aplicación de las fórmulas combinadas a super-- ficies con vegetación, la radiación neta, R_n , se mide, por -- lo general, directamente con radiómetros (Fritschen y Van -- Wijk, 1.959; Funk, 1.959) y el flujo de calor en el suelo, -- H_{SO} , se determina colocando placas sobre él (Monteith, 1.958; Philip, 1.961) o se calcula a partir del perfil de temperatu-- ra (Van Wijk, 1.963).

3.4.3.5.2. Otros métodos empíricos

En Inglaterra, la evapotranspiración E_o en una extensa zona cubierta de un denso césped, con suficiente humedad, es una función lineal de la evaporación E_p obtenida desde la superficie del agua con evaporímetro hundido, enrasado con el nivel del suelo, evaporímetro denominado británico (Penman, 1.956):

$$E_o = f E_p \quad (38)$$

El coeficiente f para la parte Sureste de Inglaterra - varía entre 0,6 en el invierno y 0,8 en el verano, con un valor medio anual de 0,75.

Blaney y Criddle (1.950) propusieron una fórmula para determinar la evapotranspiración en una cobertura vegetal -- bien humedecida, que es la siguiente:

$$E_o = 45,8 K \Sigma P (\bar{\theta} + 17,8) \quad (39)$$

donde E_o es la evapotranspiración para un ciclo de cultivo, K es un coeficiente determinado experimentalmente para cada tipo de vegetación o cultivo, P es el porcentaje mensual de horas de luz con relación al año, y $\bar{\theta}$ es la temperatura media mensual.

Los valores numéricos del coeficiente K , establecido -- por los autores (Blaney, 1.954a, 1.954b; Penman, 1.963) para cultivos en regadío en el Oeste de EEUU, figuran en el cuadro 2.

El valor más bajo de K para cada cultivo corresponde a los climas de regiones costeras y el más alto a los climas -- de zonas áridas.

CUADRO 2

Valores del coeficiente K de Blaney y Criddle
para varios cultivos

Cultivo	Duración del ciclo (meses)	K
Alfalfa	Libre del período de heladas (entre heladas)	0,80-0,85
Judías	3	0,60-0,70
Maíz	4	0,75-0,85
Algodón	7	0,60-0,65
Lino	7-8	0,80
Cereales	3	0,75-0,85
Sorgo	4-5	0,70
Agrios	7	0,50-0,65
Nogal	Libre del período de heladas (entre heladas)	0,70
Otros árboles frutales	Libre del período de heladas	0,60-0,70
Pastos	Libre del período de heladas	0,75
Trébol ladino (Melilotus sp)	Libre del período de heladas	0,80-0,85
Patatas	3-5	0,65-0,75
Arroz	3-5	1,00-1,20
Remol. azucarera	6	0,65-0,75
Tomates	4	0,70
Hortalizas	3	0,60

El método de Blaney y Criddle se recomienda para calcular la evaporación en tierras regadas y en zonas con poca nubosidad. Según estimaciones aproximadas, el error del método, para valores medios del período anual y vegetativo, es del orden del 15 al 25%.

Thornthwaite y Holzman (1.942) desarrollaron la siguiente ecuación para la evapotranspiración potencial máxima posible mensual:

$$E_o = 16 D' \left(\frac{10 \bar{\theta}}{i} \right)^a \quad (40)$$

donde D' es el porcentaje mensual de horas de luz, con relación al año, $a = 0,93/(2,45 - \ln i)$, $\bar{\theta}$ es la temperatura media mensual del aire; i es la suma de valores mensuales de los índices de temperatura $i = (\bar{\theta}/5)^{1.514}$ para los doce meses del año.

Para calcular la evaporación media anual en una cuenca de un río, Turc (1.955) ha propuesto la fórmula:

$$E = P / \{1 + (P/E_o)^n\}^{1/n} \quad (41)$$

donde P es la precipitación anual y E_o es la evapotranspiración probable (evaporación máxima posible bajo condiciones meteorológicas dadas y suficiente humedad del suelo). Turc supone que el valor del parámetro n es igual a 2 y determina E_o como una función de la temperatura media del aire $\bar{\theta}$ ($E_o = 300 + 25 \bar{\theta} + 0,05 \bar{\theta}^3$). La misma ecuación se puede usar para el cálculo de la evaporación en pequeñas áreas y para cortos períodos de tiempo; para ello, en la fórmula (41) P podría ser reemplazable por $P + \Delta M$, donde ΔM es la pérdida de humedad del suelo, en forma de evaporación, durante el período del balance.

Konstantinov (1.968) ha propuesto un método para el -- cálculo de la evaporación media en zonas llanas con exceso -- de agua y con aproximado equilibrio hídrico, a partir de la temperatura y humedad del aire medidas a una altura de 2 m -- en la caseta de una estación meteorológica. La evaporación -- media anual se determina directamente por medio de un ábaco (Figura 8) que relaciona los valores de la temperatura media anual y de la humedad absoluta. Estos valores representan la evaporación en un área de varios kilómetros cuadrados, que -- rodea la estación meteorológica.

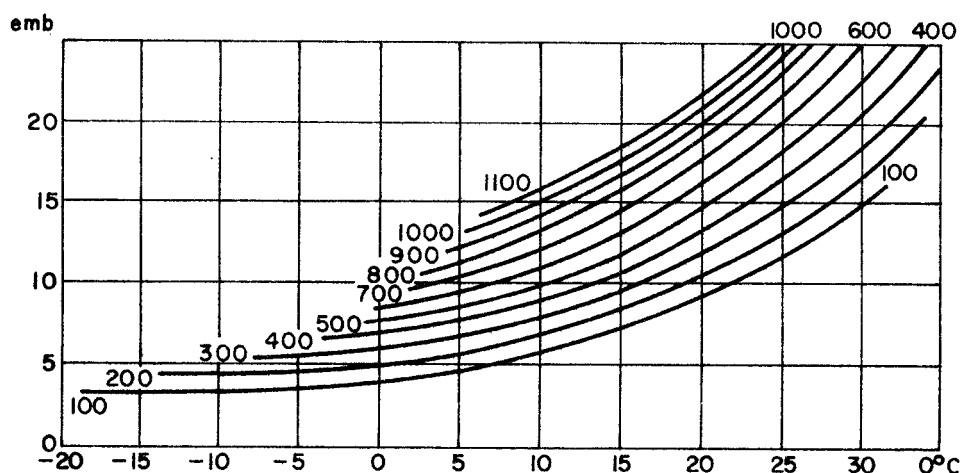


FIGURA 8. Gráfico para el cálculo de la evaporación anual -- (mm/año) desde el suelo, de acuerdo con la temperatura media anual (°C) y la humedad del aire, medida a una altura de 2 m.

Los métodos que estiman la evaporación a partir de la temperatura del aire no son de garantía, debido al retraso -- estacional entre la temperatura y la radiación. Las fórmulas estimativas deberían tener en cuenta el balance de energía, bien explícita o implícitamente.

3.4.3.6. Métodos usados en la URSS

En la URSS, Budyko (1.956) ha desarrollado métodos para determinar la evaporación media en grandes áreas, para diferentes tipos de superficies, y también para meses sueltos y años. La evaporación media anual se puede determinar por medio de:

$$\bar{E} = \left[\frac{1.000 \bar{P} R_n}{\rho_w L} \left\{ 1 - \exp \frac{(-1.000 R_n)}{\rho_w \bar{P} L} \right\} \tanh \frac{\rho_w \bar{P} L}{1.000 R_n} \right]^{1/2} \quad (42)$$

donde \bar{P} es la precipitación media anual, R_n es la radiación neta sobre vegetación húmeda, y ρ_w y L son la densidad y el calor latente de vaporización del agua.

Los valores anuales de R_n han sido representados en mapas y se pueden determinar para cualquier punto dado. El error medio relativo cuadrático calculado por la fórmula (42) es de cerca del 17%.

Para utilizar el método de Budyko en el cálculo de la evaporación media mensual es necesario tener datos sobre precipitación (P), escorrentía (Q), temperatura (θ) y tensión de vapor (e). Si existe déficit de agua, para calcular los meses de verano se usa la siguiente fórmula:

$$\begin{aligned} \bar{E} &= \frac{E_o (M_1 + M_2)}{2 M_o} & \text{si } M_1 + M_2 < 2M_o \\ \bar{E} &= E_o & \text{si } M_1 + M_2 \geq 2M_o \end{aligned} \quad (43)$$

El agua almacenada en la capa situada a 1 m por encima del suelo, M_1 , al comenzar el primer mes cálido, se determina aproximadamente por medio de un mapa especialmente dibujado, mientras que para todos los meses siguientes se calcula por la fórmula:

$$M_2 = \frac{M_1(2M_0 - E_0) + 2M_0(P - Q)}{2M_0 + E_0} \quad \text{si } M_1 + M_2 < 2M_0 \quad (44)$$

$$M_2 = M_1 + P - Q - E_0 \quad \text{si } M_1 + M_2 \geq 2M_0$$

La evapotranspiración máxima posible (E_0) se calcula mediante ábacos especiales que dependen del déficit de humedad del aire ($e_2^* - e_2$), donde e_2 es la tensión del vapor a 2 m por encima de la superficie, y e_2^* es la tensión del vapor saturado a la temperatura del aire 2 m por encima de la superficie. El agua crítica almacenada (M_0) se puede determinar usando tablas que dependen de la temperatura media mensual del aire y de la zona geobotánica. El error medio relativo de cálculo de la evaporación mensual, por este método, es aproximadamente del 25%.

La evaporación diaria, para una superficie cubierta de nieve, se puede calcular por las siguientes fórmulas (Kuzmin, 1.953; Konoplyantsev, 1.970):

$$E = (0,18 + 0,98 u_{10}) (e_{sn}^* - e_2) \quad (45)$$

$$E = (0,24 + 0,04 u_{10}) (e_2^* - e_2) \quad (46)$$

donde u_{10} , e_{sn}^* , e_2^* y e_2 son los valores medios diarios de: - velocidad del viento, tensión del vapor saturado correspondiente a la temperatura de la superficie de la nieve y a la temperatura del aire y su tensión de vapor respectivamente. - Los subíndices 2 y 10 indican la altura, en metros, por encima de la superficie de la nieve, a la cual se han hecho las respectivas mediciones.

La evaporación mensual, desde la nieve, se determina por medio de estas fórmulas con un error relativo standard de cerca del 30%.

La evaporación media mensual en los pantanos se determina a partir del balance de radiación de la superficie del pantano (Romanov, 1.961):

$$\bar{E} = \psi R_n \quad (47)$$

donde el coeficiente ψ , que varía de un mes a otro, se obtiene de tablas empíricas, teniendo en cuenta el tipo de pantano, mientras la radiación neta R_n ($K - \text{cal/cm}^2$ por mes) se calcula por uno de los métodos conocidos, a partir de datos meteorológicos standard.

La evaporación en bosques para meses sueltos de la estación calurosa se calcula por la ecuación:

$$\Sigma E = \psi \Sigma E_0 \quad (48)$$

donde el coeficiente ψ viene representado por la radiación - del índice de aridez, $\Sigma R_n / (L \Sigma P)$; E_0 tiene el mismo valor que en la ecuación (43) y se determina por los mismos ábacos en función del déficit de humedad del aire; R_n es aquí la radiación neta de la superficie con diferentes coberturas en la superficie (praderas, tierras en barbecho, etc.) medida en las estaciones meteorológicas. Las sumas ΣE_0 , ΣR y ΣP están calculadas por sumas consecutivas comenzando con el primer mes de calor: primero para Mayo (V), a continuación para dos meses, Mayo y Junio (V - VI), después para tres meses, Mayo, Junio y Julio (V - VII), y así sucesivamente hasta el fin -- del último mes de calor Mayo - Setiembre (V - IX). A partir de las sumas ΣE , determinadas por medio de la ecuación (48), la evaporación en un bosque para un mes cualquiera, por ejemplo, para Julio, se obtiene por:

$$E_{VII} = \sum_V^{VII} E - \sum_V^{VI} E$$

Para determinar la evaporación en zonas regables se usa el método del balance térmico. La evaporación se expresa mediante la fórmula:

$$E = \frac{1.000}{\rho_w L} (R_n - H_a - H_{SO}) \quad (49)$$

donde la radiación neta R_n se determina directamente y el valor del flujo de calor a través del suelo (H_{SO}) se calcula midiendo la temperatura del suelo a profundidades de 5, 100, 150 y 200 mm. Igualando las ecuaciones (33) y (49), se obtiene la siguiente:

$$H_a = \frac{(R_n - H_{SO})\Delta\theta}{\Delta\theta + 1,56\Delta e} \quad (50)$$

que se usa para calcular la turbulencia del flujo de calor cuando $(R_n - H_{SO}) \geq 0,10$ Kcal/cm² por minuto, $\Delta\theta > 0,1^\circ\text{C}$, $\Delta e \geq 1$ mb.

Si $(R_n - H_{SO}) < 0,10$, o uno de los valores $\Delta\theta$ o Δe es negativo, el flujo de calor turbulento se determina por:

$$H_a = 1,35 K\Delta\theta \quad (51)$$

Los gradientes $\Delta\theta$ e Δe y el coeficiente de difusión de turbulencia K se obtienen a partir de datos experimentales sobre velocidad del viento, temperatura y humedad del aire y dos alturas sobre la superficie cero (0,5 y 2 m). El término "superficie cero" se refiere al nivel al cual la velocidad del viento es igual a cero.

El error relativo standard, cuando se determinan los valores de 10 días de evaporación por el método descrito del balance térmico, es del orden del 15%. La magnitud de los errores de los valores de evaporación calculados se determina por comparación con los valores obtenidos con evaporíme--

tros de suelo y lisímetros o con los calculados por el método del balance hídrico.

3.4.4. Mapas de evaporación

Basándose en los valores obtenidos de la evaporación, calculados normalmente por el método del balance hídrico, se confeccionan mapas de evaporación en las cuencas de los ríos, a partir de los cuales se determina la evaporación para cuencas no estudiadas. Los métodos están descritos por Nordenson (1.968); OMM (1.970b); Gidrometeoizdat (1.967). Los mapas de evaporación para superficies de agua se confeccionan generalmente a partir de los datos proporcionados por los evaporímetros.

3.5. Variaciones del agua almacenada en cuencas hidrográficas

3.5.1. Generalidades

Como ya se dijo en el apartado 2.2., las variaciones - del agua almacenada en las cuencas hidrográficas se deben tener en cuenta tanto cuando se calcula el balance hídrico para cortos períodos de tiempo (año individual aislado, estación del año, mes o un período más corto aún), como cuando se calculan balances hídricos medios estacionales y mensuales.

Todos los términos de la ecuación del balance hídrico, que guardan relación con las variaciones del agua almacenada, son determinados por diferencia entre el agua almacenada al principio y al final del período del balance hídrico.

El agua almacenada en las cuencas hidrográficas comprende:

- a) El agua superficial (S_g) almacenada sobre la superficie de la cuenca.
- b) El agua subsuperficial (M) almacenada en el suelo y en la zona no saturada.
- c) El agua subterránea (G).

En climas templados y fríos, con una capa de nieve estable, la principal acumulación de agua tiene lugar en el invierno, mientras que en climas cálidos y tropicales ésto ocurre durante la estación de lluvias. Los balances hídricos de estos dos tipos difieren en que la precipitación sólida, acumulada en forma de cubierta o capa de nieve en el primer tipo, se transforma en escorrentía sólo después de un cierto tiempo, mientras que en el segundo tipo, la precipitación líquida se incorpora al proceso hidrológico inmediatamente después de que cae o al poco tiempo.

3.5.2. Almacenamiento de agua superficial

El agua almacenada sobre la superficie de la cuenca es tá compuesta de:

- 1) Agua de lluvia, detenida en las microdepresiones.
- 2) Agua en estado sólido (cubierta o capa de nieve, -- campos de hielo, glaciares).
- 3) Agua de la red hidrográfica, cauces de los ríos, lagos, embalses, pantanos)

3.5.2.1. Almacenamiento de agua en las microdepresiones

El agua almacenada en las microdepresiones (charcos y fangales después de lluvias y chubascos) no dura mucho, por lo general, y resulta entonces difícil tenerla en cuenta y medirla con exactitud. Este agua se pierde rápidamente por evaporación y por infiltración dentro del suelo, por lo cual, deberá tenerse en cuenta por otros términos adicionales en la ecuación del balance hídrico.

3.5.2.2. Almacenamiento de agua en estado sólido

Las variaciones del agua almacenada en forma de capa de nieve se evalúan mediante inspecciones regulares de las zonas nevadas, tan frecuentes como sea posible, a lo largo de rutas especiales que cubren la cuenca del río y tienen en cuenta la configuración del terreno.

Las técnicas de medición y cálculo de la nieve almacenada están descritas en (OMM, 1.970a; Kuzmin, 1.960; Toebe y Ouryvaev, 1.970).

Los métodos para evaluar las variaciones del agua almacenada en campos helados (costras de hielo) se incluyen en el apartado 5.5.

3.5.2.3. Acumulación de agua en lagos y embalses

La acumulación de agua en lagos y embalses depende de su capacidad, de la superficie de los lagos en la cuenca y de la amplitud de las fluctuaciones del nivel del agua durante el balance hídrico.

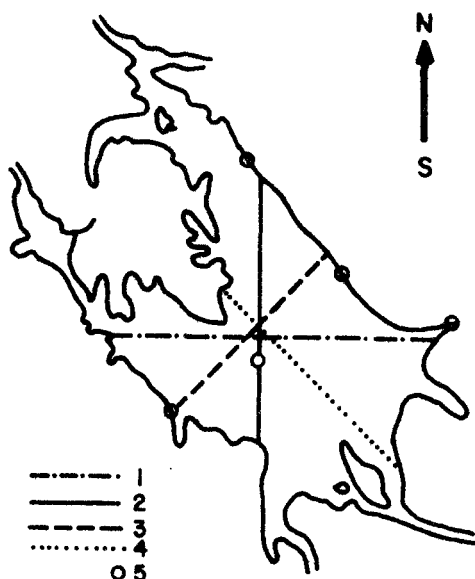


FIGURA 9. Esquema de la ubicación de estaciones de aforo y ejes de equilibrio en el embalse de Rybinsk. Los ejes de equilibrio corresponden a la dirección del viento: 1. Norte y Sur; 2. Oeste y Este; 3. Noroeste y Suroeste; 4. Noreste y Suroeste; 5. Aforadores

El agua almacenada en los lagos debe tenerse en cuenta si hay más de 2-3% de superficie de lagos en la cuenca total. Para calcular las variaciones del agua almacenada en lagos y embalses se utilizan curvas que relacionan el agua almacenada en el lago con el nivel medio del agua.

Para garantizar el cálculo del nivel medio

del agua en grandes lagos y embalses, con una exactitud de 10 mm, es necesario obtener información acerca de los niveles de agua desde una red de estaciones de aforo racionalmente situadas, que tiene en cuenta

las características especiales de la masa de agua, y, si es posible, excluye la influencia de distorsión de las fluctuaciones relativas del nivel del agua.

Las fluctuaciones relativas de los niveles de los lagos se deben a las subidas y bajadas producidas por los vientos, y en los embalses, también por olas de largo período, originadas por el régimen irregular de las centrales eléctricas. Para eliminar el efecto de las subidas y bajadas de nivel debidas al viento, las estaciones de aforo o medidores (sobre lagos extensos y poco profundos) se sitúan próximas

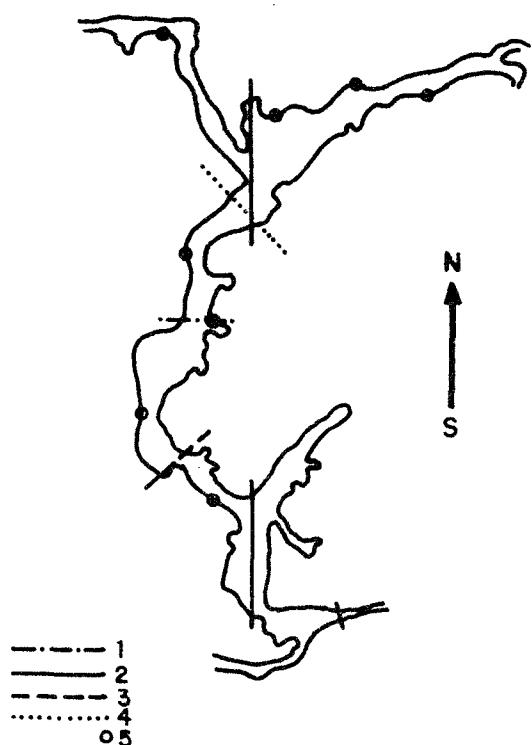


FIGURA 10. Diagrama de la ubicación de aforadores y ejes de equilibrio en el embalse de Kuibyshev. Los ejes de equilibrio corresponden a la dirección del viento: 1. Norte y Sur; 2. Oeste y Este; 3. Noroeste y Suroeste; 4. Noroeste y Suroeste; 5. Estaciones de aforo

al centro de gravedad - de la masa de agua (ejes de equilibrio) donde las fluctuaciones relativas del nivel del agua son pequeñas. En los grandes embalses, donde periódicamente se observa un considerable descenso de la superficie del agua, los aparatos de medida se instalan en las orillas a lo largo de los mismos (Figuras 9 y 10). En los lagos de montaña, caracterizados por una circulación compleja de flujos de aire sobre la superficie del agua y en los que el movimiento de fluctuación no se observa, los aparatos de medida se montan en la pe-

riferia del lago y sobre islas, de modo que estas fluctuaciones locales del nivel se puedan eliminar.

Para calcular la variación del volumen de agua, ΔS_L , en un lago o embalse, se determina el nivel medio del agua a partir de los datos obtenidos. El nivel medio en lagos no profundos (de poco calado) y en grandes embalses se obtiene directamente por las lecturas de un medidor de niveles (o de

varios medidores) afectado lo menos posible por el viento. - El nivel medio del agua embalsada se determina separadamente, por secciones con diferentes taludes de la superficie del -- agua. El nivel medio del agua en lagos profundos se calcula como media ponderada de las lecturas de todos los medidores utilizados en la operación.

El volumen de agua se determina por el nivel medio del agua y con la curva que relaciona volúmenes con niveles de - agua.

La variación del agua almacenada durante el balance la determinamos por diferencia entre el volumen de agua al principio y al final del mismo.

Para embalses con distinto talud se utilizan, para cada sección, curvas diferentes de alturas-caudales, es decir, el volumen de agua se determina, por secciones separadas, -- por la media aritmética del nivel del agua, obtenido por lecturas en los medidores instalados en la sección dada.

Si hay varios lagos o embalses en la cuenca del río, - el incremento de agua almacenada se calcula para cada lago o embalse por separado.

Para todas las masas de agua, y especialmente para los embalses y lagos, donde las fluctuaciones del nivel del agua dan como resultado grandes variaciones en la superficie, el nivel medio del agua se puede determinar con exactitud, sólo si hay una eficaz coordinación de alturas en todos los ins--trumentos registradores. En la URSS la nivelación es muy utilizada para coordinar los datos en los instrumentos registradores (Karaushev, 1.969). Este método ayuda a evitar los - - errores en las lecturas de los instrumentos medidores y facilita el establecimiento de un dato: el "cero común", en todos los instrumentos (limnímetros) que operan sobre el nivel del agua.

3.5.2.4. Almacenamiento de agua en el cauce de un río, en una cuenca dada

En este apartado se utilizan los siguientes símbolos - específicos:

Símbolo	Significado	Unidades
$b_1, b_2, \delta, C, D, \bar{d}, K$	Coefficientes empíricos	Varias
i	Pendiente de la superficie del agua	en tanto por mil
L	Distancia del punto considerado a la desembocadura	Km
m	Porcentaje de superficie - de cuenca	-
q	Descarga por unidad de - - área de la cuenca	$m^3/s/Km^2$
u	Velocidad de la corriente	m/s
τ	Tiempo de recorrido entre secciones del río	s

Las estimaciones de la variación del agua almacenada - en el cauce de un río, de una cuenca dada, se hacen solamente para períodos de crecidas y estiajes y en meses en los -- que existan diferencias considerables de caudal al principio y al final del mes.

Para estimar el agua almacenada en los cauces de una - red de drenaje es conveniente subdividirlas en grandes, me--dianas y pequeñas (Nezhikhovski, 1.967). Una gran red de dre--naje se supone que debe incluir todos los ríos con grandes - cauces, controlados aguas arriba por limnómetros situados a igual distancia (L) de la desembocadura del río (donde L es 50, 100 ó 150 Km) y aguas abajo por el de salida. El resto - de la red de drenaje se trata como mediana o pequeña.

En cuencas de drenaje con un área comprendida entre -- 15.000 y 100.000 Km² y con una red de observación razonablemente densa son aconsejables limnímetros en puntos a una distancia de 100 Km de la desembocadura del río. En el caso de una red de observación menos densa, la distancia elegida es de 150 Km. Para pequeñas cuencas (menores de 15.000 Km²) L se considera igual a 50 Km y para grandes cuencas (más de -- 100.000 Km²) L se fija en 150 Km.

