



REPÚBLICA DE CHILE  
MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS  
DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS  
DEPARTAMENTO DE ADMINISTRACIÓN  
DE RECURSOS HÍDRICOS



**TALLER DE HIDROLOGÍA APLICADA A LA RESOLUCIÓN  
DE SOLICITUDES DE DERECHOS DE  
APROVECHAMIENTO DE AGUAS SUPERFICIALES**

**REALIZADO POR:  
ING. CIVIL SR. ANDRÉS BENÍTEZ GIRÓN**

**SANTIAGO, 5 al 9 de enero de 1998.**

## I N D I C E

### **CAPITULO 1. INTRODUCCION A LA METEOROLOGIA**

(Ing.E. Sr. Fernando Vidal )

- 1.1.- Circulación general de la atmósfera.
- 1.2.- Balance calórico.
- 1.3.- Estabilidad e inestabilidad.
- 1.4.- Situación sinóptica general de Chile.

### **CAPITULO 2. ESTADÍSTICA BASICA APLICADA A LA HIDROLOGIA.**

- 2.1.- Definiciones.
- 2.1.- Estadígrafos de posición.
- 2.2.- Estadígrafos de dispersión.
- 2.3.- Estadígrafos o leyes de distribución.
- 2.4.- Series de variables hidrológicas y meteorológicas.
- 2.5.- Curvas de duración general.
- 2.6.- Curvas de variación estacional.

### **CAPITULO 3.- EL CICLO HIDROLÓGICO Y EL BALANCE HIDROLOGICO.**

- 3.1.- El ciclo hidrológico.
- 3.2.- El balance hidrológico.

### **CAPITULO 4. LA PRECIPITACION.**

- 4.1.- Generalidades.
- 4.2.- Medida de la precipitación puntual.
- 4.3.- Errores de la medida puntual de la precipitación.
- 4.4.- Análisis, corrección y ampliación de estadísticas pluviométricas.
- 4.4.1.- Análisis y homogeneización de estadísticas pluviométricas.
- 4.4.1.1.- Método de las curvas doble acumuladas.(CDA).
- 4.4.1.2.- Ampliación y complementación de una estadística pluviométrica.
- 4.4.2.- Ampliación de una estadística corta.
- 4.4.3.- Precipitación en un lugar no controlado.
- 4.5.- Precipitación sobre una superficie.
- 4.5.1.- Estimación de la precipitación sobre una superficie.
- 4.5.2.- Métodos para estimar la precipitación media de una superficie.
- 4.5.2.1.- Media aritmética.
- 4.5.2.2.- Método de Thiessen.
- 4.5.2.3.- Método de la isoyetas.
- 4.5.2.4.- Método de las funciones  $S=f(H)$  y  $P=f(H)$ .
- 4.5.2.5.- Errores en la estimación de la precipitación caída en una superficie.
- 4.6.- Los regimenes pluviométricos.

## **CAPITULO 5 LA EVAPORACION, LA TRANSPIRACION, LA EVAPOTRANSPIRACION Y EL DEFICIT DE ESCORRENTIA.**

- 5.1.- La evaporación.
- 5.2.- Estimación teórica del poder evaporante de la atmósfera.
- 5.3.- La evapotranspiración.
- 5.3.1.- El método de Blaney y Criddle.
- 5.4.- El deficit de escorrentía.

## **CAPITULO 6 LA ESCORRENTIA SUPERFICIAL.**

- 6.1.- El ciclo de la escorrentía superficial.
- 6.2.- Obtención de las estadísticas de caudales.
  - 6.2.1.- Redes hidrométricas y meteorológicas.
  - 6.2.2.- Obtención de las estadísticas fluviométricas.
  - 6.2.3.- Errores en la obtención de las estadísticas.
- 6.3.- Relación anual Precipitación-Escorrentía.
  - 6.3.1.- Relaciones del tipo  $E=f(P)$
  - 6.3.2.- Relaciones del tipo  $E=f(P,T)$ 
    - 6.3.2.1.- Ley de Turc.
    - 6.3.2.2.- Ley de Coutagne.
    - 6.3.2.3.- Ley de Wundt.
    - 6.3.2.4.- Relación  $E=aP+b$
  - 6.3.3.- Otras relaciones.
  - 6.3.4.- Observaciones a estas fórmulas.
- 6.4.- Verificación y corrección de una estadística fluviométrica.
  - 6.4.1.- Verificación por comparación con estadísticas pluviométricas.
  - 6.4.2.- Verificación por comparación con estadísticas fluviométricas.
  - 6.4.3.- Corrección de estadísticas fluviométricas.
- 6.5.- Ampliación de una estadística fluviométrica.
  - 6.5.1.- Ampliación de una estadística fluviométrica a partir de otra fluviométrica.
  - 6.5.2.- Ampliación de una estadística fluviométrica a partir de una pluviométrica.
    - 6.5.2.1.- Estimación del caudal anual.
    - 6.5.2.2.- Estimación del periodo pluvial.
    - 6.5.2.3.- Estimación del periodo de estiaje.
    - 6.5.2.4.- Estimación del periodo de deshielo.
    - 6.5.2.5.- Estimaciones de caudales mensuales.
    - 6.5.2.6.- Anotaciones sobre la ampliación de estadísticas fluviométricas a partir de pluviométricas.
- 6.6.- Estimación de caudales en cuencas no controladas.
- 6.7.- Características del régimen hidrológico de un río.