La red de drenaje así definida se divide durante su recorrido en tantos sectores como afluentes haya en el río -- principal. Si estos sectores son imposibles de realizar, se dividirá atendiendo al número de estaciones de aforo.

El almacenamiento de agua, para una sección j del río, se valora por el caudal medio Q_j en esta sección en un tiempo determinado y con un tiempo de recurrencia τ_j .

Para estimar Q_j en una sección con datos hidrométricos disponibles se utilizan los siguientes procedimientos:

- 1) Estimación a partir del caudal del río, Q_j , en la -- estación de aforo situada en una sección con flujo lateral pequeño:

$$Q_j = m Q'_j \quad (52)$$

donde el coeficiente m representa el tanto por ciento de la superficie de cuenca que se encuentra por encima de la parte media de la sección con respecto a la superficie de cuenca situada por encima de la estación de aforo.

- 2) Si no hay grandes afluentes en el sector, el caudal medio del río se estima como la media aritmética, -- es decir:

$$Q_j = \frac{1}{2} (Q_{jI} + Q_{jO})$$

donde Q_{jI} y Q_{jO} son los caudales aguas arriba y -- aguas abajo de las secciones final e inicial.

El volumen almacenado V_j para la sección, vale:

$$V_j = Q_j \tau_j \quad (53)$$

donde τ_j es el tiempo invertido (tiempo medio del recorrido) entre secciones situadas en las estaciones de aforo.

Si hay un afluente suficientemente grande con respecto a una cuenca, es decir, un caudal próximo al 50% del caudal total, el caudal medio del río en la sección se estima por -- medio de coeficientes ponderados, y la ecuación (53) se convierte entonces en:

$$V_j = \{K Q_{jI} + (L - K) Q_{jO}\} \tau_j \quad (54)$$

El coeficiente ponderado K tiene por expresión:

$$K = 0,5 - (0,5 - L_1/L) a_1/a \quad (55)$$

donde L_1 es la distancia entre la estación de aforo, situada en la sección aguas arriba, y la desembocadura del afluente, a_1 es la superficie de cuenca del afluente y L y a son la -- longitud y el área de la cuenca completa.

En la confluencia de varios ríos, por ejemplo dos de -- un tamaño similar (Figura 11), V se calcula mediante la ex-- presión:

$$V_j = b_1 Q_1 + b_2 Q_2 + \delta Q_3 \quad (56)$$

donde Q_1 , Q_2 , Q_3 son los caudales del río en las estaciones de aforo de la parte alta de los afluentes y en la estación de aforo de salida en la parte más baja, respectivamente, y

los coeficientes b_1 , b_2 , δ se determinan por medio de las --
ecuaciones siguientes:

$$b_1 = \tau_{j_1} + \tau_{j_3} - \delta_1 ; \quad b_2 = \tau_{j_2} + \tau_{j_3} - \delta \quad (57)$$

$$\delta = \frac{\tau_{j_3}}{2} + \frac{1}{2} (\tau_{j_1} + \tau_{j_3}) \frac{a_1}{a} + (\tau_{j_2} + \tau_{j_3}) \frac{a_2}{a}$$

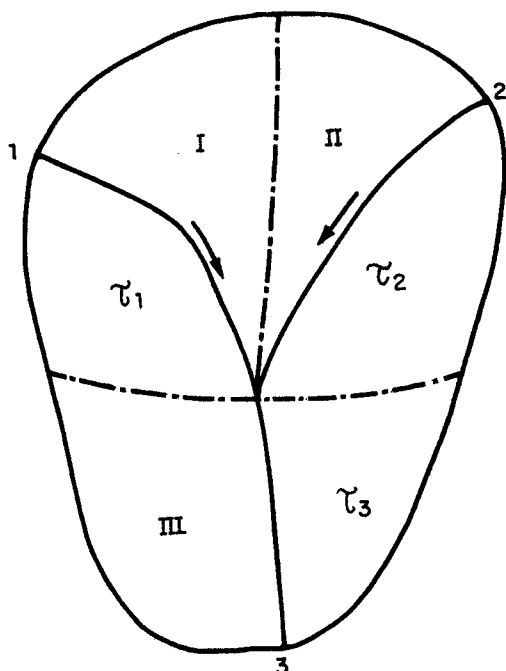


FIGURA 11. Esquema de la confluencia de ríos en una sección, explicando el procedimiento de división en sectores para el cálculo del almacenamiento en los cauces usando las ecuaciones (56) y (57)

donde τ_{j_1} , τ_{j_2} , τ_{j_3} son los valores de tiempos de retardo correspondientes a las cuencas y a_1 y a_2 son las superficies receptoras de las cuencas en la parte alta del río.

El almacenamiento en las cuencas con redes de drenaje medianas y pequeñas se puede obtener mediante la expresión:

$$V_{ch_1} = \frac{\bar{q}}{\bar{u}} (CA+D) \times 10^6 \quad (58)$$

donde \bar{q} es el caudal específico por unidad de área, y \bar{u} , la velocidad

media de la corriente del río en m/s, que se calcula como la media aritmética de las velocidades de la corriente en tres o cuatro ríos similares, cuya longitud es < 50, 100 ó 150 Km; A es el área de la cuenca completa, y C y D son factores calculados para ríos de llanura en la URSS (Cuadro 3).

CUADRO 3

Valores de los factores C y D para la estimación del almacenamiento en las cuencas con medianas y pequeñas redes de drenaje (ecuación 58)

Zona natural	Tipo de la red de drenaje (distancia a la boca, Km)					
	0 - 50		0 - 100		0 - 150	
	C	D	C	D	C	D
Tundra	0.017	6.65	0.040	40.3	0.066	108
Bosque	0.018	6.49	0.042	39.8	0.068	107
Bosque-estepa	0.013	7.53	0.035	43.1	0.061	110
Estepa	0.011	7.88	0.032	44.2	0.058	110
Semidesierto	0.011	8.09	0.031	45.1	0.057	111

CUADRO 4

Valor del factor \bar{d} en la ecuación 59

Planicie o llanura inundable	Características morfométricas Relación del ancho medio durante las crecidas con - el ancho medio durante el estiaje (bajo caudal)	\bar{d}
Muy grandes	40 - 30	0.12 - 0.14
Grandes	25 - 30	0.15 - 0.16
Medias	15 - 10	0.19 - 0.22
Pequeñas	5 - 2	0.26 - 0.30
Ninguna	1.3 - 1.1	0.32 - 0.35

La velocidad media de la corriente \bar{u} puede estimarse - con mayor aproximación como la media aritmética de las velocidades de corriente \bar{u}' , calculadas para ríos similares por:

$$\bar{u}' = 0,75 \bar{d} Q_{\max}^{0,25} \bar{i}^{0,38} \quad (59)$$

donde \bar{i} es la pendiente media de la superficie del agua durante el período de estiaje en metros por mil, Q_{\max} es la media de las crecidas máximas, estimada con datos de observación, o en su ausencia, con datos procedentes de ríos similares, y \bar{d} es un parámetro tomado del cuadro 4. El almacenamiento total en el cauce, para un tiempo determinado, se obtiene sumando los valores del almacenamiento de agua en las grandes, medianas y pequeñas redes de drenaje, es decir:

$$V_{ch} = \sum V_j + V_{ch1} \quad (60)$$

La variación del almacenamiento en el cauce, ΔV_{ch} , se calcula por diferencia entre el volumen total del almacenamiento en el cauce de la cuenca al principio y al final del período del balance.

El volumen almacenado, ΔV_{ch} , se transforma en una altura equivalente, ΔS_{ch} (ecuación 4, apartado 2.6), para su uso en la ecuación del balance hídrico.

Las técnicas descritas para evaluar el almacenamiento de agua en los cauces se recomiendan para cuencas con áreas de más de 3.000 - 5.000 Km². En cuencas de menor superficie los valores del almacenamiento en los cauces son generalmente insignificantes.

3.5.3. Almacenamiento de humedad en el suelo

La evaluación del almacenamiento de humedad en el suelo y sus variaciones en la zona no saturada se efectúa a partir de mediciones de la humedad del suelo, por métodos de pesadas o neutrones (Bell y Mc Culloch, 1.966; Cope y Trickett, 1.965; Kharchenko, 1.968; Toebes y Ouryvaev, 1.970; Rode, -- 1.967).

Para estudios más exactos del balance hídrico, las observaciones de la humedad del suelo deben cubrir todo el espesor del manto por debajo del suelo hasta el nivel piezométrico, o cuando el nivel superior del acuífero esté a más de 4 m de profundidad deberán llegar hasta la zona más profunda penetrada por un frente de humedad. Esta profundidad depende del régimen climático, pero generalmente no deberá ser menor de 4 m (Kachinski, 1.970). El contenido de humedad del suelo se podrá evaluar aproximadamente a partir de medidas a 1 m de profundidad.

Para evaluar las variaciones del contenido total de -- agua, o el contenido de agua en diferentes capas o estratos de la cuenca total o parcial, es necesario determinar el número óptimo de puntos de medición, lo que permitirá el cálculo del contenido medio de agua con una exactitud dada (Kov--zel, 1.972; Mc Guinness y Urban, 1.964).

Las observaciones de la humedad del suelo se efectúan por muestreo, durante los períodos característicos del año. Los datos que resultan se evalúan por métodos estadísticos -- standard.

Cuando se usa el método gravimétrico, el número de puntos de observación establecido depende de la exactitud requerida para la determinación del agua almacenada. El error co-

metido en la determinación del contenido medio de agua en -- una capa de suelo de 1 m, conteniendo 8 - 10 muestras de suelo, no excede, generalmente, del 10 - 15% del valor medio.

Cuando se usa el método del neutrón, la determinación del contenido de agua en lugares seleccionados (con una superficie que va desde varios cientos hasta varios miles de - m) se hace por medio de taladros convenientemente situados.

La determinación de la variación de la humedad en la - capa superior del suelo se realiza en todos los puntos de observación de la cuenca del río. El contenido de agua en la - zona de aireación se determina para toda la cuenca, como una media ponderada, en mm de espesor de agua.

Las observaciones de humedad del suelo en la zona de - aireación, entre 1 m y el nivel del agua subterránea, se - - practican raramente pues las observaciones se realizan freuentemente en la zona superior del suelo. De todas formas, algunas veces, en su parte inferior puede producirse una acumulación considerable de agua. Para usos del balance en períodos largos, esta acumulación puede transformarse en otros componentes del balance hídrico, que pueden determinarse. Para usos del balance en períodos cortos, el método del neutrón es el método más satisfactorio de muestreo para espesores de suelos considerables.

3.5.4. Almacenamiento de aguas subterráneas

(Los símbolos especialmente usados en este apartado figuran al comienzo del apartado 5.4.).

En el cálculo del balance hídrico de la cuenca de un - río, las variaciones en el nivel piezométrico del acuífero -

(ΔG) se determinan a partir de los datos de campo recogidos en puntos de observación, generalmente pozos, y de los valores del coeficiente ν . En el caso de descenso de los niveles del agua subterránea, ν representa la porosidad eficaz ν_{sz} , y en el caso de elevación de los niveles representa el déficit de saturación ν_{uz} del subsuelo y suelo por encima de la zona de capilaridad. El cálculo de la variación del agua subterránea almacenada se realiza por separado, según se trate de períodos de descenso o de elevación de los niveles piezométricos. Para un cálculo aproximado, las variaciones del agua subterránea almacenada se pueden evaluar para cualquier período de tiempo, suponiendo que el déficit de saturación es igual a la porosidad eficaz o coeficiente de almacenamiento.

Las variaciones del agua subterránea almacenada en una zona homogénea se calculan por:

$$\Delta G = \nu \cdot \Delta \bar{h} \quad (61)$$

donde $\Delta \bar{h}$ es la variación media del nivel piezométrico en la zona.

Las variaciones del nivel piezométrico en una cuenca, para un determinado período, se determinan calculando la diferencia entre los niveles medios al comienzo y al final del período considerado. Los niveles piezométricos del agua subterránea se miden en pozos o piezómetros, teniendo en cuenta la topografía y las estructuras geológicas de los acuíferos. En cuencas con condiciones hidrogeológicas homogéneas el nivel medio se calcula como media aritmética, mientras que en cuencas con condiciones heterogéneas se calcula como media ponderada. En estas cuencas puede haber considerables variaciones locales en el nivel piezométrico, aumentando el alma-

cenamiento de aguas subterráneas en algunas partes y descendiendo en otras. Estas diferencias no se tienen en cuenta se utiliza el valor medio de las variaciones del nivel piezométrico del agua subterránea para la totalidad de la cuenca. - Las variaciones del agua subterránea almacenada se deben determinar para cada estructura que constituya la cuenca.

La división de la superficie de la cuenca en áreas con diferentes tipos de fluctuaciones del nivel de las aguas subterráneas, da como resultado un cálculo más exacto de los valores medios ponderados de la fluctuación del nivel piezométrico y a veces basta con pocos pozos para aportar datos fiables.

La estadística aplicada a la valoración de los datos - debería usarse para elegir el número óptimo de puntos de observación para el conocimiento de las fluctuaciones del nivel piezométrico de las aguas subterráneas. Esto no es posible en zonas con pocos puntos.

Para evaluar las fluctuaciones del agua subterránea -- originadas por factores meteorológicos, los coeficientes de correlación entre los niveles del agua en los pozos se calculan para pozos situados a diferentes distancias unos de - - otros. Esto permite la determinación del grado de sincronización de las fluctuaciones del nivel en las cuencas, para las cuales se calculan las variaciones de almacenamiento, así como también la representatividad de los puntos de observación para diferentes zonas de la cuenca. Este análisis regional - de los datos de observación hidrogeológicos permite una evaluación más objetiva de los cambios generales del nivel en - los puntos de observación elegidos (Popov, 1.967). Una más - amplia información sobre investigación en redes piezométricas figura en Mandel (1.965) y Jacobs (1.972).

De este modo, en una cuenca menor de 100 Km^2 , en zonas con unas distancias hasta el agua subterránea menores de 5 m en una zona forestal con un clima templado y bajo condiciones hidrogeológicas homogéneas, el almacenamiento de agua subterránea puede calcularse con un 10% de exactitud si hay alrededor de 10 puntos de observación para cada acuífero. Si la distancia hasta el agua subterránea es mucho mayor de 5 m, el número de pozos puede ser menor.

El déficit de saturación (v_{uz}) se calcula, a partir de los datos de campo, como la diferencia entre la capacidad de humedad total y la humedad natural de los materiales en la zona de fluctuaciones del agua subterránea (Krestovski y Fedorov, 1.970). La porosidad eficaz o coeficiente de almacenamiento (v_{sz}) es el volumen de agua extraíble de una muestra permeable saturada con respecto al volumen total de la muestra. Estos valores se determinan midiendo el contenido de humedad de las muestras de los materiales tomados encima del nivel piezométrico del agua subterránea. Cuando se calcula la porosidad eficaz v_{sz} se debería tener en cuenta que hasta los materiales completamente saturados pueden contener aire retenido, que puede llegar a ser del 4 al 10% o más con respecto a la porosidad del material.

Cuando el material, en la zona de fluctuaciones, está estratificado, v se calcula como un valor medio ponderado mediante la siguiente ecuación:

$$v = \frac{1}{\Delta h} \sum_{i=1}^n v_i d_i \quad (62)$$

donde v es la porosidad eficaz de una capa cualquiera de material de grosor d_i , e Δh es la variación del nivel del agua correspondiente al grosor $\sum_{i=1}^n d_i$.

Para una cuenca de un río o para una región grande con condiciones hidrogeológicas heterogéneas, las variaciones -- del agua subterránea se estiman dividiendo la región en subregiones relativamente homogéneas, calculando la variación -- del almacenamiento en cada subregión, y sumando todas las variaciones de almacenamiento subregionales.

En algunos casos, el coeficiente de almacenamiento o -- el valor medio de la porosidad eficaz v_{sz} se puede determi--nar estableciendo una relación entre el flujo de entrada del agua subterránea dentro del río con la media de los niveles piezométricos del agua subterránea en la cuenca. Para ello -- se miden los niveles de agua subterránea y la descarga durante el estiaje (período de caudal bajo). Se trazan las curvas que relacionan las descargas, "q", por unidad de superficie de la cuenca con el nivel piezométrico medio del agua subterránea en la cuenca, \bar{h} . Si la descarga desde la zona saturada a la zona de aireación no es grande, el valor medio del agua -- subterránea almacenada, v_{sz} , por encima de la salida, puede calcularse por la ecuación:

$$v_{sz} = \Delta q / \Delta \bar{h} \quad (63)$$

El valor medio de la porosidad eficaz, v_{sz} , se suele -- determinar por separado para los diferentes estratos.

Si las determinaciones en el campo de v_{sz} no son posi--bles, una primera aproximación de la porosidad eficaz puede obtenerse con los valores que figuran en el cuadro 5.

Una información más detallada sobre la medida del coe--ficiente de almacenamiento de las aguas subterráneas en las cuencas de los ríos la proporcionan Lebedev (1.963), Popov -- (1.967), Toebes y Ouryvaev (1.970), Vsegingeo (1.968) y el -- Departamento de Recursos Hídricos de California (1.963).

CUADRO 5

Valor medio de la porosidad eficaz en diversos materiales.
(en tanto por uno)

	<u>v_{sz}</u>
Arenas muy finas y arenas limosas	0,10 - 0,15
Arenas finas y arenas arcillosas	0,15 - 0,20
Arenas medias	0,20 - 0,25
Arenas gruesas y gravas	0,25 - 0,35
Areniscas con arcilla cementada	0,02 - 0,03
Calizas fracturadas	0,01 - 0,10

4. VARIABILIDAD DE LOS PRINCIPALES COMPONENTES DEL BALANCE HIDRICO Y EXACTITUD DE SU ESTIMACION

4.1. Variabilidad de los principales componentes del balance hídrico

Las componentes del balance hídrico se consideran como variables aleatorias en el espacio y en el tiempo. Por ejemplo, las series temporales de precipitación anual es una variable aleatoria en el tiempo, y la precipitación o evaporación en un punto de la cuenca es una variable aleatoria en el espacio.

En estadística, los valores observados se consideran como muestras de una variable aleatoria, es decir, como muestras independientes de una población infinita. Cada variable aleatoria tiene su propia distribución, generalmente desconocida, y aunque en algunos casos se puede deducir a partir de algunas hipótesis, en otros se deberá determinar mediante observación.

La medida de la dispersión de un conjunto de valores observados x_i ($i = 1, 2, \dots, n$) en relación al valor medio $\bar{x} = \sum_{i=1}^n x_i / n$ es la desviación típica:

$$S = \sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 / n} \quad (64)$$

donde n es el número de valores observados y se denomina amplitud o tamaño de la muestra, porque nosotros consideramos las x_i como muestras de una población. La media \bar{x} y la desviación típica S de un conjunto de muestras tienden a la población media, μ , y a la desviación típica de la población, σ , respectivamente, cuando la amplitud o tamaño de la muestra n tiende a infinito.

Entonces, en el caso de una gran amplitud o tamaño de las muestras ($n > 25$), nosotros podemos suponer que S es casi igual a σ y usar S en lugar de σ . Para más precisión, es mejor usar S' para la estimación de σ , siendo:

$$S' = \sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 / (n-1)} = \sqrt{\frac{n}{n-1}} S \quad (65)$$

De todas formas, la diferencia entre S y S' es despreciable comparada con el error del muestreo de S y S' . La desviación típica sólo se calcula, generalmente, cuando la amplitud de la muestra es mayor de 10, porque S y S' no son de garantía para muestras pequeñas. La desviación típica, σ , se expresa en las mismas unidades que el valor x_i (mm, mm³/s, - Km², etc.). Esto hace difícil comparar la variación entre las distintas series, ya que el valor de σ depende de los términos individuales de las series x_i y de su valor medio \bar{x} . El coeficiente de variación, C_v , se usa para indicar la dispersión relativa y comparar el grado de variación de diferentes poblaciones. Se define como la relación entre la desviación típica σ y la media μ y es, por tanto, un número adimensional:

$$C_v = \sigma/\mu \quad (66)$$

En la práctica, C_v se calcula por S/\bar{x} o S'/\bar{x} .

La media y la desviación típica son importantes porque a partir de ellas podemos ver el perfil aproximado de la distribución. Por ejemplo, en el caso de una distribución nor--mal, donde la probabilidad de la función de densidad $p(x)$ --viene dada por:

$$p(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}} \quad (67)$$

la probabilidad de que una muestra esté comprendida en el intervalo $(\mu-K\sigma, \mu+K\sigma)$ donde $K = 1, 2, 3$ es:

$(\mu-\sigma, \mu+\sigma)$	68,3%	(alrededor de 2/3)
$(\mu-2\sigma, \mu+2\sigma)$	95,4%	(próximo a la totalidad)
$(\mu-3\sigma, \mu+3\sigma)$	99,7%	(casi la totalidad)

El cuadro 6 muestra, también, que se pueden obtener resultados análogos mediante otras distribuciones.

Debe suponerse que, para gran número de muestras, la frecuencia relativa es aproximadamente igual a la probabilidad, y que \bar{x} y S (o S') son casi iguales a μ y σ . Entonces, para un conjunto amplio de valores numéricos, con un histo--grama de tipo campana (con o sin distribuciones simétricas), el número de elementos contenidos entre $\bar{x} - S$ y $\bar{x} + S$ es alrededor de 2/3 del total, entre $\bar{x} - 2S$ y $\bar{x} + 2S$ es de cerca del 95% del total, y casi todos los elementos están contenidos entre $\bar{x} - 3S$ y $\bar{x} + 3S$.

Generalmente, la distribución de las series temporales hidrológicas, tales como precipitación anual o escorrentía, muestran considerables asimetrías y es razonable suponer la distribución Γ dada por:

CUADRO 6

La probabilidad de que una muestra esté comprendida en el intervalo $(\mu - K\sigma, \mu + K\sigma)$ donde $K = 1, 2, 3$

Intervalo		$(\mu - \sigma, \mu + \sigma)$	$(\mu - 2\sigma, \mu + 2\sigma)$	$(\mu - 3\sigma, \mu + 3\sigma)$
Distribución				
Distribución normal	$p(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}}$	68.3 %	95.4 %	99.7 %
Distribución uniforme	$p(x) = \begin{cases} 1/a - a/2 \leq x - \mu \leq a/2 \\ 0 & x - \mu > a/2 \end{cases}$	57.7	100	100
Distribución triangular	$p(x) = \begin{cases} (1/a)(1 - x - \mu /a) & x - \mu \leq a \\ 0 & x - \mu > a \end{cases}$	65.0	96.6	100
Distribución exponencial	$p(x) = \begin{cases} (1/a) e^{-(x/a)} & x \geq 0 \\ 0 & x < 0 \end{cases}$	86.5	95.0	98.2
Distribución de tipo Γ	$p(x) = \begin{cases} (1/a)^2 x e^{-(x/a)} & x \geq 0 \\ 0 & x < 0 \end{cases}$	73.8	95.3	98.6

$$P(x) = \begin{cases} \frac{a^\lambda}{\Gamma(\lambda)} x^{\lambda-1} e^{-ax} & x \geq 0 \\ 0 & x < 0 \end{cases} \quad (68)$$

donde la media μ , la desviación típica σ y el coeficiente de variación C_v se expresan como sigue:

$$\mu = \frac{\lambda}{a}, \quad \sigma = \frac{\sqrt{\lambda}}{a}, \quad C_v = \frac{1}{\sqrt{\lambda}} \quad (69)$$

El cuadro 7 muestra la relación entre la probabilidad y el coeficiente modular $K = x/\mu$, donde P es la probabilidad de que una muestra sea más grande que $x = \mu K$ para la distribución Γ . El cuadro 7 muestra, por ejemplo, que el coeficiente modular de un año húmedo (de 1% de frecuencia o de una probabilidad de ocurrencia en 100 años) es 1,25 cuando el coeficiente de variación es 0,10 y 4,60 cuando es igual a 1,00.

Para cuencas donde el intercambio de agua subterránea con cuencas adyacentes sea despreciable, las relaciones $E = P - Q$ y $Q_s = Q - Q'_u$ son válidas para las medias de períodos largos, donde $Q'_u = Q_{u\gamma} - Q_{u\mu}$ (véase Figura 12, apartado 5.4.). La desviación típica y el coeficiente de variación de E y Q_s se puede expresar así:

$$\sigma_E = \sqrt{\sigma_P^2 + \sigma_Q^2 - 2r_{PQ} \sigma_P \sigma_Q}, \quad C_{vE} = \sigma_E / \bar{E} \quad (70)$$

$$\sigma_{Q_s} = \sqrt{\sigma_Q^2 + \sigma_{Q'_u}^2 - 2r_{QQ'_u} \sigma_Q \sigma_{Q'_u}}, \quad C_{vQ_s} = \sigma_{Q_s} / \bar{Q}_s \quad (71)$$

donde r_{PQ} y $r_{QQ'_u}$ son los coeficientes de correlación entre precipitación y escorrentía total y entre ésta y el flujo

CUADRO 7

Módulos de los coeficientes de distintas frecuencias para diferentes coeficientes de variación

Coeficiente de variación C_v	Frecuencia, %								
	1	3	10	25	50	75	90	97	99
0.10	1.25	1.20	1.13	1.07	1.00	0.93	0.87	0.82	0.78
0.20	1.52	1.41	1.26	1.13	0.99	0.86	0.75	0.66	0.59
0.30	1.83	1.63	1.40	1.18	0.97	0.78	0.64	0.52	0.44
0.40	2.16	1.87	1.53	1.23	0.95	0.71	0.53	0.39	0.31
0.50	2.51	2.13	1.67	1.28	0.92	0.63	0.44	0.29	0.21
0.60	2.89	2.39	1.80	1.31	0.88	0.56	0.35	0.20	0.13
0.70	3.29	2.66	1.94	1.34	0.84	0.49	0.27	0.14	0.08
0.80	3.71	2.94	2.06	1.37	0.80	0.42	0.21	0.09	0.04
0.90	4.15	2.22	2.19	1.38	0.75	0.35	0.15	0.05	0.02
1.00	4.61	3.51	2.30	1.39	0.69	0.29	0.11	0.03	0.01

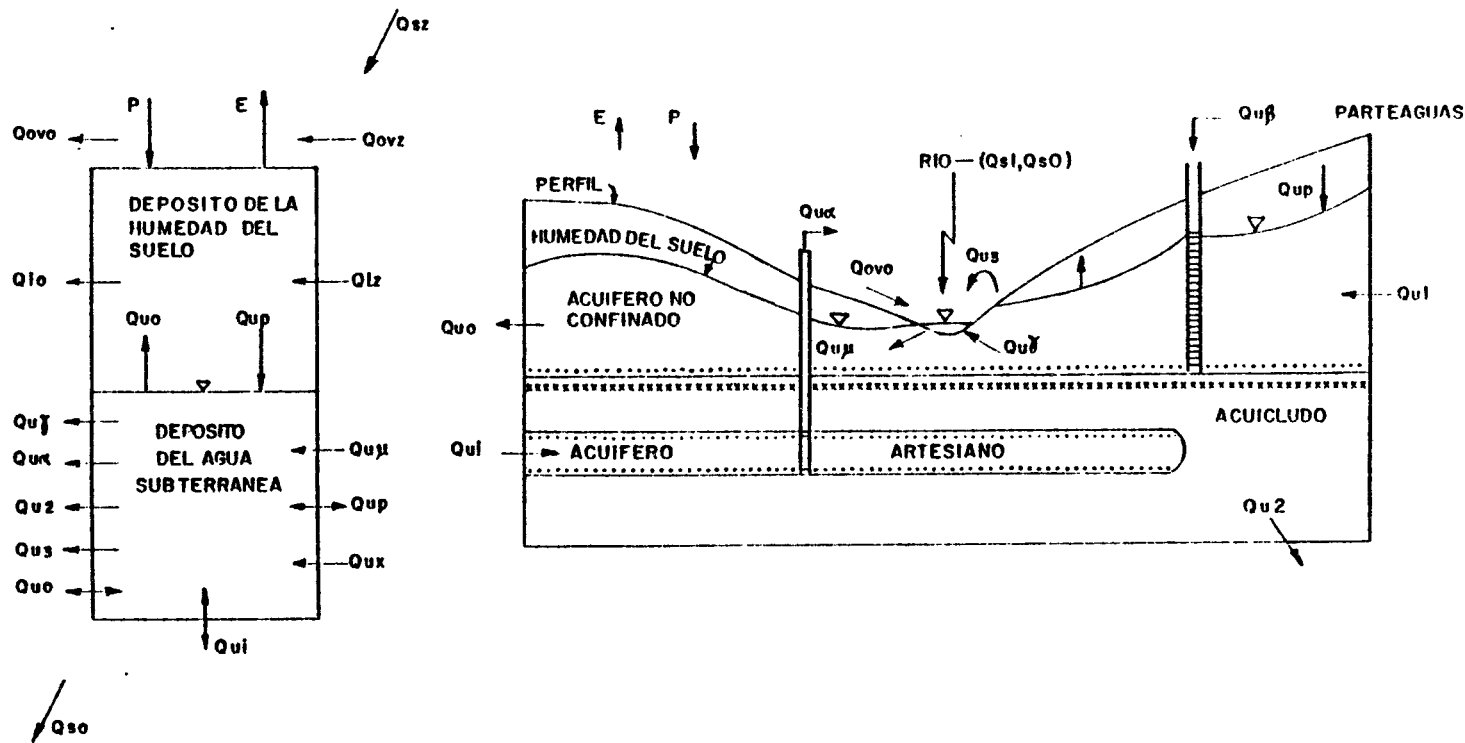


FIGURA 12. Corte transversal de una cuenca hidrográfica teórica representando el modelo del balance conceptual del agua subterránea (los símbolos se definen en las ecuaciones -- (1), (104), (105) y (106)).

subterráneo, respectivamente, y \bar{E} y \bar{Q}_s son los valores medios de la evapotranspiración y el caudal. El cuadro 8 muestra un ejemplo de cálculo usando la ecuación (71).

CUADRO 8

Ejemplo del cálculo de las variaciones, en el espacio, del caudal normal anual en las llanuras del Oeste de Siberia

Zona natural	Datos de cálculo						Valores obtenidos mediante la ecuac. (71)
	\bar{Q} (mm)	C_{vQ}	\bar{Q}'_u (mm)	C_{vQ_u}	$r_{QQ'_u}$	$Q_s = \bar{Q} - \bar{Q}'_u$ (mm)	C_{vQ_s}
Taiga meridional	141	0.45	48	0.64	0.94	93	0.39
Estepa-bosque septentrional	40	0.70	6.1	0.56	0.77	33.9	0.75
Estepa-bosque meridional	22	1.02	2.6	1.08	0.51	19.4	1.09

Las ecuaciones (70) y (71) se emplean para estudiar las variaciones en el espacio de los componentes del balance hídrico en cualquier zona geográfica o región, ríos y marismas, países y continentes.

La ecuación (71) se puede utilizar también para estudiar la variación en el tiempo del caudal anual, ya que la misma relación $Q_s = Q - Q_u$ vale tanto para el caudal anual como para un período largo (es válida para zonas húmedas, pero puede tener menor validez a medida que la precipitación anual decrece).

4.2. Estimación de la exactitud de la medición y cálculo de los componentes del balance hídrico

Se producen errores sistemáticos y aleatorios durante las observaciones hidrometeorológicas y durante la evaluación de los resultados, debido a defectos en los instrumentos y en los métodos de medición. Los errores sistemáticos, debidos principalmente a los métodos de observación y al diseño de los instrumentos, se pueden disminuir corrigiendo los datos observados durante su evaluación (OMM, 1.970a). Los errores aleatorios dependen de muchas causas desconocidas y se pueden tener en cuenta sólo estadísticamente (Gidrometeoizdat, 1.970).

Los errores sistemáticos producidos al medir la precipitación, el caudal y la evaporación, se pueden eliminar con la ayuda de coeficientes de corrección, obtenidos por comparación con las lecturas de instrumentos standarizados.

Después de que cada componente del balance hídrico se ha determinado, su error se puede estimar usando el siguiente teorema:

Sea x_i ($i = 1, \dots, n$) un conjunto independiente de n muestras aleatorias, de amplitud n , de una población que tiene una media μ y una desviación típica σ . La muestra media

$$\bar{x} = \sum_{i=1}^n x_i / n$$

es también una variable aleatoria y su distribución es casi igual a una distribución normal de media μ y desviación típica σ/\sqrt{n} .

Este teorema proporciona una expresión importante para la desviación típica de la muestra media

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n}$$

de una amplitud n , que es:

$$\sigma_{\bar{x}} = \sigma/\sqrt{n} \quad (72)$$

Cuando n aumenta, σ/\sqrt{n} disminuye, y, por lo tanto, \bar{x} -- cae cerca de μ . De este modo, para grandes muestras, la muestra media \bar{x} puede suponerse igual a μ .

De acuerdo con las propiedades de la distribución normal, la exactitud de la muestra media

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n}$$

está representada por su desviación típica σ/\sqrt{n} . Como la distribución de \bar{x} es la distribución normal de media μ y desviación típica σ/\sqrt{n} , la probabilidad de que la diferencia entre \bar{x} y μ sea menor que $K\sigma/\sqrt{n}$ ($K = 1, 2, 3$) se expresa como -- sigue:

probabilidad de que $|\bar{x} - \mu| < \sigma/\sqrt{n}$: 68,3% (alrededor de 2/3)
 probabilidad de que $|\bar{x} - \mu| < 2\sigma/\sqrt{n}$: 95,4% (próx. a la total.)
 probabilidad de que $|\bar{x} - \mu| < 3\sigma/\sqrt{n}$: 99,7% (casi la totalidad)

Por tanto, podemos suponer que la diferencia entre \bar{x} y μ es menor que $3\sigma/\sqrt{n}$, salvo raras excepciones. En la mayoría de los casos no conocemos los valores verdaderos de μ y σ , -- los cuales podrían obtenerse de una población muy grande. En la práctica usamos la desviación típica S (o S') en lugar de σ , y representamos el coeficiente de seguridad de la muestra media \bar{x} por S/\sqrt{n} o S'/\sqrt{n} . La diferencia entre el verdadero -- valor, desconocido, de μ y la muestra media \bar{x} será menor que $3S/\sqrt{n}$ (ó $3S'/\sqrt{n}$), salvo raras excepciones.

El cuadro 9 muestra el error típico relativo de \bar{x} , expresado en tanto por ciento, calculado a partir de:

$$\epsilon/\bar{x} = C_v/\sqrt{n} \quad (73)$$

donde n es el tamaño de la muestra (o la extensión de una serie), C_v es el coeficiente de variación, y ϵ es el error típico, σ/\sqrt{n} . El cuadro 10 muestra un ejemplo de cálculo.

CUADRO 9

Errores standard relativos dependiendo del número de observaciones (n) y del coeficiente de variación (C_v) expresado como porcentaje de la media aritmética de las observaciones

$C_v \backslash n$	10	20	40	60	80	100
0.10	3.2	2.2	1.6	1.3	1.1	1.0
0.20	6.3	4.5	3.2	2.6	2.2	2.0
0.30	9.5	6.7	4.7	3.9	3.4	3.0
0.40	12.6	8.9	6.3	5.2	4.5	4.0
0.50	15.8	11.2	7.9	6.5	5.6	5.0
0.60	19.0	13.4	9.5	7.7	6.7	6.0
0.70	22.1	15.7	11.1	9.0	7.8	7.0
0.80	25.3	17.9	12.6	10.3	8.9	8.0
0.90	28.5	20.1	14.2	11.6	10.1	9.0
1.00	31.6	22.4	15.8	12.9	11.2	10.0
1.10	34.8	24.6	17.4	14.2	12.3	11.0
1.20	37.9	26.8	19.0	15.5	13.4	12.0
1.30	41.1	29.1	20.6	16.8	14.5	13.0
1.40	44.3	31.3	22.1	18.1	15.7	14.0
1.50	47.4	33.5	23.7	19.4	16.8	15.0

CUADRO 10

Un ejemplo de exactitud en el cálculo de la evaluación en --
las normas de los componentes del balance hídrico (cuenca del
R. Vasyugan para un período de 32 años)

Característica estadística y sus símbolos	Valores anuales		
	precipitación	caudal	evaporación
Valor medio, \bar{x} mm	533	157	376
Coefficiente de variación, C_v	0.10	0.28	0.11
Error típico, σ mm	53.3	44.0	41.4
Error absoluto, típico de \bar{x} mm	9.42	7.78	7.22
Error relativo, típico de \bar{x} %	1.8	5.0	2.0

Los métodos estadísticos señalados para estimar los -- errores aleatorios se pueden utilizar para todos los compo-- nentes del balance hídrico, los cuales se obtienen como me-- dias aritméticas de los valores observados.

En el estudio del balance hídrico, el área media de -- precipitación, almacenamiento de nieve, evaporación, humedad del suelo, etc., se estiman a partir de los datos proporcionados por los puntos de observación. El área media se calcula bien como una simple media aritmética o como una media -- ponderada. La media aritmética simple se utiliza cuando los puntos de observación están igualmente distribuidos y la variación espacial del componente del balance hídrico dado es uniforme sobre el área, generalmente en regiones llanas. La media ponderada se emplea cuando los puntos de observación están distribuidos desigualmente y la variación espacial es grande, generalmente en regiones montañosas. Para determinar

los pesos para la media ponderada, el área A se divide en -- subáreas a_i , correspondientes a la red de puntos de observación, de forma que el valor x_i de la observación en cada punto sea representativo del área correspondiente a_i . Entonces, el peso W_i viene dado por $W_i = a_i / \sum a_i = a_i / A$. En algunos casos, la subárea se determina por el método de Thiessen, que es cómodo pero no tiene una base teórica. Otro método podría ser dibujando isolíneas. Una crítica de los métodos disponibles está hecha por Rainbird (1.967).

Generalmente, la garantía de la media ponderada aumenta con el número de puntos de observación, debido a que los errores aleatorios de diferentes signos se compensan unos con otros, cuando se suman los valores ponderados.

Matemáticamente, el área media \bar{x} de un componente del balance hídrico $X(x, y)$, se puede expresar en forma de una integral doble, como sigue:

$$\bar{x} = \frac{1}{A} \iint X(x, y) dx dy \quad (74)$$

donde, X es una función de (x, y) , y A es el área. No obstante, como la función es desconocida, nosotros no podemos determinar el valor exacto de \bar{x} , y sólo podemos obtener un valor aproximado, con algún error, debido a fallos en la red existente de puntos de observación. Dibujando las isolíneas de X se puede, en algunos casos, sugerir una forma simple para la función $X(x, y)$ tal como un plano o una superficie cónica, pero esta aproximación debe ser utilizada con gran precaución.

En el caso más simple, el error típico relativo del valor medio del área se puede determinar por medio de la ecuación (73), y su uso está justificado cuando los puntos de ob

servación están distribuidos regularmente y la variable de cada punto es de garantía e independiente. Esta condición se mantiene para grandes planicies homogéneas, con una red de observación en la cual cada punto está suficientemente distante de otros puntos adyacentes.

Existen algunos esquemas de cálculo para evaluar los errores del valor medio del área, basados en la estadística de campos de elementos hidrometeorológicos (Karasseff, 1.972; Kagan, 1.972a, b, c; Strupczewski, 1.970). Para aplicar estas técnicas se precisan suposiciones, tales como homogeneidad e isotropía del campo, ecuación del coeficiente de correlación en términos de distancia, etc. En la mayoría de los casos, las suposiciones están sólo parcialmente justificadas o totalmente injustificadas, lo cual hace necesaria una evaluación aproximada de los errores de la media del área.

Otras veces, las medidas de algunos componentes del balance hídrico (precipitación, almacenamiento de nieve, evaporación y otros) se realizan en cuencas experimentales especiales, cada una con una densa red de puntos de observación. Estas medidas proporcionan cuadros y ábacos que permiten la evaluación del error en función del área y de la densidad de la red.

Generalmente, estos cuadros y ábacos sólo son utilizables bajo ciertas condiciones fisiográficas y su aplicación a otras regiones puede proporcionar conclusiones erróneas relativas al error de la media del área de los componentes en estudio.

5. BALANCE HIDRICO DE MASAS DE AGUA

5.1. Cuencas fluviales

5.1.1. Generalidades

El cálculo del balance hídrico en cuencas fluviales es siempre el principal objetivo. A partir del balance en cuencas de ríos de primer orden se calculan los balances hídricos generales y se evalúan los recursos de agua para diferentes países, regiones y continentes.

En la ecuación del balance hídrico todos los elementos del balance son valores medios de la cuenca.

Para calcular el balance hídrico de una cuenca de un gran río (cientos de miles de Km^2) con diferentes características fisiográficas, la cuenca debe dividirse en un número adecuado de zonas (subcuencas), para cada una de las cuales se realiza el cálculo del balance hídrico.

El balance hídrico total de la cuenca se calcula a partir de los valores medios ponderados de los principales componentes del balance hídrico de las subcuencas. Si se calcula el balance hídrico de una cuenca de un río pequeño (de no

más de 1.000-1.200 Km²), caracterizado por un régimen equilibrado (praderas, bosques, tierras de regadío o drenadas, pantanos, glaciares, etc.), los componentes del balance hídrico deben determinarse teniendo en cuenta los balances hídricos específicos de esas áreas. El cálculo de balances hídricos - específicos de áreas independientes se realiza cuando dichas áreas cubren más del 20-30% del área total de la cuenca.

Para cuencas de ríos de montaña es necesario considerar el efecto de las zonas altas en la distribución de los componentes del balance hídrico.

5.1.2. Balance hídrico medio de una cuenca

El cálculo de balances hídricos "medios" de cuencas fluviales para un ciclo anual completo (año hidrológico), que es la forma frecuente de calcular el balance hídrico, proporciona información inicial sobre los recursos de agua de la cuenca. Como se dijo en los apartados 2.2. y 2.3., la ecuación del balance hídrico de una cuenca cerrada de un río, para un período de tiempo largo, se puede expresar así:

$$P - Q - E = 0 \quad (75)$$

En algunas cuencas con intercambio notable de aguas subterráneas con las cuencas adyacentes, los términos Q_{uI} y Q_{uO} de entrada y salida de aguas subterráneas deben tenerse en cuenta en la ecuación (75). El intercambio de aguas subterráneas se puede evaluar por medio de observaciones especiales (véase apartado 5.4.).

La precipitación media anual (\bar{P}) y el caudal (\bar{Q}_s) se obtienen a partir de los datos de campo; por tanto, cuando no existe un significativo intercambio de aguas subterráneas --

con las cuencas adyacentes o con el mar, el valor de la evaporación media anual en la cuenca es válido si se obtiene -- utilizando la ecuación (75):

$$\bar{E} = \bar{P} - \bar{Q}_s$$

Si el agua del río se usa en gran escala para industrias primarias o secundarias, los términos Q_α y Q_β que representan el agua utilizada para fines industriales y el -- agua residual (agua que retorna), respectivamente, deberán -- tenerse en cuenta en la ecuación (75).

Recientemente, en la URSS, ha sido utilizada una ecuación del balance hídrico para un largo período, en la cual, el caudal total (Q) se descompone en caudal superficial (Q_s) y en el flujo subterráneo dentro de los ríos (Q'_u), es decir, $Q = Q_s + Q'_u$ (Nauka, 1.969; Lvovitch, 1.973).

De esta forma, la ecuación (75) tiene como expresión:

$$P - Q_s - Q'_u - E = 0 \quad (76)$$

Partiendo de esta ecuación es posible definir:

$$N = P - Q_s = Q'_u + E; \quad K_u = \frac{Q'_u}{N}; \quad K_E = \frac{E}{N} \quad (77)$$

donde N es la infiltración total (humedad total); K_u es el -- coeficiente de escorrentía debido al agua subterránea, y representa la proporción de infiltración anual que origina el flujo subterráneo en el río; K_E es el coeficiente de evaporación.

La infiltración total en un área vale la precipitación (en sus distintas formas, lluvias, nieve, etc.), menos la -- evaporación del agua superficial en la cuenca y la acumulada en depresiones. Es interesante destacar que estas dos últi--

mas fuentes de pérdidas en la precipitación son muy importantes en regiones con un alto porcentaje de lagos y bosques, - particularmente en cuencas llanas con numerosas depresiones.

El cuadro 11 muestra los resultados obtenidos al calcular el balance hídrico utilizando las ecuaciones (75), (76) y (77). La separación del caudal total en caudal superficial y flujo subterráneo se realiza por medio del hidrograma (véase apartado 3.3.3.). La infiltración total (humedad total) -- se obtiene calculando la diferencia entre precipitación y -- caudal superficial, expresada por la ecuación (77).

La ecuación general del balance hídrico (1) se transforma, según las características específicas de la masa de - agua estudiada y según la duración del período del balance, en las ecuaciones (78) y (79).

La ecuación del balance hídrico mensual o estacional - de una cuenca cerrada de un río es:

$$P - Q - E - \Delta S_L - \Delta S_{ch} - \Delta S_{sn} - \Delta M - \Delta G - Q_{\alpha} + Q_{\beta} - \eta = 0 \quad (78)$$

Para resolver la ecuación es esencial tener en cuenta la variación media de almacenamiento de humedad en la cuenca para esos períodos (véase Cuadro 12).

En el caso de una cuenca abierta de un río, o de cualquier cuenca, el flujo de agua superficial (Q_{sI}) y de agua - subterránea (Q_{uI}), en cuencas contiguas, deberá tomarse en - cuenta en las ecuaciones (75), (76) y (77).

Por tanto, la ecuación del balance hídrico medio mensual o estacional queda como sigue:

$$P - Q - E - \Delta S_L - \Delta S_{ch} - \Delta S_{sn} - \Delta M - \Delta G - Q_{\alpha} + Q_{\beta} + Q_{sI} + Q_{uI} - \eta = 0 \quad (79)$$

CUADRO 11

Balance hídrico medio de algunas cuencas fluviales en la URSS

Estación del río	Superfi- cie de - la cuen- ca , Km ²	Componentes del balance hídrico											
		Volumen, Km ³						Altura del agua, mm					
		Precipita- ción	Caudal			Evapora- ción	Infilitra- ción	Precipita- ción	Caudal			Evapora- ción	Infilitra- ción
			Total	Superfi- cial	Subte- rránea				Total	Superfi- cial	Subte- rránea		
Pechora- Nizhny Zaugolok	11660	10.7	5.45	4.34	1.11	5.25	6.36	915	467	372	95	448	543
Luga- Kingisepp	12200	9.16	3.12	2.19	0.93	6.04	6.97	751	256	180	76	495	571
Vorskla- mouth	14700	9.48	1.15	0.70	0.45	8.33	8.78	618	77	47	30	541	571
Ilek- Aktjubinsk	11000	4.02	0.66	0.06	0.06	3.36	3.42	365	60	55	5	305	310

CUADRO 12

Balance hídrico estacional promedio de una cuenca (1931-1965). Río Khoper en Besplemianovsky. S 44900 Km²

Componentes del balance hídrico	Símbolos	Valores del balance hídrico					Año (Ene-Dic)
		Invierno (Dic-Feb)	Primavera (Mar-May)	Verano (Jun-Ago)	Otoño (Sep-Oct)	Año hidrológico (Dic-Nov)	
Precipitación	P	150	130	90	210	580	580
Caudal	Q	5	74	8	7	94	94
Evaporación	E	10	91	236	133	470	470
Variación del equivalente de agua de la capa de nieve.	ΔS_{sn}	70	-70	-	-	0	0
Variación del contenido de humedad en la zona no saturada.	ΔM	57	6	-103	40	0	0
Variación del agua subterránea almacenada	ΔG	-22	9	-24	37	0	0
Derivación de agua del río para fines industriales	Q_{α}	1.0	1.0	2.0	1.0	5.0	5.0
Agua de retorno al río	Q_{β}	0	0	1.0	0	1.0	1.0
Elementos cuantitativos del balance no determinados y errores de medición	η	29	19	-28	-8	12	12

donde ΔS_L es la variación del agua almacenada en lagos y - - otras depresiones cerradas; ΔS_{ch} es la variación del agua almacenada en los canales de los ríos; ΔS_{sn} es la variación del equivalente de agua de la capa de nieve; ΔM es la variación del contenido de humedad en la zona no saturada; ΔG es la variación del agua subterránea almacenada; Q_α es el caudal de agua derivado del río para necesidades industriales y hacia otras zonas; Q_β es el agua de retorno; Q_{SI} y Q_{UI} representan el caudal superficial y el flujo subterráneo de las cuencas contiguas y η incluye elementos indeterminados del balance y los errores de medición, es decir, la diferencia del balance $\eta = \Delta M' + \eta'$, donde M' es la variación del agua almacenada en el suelo (desde la superficie 1m por debajo) y η' es la diferencia del balance no señalada.

Los cálculos del balance hídrico medio (Cuadro 12) indican que el valor de los elementos indeterminados del balance y los errores de medición pueden ser importantes. No obstante, al aumentar el período del balance hídrico algunos -- elementos indeterminados del mismo pueden pasar a estaciones siguientes y resultar así componentes medibles en la ecuación del balance hídrico. El valor anual de la diferencia del balance hídrico (η) en el caso descrito en el cuadro 12 es 12 mm, o el 2,1% de la precipitación registrada. Este valor incluye elementos no determinados en el balance hídrico, tales como flujo subálveo y la parte de caudal subsuperficial que no drena a través del cauce del río.