## **CAPITULO 7 TRAZADO DE MAPAS DE ISOYETAS, ISOTERMAS, E ISOLINEAS DE EVAPOTRANSPIRACIÓN Y ESCORRENTÍA Y DE CAUDALES ESPECIFICOS**

- 7.1.- Mapas de isoyetas, isotermas e isolineas de evapotranspiración y escorrentía.
- 7.2.- Mapa de caudales específicos.

**CAPITULO 8 ESTIMACION DE CAUDALES DISPONIBLES PARA LA CONCESIÓN DE DERECHOS DE APROVECHAMIENTO.**

- 8.1.- Características del río que deben conocerse para la concesión de un derecho de aprovechamiento.
- 8.2.- Estimación de los caudales 5. 85 y 95%.
- 8.3.- Utilización de los aforos aislados.

**CAPITULO 9 CARACTERIZACIÓN DE LOS REGIMENES PLUVIOMÉTRICOS E HIDRICOS DE CHILE.**

- 9.1.- Generalidades.
- 9.2.- Características de las precipitaciones y caudales.
  - 9.2.1.- Variación latitudinal.
  - 9.2.2.- Variación interanual de las precipitaciones y caudales anuales.
  - 9.2.3.- Variación longitudinal de la precipitación y del caudal anual.
- 9.3.- Distribución mensual de la precipitación y caudal anual a lo largo del año.

## B I B L I O G R A F I A

- 1.- El problema del agua en Chile. Luis Court, Andrés Benítez y Cristian Maturana. 1971 Santiago de Chile.
- 2.- Balance Hidrológico Nacional. Dirección General de Aguas. MOP. 1988.
- 3.- Balance Hidrológico de las Regiones III a X. A. Benítez G y A. Arriagada. IPLA-D.G.A. 1984-1985.
- 4.- Guia metodológica para la elaboración del Balance Hídrico de América del Sur. A. Benítez, José Marques et alt. UNESCO
- 5.- Hidrología para Ingenieros. Linsley, Kohler y Paulhus. McGraw-Hill U.S.A.
- 6.- L'hydrologie de l'ingenieur. G.Remenieras. Eyrolles Francia
- 7.- Hidrología Moderna. R.G.Kazmann. C.E.C.S.A.
- 8.- Flow-Duration Curves. Manual of hydrologie. Geological Survey.
- 9.- Double-mass curves. Manual of hydrologie. Geological Survey.
- 10.- Apuntes para mis clases de Hidrología, en la Escuela de Ingeniería. U.Ch.
- 11.- Quelques considérations sur le pouvoir évaporant de l'atmosphère, le deficit d'écoulement effectif et le deficit d'écoulement maximum. A. Coutagne. La Houille Blanche. Juin 1954.

## INTRODUCCION

Estos apuntes no son un tratado de Hidrología teórica, son el resumen de la experiencia adquirida durante muchos años de profesión y en ellos se trata de entregar métodos sencillos y necesarios para todo profesional, que necesita estimar los caudales disponibles, que en este caso especial se va a utilizar para conceder los derechos de aprovechamiento.

Es necesario realizar una aclaración sobre los nombres dados a los caudales. Generalmente se habla de caudal medio anual, el cual crea un problema cuando se debe nombrar el promedio de los caudales anuales.

Se ha denominado caudal mensual al correspondiente a un mes, en forma análoga a como se habla de precipitaciones mensuales. Se ha de tener en cuenta que el caudal mensual es el promedio de los caudales diarios y el anual el promedio de los caudales mensuales, luego cuando no se trata de promedios de valores de igual categoría es conveniente eliminar la palabra "medio", así se debe decir caudal anual, caudal mensual, caudal diario, caudal horario, etc.

## CAPITULO 1

### INTRODUCCION A LA METEOROLOGIA

#### 1.1.- CIRCULACION GENERAL DE LA ATMOSFERA

Si la superficie terrestre fuese lisa y de composición uniforme, más toda, por ejemplo, las distribuciones medias a largo plazo del viento, temperatura, precipitación, etc., estarían ordenadas en zonas paralelas al ecuador, sin variación con la longitud geográfica. Más basta un exámen somero de un mapa climatológico, para advertir las grandes influencias de océanos y continentes, cordilleras, etc., aunque no borran una clara tendencia a la distribución zonal. Para dar una primera idea de los principales sistemas de vientos del mundo, ignoramos, por ahora, esas influencias.

De acuerdo al balance calórico del sistema tierra-atmósfera, los movimientos del aire en conjunto tienen que asegurar un transporte neto de calor, desde las bajas a las altas latitudes. Si la Tierra *no girase*, ese transporte podría realizarse por una circulación en meridianos, como la mostrada en la Lámina N° 1-1. Pero tanto la observación como la teoría enseñan, que en un mundo que gira no son posibles circulaciones cerradas entre polo y ecuador; pues, de acuerdo a la fuerza desviadora de la Tierra (Aceleración de Coriolis), la rama hacia el polo se desviaría hacia el Este, y la rama hacia el ecuador se desviaría hacia el Oeste, lo cual desarrollaría vientos zonales (Lámina N° 2-1).