La precipitación y todos los demás componentes están sujetos al error de medición y de muestreo. La diferencia del balance hídrico es justamente eso, una diferencia en los valores calculados. Aún cuando no hubiera diferencia, podría haber error. La diferencia del balance hídrico no es una me-

dida de la magnitud del error. Para calcularse tendríamos - que hacer una análisis del error para cada componente (veáse apartado 4.2.).

5.1.3. Balance hídrico de una cuenca para intervalos determinados de tiempo

El balance hídrico de una cuenca cerrada de un río en la zona templada, para un intervalo de tiempo determinado, - se calcula por la ecuación (78) y el balance hídrico de una cuenca abierta de un río, o de una cuenca cualquiera, se calcula por la ecuación (79).

Las ecuaciones (78) y (79) son adaptables para el cálculo de balances hídricos estacionales, mensuales y para intervalos de tiempo más cortos. Cuando el balance hídrico se calcula para años y estaciones, el término ΔS_{ch} se excluye - de la ecuación ya que su valor resulta despreciable, y en el caso del cálculo del balance hídrico para el año hidrológico, el término ΔS_{sn} es igual a cero y también se excluye. Los -- cálculos del balance hídrico de una cuenca, para estaciones de un año cualquiera, figuran en el cuadro 13.

Como en el caso del cálculo del balance hídrico medio, la diferencia anual no es grande, llegando a ser sólo 2 mm ó 0,3% de la precipitación.

La influencia de los diferentes componentes en el ba-- lance hídrico de las cuencas de los ríos de la zona templada puede variar a lo largo de los diferentes meses y estaciones. Durante los meses de invierno, sin deshielo, cuando la evaporación es pequeña y la humedad del suelo está en un estado - de congelación, la influencia de estos componentes es menor,

CUADRO 13

Balance hídrico estacional (mm) de una cuenca en el río Khoper en Besplemianovsky. S. 44900 Km²

Componentes del balance hídrico	Símbolos	Valores de los componentes del balance hídrico, mm.				
		Invierno (Dic-Feb)	Primavera (Mar-May)	Verano (Jun-Ago)	Otoño (Sep-Oct)	Año hídrico lógico (Dic-Nov)
Precipitación	P	250	119	162	131	662
Caudal	Q_s	7	115	9	7	138
Evaporación	E	10	150	239	60	459
Incremento del equivalente de - agua de la capa de nieve.	ΔS_{sn}	93	-93	-	-	0
Variación del contenido de - humedad en la zona saturada.	ΔM	57	-28	-40	44	33
Variación del almacenamiento de agua subterránea.	ΔG	27	33	-37	3	26
Derivación de agua del río para explotación.	Q_α	1.0	1.0	2.0	1.0	5.0
Agua de retorno al río	Q_β	0	0	1.0	0	1.0
Elementos cuantitativos del balance no determinados y errores de medición	η	55	-59	-10	16	2

mientras que la influencia de la capa de nieve sobre la superficie de la cuenca es bastante importante. En el verano, la evaporación es de la máxima importancia. Las consideraciones apuntadas deberán tenerse en cuenta para un cálculo exacto de los componentes medios del balance hídrico en diferentes meses y estaciones.

5.1.4. Bosques y cuencas forestales

La importancia científica y práctica de los estudios del balance hídrico y de los cálculos relativos a superficies forestales se debe, principalmente, a la necesidad de determinar la influencia hidroclimática del bosque y de señalar y evaluar el efecto de la desforestación y de las medidas de su desarrollo en el régimen del agua y en los recursos hídricos de las cuencas de los ríos cubiertas de bosques, sobre todo en sus cabeceras (Smith et al, 1.974). Estos estudios son importantes para la estimación de posibles cambios en el transporte de agua en la atmósfera, debidos a la desforestación de grandes superficies.

Los estudios del balance hídrico de los bosques y cuencas forestales se llevan a cabo sobre parcelas limitadas, -- donde se realiza el balance, con una superficie que va desde algunos cientos hasta algunos miles de metros cuadrados, situadas dentro del bosque. Estas parcelas suelen estar aisladas artificialmente, formando islas dentro de la masa forestal, aislamiento que se realiza para separarlas del área circundante por medio de una pared o muro que divida la cuenca, muro que se construye desde la superficie, excavando hasta llegar al acuicludo, a la manera de una divisoria de aguas.

Es esencial que las parcelas sean, lo más exactamente posible, representativas del bosque circundante.

Dependiendo de la variedad de tipos de vegetación y --suelo, dentro del terreno del bosque a estudiar, se elegirá y usará una o varias parcelas.

5.1.4.1. Terreno forestal

La ecuación general del balance hídrico, en función de los componentes del balance hídrico, en un terreno forestal cerrado es:

$$P_1 + P_2 + P_3 - Q_{s0} - Q_{u0} - E_1 - E_2 - E_3 - \Delta S_s - \Delta M - \Delta G - \eta = 0 \quad (80)$$

Donde P_1 es la precipitación que sobre dicho terreno penetra a través de las copas de los árboles; P_2 es la precipitación Interceptada por las copas de los árboles; P_3 es la precipitación que discurre por los troncos de los árboles; Q_{s0} y Q_{u0} son el caudal superficial y el flujo subterráneo, respectivamente, en la zona forestal; E_1 es la evaporación debajo de la bóveda que forman las copas de los árboles; E_2 es la evaporación de la precipitación interceptada por la bóveda, o masa de ramas y hojas; E_3 es la transpiración de los árboles; ΔS_s es la variación del agua almacenada sobre la superficie del terreno forestal; ΔM es el incremento del agua almacenada en el metro superior de capa del suelo; ΔG es la --variación del agua subterránea almacenada; η es la diferencia del balance hídrico ($\eta = \Delta M' + Q_{up} + \eta'$, donde $\Delta M'$ es la variación del agua almacenada en la zona de aireación en el --suelo en el metro considerado y descendiendo hacia la zona de saturación; Q_{up} es la infiltración más allá de la zona de saturación y η' es la diferencia no determinada del balance hídrico).

La precipitación que penetra atravesando la bóveda del bosque (P_1) y la precipitación que discurre por los troncos de los árboles (P_3), se determinan por métodos especiales -- (Sopper y Lull, 1.967; Luchshev, 1.970).

La precipitación interceptada por el techo del bosque (P_2) se calcula como la diferencia entre la precipitación -- caída sobre el suelo o terreno forestal (P) (véase apartado 3.2.4.) y la suma de la precipitación que penetra a través -- de la bóveda del bosque (P_1) y la precipitación que discurre por los troncos de los árboles (P_3), es decir:

$$P_2 = P - P_1 - P_3 \quad (81)$$

El caudal superficial y el flujo subterráneo (Q_{s0} y -- Q_{u0}) de las parcelas consideradas se mide por medio de tan-- ques equipados con registradores del nivel de agua (Popov, -- 1.968; Rothacher y Miner, 1.967).

La evaporación en una zona forestal (E) se puede expresar de la siguiente forma:

$$E = E_1 + E_2 + E_3 \quad (82)$$

donde E_1 es la evaporación debajo de la bóveda del bosque; -- E_2 es la evaporación de la precipitación interceptada por la bóveda; E_3 es la transpiración.

La evaporación debajo de la bóveda (E) consta, a su -- vez, de 3 componentes:

$$E_1 = E_1^1 + E_2^1 + E_3^1 \quad (83)$$

donde E_1^1 es la evaporación desde el suelo; E_2^1 es la evaporación de la precipitación interceptada por la cobertura vegetal del suelo (musgos, arbustos bajos, grass); E_3^1 es la transpiración de la cobertura vegetal.

Dependiendo del tipo y de las características taxonómicas del estado del bosque (composición, edad, densidad) la relación entre los componentes de la evaporación varía mucho (Fedorov, 1.969). No obstante, en la mayoría de los casos, la transpiración y la evaporación de la precipitación interceptada por la bóveda suponen la mayor parte de la evaporación total.

La evaporación debajo de la bóveda se calcula como una media ponderada, instalando evaporímetros de báscula o de pesada (Toebe y Ouryvaev, 1.970), de acuerdo con el mapa geobotánico de la parcela forestal.

La evaporación de la precipitación interceptada por la bóveda se puede determinar por diferencia entre la precipitación sobre la bóveda del bosque (P) y la precipitación media debajo de la bóveda (P_1), teniendo en cuenta la precipitación que discurre por los troncos de los árboles (P_3), es decir:

$$E_2 = P - P_1 - P_3 = P_2 \quad (84)$$

La transpiración de los árboles existentes en la parcela forestal viene expresada por:

$$E_3 = P_1 + P_3 - Q_{s0} - Q_{u0} - Q_{up} - E_1 - \Delta S_s - \Delta M - \Delta M' - \Delta G \quad (85)$$

La ecuación de la evaporación para terrenos forestales cubiertos por una capa de nieve, en invierno, se puede expresar como sigue:

$$E = E_1'' + E_2'' + E_3'' \quad (86)$$

donde E_1'' es la evaporación en la capa de nieve debajo de la bóveda; E_2'' es la evaporación desde la nieve interceptada por las copas de los árboles E_3'' es la evaporación en los árboles en invierno.

La evaporación en la capa de nieve, debajo de las copas de los árboles, se puede medir con evaporímetros de nieve especiales, como los descritos por Kuzmin (1.953). Su valor medio es un tercio del valor de la evaporación en terrenos sin árboles.

Los datos experimentales obtenidos en Valdai (URSS) indican que, para esa región, la evaporación desde la nieve interceptada por la bóveda de árboles de hojas caducas puede considerarse igual al 2-3% de la precipitación sólida total caída sobre el bosque. La evaporación desde la nieve interceptada por árboles de coníferas está determinada por la ecuación:

$$E_2'' = P - P_1'' \quad (87)$$

donde P es la precipitación sobre el bosque y P_1'' es la precipitación sólida medida en pluviógrafos instalados debajo de la bóveda que forman los árboles con sus copas.

En la misma región, la transpiración en invierno es un 1% menor que la transpiración durante una estación cálida y puede despreciarse. Por lo tanto, la evaporación en un bosque en invierno se puede obtener como la suma de la evaporación desde la capa de nieve debajo de la bóveda y la evaporación desde la nieve interceptada por la bóveda, es decir:

$$E = E_1'' + E_2'' \quad (88)$$

El cálculo de la evaporación en los bosques, por medio del balance térmico o método del calor, está descrito por Baumgartner (1.967), Penman (1.967), Rauner (1.962) y Sopper y Lull (1.967). (Véase también apartado 3.4.3.3.).

La ecuación (85) debe utilizarse con precaución, pues implica muchas mediciones que resultan difíciles de realizar. El método es más apropiado para balances hídricos en pequeña escala en proyectos de investigación.

Los datos iniciales para el cálculo de la evaporación en terrenos o cuencas forestales, usando el método del balance térmico, se pueden obtener por medio de torres instaladas dentro del bosque y equipadas con instrumentos meteorológicos y actinométricos. Su ubicación debe estar a una distancia desde el límite del bosque igual a 50-60 veces la altura de los árboles.

Observaciones realizadas en el área de Valdai muestran que la evaporación mensual en el área forestal se puede igualar con la evapotranspiración potencial. Para calcular aproximadamente la evapotranspiración potencial desde los bosques se utilizan fórmulas empíricas (véase apartado 3.4.3.5.).

En zonas templadas de la URSS, con estaciones distintas de calor y frío, la evaporación en el área forestal, durante el período frío con capa de nieve, se calcula por las ecuaciones (45) y (46), desarrolladas para terrenos descubiertos (Kuzmin, 1.953). Para determinar la evaporación de la cubierta de nieve bajo la bóveda del bosque y de la nieve interceptada por la bóveda, partiendo de la evaporación de terrenos descubiertos, los resultados obtenidos por las ecuaciones antes mencionadas se multiplican por un coeficiente empírico variable (1.25). La evaporación en los bosques en las zonas templadas, durante los meses de transición (Abril, Octubre, Noviembre), es igual a la evapotranspiración potencial.

El contenido de humedad en la zona no saturada y el almacenamiento de aguas subterráneas se determinan de acuerdo con las recomendaciones hechas en los apartados 3.5.3. y - - 3.5.4.

5.1.4.2. Cuencas forestales

Los principales aspectos en el estudio de un balance - hídrico de una cuenca forestal son esencialmente los mismos que para una parcela forestal.

Las investigaciones sobre el balance hídrico de una -- cuenca forestal pueden realizarse si existen mapas topográficos a gran escala, mapas hidrogeológicos, de suelos y geobotánicos, disponibles. Las observaciones sobre precipitación en la cuenca, escorrentía, nivel del agua subterránea y humedad del suelo, se hacen, conjuntamente, con observaciones limétricas y meteorológicas y con la determinación de las -- propiedades hidrofísicas del suelo y de la roca subyacente.

La evaporación en las cuencas se calcula como un término residual por medio de las ecuaciones del balance hídrico o térmico o por métodos empíricos (véase apartado 3.4.3.).

Para determinar el contenido de humedad del suelo en - la zona no saturada se aplican métodos gravimétricos o neutrónicos.

Las variaciones del agua subterránea almacenada sobre la cuenca se calculan por las fluctuaciones del nivel de las aguas subterráneas y por los coeficientes de almacenamiento o porosidad eficaz de los acuíferos (véase apartado 3.5.4.).

El Cuadro 14 muestra un ejemplo de los resultados obtenidos en el cálculo del balance hídrico, estacional y anual, de una pequeña cuenca forestal en la zona de Valdai (URSS).

5.1.5. Tierras regadas y drenadas

5.1.5.1. Tierras regadas

Los estudios del balance hídrico en zonas regadas tienen por objeto:

- a) Mejorar las normas y el régimen de riego, así como aumentar la productividad de la tierra regada.
- b) Determinar las variaciones del balance hídrico y de los recursos de agua de las cuencas de los ríos que proporcionan agua para el riego.

Las zonas regadas se pueden dividir hidrológicamente - en tierras bien drenadas, con un flujo subterráneo predominando sobre el resto de los componentes del balance hídrico, y en tierras o zonas poco drenadas sin flujo subterráneo. A partir de las características climáticas es posible establecer diferencias entre las áreas de riego de zonas áridas, -- donde el agua de riego es el principal componente del balance hídrico, y la zona del balance hídrico próxima, donde la precipitación puede ser tan importante como el agua de riego. Cada una de estas regiones se caracteriza por relaciones específicas entre los componentes del balance hídrico, y su estudio puede facilitar la predicción de una salinización secundaria y la formación de pantanos, e indica las medidas requeridas para prevenir estos fenómenos.

CUADRO 14

Balance hídrico (mm) de la cuenca forestal de Tazhny (área drenada 45 Has) para 1.958. Composición del estado de los árboles: 9/10 abeto pino y abedul. Clase de calidad: pino I,II. Edad: -- cerca de 80 años. Densidad: 0.6. Suelo: ligeramente podzólico franco. Tipo de bosque: Píctum

Componentes del balance	Símbolos	Invierno	Primavera	Verano	Otoño	Año
		<u>Flujo de entrada (P)</u>				
Precipitación incluyendo:	P	188	40	270	229	727
1. bajo la copa	P ₁	166	27	200	189	582
2. interceptada por la copa	P ₂	22	13	69	38	142
3. que escurre por el tronco	P ₃	0	0	1	2	3
		<u>Flujo de salida (Q+E)</u>				
Caudal	Q	0	90	14	48	152
Evaporación incluyendo:	E	27	61	332	72	492
1. evaporación bajo la copa	E ₁	5	18	93	18	134
2. evaporación de la precip. interceptada	E ₂	22	13	69	38	142
3. transpiración	E ₃	0	30	170	16	216
Total:	Q+E	27	151	346	120	644
De acuerdo con el balance hídrico	$\Delta S = P - E - Q$	161	-111	-76	109	83
De acuerdo a las medidas incluyendo:	$\Delta S'$	180	-131	-71	97	75
1. capa de nieve	ΔS_{sn}	140	-140	-	0	0
2. suelo y acuífero	ΔM	52	-28	-46	55	33
3. acuífero	ΔG	-12	37	-25	42	42
		<u>Error de cierre en el balance hídrico</u>				
Absoluta, mm	η	-19	20	-5	12	8
Relativa, %	$100\eta/P$	10	11	2	5	1

La ecuación del balance hídrico, aplicada a una zona de riego desde la superficie del suelo hasta el acuícludo, para cualquier intervalo de tiempo, se puede expresar en la forma:

$$P + (I_3 - I_4 - I_5) + (I_1 + I_2) + (Q_{sI} - Q_{sO}) + (Q_{MI} - Q_{MO}) + (Q_{uI} - Q_{uO}) + (Q_{u1} - Q_{u2}) - (E + E_1) - \Delta S - \eta = 0 \quad (89)$$

donde I_3 , I_4 , I_5 son, respectivamente, la entrada de agua de riego en la superficie del campo, la salida de agua de riego en el campo y el agua de riego conducida a través de los canales; I_1 e I_2 indican la filtración desde los canales de riego principales y secundarios; Q_{sI} y Q_{sO} son el caudal de entrada y salida del agua superficial; Q_{MI} y Q_{MO} son los caudales de entrada y salida en la zona no saturada; Q_{uI} y Q_{uO} son el caudal de entrada y salida del agua subterránea a poca profundidad; Q_{u1} y Q_{u2} son la entrada y salida del flujo de agua subterránea en los acuíferos más profundos; E es la evaporación en el suelo; E_1 es la evaporación en la superficie del agua de los canales; ΔS es la variación del agua superficial y subterránea almacenadas.

El término ΔS , formado por varios componentes, tiene por expresión:

$$\Delta S = \Delta S_{sn} + \Delta S_s + \Delta M + \Delta G \quad (90)$$

donde ΔS_{sn} es la variación del agua almacenada sobre la superficie del suelo, debida a la acumulación de nieve; ΔS_s es la variación del agua almacenada sobre la superficie del suelo, debida a la acumulación de agua en las depresiones; ΔM es la variación del agua almacenada en la zona no saturada; ΔG es la variación del agua almacenada en los acuíferos;

ΔS_{sn} , ΔS_s e ΔM se calculan como diferencias entre los valores de los respectivos elementos al principio y al final del período del balance hídrico. Para calcular ΔG se aplica la ecuación del balance hídrico para aguas subterráneas:

$$\Delta G = Q_{up} - Q_{uc} + (Q_{uI} - Q_{uO}) + (Q_{u1} - Q_{u2}) \quad (91)$$

donde Q_{up} es la recarga del agua subterránea debida a la infiltración de la precipitación y al agua de riego, y Q_{uc} es la descarga del agua subterránea en la zona no saturada (véase Figura 12 y apartado 5.4.)

A continuación, se da una breve descripción de los métodos empleados para la estimación de los componentes de las ecuaciones (89), (90) y (91).

La precipitación se mide utilizando los instrumentos standard de medida de la precipitación, que pueden ser pluviómetros y pluviógrafos. El agua de riego se mide por medio de métodos volumétricos y por molinetes instalados dentro de los canales. Técnicas parecidas se emplean para determinar la entrada y salida del agua superficial en el terreno. El terreno se corta por un surco excavado o por una pared construida ex profeso y se instala un medidor en la parte más baja del terreno. La evaporación, la descarga de agua subterránea en la zona no saturada y la recarga de agua subterránea debida a la infiltración de la precipitación y al agua de riego, son componentes importantes en las ecuaciones (89) y (90). Todas estas componentes se miden por medio de lisímetros.

Cuando el nivel del agua está localizado a una profundidad de más de 3 - 5 m, para estudiar la evaporación se utilizan evaporímetros de pesada (Ouryvaev y Toebes, 1.970). La evaporación se determina por el método del balance térmico,

o por medio de lisímetros. Se realizan observaciones simultáneas acerca del estado de los cultivos en el campo. Las observaciones fenológicas ayudan a la evaluación y a la aplicación de estos resultados en las explotaciones agrícolas (teniendo en cuenta el estado y la densidad de cultivos en el campo).

La entrada y salida del flujo de agua subterránea se estima por métodos hidrogeológicos. El caudal se valora normalmente por métodos hidrométricos, similares a los usados en la determinación del caudal superficial. En el caso de recarga del agua subterránea bajo presión, la separación del caudal de drenaje en función de la infiltración y de la presión, se realiza, por métodos de hidráulica subterránea, utilizando un gran número de piezómetros. La distribución de la red de puntos de observación (pozos y piezómetros) en la zona del estudio debe corresponderse con la topografía, con las condiciones hidrogeológicas y con la distribución del agua recogida en los drenes y en la red de riego.

Las variaciones de la humedad, ΔM , en la zona no saturada, se determinan generalmente por el método gravimétrico o por neutrones y otros medidores de la humedad del suelo. La entrada y salida de agua en el suelo se desprecia generalmente. De existir otros elementos el balance hídrico se determinarán por métodos convencionales.

A partir del cálculo del balance hídrico, se pueden realizar medidas para el control de los balances hídrico de sal y térmico en las explotaciones agrícolas.

Para su aplicación a zonas de regadíos, la ecuación del balance hídrico se resuelve normalmente a través del término ΔS o su componente ΔM , es decir, teniendo en cuenta las

variaciones de la humedad en la zona no saturada. Estos resultados se utilizan para determinar las demandas de riegos. En este caso, para usos prácticos, es suficiente determinar el balance hídrico principal suponiendo que la entrada y salida de agua superficial, el intercambio de agua con otros acuíferos, etc., es cero para períodos cortos de tiempo.

El cuadro 15 muestra los resultados del cálculo de un balance hídrico para un campo agrícola en la zona templada, para intervalos de 10 días, durante el período de crecimiento.

5.1.5.2. Tierras drenadas

Los estudios del balance hídrico en pantanos y tierras pantanosas se efectúan con objeto de tener una base hidrológica para conocer las posibilidades de recuperación de este tipo de tierras por drenaje y para evaluar su influencia sobre los recursos de agua en el balance hídrico de las cuencas fluviales de determinadas regiones próximas.

Aquellos pantanos y tierras mineralizadas, en los que el almacenamiento de agua se ha originado por una obstrucción en el caudal superficial y en el flujo subterráneo, requieren un drenaje. El conocimiento de los componentes del balance hídrico se lleva a cabo, normalmente, sobre una pequeña cuenca de un río o sobre un campo agrícola con drenaje.

La ecuación del balance hídrico para este tipo de terrenos, en cualquier período de tiempo, se puede expresar como:

$$P + Q_{sI} - Q_{sO} + Q_{uI} - Q_{uO} + Q_{u1} - Q_{u2} - E - \Delta S - \eta = 0 \quad (92)$$

CUADRO 15

Balance hídrico de una explotación agrícola en 1.966 para períodos de 10 días (mm)

Componentes del balance hídrico	Símbolos	Mayo				Junio				Julio				Agosto				May-Agos.	
		I	II	III	mes	I	II	III	mes	I	II	III	mes	I	II	III	mes		
Entradas:																			
Precipitación	P	4	10	54	68	55	106	16	177	7	4	13	24	10	1	4	15	284	
Agua de riego	I _a	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	11	25	42	78	78	
Total:		4	10	54	68	55	106	16	177	7	4	13	24	21	16	46	93	362	
Salidas:																			
Caudal superficial	Q _{so}	0	0	0	0	0	9	0	9	0	0	0	0	0	0	0	0	9	
Evaporación	E	56	43	43	142	43	47	45	135	26	18	30	74	16	25	47	88	439	
Total:		56	43	43	142	43	56	45	144	26	18	30	74	16	25	47	88	448	
Acumulación calculada	ΔS	-52	-33	11	-74	12	50	-29	33	-19	-14	-17	-50	5	1	-1	5	-86	
Acumulación media:	ΔS'																		
a) en las depresiones	ΔS	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
b) en la zona no saturada	ΔM ^s	-44	-17	26	-35	31	36	-21	46	-14	-9	-28	-51	0	5	-14	-9	-49	
c) agua subterránea	ΔG	-16	-13	-7	-36	-8	25	3	20	-1	-2	4	1	2	-4	16	14	-1	
Total:		-60	-30	19	-71	23	61	-18	66	-15	-11	-24	-50	2	1	2	5	-50	
Error de cierre en el balance	η=ΔS-ΔS'	+8	-3	-8	-3	-11	-11	-11	-33	-4	-3	+7	0	+3	0	-3	0	-36	

donde Q_{sI} y Q_{s0} son el caudal de entrada y salida del agua superficial; Q_{uI} y Q_{u0} son el caudal de entrada y salida del agua subterránea a poca profundidad; Q_{u1} y Q_{u2} son la entrada y salida del flujo de agua subterránea en los acuíferos profundos (intercambio vertical de agua subterránea); E es la evaporación; ΔS es la variación de la humedad del suelo en la superficie y en la capa subsuperficial; η es el factor residual del balance.

La medida de los componentes del balance hídrico en una cuenca hidrogeológica se hace por los mismos métodos que en las cuencas fluviales. Las entradas totales ($Q_{sI} + Q_{uI}$) a la cuenca desde la zona alta y la escorrentía ($Q_{s0} + Q_{u0}$) de la cuenca se miden en los cauces de la red por los mismos métodos que en los canales de riego (véase apartado 5.1.5.1.).

El cuadro 16 nos muestra un ejemplo del cálculo del balance hídrico en una cuenca drenada; las zonas pantanosas drenadas de la cuenca se utilizan después como explotaciones agrícolas (Shebeko, 1.970).

En el ejemplo indicado se midieron la precipitación, evaporación, caudal de drenaje y las variaciones del almacenamiento de agua en la zona no saturada, mientras que el intercambio de agua con los estratos inferiores al nivel de drenaje del sistema de drenes ($Q_{u2} - Q_{u1}$) se calcularon como un término residual de la ecuación del balance hídrico. Cuando se aplica este método de cálculo, el valor obtenido incluye, inevitablemente, errores en la determinación de los componentes del balance hídrico.

La ecuación del balance hídrico en la zona no saturada en campos con usos agrícolas drenados, está compuesta por los mismos términos que la ecuación para un campo en regadío (89) y (90).

CUADRO 16

Balance hídrico de una cuenca recuperada en la zona de exceso de agua (mm)

Años	Precipitación	Evaporación	Caudal	Variación en el almacenamiento de agua en la zona no saturada	Intercambio de agua con el agua subterránea	Precipitación	Evaporación	Caudal	Variación en el almacenamiento de agua en la zona no saturada	Intercambio de agua con el agua subterránea
<u>Ciclo anual (Noviembre - Octubre)</u>						<u>Período cálido (Abril - Septiembre)</u>				
1.960-61	434	527	124	-69	-148	312	463	80	-132	-99
1.961-62	655	571	130	10	-56	441	473	90	-103	-19
1.962-63	526	555	93	-15	-107	229	465	59	-190	-105
1.963-64	523	465	79	52	-73	234	362	38	-233	67
1.964-65	582	477	117	26	-38	341	400	70	-140	11
1.965-66	739	517	174	45	3	400	465	128	-159	-34
Media	576	519	119	8	-70	326	438	78	-160	-30

De todas formas la sistemática empleada en la determinación de los componentes del balance hídrico en tierras -- agrícolas drenadas, es la misma que para las tierras regadas.

5.2. Lagos y embalses

De acuerdo con la naturaleza del balance hídrico, los lagos se pueden dividir en dos grandes categorías: abiertos (exorreicos), que son los lagos con salida, y cerrados (endorreicos), que son los lagos sin salida. Los lagos con una salida intermitente (efímera), durante los períodos de crecidas, constituyen una categoría intermedia.

La ecuación del balance hídrico de lagos y embalses, -- para cualquier intervalo de tiempo, puede expresarse del siguiente modo:

$$Q_{sI} + Q_{uI} + P_L - E_L - Q_{sO} - Q_{uO} - \Delta S_L - \eta = 0 \quad (93)$$

donde Q_{sI} es el caudal de entrada de agua superficial dentro del lago o embalse; Q_{uI} es el flujo de entrada correspondiente al agua subterránea; P_L es la precipitación sobre la superficie del lago; E_L es la evaporación desde la superficie del lago; Q_{sO} es el caudal de salida del agua superficial -- desde el lago o embalse; Q_{uO} es el flujo de salida de agua -- subterránea, incluyendo la filtración a través de la presa; e ΔS_L es la variación del agua almacenada en el lago, durante el período del balance hídrico considerado.

Para grandes lagos y embalses, la entrada de aguas superficiales, Q_{sI} , se compone de entrada del caudal de agua -- Q_m por el cauce principal y entradas laterales Q_l , es decir:

$$Q_{sI} = Q_m + Q_l \quad (94)$$

En los lagos y embalses en los que la superficie varía mucho con la fluctuación del volumen es preferible expresar los parámetros de la ecuación del balance hídrico en medidas volumétricas. Para los lagos con superficie de agua constante es más conveniente expresar dichos parámetros del balance hídrico como una altura de agua con respecto al área superficial media del lago.

La superficie media se calcula como la media aritmética de todas las superficies para el período del balance considerado.

La ecuación representativa del balance hídrico en lagos abiertos (exorreicos) y embalses, en los cuales se puede considerar que $\Delta S_L = 0$, es como sigue:

$$Q_{sI} + Q_{uI} + P_L = Q_{sO} + Q_{uO} + E_L \quad (95)$$

Cuando los componentes de la escorrentía subterránea (Q_{uI} y Q_{uO}) no contribuyan significativamente al balance pueden despreciarse y la ecuación (95) quedaría así:

$$Q_{sI} + P_L = Q_{sO} + E_L \quad (96)$$

La ecuación para un balance hídrico medio de un lago cerrado (endorreico) se compone de sólo tres términos:

$$Q_{sI} + P_L = E_L \quad (97)$$

La ecuación (97) puede utilizarse para una evaluación aproximada de los recursos de agua en lagos pequeños endorreicos, empleando datos sobre precipitación y escorrentía solamente; si no hay medidas directas de estos elementos, pueden determinarse por medio de planos de valores medios, obtenidos con series largas. E se obtiene de la ecuación del balance hídrico como un término residual, e incluye errores debidos a cualquier diferencia entre Q_{uI} y Q_{uO} .

La existencia de embalses de regulación en los ríos -- hace necesario obtener información hidrológica diaria sobre la relación entre las entradas y los volúmenes de agua -- almacenados en estos embalses; ésta operación se hace para -- cortos períodos de tiempo tales como meses o intervalos de -- 10 días (Vikulina, 1.970). La reducción del período del ba-- lance hídrico requiere un cálculo más minucioso y detallado de componentes adicionales del balance, tales como: acumula-- ción de agua en los canales y llanuras inundadas por ríos -- subterráneos; almacenamiento de agua en las orillas del em-- balse durante el llenado del mismo y retorno de este agua al embalse, cuando el nivel del agua baja; pérdidas de agua de-- bidas al hielo depositado sobre la orilla durante los descen-- sos del nivel del agua en invierno, y el retorno de esas pér-- didas temporales en forma de hielo flotante en primavera.

Para un cálculo aproximado del balance hídrico para un control rutinario de las entradas y salidas de agua se usa -- la ecuación simplificada del balance hídrico:

$$\Sigma I = Q + \Delta S_L \quad (98)$$

donde ΣI es la suma de los componentes de entrada de la ecua-- ción del balance hídrico; Q es el caudal de salida al pie -- del embalse y aguas abajo, que comprenderá la suma de los -- caudales que pasan a través de las turbinas, vertederos, es-- clusas y filtraciones a través de la presa; ΔS_L es la varia-- ción del volumen de agua en el embalse durante el período -- del balance.

La ecuación simplificada se utiliza solamente para pe-- queños embalses con grandes entradas y salidas y en aquellos en los cuales el volumen turbinado y la entrada de agua superficial

sean los principales componentes del balance hídrico. Para embalses de gran superficie el error de estimación de ΔS_L -- puede exceder la entrada diaria y en tal caso el esquema simplificado anterior no se puede aplicar. Para el cálculo del balance hídrico de grandes lagos se está desarrollando un -- programa especial de investigación que tendrá en cuenta las peculiaridades fisiográficas de la masa de agua.

Métodos para la investigación y cálculo del balance hídrico en algunos grandes lagos han sido desarrollados por -- Afanasiev (1.960), Baulny y Baker (1.970), Malinina (1.966), Sekachev (1.970), Gidrometeoizdat (1.967), Blaney (1.957), -- Harbeck (1.958) y Harbeck et al (1.958).

Los cuadros 17 y 18 muestran los resultados del balance hídrico de algunos lagos y embalses y en el cuadro 19 figuran balances de agua mensuales de uno de los embalses para un año determinado.

El grado de exactitud del balance hídrico en los embalses y el mínimo período permitido dependen de la exactitud -- de estimación de los componentes básicos del balance hídrico, es decir, entrada de agua superficial y almacenamiento de -- agua en el embalse considerado.

El error relativo C_L , resultante de comparar las variaciones del agua almacenada con las entradas, se expresa mediante la fórmula:

$$C_L = \frac{10^4 \cdot A_L \cdot s_h}{V_L} = \frac{10^4 \cdot A_L \cdot s_h}{86.400 Q_I T} \quad (99)$$

donde A_L es la superficie de agua del embalse; s_h es el -- error de estimación del nivel medio y $V_L = 86.400 Q_I T$ es el volumen de entrada (Q_I es la entrada de agua, m^3/s , y T es -- la duración del período del balance, expresado en días).

CUADRO 17

Balance hídrico promedio de algunos lagos y embalses (en mm)

L a g o	Area Km ²		Flujo de entrada					Flujo de salida			
	de la cuenca (sin incluir la superfi- cie del lago)	de la super- ficie del lago	caudal	flujo subte- rráneo	precipita- ción	cambio del nivel de - agua	componentes de entrada totales	caudal	evaporación	cambio del nivel de - agua	componentes de salida totales
	<u>Lagos exorreicos (abiertos)</u>										
Ladoga	258000	17700	3836	73	606	-	4515	4171	344	-	4515
Sevan	3577	1416	513	-	375	-	888	95	793	-	888
Superior	128000	82000	580	-	760	-	1340	850	470	20.0	1340
	<u>Lagos endorreicos (cerrados)</u>										
Chany	23600	2500	280	-	373	10	663	-	663	-	663
Balkhash	181500	18300	808	60	128	17	1013	-	1013	-	1013
Dead Sea	40600	940	1520	-	80	-	1600	0	1600	-	1600
	<u>Embalses</u>										
Mead	434000	838	20800	-	102	398	21300	19200	2100	-	21300

CUADRO 18

Balance hídrico medio anual del Embalse de Tsymliansk para un período de 3 años (1.952-1.956)
(Chebotarev, 1.970)

Componentes del flujo de entrada en Km ³		Componentes del flujo de salida en Km ³	
Caudal de entrada a través del río principal (río Don)	19.36	Caudal aforado a pie de pre- sa, aguas abajo	14.87
Entradas laterales	1.00	Evaporación	1.91
Precipitación	0.77	Volumen de riegos	0.39
		Disminución del almacenamien- to	3.96
T o t a l	21.13	T o t a l	21.13

CUADRO 19

Balance hídrico de Kakhovka sobre el Dnieper para 1.960 (Km³)

Componentes del balance hídrico	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Año
Entradas:													
Caudal en el río principal (Dnieper)	1.48	1.90	3.65	5.46	3.59	1.96	1.36	1.16	1.23	1.56	1.91	3.93	29.29
Entradas laterales	0.01	0.02	0.01						0.01	0.01	0.01	0.01	0.08
Precipitación	0.10	0.05	0.02	0.02	0.13	0.05	0.10	0.19	0.07	0.17	0.06	0.14	1.10
T o t a l:	1.59	1.97	3.68	5.48	3.72	2.01	1.46	1.35	1.31	1.74	1.98	4.08	30.37
Salidas:													
Caudal a pie de presa aguas abajo	1.41	1.92	3.58	3.67	1.01	0.89	1.31	0.79	0.65	1.54	1.76	3.83	22.36
Consumos industriales y municipales				0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01			0.14
Evaporación	0.02		0.04	0.09	0.13	0.27	0.29	0.32	0.23	0.07	0.07	0.05	1.58
T o t a l:	1.43	1.92	3.62	3.78	1.16	1.19	1.63	1.13	0.89	1.62	1.83	3.86	24.08
Aumento del almacenamiento	0.16	0.16	-0.09	1.55	2.35	0.91	-0.04	0.34	0.44	0.18	0.13	0.19	6.28
Discrepancia, Km ³	0	-0.11	0.15	0.15	0.21	-0.09	-0.13	-0.12	-0.02	-0.06	0.02	0.01	0.01
Discrepancia, %	0	5.3	4.0	2.7	5.6	4.3	8.0	8.2	1.5	3.3	1.0	0.2	0

Las investigaciones realizadas en grandes ríos y embalses de la URSS ponen de manifiesto que el error medio del -- caudal de entrada y salida es $\pm 5\%$ y el error en las mediciones del nivel medio, empleado para el cálculo de la variación del almacenamiento, es ± 10 mm.

La ecuación (99) puede utilizarse para determinar la amplitud del período del balance, asegurándonos que el error relativo C_L no es superior al $\pm 5\%$, es decir, dentro de los límites de exactitud usuales en la determinación de caudales en las estaciones de aforo.

Si C_L es mucho menor del 5%, debido al aumento del caudal (por ejemplo, durante la caída de la lluvia o el deshielo), se puede reducir la amplitud del período del balance. En este caso, T se reduce lo suficiente para asegurar que la condición $C_L < 5\%$ se cumpla para la descarga dada.

5.3. Pantanos

Los estudios del balance hídrico en los pantanos son importantes para seleccionar los medios más efectivos para su recuperación y para el establecimiento de interrelaciones entre el balance hídrico de los pantanos y de las cuencas de los ríos dentro de las cuales están localizados (Costin y al, 1.964).

Cuando se calcula el balance hídrico de un pantano, es necesario tener en cuenta sus características. Según su situación, condiciones de llenado, naturaleza de la cobertura vegetal y distribución sobre la zona pantanosa, los pantanos se pueden clasificar en dos tipos principales: pantanos de tierras altas (turberas altas) y de tierras bajas. Los panta

nos de tierras altas se caracterizan por las siguientes condiciones: ubicación sobre las áreas de división de cuencas - (divortium aquorum); superficie convexa; recarga casi exclusivamente atmosférica; vegetación oligotrófica. Los pantanos bajos o de tierras bajas se caracterizan por: su ubicación - en las depresiones, en los valles de ríos o en llanuras inundadas; superficie plana o cóncava; recarga mixta (precipitación más entrada de agua superficial y/o subterránea desde - las tierras circundantes); vegetación eutrófica (Ivanov, - - 1.957; Romanov, 1.961).

Atendiendo a la circulación de agua (véase apartado 8) los depósitos de turba sobre pantanos naturales (no drenados) constituyen un acuífero en el que se pueden distinguir dos - estratos: uno superior, estrato activo, en el cual la velocidad del flujo de agua por debajo de la superficie es elevado, y otro inferior, estrato inerte, que comprende el depósito - principal de turba, donde la infiltración y el intercambio - de agua son muy lentos.

El estrato activo se caracteriza por su alta porosidad y variabilidad en el contenido de agua. Su espesor varía desde 80-100 mm en las zonas pantanosas bajas hasta 600-700 mm en las altas. El flujo de agua (escorrentía) en este estrato se mueve superficial y parcialmente como flujo de infiltración.

El estrato inerte se caracteriza por una permeabilidad muy baja (el coeficiente de permeabilidad en este estrato es de 10^{-3} - 10^{-4} veces menor que en el estrato activo) con ligeras variaciones del volumen de agua.

Debido a estas diferencias en las propiedades de los - estratos activo e inerte, casi todo el caudal se mueve en el

estrato activo por flujo superficial o subsuperficial. El volumen de agua, correspondiente al flujo en el estrato inerte es menor del 1% con respecto al estrato activo. Esto significa que el caudal de salida en un pantano es prácticamente -- igual al que corresponde al estrato activo.

La ecuación general del balance hídrico cuando se aplica a un pantano se convierte en la siguiente (Ivanov, 1.957):

$$P + Q_3 + Q_4 - Q_1 - Q_2 + Q_5 - E - \Delta M - \eta = 0 \quad (100)$$

donde P es la precipitación sobre la superficie del pantano; Q_1 es el caudal superficial; Q_2 es el flujo en el estrato ac tivo, que puede descargar en los acuíferos o terrenos adya-- centes; Q_3 es el caudal de entrada en el pantano por ríos y arroyos; Q_4 es el caudal de entrada de agua superficial en -- el pantano por las laderas adyacentes, así como la entrada -- del flujo de agua subterránea por acuíferos colindantes, a -- los depósitos de turba del pantano; Q_5 es el flujo de infil-- tración, entre el depósito de turba y el estrato inferior -- ($Q_5 \geq 0$); E es la evaporación desde la superficie del panta-- no; ΔM es la variación en el almacenamiento de agua en el es trato activo, durante el período del balance hídrico.

La ecuación (100) se puede utilizar para calcular los balances hídricos anuales, estacionales, mensuales y de pe-- ríodos de 10 días. Para balances medios, ΔM es cero.

Según las condiciones particulares de recarga de los -- pantanos, la ecuación (100) puede simplificarse si alguno de los componentes es igual a cero, y puede ampliarse introdu-- ciendo términos adicionales.

Los componentes del balance hídrico se estiman por ob-- servaciones hidrometeorológicas del pantano. La precipitación

P, la evapotranspiración E, escurrentía Q_1 y entrada Q_3 se miden directamente. La variación del almacenamiento de agua, ΔM , en el estrato activo se calcula a partir de los datos obtenidos en las variaciones del nivel piezométrico del agua en el pantano y de la porosidad eficaz en el estrato activo, determinado experimentalmente (Ivanov, 1.957; Romanov, - - 1.961).

El flujo Q_2 en el estrato activo se calcula a partir de los datos de niveles piezométricos del agua en el pantano y de la permeabilidad del estrato activo determinado experimentalmente (Gidrometeoizdat, 1.971b). La entrada de agua superficial, desde las laderas circundantes, y la entrada del flujo de agua subterránea Q_4 , así como también el intercambio de agua vertical Q_5 , se calculan en general, conjuntamente, como término residual de la ecuación del balance hídrico.

La evaporación y las variaciones del almacenamiento de agua en el pantano difieren en las partes que caracterizan a un pantano, es decir, en los llamados micropaisajes del pantano. Un micropaisaje de un pantano es una parte del mismo con un microrelieve homogéneo y unas propiedades hidrofísicas también homogéneas, cubierto por uno o varios tipos de vegetación, con similares características botánicas.

Por lo tanto, la evaporación y las variaciones de nivel piezométrico del agua y la estimación de las características hidrogeológicas del estrato activo son independientes para cada micropaisaje del pantano. La evaporación y las variaciones del almacenamiento de agua en el pantano se calculan como valor medio de las áreas parciales que cubren cada tipo de micropaisaje

Las variaciones del almacenamiento de agua en el estrato activo se calculan por la fórmula:

$$\Delta M = - \frac{1}{A} \sum_{i=1}^n a_i v_i \Delta h_i \quad (101)$$

donde v_i e Δh_i se determinan experimentalmente y son el coeficiente de almacenamiento y la variación del nivel del agua para una superficie a_i del micropaisaje, y A es la superficie total. La evaporación media para todo el pantano viene dada por:

$$E = - \frac{1}{A} \sum_{i=1}^n a_i E_i \quad (102)$$

donde E_i es la evaporación durante el período del balance para una superficie a_i del micropaisaje.

Los cuadros 20 y 21 muestran los resultados del balance hídrico de un pequeño pantano de turba en zona alta, durante una estación calurosa (Mayo-Octubre) y para un año hidrológico. Los componentes del balance hídrico se determinaron de la siguiente manera: la escorrentía se midió en cuatro arroyos, aguas abajo del pantano; cuando los niveles piezométricos del pantano están altos, es decir, en primavera y otoño en años húmedos, la salida de agua por las márgenes -- tiene lugar en forma de flujo disperso, y se calcula como un término residual de la ecuación del balance hídrico englobándolo dentro del factor residual característico de la ecuación; la precipitación se midió con pluviógrafos; la evaporación con evaporímetros GGI-B-1000 (Romanov, 1.961); la variación del contenido de humedad en el estrato activo se calculó a partir de los datos sobre las variaciones del nivel piezométrico del agua en el pantano y de las determinaciones de la porosidad eficaz. Este cálculo se realizó porque el conte

CUADRO 20

Componentes del balance hídrico de un pantano en zona alta durante las estaciones cálidas de -
1.960 y 1.962 (mm)

Mes	Preci- pita-- ción	Caudal	Variación del almace namiento	Evapora ción	Discre- pancia	Preci- pita-- ción	Caudal	Variación del almace namiento	Evapora ción	Discre- pancia
	<u>1.960 - año seco</u>					<u>1.962 - año húmedo</u>				
Mayo	26	16	-67	78	-1	60	28	-47	76	3
Junio	69	0	-5	105	-31	119	10	16	101	-8
Julio	73	0	-12	103	-18	103	22	-7	92	-4
Agosto	82	0	16	67	-1	67	32	37	65	14
Sept.	32	0	-4	34	2	132	69	-21	39	45
Octubre	44	0	4	7	33	56	23	7	10	16
Total	326	16	-68	394	-16	618	184	-15	383	66

CUADRO 21

Componentes del balance hídrico de un pantano en zona alta para años hidrológicos
(Noviembre - Octubre) en mm

Años	Precipitación	Salidas en el pantano a los cauces y ca- nales	Evaporación	Variación en el contenido de humedad	Flujo en el estrato acti- vo y error de cierre en el balance
1.956-1.957	959	279	440	35	205
1.957-1.958	877	270	469	-16	154
1.958-1.959	725	197	467	-42	103
1.959-1.960	615	82	469	-26	90
1.960-1.961	894	202	478	53	161
1.961-1.962	1065	351	441	39	234
1.962-1.963	789	158	453	-24	202
1.963-1.964	631	148	444	-29	68
1.964-1.965	785	179	438	32	136
1.965-1.966	1057	327	489	10	231
Media:	840	219	458	3	160

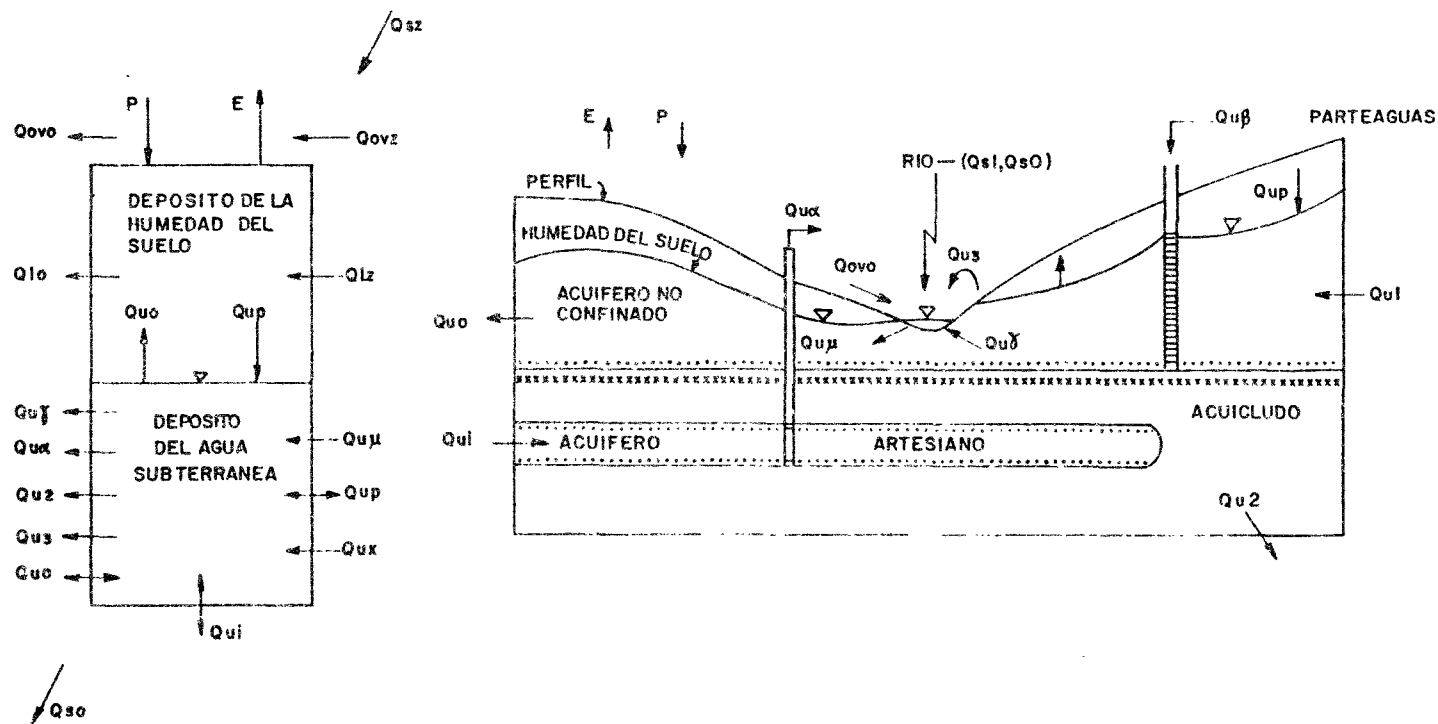


FIGURA 12. Corte transversal de una cuenca hidrográfica teórica representando el modelo del balance conceptual del agua subterránea (los símbolos se definen en las ecuaciones --- (1), (104), (105) y (106)).

nido de humedad, en la zona no saturada del pantano, era muy próximo al nivel de saturación (equilibrio en la distribución de humedad en la zona capilar), debido a la alta porosidad de los estratos superiores en el depósito de turba y a la localización del nivel del agua a poca profundidad.

Sin embargo, durante los meses secos y con bajos niveles de agua en el pantano se observaron grandes diferencias negativas en los balances hídricos mensuales (Cuadro 20), debido al desecamiento de los estratos superiores del depósito de turba, que al quedar por debajo del nivel de saturación no se tuvieron en cuenta.

5.4. Cuencas de aguas subterráneas

Para el estudio de las aguas subterráneas se utilizan los siguientes símbolos (ver también Figura 12).

MODIFICADORES

Tipo	Símbolo	Significado
Subíndices	c	Capilaridad
	int	Interflujo
	ov	Flujo sobre el terreno
	P	Precipitación
	α	Descarga en acuíferos artesianos
	β	Recarga desde otras cuencas
	μ, γ	Intercambio con el flujo superficial

SIMBOLOS

Símbolo	Significado	Unidades
d	Espesor del estrato rocoso	m
h	Nivel del agua subterránea, altura piezométrica	m
v	Relación entre el almacenamiento - y la fluctuación de los niveles - piezométricos en las aguas subterráneas	-
v_{sz}	Porosidad eficaz	-
v_{uz}	Déficit de saturación	-

Cuando se estudia el balance hídrico en las cuencas de los ríos es muy importante incluir el acuífero superior (no confinado) en el cálculo general del mismo. La ecuación (1) es válida para una cuenca cuyo límite inferior está delimitado por un acuicludo, sobre el que se encuentran aguas subterráneas del acuífero no confinado. Posteriormente, cuando se llevan a cabo investigaciones hidrológicas más detalladas, - es esencial estudiar y calcular el balance hídrico del agua subterránea, dentro de las cuencas, como masas de agua individuales. El cálculo del balance hídrico de las cuencas subterráneas es particularmente importante para el estudio de - aguas subterráneas, fundamentalmente cuando van a utilizarse como abastecimiento (Blaney y Criddle, 1.950; Kohler, Nordenson et al, 1.955; Meyboom, 1.966; Freeze, 1.971).

La forma más general de la ecuación del balance hídrico para una cuenca de agua subterránea para cualquier período de tiempo es la siguiente:

$$Q_{uP} + Q_{u\mu} + Q_{uI} + Q_{u1} - Q_{u2} - Q_{u\gamma} + Q_{u\beta} - Q_{uC} - \\ - Q_{u2} - Q_{u0} - Q_{u3} - Q_{u\alpha} - \Delta G - \eta_1 = 0 \quad (103)$$

$$(Q_{uI} + Q_{u1} - Q_{u0} - Q_{u2}) + (Q_{uP} - Q_{uC} + (Q_{u\mu} - \\ - Q_{u\gamma} - Q_{u3}) + (Q_{u\beta} - Q_{u\alpha}) - \Delta G - h_1 = 0 \quad (104)$$

donde Q_{uP} es la infiltración producida por la precipitación; $Q_{u\mu}$ es el caudal de entrada del agua superficial en el cauce del río; $Q_{u\gamma}$ es la salida de agua subterránea en el cauce; Q_{uI} es la entrada del flujo de agua subterránea a través del acuífero considerado; Q_{u1} es la entrada del flujo de aguas subterráneas desde otros acuíferos; $Q_{u\beta}$ es el posible volumen de agua procedente de la recarga artificial (si existen pozos de recarga, etc.); Q_{uC} es la salida de agua subterránea dentro de la zona de aireación debido a la pérdida de humedad (de esa zona) por la evapotranspiración; Q_{u0} es la salida de agua subterránea de la cuenca a través del acuífero dado; Q_{u2} es la salida del flujo de agua subterránea hacia otros acuíferos; Q_{u3} es la salida de agua subterránea a través de manantiales; $Q_{u\alpha}$ es la descarga de agua subterránea a través de acuíferos artesianos; ΔG es la variación de agua subterránea almacenada; y η_1 representa cuantitativamente los elementos indeterminados del balance y los errores de cálculo de otros elementos del balance hídrico. Los dos últimos términos de la ecuación, es decir, ΔG y η_1 , pueden ser positivos o negativos.

Para períodos largos, como un año hidrológico, el término ΔG , normalmente, puede considerarse igual a cero. Para acuíferos en cuya base tengan acuicludeos con espesor considerable, el elemento del balance Q_{u2} , que representa la salida del flujo de agua subterránea hacia cuencas adyacentes tam--

bién puede excluirse. Cuando el cálculo del balance hídrico se hace para un acuífero confinado, cuyos límites sean los de la propia cuenca, la ecuación (103) se puede simplificar considerablemente.

Examinemos los términos que, en la ecuación (104) se han agrupado como consecuencia de determinaciones directas. Por ejemplo, el primer término de la ecuación (104) representa el intercambio del flujo de agua subterránea a través de los bordes o límites de la cuenca y puede estimarse aplicando las ecuaciones de la hidráulica subterránea. Aún en los casos más simples, éste cálculo requiere observaciones de los niveles piezométricos del agua y un estudio de la permeabilidad en una red de puntos de observación (pozos y piezómetros). El tercer término de la ecuación (104) se puede estimar a partir de medidas del caudal en los manantiales y del cálculo del flujo de agua subterránea para $Q_{u\gamma}$ y $Q_{u\mu}$; o determinando el caudal de los manantiales, en la ecuación del balance hídrico (Figura 12).

$$Q_{sI} + Q_{OV_0} + Q_{u3} + Q_{u\gamma} - Q_{uP} - Q_{s0} - \Delta S_s - \eta^2 = 0 \quad (105)$$

ó

$$Q_{u\mu} - Q_{u\gamma} - Q_{u3} = Q_{sI} + Q_{OV_0} - Q_{s0} - \Delta S_s - \eta^2$$

donde Q_{sI} es el caudal de entrada del agua superficial desde cuencas adyacentes (incluyendo la entrada de agua debida a recarga artificial); Q_{s0} es el caudal de salida del agua superficial fuera de los límites del área dada (incluyendo las tomas de agua irrecuperables de los ríos y lagos); Q_{OV_0} es el caudal desde las laderas hacia el cauce del río; ΔS_s es la variación del agua superficial almacenada. Se supone que hay una precipitación y evaporación en la superficie del río que se puede despreciar. En la utilización de esta ecuación,

la componente del flujo puede ser insignificante. El cuarto término de la ecuación (104) se puede calcular a partir de valoraciones en los acuíferos artesianos y pozos de recarga (Vsegingeo, 1.968). Entonces, conocidos tres de los términos de la ecuación (104), se puede utilizar dicha ecuación para calcular el valor neto de la recarga de agua subterránea por infiltración ($Q_{up} - Q_{uC}$), diferencia del almacenamiento de agua subterránea, que en algunos casos puede despreciarse.

De todas maneras, el valor neto de la recarga de agua subterránea por infiltración ($Q_{up} - Q_{uC}$), puede también calcularse utilizando la ecuación del balance de la humedad del suelo (Figura 12).

$$Q_{up} - Q_{uC} = P - Q_{OV_0} - E - \Delta M - \eta^3 \quad (106)$$

donde P es la precipitación; E es la evaporación; ΔM es la variación de la humedad del suelo almacenada. Entonces, si ($Q_{up} - Q_{uC}$) se puede calcular mediante la ecuación (106), se rá posible utilizar la ecuación (104) para calcular ΔG . A la inversa, si la ecuación (104) se emplea para calcular ($Q_{up} - Q_{uC}$) la ecuación (106) puede proporcionarnos un valor aproximado de $\Delta M + \eta^3$.

Es obvio, según lo expuesto, que una estimación independiente de la recarga neta del agua subterránea por infiltración puede utilizarse con ventaja en las ecuaciones del balance de aguas subterráneas y de humedad del suelo (Lebedev, 1.963; Vsegingeo, 1.968). Si se han realizado mediciones de los niveles de aguas subterráneas en estaciones hidrológicas ad hoc y si los datos de los parámetros del acuífero son medibles, la recarga por infiltración se puede calcular por medio de las ecuaciones de la hidráulica subterránea, apoyándose en las fluctuaciones de los niveles de agua. Estimaciones

independientes de $(Q_{uP} - Q_{uC})$ se pueden obtener también por medio de lisímetros (Lebedev, 1.963).

Como ejemplo de la utilidad de la ecuación del balance de aguas subterráneas se considera el caso especial de un -- acuífero libre ($Q_{u\alpha} = Q_{u\beta} = 0$), cuya base es un acuícludo -- ($Q_{u1} = Q_{u2} = 0$). En este caso, la ecuación del balance de -- aguas subterráneas (104) se reduce a:

$$(Q_{uI} - Q_{u0}) + (Q_{uP} - Q_{uC}) + (Q_{u\mu} - Q_{u\gamma} - Q_{u3}) - \Delta G - \eta_1 = 0 \quad (107)$$

Si al mismo tiempo que determinamos $(Q_{u\mu} - Q_{u\gamma} - Q_{u3})$, fuera posible calcular la variación del agua subterránea almacenada ΔG , y si $(Q_{uP} - Q_{uC})$ se han estimado independientemente, se puede calcular la diferencia entre la entrada Q_{uI} y la salida Q_{u0} del agua subterránea en la zona considerada, sin el cálculo hidrodinámico de estos dos valores. Conviene recordar que $(Q_{uP} - Q_{uC})$ puede calcularse a partir de la -- ecuación del balance de la humedad del suelo (105), y que -- $(Q_{u\mu} - Q_{u\gamma} - Q_{u3})$ se puede determinar por medio de la ecuación del balance de aguas superficiales (105), sin recurrir a ningún cálculo hidrodinámico del flujo de aguas subterráneas.

Para $\Delta G=0$, un valor negativo de $(Q_{uI} - Q_{u0})$ indica -- que el acuífero se está recargando y al mismo tiempo que -- aumenta la salida del flujo de agua subterránea, mientras -- que un valor positivo es indicativo de una recarga sin salida de aguas subterráneas en la zona de estudio. Es decir, el valor a largo plazo de $(Q_{uI} - Q_{u0})$ es un índice del régimen del agua subterránea en esa parte del acuífero libre de la -- zona estudiada.

Los intercambios de aguas subterráneas entre cuencas - de ríos, que puedan relacionarse por sus características hidrogeológicas con las áreas de recarga o descarga del acuífero, hacen necesaria la inclusión de los términos correspondientes en el intercambio de los flujos de agua subterránea en la ecuación general del balance hídrico (1). En este caso, los cálculos requieren la selección de superficies con sus límites dibujados según la dirección del flujo del agua subterránea (Popov, 1.967). Se ha propuesto un modelo de balance hídrico, que está basado en la selección de superficies - delimitadas de acuerdo con su ubicación en las áreas de recarga o descarga de agua subterránea (Lawson, 1.971).

Los conceptos que hemos mencionado quedan más claros - considerando la ecuación del balance hídrico para una cuenca con agua subterránea artesiana, es decir, confinada. Para poder determinar los componentes de la ecuación del balance hídrico en cuencas de ríos pequeños dentro de la propia cuenca artesiana, es fundamental realizar una distribución de las - zonas de recarga y descarga en dicha cuenca.

Para cuencas de ríos situados en áreas que reciben - - agua artesiana desde otras zonas, la ecuación del balance hídrico es:

$$P + Q_{sI} + Q_{uI} - E - Q_{sO} - Q_{uO} + Q_{u1} - Q_{u2} - \Delta S - \eta = 0 \quad (108)$$

donde Q_{u1} es la entrada de agua en la cuenca artesiana y Q_{u2} es la salida por medio de la recarga de acuíferos profundos, que a su vez descargan por debajo de los límites de la cuenca del río estudiado. Sin embargo, pueden existir cuencas de ríos situadas en zonas donde el acuífero artesiano se recarga, en cuyo caso el término Q_{u1} podría representar un flujo - de salida y tendría, por tanto, signo negativo.

Los conceptos anteriormente citados se han expuesto de una forma elemental, para proporcionar una idea de la composición de la ecuación del balance hídrico del agua subterránea, indicando cómo se pueden calcular dichos términos y demostrando, en cierto modo, la utilidad de esta ecuación en las investigaciones de recursos de agua. Se ha prestado poca atención al cálculo exacto de los parámetros en las aguas -- subterráneas, esto es, a su determinación y a la "instrumentación" para su medida (Gilliland, 1.969 y Hvorslev, 1.951), a la naturaleza de los sistemas de flujo del agua subterránea (Freeze y Witherspoon, 1.966, 1.967, 1.968), al diseño -- de la red de puntos de observación (Geiger e Hitchon, 1.964; Lawson, 1.970), y a la metodología a emplear en la realización de los estudios en las cuencas de aguas subterráneas -- (Lewis y Burgy, 1.964; Meyboom, 1.966, 1.967; Lawson, 1.970).

La literatura citada puede proporcionar una visión posterior sobre el empleo y exactitud de la ecuación del balance hídrico subterráneo. En general, poco hay que decir acerca de la exactitud del balance hídrico del agua subterránea, a menos que el error sea muy grande; esto es muy importante para establecer la composición de la ecuación conociendo el sentido y dirección del flujo del agua subterránea y cualquier dato utilizado para calcular cualquiera de los términos de la ecuación debe ser tan preciso como sea posible. Es difícil obtener estimaciones exactas de la porosidad eficaz y los errores se pueden reducir seleccionando un período de tiempo en el cual la variación en el almacenamiento se aproxime a cero. Igualmente, un escaso conocimiento de la distribución de la permeabilidad limita frecuentemente la exactitud de los cálculos del flujo del agua subterránea. Por eso, se recomienda que estas valoraciones se obtengan por tantos mé-

todos diferentes como sea posible, por ejemplo, utilizando las ecuaciones (105), (106) y/o (107).

5.5. Cuencas glaciares, glaciares de montaña y capas de hielo

La ecuación del balance hídrico para una cuenca de glaciar de montaña, considerando pequeños intervalos de tiempo (meses, estaciones), se puede expresar del siguiente modo:

$$P - E - Q - \Delta S_{gl} - \Delta S_{sn} - \Delta M - Q_{uP} + Q_{uC} - \eta = 0 \quad (109)$$

en la que P es la precipitación; E es la evaporación; Q es el caudal (en la sección de aforos) de toda la cuenca del glaciar de montaña; ΔS_{gl} es la variación en el almacenamiento total de hielo y nieve sobre la superficie de todos los glaciares de la cuenca para el período considerado; ΔS_{sn} es la variación en el almacenamiento estacional de la nieve sobre la superficie de la cuenca no glaciar; ΔM es la variación del contenido de humedad en la zona no saturada; $Q_{uP} - Q_{uC}$ es el intercambio entre el agua subterránea y la de la zona no saturada; Q_{uC} es la recarga de agua de la zona no saturada con agua subterránea; Q_{uP} es la infiltración en el acuífero subterráneo en la zona saturada; η es el factor residual del balance hídrico.

Esta ecuación permite calcular el caudal (Q) para toda la cuenca del glaciar si el "divortium aquorum" de las cuencas superficial y subterránea coinciden. Los términos de la ecuación (109) se calculan por separado para superficies cubiertas y no cubiertas por glaciares e indica la variación del almacenamiento total de hielo y nieve sobre la superficie de todos los glaciares localizados en la cuenca dada. To

dos los demás términos de la ecuación (109) corresponden a la parte de la cuenca no cubierta por los glaciares.

La precipitación sólida y líquida (P) se calcula a partir de las medidas de la altura de nieve y de los datos de pluviógrafos totalizadores instalados en diferentes partes de la cuenca. Las alturas de nieve son también un medio de estimación del valor de ΔS_{sn} .

El término ΔS_{gl} puede calcularse por diferentes métodos, por observaciones en la superficie del glaciar y la fusión medida por aparatos especiales, como estacas, instaladas en el hielo que marcan la fusión, por el método del balance térmico, o, más aproximadamente, a partir de datos de la temperatura del aire.

Para estimar la evaporación (E) se pueden utilizar los diferentes métodos descritos en el apartado 3.4.3. o los datos servados en los evaporímetros. La estimación de ΔM requiere medidas de la humedad del suelo por gravimetría u otros métodos. Como no hay métodos para la medida del intercambio de agua entre el agua subterránea y la zona no saturada, el valor ($Q_{uP} - Q_{uC}$) se incluye normalmente en el término residual.

La ecuación (109) nos da el balance hídrico para períodos particularmente cortos (especialmente meses, estaciones). Para la media anual, se puede suponer que $\Delta M = 0$ e $\Delta S_{sn} = 0$. El valor ΔS_{gl} , a diferencia de ΔM , nunca se puede suponer igual a cero, en ningún período medio, a menos que exista una sólida razón para creer que el glaciar está en equilibrio. Aún cuando el avance o retroceso sea muy lento supone un apreciable cambio anual en ΔS_{gl} .

Para cada glaciar en particular, ΔS_{gl} expresa el balance de la fase sólida de la masa del glaciar y se estima a -- partir de la siguiente ecuación, utilizada para el balance -- de hielo y nieve de un glaciar de montaña:

$$\Delta S_{gl} = P_{sn} + Q_{gl+sn} + \Delta S_{snf} - \Delta S_{snm} - E \quad (110)$$

donde ΔS_{snm} es la cantidad de hielo y nieve fundidos durante el período del balance; ΔS_{snf} es la cantidad de agua de nieve fundida y congelada en el suelo; E es la evaporación en la superficie del glaciar; P_{sn} es la cantidad de precipitación sólida sobre la superficie del glaciar; Q_{gl+sn} es la -- cantidad de hielo y nieve sobre la superficie del glaciar, -- debida a avalancha y tempestades de nieve.

El balance hídrico en las capas de los glaciares no se ha estudiado detenidamente, y la solución de este problema -- sólo puede obtenerse aproximadamente. La ecuación del balance hídrico para una capa de hielo y nieve se representa así:

$$\Delta S_{gl} = P'_{sn} - \Delta S_{sn} - \Delta S_{ice} - E \quad (111)$$

donde ΔS_{gl} es la variación de la cantidad total de hielo y -- nieve para el período del balance; ΔS_{sn} es la cantidad de -- hielo y nieve fundidos; ΔS_{ice} es la cantidad de hielo perdido en la formación de icebergs; E es la evaporación en la -- superficie de la capa de hielo; P'_{sn} es la precipitación sólida sobre la capa de hielo.

5.6. Mares interiores

La ecuación del balance hídrico de mares interiores, -- como el Báltico, para cualquier intervalo de tiempo, puede -- expresarse del siguiente modo:

$$Q_s + Q_{uI} + Q_{stI} + P_s - E_s - Q_{st0} - \Delta S_s = 0 \quad (112)$$

donde Q_s es la entrada de aguas superficiales dentro del -- océano (caudal total del río que desemboca en el océano); -- Q_{uI} es la entrada del flujo subterráneo de agua dentro del -- mar desde las playas, costas y por el fondo del mar; Q_{stI} es la entrada de agua de mar en los océanos a través de los estrechos que comunican el mar con el océano; Q_{st0} es la salida de agua del mar por estos estrechos; P_s es la precipitación sobre la superficie del mar; E_s es la evaporación en la superficie del mar; ΔS_s es la variación del almacenamiento -- de agua en el mar, que en la mayoría de los casos es igual a cero.

Q_s se determina por métodos hidrométricos ordinarios, por medio de aforos en los ríos que fluyen al mar (Mar Báltico, por ejemplo), en secciones transversales cercanas a la -- desembocadura del río; Q_{stI} y Q_{st0} se calculan a partir de -- datos de investigaciones oceanográficas de las corrientes, -- en los estrechos que comunican el mar con el océano; P_s e -- ΔS_s se pueden determinar por los métodos aplicables también al cálculo de estos elementos en los grandes embalses (véanse apartados 3.2.4. y 3.5.2.3.); y E_s se calcula por el método -- del balance de temperatura. Las medidas directas del flujo -- de agua subterránea dentro del mar presentan dificultades ca -- si insalvables.

La entrada del flujo de agua subterránea puede calcu-- larse por métodos hidrogeológicos o se puede estimar como un término residual de la ecuación del balance hídrico.

Un balance hídrico medio aproximado del Mar Báltico -- (típico mar interior) se muestra en el cuadro 22 (Sokolovski, 1.968). El balance hídrico se calculó mediante la ecuación -- simplificada:

$$Q_s + P_s - E_s - Q_{st0} = 0 \quad (113)$$

El caudal (Q_{st0}) desde el mar báltico hacia el Mar -- del Norte, a través de los estrechos de Dinamarca, se obtuvo calculando la diferencia:

$$Q_{st0} = (Q_s + P_s) - E_s$$

El área de la superficie del mar se supone que es - - 385.000 Km².

CUADRO 22

Balance hídrico medio del Mar Báltico

Entradas		Salidas	
	mm Km ³		mm Km ³
Entrada de aguas superficiales -- (Q_s)	1.140 440	Caudal a través - de los estrechos de Dinamarca dentro del Mar del - Norte (Q_{sto})	1.190 459
Precipitación - (P_s)	550 212	Evaporación (E_s)	500 193
T O T A L	1.690 652		1.690 652

6. BALANCES HIDRICOS REGIONALES

Los balances hídricos regionales (para grandes territorios, países, cuencas marítimas y continentes) se determinan, generalmente, sólo para largos períodos de tiempo.

6.1. Balances hídricos regionales

La determinación del balance hídrico regional consta de dos fases; primera, obtener los datos necesarios para el uso racional de los recursos hídricos nacionales, y segunda, obtener los datos necesarios para la preparación de balances hídricos generalizados de mares, continentes y del globo terráqueo, como un todo.

Los límites de los países, a menudo, coinciden con las divisorias de las cuencas hidrográficas; en otros casos, estos límites cruzan cuencas de ríos, quedando gran parte fuera de los límites del país. Un volumen considerable del caudal del río puede descargar dentro del territorio de un país vecino. Por tanto, el balance hídrico de países vecinos (para los cuales la variación del almacenamiento de agua, ΔS , -

y el intercambio de aguas subterráneas con áreas vecinas, -- $Q_{uI} - Q_{iO}$, puede suponerse igual a cero) se calcula mediante la siguiente ecuación simplificada:

$$P - E - Q_{sO} + Q_{sI} = 0 \quad (114)$$

donde Q_{sI} es el caudal total del río o ríos, que entran al país estudiado, desde el o los países vecinos; Q_{sO} es el caudal total de agua que sale del país hacia otro u otros países. La diferencia $Q_{sO} - Q_{sI} = Q$ es el caudal que se origina dentro del país, convencionalmente llamado caudal local.

El cálculo de la precipitación (P) y de la evaporación (E) medias sobre la superficie total del país se hace por -- los métodos descritos en los apartados 3.2 y 3.4; Q_{sI} y Q_{sO} se determinan por estaciones de aforos en el río, próximas a la frontera del país. Si la distancia entre las estaciones y la frontera es grande, es conveniente el uso de curvas características del río.

El caudal local Q puede determinarse por diferencia entre las salidas y entradas de agua en las fronteras y por la suma de los caudales de los ríos propios situados dentro de las fronteras del país. Generalmente, los valores de los caudales locales, obtenidos por los dos métodos, son aproximadamente los mismos. De todas maneras, si el caudal que se forma en el territorio dado es superior al 50% o si supera la diferencia entre las salidas y las entradas, el error calculado por el método de diferencias acumuladas puede ser considerable. En estos casos, el segundo método es preferible. Si no hay información fidedigna sobre el caudal de los ríos por separado, el volumen del caudal local puede determinarse utilizando el mapa de escorrentía media anual.

Si la superficie del país es relativamente pequeña, el balance hídrico puede calcularse para todo el territorio sin necesidad de dividirlo en cuencas separadas. En el caso de países grandes, con muchas cuencas de ríos también grandes, el balance hídrico del país completo puede obtenerse calculando la suma de los componentes del balance hídrico, determinados por cuencas separadas.

Algunas veces es necesario calcular el balance hídrico ya sea para el país entero o para sus unidades administrativas (distritos, estados, provincias) o para regiones de gran importancia económica. Los métodos para calcular el balance hídrico de estos territorios no difieren de los mencionados para los países.

El cuadro 23 muestra los resultados del balance hídrico por medio de la ecuación (114), para las regiones de las Repúblicas Soviéticas y para la Unión Soviética como un todo.

El cuadro 24 muestra los resultados del cálculo de caudales locales, utilizando datos sobre entradas y salidas de agua, para los territorios de los distritos administrativos vecinos de la URSS.

6.2. Balance hídrico continental

El balance hídrico continental (Lvovitch, 1.973) se determina sumando todos los componentes del balance hídrico de los diferentes países, localizados en el continente dado. De igual modo, el balance hídrico de los componentes del mar u océano, que rodean al continente, puede determinarse análogamente.

Al calcular el balance hídrico continental deberá dedicarse especial atención a la composición de los elementos -- del balance obtenidos en diferentes países. Los caudales de los grandes ríos, que cruzan las fronteras de varios países, serán los primeros que deberán estudiarse.

CUADRO 23

Balance hídrico medio de la URSS por Repúblicas Soviéticas

República	Area miles de Km ²	Componentes del balance hídrico					
		Km ³			mm		
		Precipi- tación	Caudal	Evapora- ción	Precipi- tación	Caudal	Evapora- ción
Unión de Repúblicas So- cialistas Soviéticas	16905*	9653	3997	5676	571	235	336
Ukraine	601.0	366	50.0	316	609	83	526
Moldavia	33.7	17.5	0.8	16.7	520	24	496
Byelorussia	207.6	155	36.4	119	745	175	570
Estonia	45.1	33.6	11.7	21.9	746	259	487
Latvia	63.7	52.2	17.1	35.1	820	268	552
Lithuania	65.2	52.5	15.3	37.2	805	235	570
Georgia	69.7	99.0	53.6	45.4	1420	769	651
Azerbaijan	86.6	53.3	8.7	44.6	616	101	515
Armenia	29.8	20.2	6.5	13.7	678	218	460
Kazakhstan	2666.8**	820	64.7	755	308	24	284
Uzbekistan	415.6**	96.5	11.1	85.4	232	27	207
Kirghizia	192.3**	90.4	52.8	37.6	470	274	196
Tadjikistan	143.1	85.3	51.2	34.1	596	358	238
Turkmenistan	488.1	100	1.00	99.0	205	2	203
Superficie de URSS	22013*, **	11694	4358	7336	531	198	333

* Excluyendo las grandes Islas del Océano Artico

** Excluyendo extensiones sin drenaje: el Mar de Aral, lagos de Balkhash e Issyk-Kul

CUADRO 24

Componentes medios del caudal de los ríos en distritos administrativos vecinos

Río	Caudal del río que entra en la región		Caudal local				Caudal del río que sale de la región	
		Area de la cuenca, Km ²	Volumen de entrada anual, Km ³	Area de la cuenca, Km ²	Volumen correspondiente al caudal anual, Km ³	Destino	Area de la cuenca, Km ²	Volumen correspondiente al caudal anual, Km ³
Región de Tambov								
Vorona	Distrito Ponza	4010	0.39	7930	0.89	Distrito Voronezh	11940	1.28
Lesnoy Voronezh	Distrito Ryazan	740	0.07	-	-	-	-	-
Voronezh	-	-	-	8150	0.80	Distrito Lipevsk	8890	0.87
Savala	-	-	-	1820	0.16	Distrito Voronezh	1820	0.16
Tsna	-	-	-	13700	1.64	Distrito Ryzan	13700	1.64
Ríos restantes	-	-	-	2700	0.29	Distrito Voronezh	2700	0.29
Total distrito		4750	0.46	34300	3.78		39050	4.24
Región de Voronezh								
Don	Distrito Lipevsk	33850	4.42	31670	2.19		-	-
Voronezh	"	17460	1.77	4400	0.40		-	-
Tikhaya Sosna	Distrito Belgorod	2400	0.23	1700	0.15	Distrito Rostov	101100	10.1
Potudan	"	1760	0.22	1080	0.08			
Tchernaya Kalitva	"	1250	0.09	2840	0.23			
Ríos restantes	Distrito Tambov	2700	0.20	-	-			
Khoper	Distrito Saratov	17930	1.84					
Savala	Distrito Tambov	1820	0.16	10710	0.70	Distrito Volgograd	42410	3.95
Vorona	"	11940	1.28					
Total distrito		91110	10.3	52400	3.75		143510	14.05

7. BALANCE HIDRICO DE LA ATMOSFERA

La ecuación del balance hídrico terrestre que se ha -- discutido con detalle en otros capítulos, es un concepto esencial para los hidrólogos. Para obtener una ecuación similar a el agua contenida en la atmósfera, durante las últimas déca-- das se ha montado una red de estaciones aerológicas que han - proporcionado, progresivamente, medidas más detalladas y exactas de los términos de esta ecuación del balance. Para zonas más pequeñas y períodos de tiempo más cortos, en los que se - pueden calcular los valores medios, se determinan en función de la densidad de estaciones de observación y de la frecuen-- cia de medidas.

7.1. Ecuaciones principales del balance hídrico

Para un período dado, en una capa cualquiera selecciona da de una gran superficie (por ejemplo, una cuenca grande de un río, pantano, etc.) y para la atmósfera existente encima - de ella, las ecuaciones del balance hídrico son las siguien-- tes (BOchkov y SoroChan, 1972):

. Para la capa activa de suelo, ver ecuación (1):

$$Q_I - Q_0 + P - E - \Delta M - \eta = 0 \quad (115)$$

. Para la atmósfera existente encima del suelo y en la superficie considerada:

$$Q'_I - Q'_0 - P + E - \Delta W - \eta' = 0 \quad (116)$$

Las ecuaciones (115) y (116) incluyen, respectivamente, la entrada total (Q_I , Q'_I) y la salida total (Q_0 , Q'_0) del agua en la capa activa de suelo y en la atmósfera, la variación en el almacenamiento de agua (ΔM) en el subsuelo de la zona de estudio, y la variación en el almacenamiento de agua (ΔW) en la atmósfera. Para un período largo, los términos ΔM e ΔW pueden considerarse igual a cero, pero deberán incluirse en el cálculo del balance hídrico para un intervalo de tiempo más corto.

7.2. Ecuación del balance hídrico para el sistema atmósfera suelo

La ecuación del balance hídrico para el sistema atmósfera-suelo se obtiene combinando las ecuaciones (115) y (116):

$$\Delta Q + \Delta Q' - \Delta M - \Delta W - N = 0 \quad (117)$$

donde, $\Delta Q = Q_I - Q_0$; $\Delta Q' = Q'_I - Q'_0$; $N = \eta + \eta'$

La ecuación (117) permite, conocidos $\Delta Q'$ e ΔW , que se puedan utilizar para calcular los componentes de la ecuación del balance hídrico terrestre, ya por diferencia o como un método indirecto para determinar cualquiera de los componentes no conocidos.

7.3. Desarrollo de la ecuación del balance hídrico para la atmósfera

(Para los símbolos, véase apartado 3.4.1.1.).

La ecuación del balance hídrico para la atmósfera puede obtenerse estudiando el papel del vapor de agua en la circulación general de la atmósfera (Rasmussen, 1.972; Peixoto, 1.973); o el papel de la convección de los cúmulos (nubes) - en el balance hídrico de la atmósfera (Holland y Rasmussen, 1.973); o también como la diferencia entre la evaporación y la precipitación medias sobre un área irregularmente formada de la superficie de la tierra (Drozdov y Grigorieva, 1.963; Palmen, 1.967).

Para la superficie A limitada por una curva C, la ecuación (116) puede expresarse en la forma:

$$E - P - \Delta W - \frac{T}{gA} \int_{P_t}^{P_s} (\phi_c \overline{hu_n} dC) dp - \eta' = 0 \quad (118)$$

donde P_s y P_t son la presión atmosférica en la superficie de la tierra y en la capa alta de la atmósfera, respectivamente; h es la humedad específica y u_n es la componente de la velocidad del viento normal a C, dirigida hacia afuera. El símbolo $\overline{\quad}$ indica los valores medios con respecto al tiempo, durante el período del balance, T.

En la ecuación (118), el término ΔW es la diferencia - entre el valor medio del vapor de agua W contenido en la superficie, al comienzo y al final del período del balance, T,

donde:
$$W = - \frac{1}{g} \int_{P_t}^{P_s} h \, dp \quad (119)$$

Los valores de ΔW son generalmente de unos pocos milímetros y se puede prescindir de ellos para cálculos anuales o balances a largo plazo, pero son significativos para valores medios estacionales o incluso para períodos más cortos.

Las integrales de las ecuaciones (118) y (119) se obtienen a partir de datos aerológicos. Considerando que más del 90% del agua en la atmósfera, generalmente, se encuentra por debajo del nivel de los 500 mb, es suficiente hacer los cálculos con una $P_t = 400$ ó 500 mb. Una presión mínima de 50 mb es recomendable en los niveles más bajos, subiendo hasta cerca de 700 mb (Palmen, 1.967).

La integral de la ecuación (118) representa la divergencia del flujo de vapor atmosférico para la superficie A. Los elementos de este término se pueden separar convenientemente en un término de "media" y un término "remolino", es decir:

$$\begin{aligned} h &= \bar{h} + h' \\ u_n &= \bar{u}_n + u'_n \end{aligned} \quad (120)$$

así que,
$$\overline{hu_n} = \bar{h} \bar{u}_n + \overline{h' u'_n} \quad (121)$$

Dado que los anuarios meteorológicos contienen normalmente valores medios de h y u para períodos medios (mensuales y anuales), es sencillo calcular el término medio en la ecuación (121). Las observaciones realizadas en los últimos 20 años (Peixoto, 1.973) han demostrado que la correlación entre las variaciones temporales de h y u pueden ser significativas y, por lo tanto, el término $\overline{h' u'_n}$ no debe despreciarse.

7.3.1. Sistemas de medición y fuentes de datos

La red mundial de datos meteorológicos, obtenidos por sondeos atmosféricos, es la mayor fuente para calcular el ba lance hídrico a gran escala. La transmisión standard de da-- tos primarios de la sonda es obligatoria para diferentes ni-- veles, pero como estos tienen lugar, generalmente, a 1.000, 850, 700, 500 y 400 mb, no proporcionan adecuada información de datos primarios, por lo que en principio ha sido utiliza-- da para fines meteorológicos, antes que para cálculos de ba-- lances ; además, es difícil ajustar los datos hidrológicos de una cuenca con los primarios, facilitados por la red, ya que las estaciones de datos primarios no suelen estar en las di-- visorias de las cuencas. La interpretación de datos requeri-- rá un análisis sistemático del viento y de la humedad en la zona considerada (Cressman, 1.959; Gandin, 1.963). Deberá te nerse mucho cuidado para evitar errores debidos a los dife-- rentes tipos de instrumentos (Flohn, Henning y Korff, 1.965).

Se han preparado proyectos especiales de observación, adaptables a los cálculos del balance de agua de la atmósfe-- ra, incluyendo el Experimento Oceanográfico y Meteorológico de las Barbados (BOMEX) (Holland y Rasmussen, 1.973), the In ternational Field Year para los Grandes Lagos (IFYGL) - - (Aubert, 1.972; Bruce, 1.972) y el GARP Atlantic Tropical - Experiment (GATE). Aparatos de medición con control remoto, particularmente el "geosynchronous", satélite de la tierra, - ofrecen también datos adicionales.

7.3.2. Consideraciones a escala espacial

Para el análisis del balance hídrico en ciclones, la red de observaciones aerológicas debe ser densa, o lo suficientemente densa para que permita estudiar las características fundamentales del fenómeno.

Para valores medios del balance hídrico a largo plazo, la red nos da las variaciones de $E - P$ derivadas de las variaciones de las características de la superficie de la tierra. Por ejemplo, en las regiones montañosas de Norte América, una fracción sustancial de la varianza en el valor anual medio de $E - P$ está asociada con hechos cuyas dimensiones están entre 200 y 600 Km (Rasmussen, 1.971). Como la distancia normal de las estaciones aerológicas en estas regiones es generalmente de 250 a 350 Km, no es posible resolver estas variaciones a pequeña escala, con la red existente de estaciones.

De todas formas, los datos de la red existente se han utilizado con éxito total para los cálculos del balance hídrico a gran escala en áreas idóneas, como en el Mar Báltico ($3 \times 10^5 \text{ Km}^2$) (Palmen y Soderman, 1.966), la cuenca del Alto Colorado ($2,6 \times 10^5 \text{ Km}^2$) (Rasmussen, 1.967) y en las Grandes Planicies de Norte América (algo menos de $5 \times 10^5 \text{ Km}^2$) (Rasmussen, 1.971). Los proyectos especiales mencionados incluyen cálculos del balance hídrico para superficies relativamente pequeñas.

7.3.3. Consideraciones sobre la escala de tiempo

Las observaciones meteorológicas de "radiosonda" se toman habitualmente dos veces al día, lo que permite realizar previsiones hidrológicas o de ciclones especiales a gran escala, pero no es adecuado para sistemas individuales de mediana escala. De todas maneras, este índice de muestreo es completamente adecuado para cálculos medios a largo plazo, suponiendo que no haya variaciones diurnas sistemáticas en la divergencia del flujo.

Las variaciones diurnas significativas a gran escala fueron demostradas por Hastenrath (1.967), Nitta y Esbensen (1.973) y Rasmussen (1.966, 1.967, 1.968), y las circulaciones diurnas a pequeña escala, tales como brisas de tierra y vientos de montaña y valle se conocen bien. Por tanto, dependiendo de la ubicación y de la época del año, será necesario muestrear varias veces al día a fin de conocer lo más exactamente posible la variación diurna.

7.4. Estimación de los términos de la ecuación por el sistema atmósfera-suelo

Cuando los componentes de ΔQ e $\Delta Q'$ y ΔW son conocidos, el término ΔM se puede calcular por aplicación de la ecuación (117). De igual modo, el caudal $E - P$ o E se pueden estimar a partir de las ecuaciones mencionadas anteriormente.

Debido a la inexactitud de las mediciones en la estimación de los términos del balance hídrico, dichos términos pueden incluir errores de medida, así como también errores acumulados en la desestimación de los términos del balance.

8. ESTIMACION DEL INDICE DE CIRCULACION DEL AGUA

Para estimar el índice de circulación del agua en la - capa activa de la hidrosfera se puede hacer uso del "Crite-- rio sobre la circulación del agua" (Kalinin, 1.968), también llamado tiempo de retorno (UNESCO, 1.971). No hay un tiempo de retorno específico para un componente dado, y el conjunto de tiempos de retorno influye sobre el mecanismo del flujo - para dicho componente. No teniendo en cuenta este mecanismo, el valor medio (convencional) del tiempo de retorno T_r puede expresarse como la relación entre los valores medios del volumen almacenado \bar{V} y los valores medios de entradas o sali-- das \bar{Q} , es decir:

$$T_r = \frac{\bar{V}}{\bar{Q}} \quad (122)$$

El tiempo de retorno para la atmósfera puede calcularse con la ayuda del coeficiente de intercambio y de consumo de agua (Drozdov y Grigorieva, 1.963); su valor medio es 8 - - 10 días. Este tiempo es bajo en comparación con el tiempo de retorno convencional de otros componentes del ciclo hidro lógico (UNESCO, 1.971), pero es comparable al del agua bioló

gica (tiempo de retorno convencional del orden de una semana) y el agua de los cauces de los ríos (alrededor de dos semanas). Estos componentes ayudan a la dinámica del ciclo del agua, pensando que en conjunto representan solamente una millonésima parte de los recursos totales de agua en la tierra. Los componentes estabilizadores del ciclo hidrológico son -- los océanos (tiempo de retorno convencional, alrededor de -- 4.000 años), aguas congeladas (decenas de miles de años), -- aguas subterráneas profundas (por encima de decenas de miles de años) y pantanos (pocos años). Intermedios son el agua -- del suelo (2 - 4 semanas) en la zona no saturada y las aguas subterráneas superficiales (por encima de 1 año), lo que presupone una unión entre los componentes dinámicos y estáticos.

Estos factores, válidos todos ellos en los cálculos -- del balance hídrico para diferentes estudios, se han descrito en esta publicación. Un conocimiento de los tiempos de retorno apropiados para los componentes en un área determinada es muy útil para el planteamiento de la frecuencia de medidas -- de cada componente. Los métodos para estimar la distribución de frecuencias de los tiempos de retorno, basados sobre supuestos limitados, sin tener en cuenta el mecanismo del flujo, han sido descritos por Chapman (1.970).

BIBLIOGRAFIA

- AFANASIEV, A.N. 1960. Vodny balans oz. Baikal (Water balance of Lake Baikal). *Trans, Baikal limnological station, USSR, Moscow - Leningrad, Vol. XVIII. Acad. Sci.*
- ANDERSON, E.R. 1954. Energy budget studies in water-loss investigations. In: *Prof. paper 269*, pp. 71-119. U.S. Geol. Survey.
- ANDERSON, E.R.: BAKER, D.R. 1967. Estimating incident terrestrial radiation under all atmospheric conditions. *Wat. Resour. Res.* Vol. 3, pp. 978-1005.
- ANDREJANOV, V.G. 1957. Gidrologicheskie raschety pri proyektirovani malykh i srednikh gidroelektrostantsiy (Hydrological computations in designing small and middle-sized water power plants). Leningrad, Gidrometeoizdat.
- AUBERT, E.J. 1972. International Field Year for the Great Lakes: United States viewpoint. In: *Proc. Fifteenth Conference on Great Lakes Research*, pp. 699-705. Ann Arbor, Mich., Intern. Assoc. for Great Lakes Research.
- AUSTRALIAN WATER RESOURCES COUNCIL, 1970a. *Evaporation from water storages*. Canberra, Dept. of National Development, 81p. (Hydrological series No. 4).
- AUSTRALIAN WATER RESOURCES COUNCIL, 1970b. *Estimating evapotranspiration: an evaluation of techniques*. Canberra, Dept. of National Development. (Hydrological series No. 5).
- BADESCU, V. 1974. Determinarea evaporatiei reale de la suprafata lacurilor de dimensiuni medii (Determination of actual evaporation from the surface of medium-sized lakes). *Studii de hidrologie*, Bucharest, IMH, vol. 45.
- BAULNY, H.L. de; BAKER, D. 1970. *Water balance of Lake Victoria*. Technical Note.
- BAUMGARTNER, A. 1967. Energetic bases for differential vaporization from forest and agricultural lands. In: Sopper, W.C.; Lull, H.W. (eds.) *Forest hydrology*, pp. 381-390, Oxford, Pergamon Press.
- BELL, J.P.; McCULLOCH, J.S.G. 1966. Soil moisture estimation by the neutron scattering method in Britain. *J. Hydrol.* Vol. 4, p. 254
- BLANEY, H.F. 1954a. Consumptive use of ground-water by phreatophytes and hydro phytes. In: *C.R. Ass. Int. Hydrologie Sci. Rome*, Vol. 2, pp. 53-62.
- BLANEY, H.F. 1954b. Evapo-transpiration measurements in western United States. In: *C.R. Ass. Int. Hydrologie Sci. Rome*, Vol. 3, pp. 150-160.
- BLANEY, H.F. 1957. Evaporation study at Silver Lake in the Mojave Desert, California. *Trans. Am. Geophys. Un.*, Vol. 38, No. 2, pp. 209-215.
- BLANEY, H.F.: CRIDDLE, W.D. 1950. *Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data*. U.S. Dept. of Agriculture, Soil Conservation Service, (Tech. paper 96).
- BOCHKOV, A.P. 1965. Ob utochnenii rascheta srednikh godovykh osadkov (On a more precise computation of mean annual precipitation). *Trans. GGI, Leningrad*, Vol. 127.
- BOCHKOV, A.P. 1970. *Estimation of precipitation as a water balance element*. (IASH-UNESCO pub. No. 93).
- BOCHKOV, A.P.; SOROCHAN, O.G. 1972. Printsipialnye osnovy opredelenia

- vлагообмена melioriruemikh territoriy (Principles of determining the water exchange of meliorated areas). *Trans. GGI*, Leningrad, vol. 200 (The study of formation and computations of river runoff and water balance).
- BROGMUS, W. 1952. Eine Revision des Wasserhaushalts der Ostsee (A revision of the Water Balance of the Baltic Sea). *Kieler Meeres farschemgem*. Kiel, vol. 9, No. 6.
- BRUCE, J.P. 1972. International Field Year for the Great Lakes : Canadian viewpoint. In: *Proc. Fifteenth Conference on Great Lakes Research*, pp. 706-709. Ann Arbor, Mich., Intern. Assoc. for Great Lakes Research.
- BUDYKO, M.I. 1956. *Teplovoy balans zemnoy poverkhnosti* (Heat budget of the earth's surface). Leningrad, Gidrometeoizdat.
- BURIAN, K. 1971. Primary production, carbon dioxide exchange and transpiration in *Phragmites communis* Trin. on the Lake Neusiedler See, Austria. *Hidrobiologia*, Vol. 12, pp. 203-218.
- CALIFORNIA DEPT. OF WATER RESOURCES. 1963. *Permeability, coefficients of transmissibility, coefficients of storage: methods of determination and application to ground water problems*. 75p.
- CHAPMAN, T.G. 1970. Estimating the frequency distribution of hydrologic residence times. In: *World water balance; Proceedings of the Reading Symposium, July 1970*, pp. 136-152. Paris, UNESCO. (Studies and reports in hydrology, 11).
- CHEBOTAREV, A.I. 1970. *Gidrologichesky slovar* (Hydrological glossary). 2nd ed. Leningrad, Gidrometeoizdat.
- COPE, F.; TRICKETT, E.S. 1965. Measuring soil moisture. *Soils and Fertilizers*, vol. 28, pp. 201-208.
- CORBETT, E.S. 1967. Measurement and estimation of precipitation on experimental watersheds. In: *Sopper, W.E.; Lull, H.W. (eds.), Forest hydrology*, pp. 107-129. Oxford, Pergamon.
- COSTIN, A.B.; GAY, L.W.; WIMBUSH, D.J.; KERR, D. 1961. *Studies in catchment hydrology in the Australian alps. III : Preliminary snow investigations*, Australia CSIRO, Div. Plant Industry. (Tech. paper No. 15).
- COSTIN, A.B.; WIMBUSH, D.J.; CRAMER, R.N. 1964. *Studies of catchment hydrology in the Australian Alps; V : Soil moisture characteristics and evapotranspiration*. Australia, CSIRO, Div. Plant Industry, 20 p. (Tech. paper No. 20).
- CRESSMAN, G.P. 1959. An operational objective analysis system. *Monthly Weather Review*, Vol. 87, No. 10, pp. 367-374.
- DAVIS, D.A.; LANGBEIN, W.B. 1972. Streamflow. In: *Casebook on hydrological network design practice*, Ch. I - 5.3. Geneva, WMO (WMO publ. No. 324).
- DROZDOV, O.A.; GRIGORIEVA A.S. 1963. *Vлагооборот v atmosfere* (Water cycle in atmosphere). Leningrad, Gidrometeoizdat.
- FEDOROV, S.F. 1969. O rezultatakh issledovaniya gidrologicheskoy, roli lesa (Some results of the study of the hydrological role of the forest). *Trans. GGI*, Leningrad, 1. Vol, 176p.
- FEDOROVA, E.A. 1966. Uchet stepeni zashchishennosti stantsii pri vychislenii skorosti vetra na urovne ustanovki osadkomeza (Account of the rate of protecting the station when computing wind velocity at the altitude of precipitation gauge installation). *Proc. GGO*,

- Leningrad, Vol. 195.
- FITZPATRICK, E.A. ; STERN, W.R. 1966. Estimate of potential evaporation using alternative data in Penman's formula. *Agr. Meteorol.* vol. 3, Nos. 3/4, pp 225-259.
- FLEMING, P.M. 1968. Crop water requirements and irrigation. In : *Agricultural meteorology : Proc. 1966 WMO Seminar*, Vol. 2, pp. 591-618. Melbourne, Commonwealth Bureau of Meteorology.
- FLOHN, D.; HENNING, D.; KORFF, H.C. 1965. *Studies on the water-vapor transport over northern Africa*. U.S. Dept. of Army. 34p. (Final report contract No. DA-91-591-EUC-3201). Also published in *Bonner Meteorologische Abhandlungen* No. 6, 1965, Institute of Meteorology, Univ. of Bonn, Germany.
- FREEZE, R.A. 1971. Three dimensional, transient, saturated-unsaturated flow in a ground water basin. *Wat. Resour. Res.*, vol. 7, No. 2, pp. 347-366.
- FREEZE, R.A.; WITHERSPOON, P.A. 1966. Theoretical analysis of regional ground water flow. 1 : Analytical and numerical solutions to the mathematical model. *Wat. Resour. Res.*, vol. 2, pp. 641-656.
- FREEZE, R.A.; WITHERSPOON, P.A. 1967. Theoretical analysis of regional ground water flow. 2 : The effect of water-table configuration and subsurface permeability variation. *Wat. Resour. Res.*, vol. 3, pp. 623-634.
- FREEZE, R.A.; WITHERSPOON, P.A. 1968. Theoretical analysis of regional ground water flow. 3 : Quantitative interpretations. *Wat. Resour. Res.* vol. 4, pp. 581-590.
- FRITSCHEN, L.J.; van WIJK, W.R. 1959. Use of an economical thermal transducer as a net radiometer. *Bull. Am. met. Soc.*, vol. 40, pp. 291-294.
- FUNK, J.P. 1959. Improved polythene-shielded net radiometers. *J. Sci. Inst.* vol. 36, pp. 267-270.
- GANDIN, L.S. 1963. *Objetivnyi analiz meteorologicheskikh polei*. Leningrad, Gidrometeoizdat. (Objective analysis of meteorological fields, 1965, Israel Program for Scientific translations).
- GEIGER, K.W.; HITCHON, B. 1964. Ground water measurement. In : *Proc. Hydrology Symposium*, No. 4, pp. 245-265. Victoria, National Research Council of Canada.
- GGI (STATE HYDROLOGICAL INSTITUTE). 1966. *Proc. Seminar on computation of water balance of river basins and organization of complex water balance and agrometeorological observations*. Valdai, GGI.
- GGI (STATE HYDROLOGICAL INSTITUTE). 1967. *Proc. Seminar on computation of water balance of river basins*. Valdai, GGI.
- GIDROMETEOIZDAT. 1967. *Vodnye resursy i vodny balans territorii Sovetskogo Soyuza* (Water resources and water balance of the territory of the Soviet Union). Leningrad, Gidrometeoizdat.
- GIDROMETEOIZDAT. 1969. *Instructions on computation of evaporation from the surfaces of water bodies*. Leningrad, Gidrometeoizdat.
- GIDROMETEOIZDAT. 1970. *Observations at the hydrometeorological network of the USSR; definition of hydrometeorological elements and evaluation of the accuracy of observations*. Leningrad, Gidrometeoizdat.
- GIDROMETEOIZDAT. 1971a. *Representative and experimental basins of 1971; international guide for research and practice*. Leningrad,

- Gidrometeoizdat.
- GIDROMETEOIZDAT. 1971b. *Instructions for computation of flow from reclaimed and non-reclaimed raised bogs*. Leningrad, Gidrometeoizdat.
- GILLILAND, J.A. 1969. Ground water instrumentation and observation techniques. In : *Proc. Hydrology Symposium; No. 7: Instrumentation and observation techniques*, pp. 37-57. Victoria, National Research Council of Canada.
- GIUSCIO, F.J.; BARTLEY, T.R.; BECK, A.N. 1965. Water resources problems generated by obnoxious plants. *J. Watways Harb. Div. Am. Soc. Civ. Engrs.* vol. 91, pp. 47-60.
- GRAY, D.M. 1970. *Handbook on the principles of hydrology*. Ottawa, Canadian National Committee for the IHD.
- GREEN, M.J. 1970a. Effects of exposure on the catch of rain gauges. *J. Hydrol, New Zealand*, Vol. 9, No. 2, pp. 55-71.
- GREEN, M.J. 1970b. Rain factors affecting the catch of rain gauges. *Meteorol. Mag.* vol. 99; pp. 10-20.
- GUGK (CENTRAL OFFICE OF GEODESY AND CARTOGRAPHY); USSR ACADEMY OF SCIENCES. 1964. *Physico-geographical atlas of the world*. Moscow, GUGK.
- HALL, F.R. 1968. Base-flow recessions; a review. *Wat. Resour. Res.*, vol. 4, No. 5, pp. 973-983.
- HARBECK, G.E. 1958. The Lake Hefner water-loss investigation. *IASH, Toronto Trans.* vol. 3, pp. 437-443.
- HARBECK, G.E. 1962. A practical field technique for measuring reservoir evaporation using mass-transfer theory. *U.S. Geol. Survey, (Prof. paper 272-E)* Washington, U.S. Dept. of the Interior.
- HARBECK, G.E. et. al. 1958. *Water loss investigation : Lake Mead studies*. U.S. Geol. Survey. (Prof. paper 298).
- HASLAM, S.M. 1970. The performance of *Phragmites communis Trin.* in relation to water supply. *Ann. Bot.*, vol. 34, pp. 867-877.
- HASTENRATH, S.L. 1967. Diurnal fluctuations of the atmospheric moisture flux in the Caribbean and Gulf of Mexico area. *J. geophys. Res.*, vol. 72, No. 16, pp. 4119-4130.
- HERSHFIELD, D.M. 1965. On the spacing of rain gauges. In : *Proc. Quebec. Symposium on design of hydrological networks*, pp. 72-79. Gentbrugge, IASH (IASH publ. No. 67).
- HERSHFIELD, D.M. 1968. Rainfall input for hydrologic models. In : *IASH General Assembly at Berne*, pp. 177 - 188. Gentbrugge, IASH (IASH publ. No. 78).
- HOLLAND, J.Z.; RASMUSSEN, E.M. 1973. Measurements of the atmospheric mass, energy and momentum budgets over a 500-kilometer square of tropical ocean. *Monthly Weather Review*, vol. 101, No. 1, pp. 44-55.
- HOUNAM, C.E. 1958. Evaporation pan coefficients in Australia. In : *Climatology and microclimatology. Proceedings of the Canberra Symposium*, pp. 52-60, Paris, UNESCO. (Arid Zone Research vol. 11).
- HVORSLEV, M.J. 1951. *Time lag and soil permeability in ground-water observations*. Vicksburg Miss. U.S. Army Corps of Engr. (Miss. Bull. 36).
- IUPAP (INT. UNION PURE AND APPLIED PHYSICS). 1965. *Symbols, units and nomenclature in physics*. Paris, IUPAP, 32p. (Document UIP II).
- IVANOV, K.E. 1957. *Osnovy gidrologii bolot lesnoy zony* (Principles

- of hydrology of the forest zone swamps). Leningrad, Gidrometeoizdat.
- JACOBS, M. 1972. Ground water networks. In : *Casebook on hydrological network design practice*, Ch. I - 6.1. Geneva, WMO. (WMO Publ. No. 324).
- KACHINSKI, N.A. 1970. *Fizika pochvy* (Physics of soil). Part II. Moscow, Vysshaya shkola.
- KAGAN, R.L. 1972a. Precipitation ; statistical principles. In : *Casebook on hydrological network design practice*, Ch. I - 1.1. Geneva, WMO. (WMO publ. No. 324).
- KAGAN, R.L. 1972b. Planning the spatial distribution of hydrometeorological stations to meet an error criterion. In : *Casebook on hydrological network design practice*, Ch. III - 1.2. Geneva. WMO. (WMO publ. No. 324).
- KAGAN, R.L. 1972c. Snow cover; statistical principles. In : *Casebook on hydrological network design practice*, Ch. I - 3.2. Geneva WMO. (WMO publ. No. 324).
- KALININ, G.P. 1968. *Problemy globalnoy gidrologii* (Problems of global hydrology). Leningrad, Gidrometeoizdat.
- KARASSEFF, J.E. 1972. Physical and statistical methods for network design. In : *Casebook on hydrological network design practice*, Ch. III - 1.1. Geneva, WMO. (WMO publ. No. 324).
- KARASHEV, A.V. 1969. *Rechnaya gidravlika* (River hydraulics). Leningrad, Gidrometeoizdat.
- KHARCHENKO, S.I. 1968. *Gidrologia oroshaemykh zemel* (Hydrology of irrigated lands). Leningrad, Gidrometeoizdat.
- KOHLER, M.A.; NORDENSON, T.J.; et al. 1955. *Evaporation from pans and lakes*. Washington, D.C., U.S. Dept. of Commerce, U.S. Weather Bureau. (Research paper No. 38).
- KOHLER, M.A.; NORDENSON, T.J.; et al. 1959. *Evaporation maps for the United States*. Washington D.C., Dept. of Commerce; U.S. Weather Bureau. (Tech. paper No. 37).
- KOHLER, M.A.; PARMELE, L.H. 1967. Generalized estimates of free-water evaporation. *Wat. Resour. Res.*, Vol. 3, No. 4, pp. 997-1005.
- KONOPLYANTSEV, A.A. 1970. The evaluation of the ground water balance of large territories. *IASH-UNESCO Publ. No. 92*, pp. 71-77.
- KONSTANTINOV, A.P. 1968. *Isparenie v prirode* (Evaporation in nature). Leningrad, Gidrometeoizdat.
- KOVZEL, A.G. 1972. The design of networks for the determination of soil moisture. In : *Casebook on hydrological network design practice*, Ch. I - 4.1. Geneva, WMO (WMO Publ. No. 324).
- KRESTOVSKI, O.I.; FEDOROV, S.F. 1970. *Study of water balance elements of forest and field watersheds*. *IASH-UNESCO Publ. No. 93*, pp. 445-451.
- KUZMIN, P.P. 1953. *K metodike issledovaniya i rascheta isparenia s pororkhnosti snezhnogo pokrova* (On methods for the study and computation of evaporation from snow cover surface). *Trans. GGI*, Leningrad, vol. 41, No. 95.
- KUZMIN, P.P. 1960. *Formirovaniye snezhnogo pokrova i metody opredeleniya snegozapasov* (Formation of snow cover and methods for the determination of snow storage). Leningrad, Gidrometeoizdat.
- KUDELIN, B.I. (ed.) 1966. *Podzemny stok na territorii SSSR* (Under-

- ground flow in the territory of the USSR). Moscow, Publishing House of State Moscow University.
- KUZIN, P.S. 1970. *Tsiklicheskie kolebaniia stika rek Severnogo polusharia* (Cyclic variations of river flow in the Northern Hemisphere). Leningrad, Gidrometeoizdat.
- LAWSON, D.W. 1970. A rational approach to ground water investigations in representative basins. In : *Proc. IAHS Symposium on the results of research on representative and experimental basins, Wellington, New Zealand, December 1-8*, pp. 652-667, (IAHS Publ. No. 96).
- LAWSON, D.W. 1971. A distributed hydrological model based on the concept of ground water recharge, transmission, and discharge. *J. Hydrol.* New Zealand, vol. 10, No. 2, pp. 133-140.
- LEBEDEV, A.V. 1963. *Metody izucheniia balansa gruntovykh vod* (Methods for studying the balance of ground water). Moscow, Gosgeoltekgizdat.
- LEWIS, D.C. ; BURG, R.H. 1964. Hydrologic balance from an experimental watershed. *J. Hydrol.* vol. 2, pp. 197-212.
- LINACRE, E.T.; HICKS, B.B.; SAINTY, G.R.; GRAUSE, G. 1970. The evaporation from a swamp. *Agr. Meteorol.*, vol. 7, pp. 375-386.
- LINSLEY, R.K.; KOHLER, M.A.; PAULHUS, J.L.H. 1949. *Applied hydrology*. New York, McGraw-Hill. 689 p.
- LITTLE, E.C.S. 1967. Progress report on transpiration of some tropical water weeds. *Pestic. Abstr.*, vol. 13, pp. 127-132.
- LUCHSHEV, A.A. 1970. Osadki pod pologom lesa (Precipitation in forests). In : *Proc. All-Union Research Institute of Silviculture*, Vol. 18.
- LVOVITCH, M.I. 1973. The global water balance. *EOS, Trans. Am. geophys. Un.*, vol. 54, No. 1, pp. 28-42.
- MALININA, T.I. 1966. Vodny balans Ladozh'skogo ozera (Water balance of Ladoga Lake). *Trans. Limnological Laboratory, Leningrad State Univ.*, Leningrad, vol. XX.
- MANDEL, S. 1965. The design and instrumentation of hydro-geological observation networks. In : *Proc. Quebec Symposium on design of hydrological networks*, pp. 413-424. (IAHS. publ. No. 67).
- MATUSHEVSKI, G.V. 1960. Raschet obyema osadkov, выпадayushikh na Azovskom more (Computation of precipitation over the Azov Sea). *Meteorologiya i Gidrologiya*, No. 8.
- McGUINNESS, J.L. 1963. Accuracy of estimating watershed mean rainfall. *J. geophys. Res.*, vol. 68, No. 16, pp. 4763-4767.
- McGUINNESS, J.L.; URBAN, J.B. 1964. *Soil Moisture sampling plan for watersheds*. U.S. Dept. of Agriculture. 12p. (Agric. Res. Service publ. 41-87.)
- McILROY, I.C. 1968. Evaporation and its measurement. In : *Agricultural meteorology; Proc. 1966 WMO seminar*, vol. 1, pp. 243-263; vol. 2, pp. 409-431. Melbourne, Commonwealth Bureau of Meteorology.
- MEYBOOM, P. 1961. Estimating ground water recharge from stream hydrographs. *J. geophys. Res.*, vol. 66, No. 4, pp. 1203-1214.
- MEYBOOM, P. 1966. Unsteady ground water flow near a willow ring in hummocky moraine. *J. Hydrol.*, vol. 4, pp. 38-62.
- MEYBOOM, P. 1967. Mass-transfer studies to determine the ground water regime of permanent lakes in hummocky moraine of western Canada. *J. Hydrol.*, vol. 5, pp. 117-142.

- MITCHELL, D.S. 1970. *Autecological studies of Salvinia auriculata*. Ph. D. thesis, Univ. of London.
- MONTEITH, J.L. 1958. The heat balance of soil beneath crops. In : *Climatology and micro-climatology. Proceedings of the Canberra Symposium*. p. 123-128. Paris, UNESCO (Arid zone research, 11.)
- NATRUS, A.A. 1964. K voprosu ob otsenke osadkov kak slagaemogo vodnogo balansa vodokhranilish i ozer (On the problem of estimating precipitation as a component of the water balance of reservoirs and lakes. *Trans. GGI*. Leningrad, Vol. 113.
- NAUKA (ed). 1969. *Vodny balans SSSR i ego preobrazobania* (Water balance of the USSR and its transformations). Moscow, Nauka.
- NEZHIKHOVSKI, R.A. 1967. *The channel network of the basin and the process of runoff formation*. Leningrad, Gidrometeoizdat.
- NITTA, T.; ESBENSEN, S. 1973. Heat and moisture budget analysis using BOMEX data. To be published in *Monthly Weather Review*. 34p.
- NORDENSON, T.J. 1968. *Preparation of co-ordinated precipitation, runoff and evaporation maps*. Geneva, WMO. (WMO-IHD report No. 6).
- PALMEN, E. 1967. *Evaluation of atmospheric moisture transport for hydrological purposes*. Geneva, WMO. 63p. (WMO/IHD Project report No. 1).
- PALMEN, E.; SODERMAN, D. 1966. Computation of the evaporation from the Baltic Sea from the flux of water vapor in the atmosphere. *Geophysics*, vol. 8. No. 4, pp. 261-279.
- PEIXOTO, J.P. 1973. Report on new developments and new applications of the vapor flux method for hydrological purposes. Geneva WMO. Regional Association VI, Working Group on Hydrology. 127p.
- PENFOUND, W.T.; EARLE, T.T. 1948. The biology of the water hyacinth. *Ecol. Monogr.*, vol. 18, pp. 447-472.
- PENMAN, H.L. 1956. Evaporation; an introductory survey. *Neth. J. agric. Sci.*, vol. 4, No. 1, pp. 9-29.
- PENMAN, H.L. 1963. *Vegetation and hydrology*. Harpenden, U.K., Commonw. Bur. Soils, Commonw. Agric. Bur. (Tech. comm. 53).
- PENMAN, H.L. 1967. Evaporation from forests : a comparison of theory and observation. In : *Forest hydrology*, pp. 373-380. Oxford, Pergamon.
- PHILIP, J.R. 1961. The theory of heat flux meters. *J. geophys. Res.* vol. 66, pp. 571-579.
- POPOV, O.V. 1967. Metod vodnogo balansa pri otsenke podzemnogo stoka (Water balance method in estimating the ground water flow). *Trans. GGI*, Leningrad, Vol. 139.
- POPOV, O.V. 1968. *Podzemnoe pitanie rek* (Underground flow into rivers). Leningrad, Gidrometeoizdat.
- RAINBIRD, A.F. 1967. *Methods of estimating areal average precipitation*. Geneva, WMO. (WMO-IHD report no. 3).
- RASMUSSEN, E.M. 1966. Diurnal variations in the summer water vapor transport over North America. *Wat. Resour. Res.*, vol. 2, no. 3, pp. 469-477.
- RASMUSSEN, E.M. 1967. Atmospheric water vapor transport and the water balance of North America; part I : characteristics of the water vapor flux field. *Monthly Weather Review*, Vol. 95, no. 7, pp. 403-426.

- RASMUSSEN, E.M. 1968. Atmospheric water vapor transport and the water balance of North America; part II : large-scale water balance investigations. *Monthly Weather Review*, vol. 96, No. 10, pp. 720-734.
- RASMUSSEN, E.M. 1971. A study of the hydrology of eastern North America using atmospheric vapor flux data. *Monthly Weather Review*, vol. 99, No. 2, pp. 119-135.
- RASMUSSEN, E.M. 1972. Seasonal variation of tropical humidity parameters. In : Newell, R.E.; Kidson, J.W.; Vincent, D.G.; Boer, G.J. (eds). *The general circulation of the tropical atmosphere*, Vol. I, pp. 193-238. Cambridge, Mass., MIT Press.
- RAUNER, Y.L. 1962. *K metodike opredelenia sostavlyayushikh teplovogo balansa lesa; teplovoy balans lesa i polya* (On methods for determination of forest heat budget component; heat budget of forest and field). Moscow, USSR Academy of Sciences.
- RIJKS, D.A. 1969. Evaporation from a papyrus swamp. *Q.Jl.R. met. Soc.*, vol. 95, pp. 643-649.
- RODDA, J.C. 1972. Precipitation. In : *Casebook on hydrological network design practice*, Ch. I - 1.2. Geneva, WMO. (WMO publ. no. 324).
- RODE, A.A. 1967. *Osnovy uchenia o pochvennoy vlage* (Principles of the theory on soil moisture). 2 vols. Leningrad, Gidrometeoizdat.
- ROMANOV, V.V. 1961. *Gidrofizika bolot* (Hydrophysics of swamps). Leningrad, Gidrometeoizdat.
- ROSE, C.W.; STERN, W.R. 1965. The drainage component of the water balance equation. *Aust. J. Soil Res.*, vol. 3 pp. 95-100.
- ROTHACHER, J.; MINER, N. 1967. Accuracy of measurement of runoff from experimental watersheds. In : Sopper, W.E.; Lull, H.W. (eds.) *Forest hydrology*, pp. 705-712. Oxford, Pergamon.
- RUDESCU, L.; NICULESCU, C.; CHIVU, I.P. 1965. *Monografia stufului din delta Dunarii* (Monograph on the reeds of the Dauuba delta). Rumania, Editura Academiei Republicii Socialiste.
- SAKACHEV, A.A. 1970. *Vodny balans Onezhskogo ozera* (Water balance of Onega Lake). In : *Collection of works of Leningrad and Petrozavodsk hydrometeorological observatories*, vol. 6. Leningrad, Northwestern Administration of the Hydrometeorological Service.
- SELLERS, W.O. 1965. *Physical climatology*. Chicago, Univ. of Chicago Press.
- SHEBEKO, V.F. 1970. *Gidrologichesky rezhim osushitelnykh territoriy* (Hydrological regime of irrigated areas). Minsk, Urozhai.
- SLATYER, R.O.; McILROY, I.C. 1961. *Practical microclimatology*. Australia, CSIRO and Paris, UNESCO.
- SMITH, M.K.; WATSON, K.K.; PILGRIM, D.H. 1974. A comparative study of the hydrology of radiata pine and eucalypt forests at Lidsdale, N.S.W. *Civ. Eng. Trans. Inst. Engrs. Aust.* Vol. CE16, pp. 82-86.
- SOKOLOV, A.A. 1961. *Proyavlenie zakona geograficheskoy zonalnosti v gidrologii* (Effect of the law of geographical zonation in hydrology). *Meteorologiya i Gidrologiya*, No. 8.
- SOKOLOV, A.A. 1968. *K teorii gidrologicheskogo kartirovaniya* (On the theory of hydrological mapping). Leningrad, All Union Geographical Society.
- SOKOLOVSKI, D.L. 1968. *Rechnoy stok* (River runoff). Leningrad, Gidrometeoizdat.

- SOPPER, W.E.; LULL, H.W. (eds.) 1967. *Forest hydrology*. 813p. Oxford, Pergamon.
- STALL, J.B.; ROBERTS, W.J. 1967. New methods for determining lake evaporation loss. *J. Am. Wat. Wks. Ass.*, vol. 59, No. 10, Parts 1-2; pp. 1249-1256.
- STOENESCU, V. 1969. Repartitia evaporatiei de la suprafata apei pe teritoriul Romaniei (Distribution of evaporation from water surfaces in Rumania). *Studii de hidrologie*, Bucharest, ISCH, vol. 26.
- STRUPCZEWSKI, W.G. 1970. Estimation of the statistical characteristics of some events on ground of the information gained from some observations of other correlated phenomena. In: *Proceedings of the Wellington Symposium on results of research on representative and experimental basins*, pp. 236-246. (IASH publ. no. 96).
- STRUZER, L.R., et al. 1965. Metodika korrekcirovki mnogoletnikh norm osadkov (Methods for the correction of the long-term norms of precipitation). *Meteorologiya i Gidrologiya*, no. 11.
- STRUZER, L.R., et al. 1968. Opyt korrekcirovki norm osadkov (An example of correction of precipitation norms). *Trans. GGO*, Leningrad, vol. 215.
- SWINBANK, W.C. 1963. Longwave radiation from clear skies. *Q. Jl. R. met. Soc.*, vol. 89, pp. 339-348.
- TANNER, C.B.; FUCHS, M. 1968. Evaporation from unsaturated surfaces; a generalized combination method. *J. geophys. Res.* vol. 73, No. 4, pp. 1299-1304.
- TANNER, C.B.; PELTON, W.L. 1960. Potential evapotranspiration estimates by the approximate energy balance method of Penman. *J. geophys. Res.*, vol. 65, No. 10, pp. 3391-3413.
- THORNTWHAITE, C.W.; HOLZMAN, B. 1942. *Measurement of evaporation from land and water surfaces*. Washington, U.S. Dept. of Agriculture. (Tech. Bull. No. 817).
- TIMMER, C.E.; WELDON, L.W. 1967. Evapotranspiration and pollution of water by water hyacinth. *Hyacinth Control J.*, vol. 6, pp. 34-37.
- TOEBES, C.; OURYVAEV, V. (eds.) 1970. *Representative and experimental basins; an international guide for research and practice*. Paris, UNESCO. 348p. (Studies and reports in hydrology, 4).
- TURC, L. 1955. *Le bilan d'eau des sols : relations entre les precipitations, l'evaporation et l'écoulement*. (The soil water balance: relations between precipitation, evaporation and runoff). Versailles, Institut National de la Recherche Agronomique, Laboratoire des Sols.
- UNESCO. 1971. *Scientific framework of world water balance*. Paris, UNESCO. 27p. (Technical papers in hydrology, No. 7).
- UNESCO-WMO. 1969. *International glossary of hydrology; second draft of definitions in English*. Geneva, WMO.
- USSR INTERDEPARTMENTAL COMMITTEE FOR THE IHD. 1967. *Summary of methods of computation of water balance*. Unpublished manuscript. USSR, Interdepartmental Committee for the IHD.
- Van BAVEL, C.H.M. 1966. Potential evaporation; the combination concept and its experimental verification. *Wat. Resour. Res.*, vol. 2, No. 3, pp. 455-467.
- Van der MADE, J.W. 1972. Streamflow and water levels; the rivers Rhine and Meuse. In: *Casebook on hydrological network design practice*, Ch. I - 5.1. Geneva, WMO. (WMO publ. No. 324).

- Van WIJK, W.R. 1963. *Physics of plant environment*. Amsterdam, North-Holland.
- Van WIJK, W.R.; SCHOLTE-UBING, D.W. 1963. Radiation. In : Van Wijk, W.R. (ed.) *Physics of plant environment*, pp. 62-101. Amsterdam, North-Holland.
- VIKULINA, Z.A. 1965. Vodny balans vodokhranilish (Water balance of reservoirs). In : Gavrilov, A.M. *Osnovy ucheta stoka na gidrostantsiyakh* (Principles of flow inventory at water power plants). Leningrad, Gidrometeoizdat.
- VIKULINA, Z.A. 1970. Methods for the computation of water balance of reservoirs. In : *Proc. Symposium on World Water Balance*, vol. 2, pp 295-299. (IASH publ. No. 93).
- VSEGINGEO (All-Union Research Institute of Geology and Engineering Hydrogeology). 1968. *Guide on the study of the regime and balance of ground water in river basins of the International Hydrological Decade*. Moscow, VSEGINGEO.
- WEBB, E.K. 1960. On estimating evaporation with fluctuating Bowen ratio. *J. geophys. Res.*, vol. 65, No. 10, pp. 3415-3417.
- WEBB, E.K. 1964. Further note on evaporation with fluctuating Bowen ratio. *J. geophys. Res.*, vol. 69, pp. 2649-2650.
- WEBB, E.K. 1965. Aerial microclimate. *Met. Monogr.*, vol. 6, No. 28, pp. 27-58.
- WEBB, E.K. 1966. A pan-lake evaporation relationship. *J. Hydrol.* vol. 4, pp. 1-11.
- WMO. 1962. *Guide to climatic practice*. Geneva, WMO. (WMO Publ. No. 100, TP44).
- WMO. 1966. *Measurement and estimation of evaporation and evapotranspiration*. Geneva, WMO. (Tech. note No. 83).
- WMO. 1970a. *Guide to hydrometeorological practices*. Geneva, WMO. (Publ. No. 168, TP 82).
- WMO. 1970b. *Preparation of maps of precipitation and evaporation with special regard to water balances*. Geneva, WMO.