En un mundo en rotación, podríamos imaginar que el transporte de calor lo realiza un sistema de remolinos horizontales, a través de ondas o vórtices. Ambos tipos de movimientos llevarían aire frío hacia el ecuador y aire caliente hacia el polo.

Sin embargo; el sistema tierra-atmósfera es un sistema mecánicamente aislado, y como consecuencia, debe permanecer invariable el momento cinético total. La Tierra y la atmósfera están conectadas mecánicamente la una a la otra por medio del rozamiento. Sin embargo, en un intervalo largo de tiempo una de las partes del sistema no puede ceder momento cinético a la otra, porque si fuera así, la rotación de la Tierra no sería uniforme. Esto quiere decir que no puede haber un total impulso rotativo debido al rozamiento de las corrientes de aire en la dirección de los paralelos geográficos. Haciendo uso de este razonamiento y teniendo en cuenta las observaciones, el sistema de vientos zonales medios sobre una tierra lisa y uniforme se puede esquematizar como muestra la Lámina N° 3-1 y los correspondientes movimientos *meridianos* serían como los que se

muestran en la Lámina N° 4-1.

Aunque los ascensos y descensos en grandes extensiones, representados en la Lámina N° 4-1, son sumamente lentos, su existencia se infiere de una variedad de datos. Por ejemplo, toda región con predominio de movimiento ascendente se caracterizará por frecuentes lluvias y elevada humedad relativa, mientras que las regiones de descenso serán relativamente secas.

Además de las limitaciones impuestas por el balance de calor y de momento rotatorio, la atmósfera está sometida a otras numerosas restricciones. Son importantes su composición y masa, así como el radio de la Tierra, su velocidad de giro, distancia al Sol, etc. Todos estos factores tienden a determinar la posible respuesta de la atmósfera a los impulsos energéticos. Impulsos similares, aplicados a otros planetas, provocarían con entera seguridad respuestas bien diferentes.

## 1.2.- BALANCE CALORICO

Si se pone al fuego una vasija de agua fría, la temperatura del agua aumentará, y este calor que siente podría llamarse *calor sensible*. Si embargo; si continuamos calentando el agua hasta que alcance su punto de ebullición, el crecimiento de temperatura cesa y el calor que sigue comunicándose se emplea en transformar el agua líquida en vapor de agua. Este calor ya no está, pues, presente como calor sensible: se le llama *calor latente*, o con más precisión *calor latente de vaporización*. Este calor puede ser recobrado como calor sensible si después el vapor se condensa. Estos procesos tienen lugar continuamente en las máquinas de vapor, y nos encontraremos con ellos en la atmósfera, junto a los procesos de evaporación y condensación.

Sigamos el mismo proceso imaginando una vasija de nieve en una habitación a una temperatura mayor que la nieve.....

La cantidad de calor que se comunica a un cuerpo puede expresarse en varias unidades, pero la que más se usa es la *caloría*. Esta unidad es la cantidad de calor que se necesita para calentar un gramo de agua pura desde 14,5 a 15,5 °C. Hay que especificar esas temperaturas, porque la relación entre el calor comunicado y el aumento de temperatura varía un poco con la temperatura inicial del agua.

Si comunicamos cantidades iguales de calor a masas iguales de diferentes sustancias, encontraremos que los aumentos de temperatura son diferentes. Por ejemplo, si comunicamos una caloría a un gramo de plata, la elevación de temperatura será

de 10°C, mientras que en el caso del agua la elevación de temperatura sería únicamente de 1°C. Se dice que las diferentes sustancias tienen diferentes calores específicos.

No deja de tener interés el número de calorías que entran en juego en estos procesos. Para fundir un gramo de hielo se gastan unas 80 calorías; 100 calorías para elevar la temperatura del agua líquida al punto de ebullición, y poco menos de 600 calorías para evaporarla.

Lo que llamamos tiempo y clima están principalmente determinados por los regímenes de temperatura y humedad, y para entender cómo se distribuyen estos regímenes por todo el mundo es necesario tener en cuenta las disponibilidades de calor y humedad con que opera el sistema tierra-atmósfera. Al hacerlo así, es imposible considerar la tierra y la atmósfera como entidades separadas, porque el calor y la humedad se intercambian continuamente entre ellas. Tampoco puede hablarse de disponibilidades de calor dejando de tener en cuenta la humedad, puesto que la mayor parte del agua que hay en la atmósfera está en forma de vapor que antes se evaporó de la superficie terrestre. En la evaporación se utilizan grandes cantidades de calor, que es calor latente en el vapor y se libera como calor sensible cuando ese vapor se condensa después. Es evidente, pues, que las transferencias de humedad de uno a otro lugar son equivalentes a transferencias de calor.

El clima y el tiempo son ordinariamente definidos y medidos aludiendo a las condiciones atmosféricas; pero estas condiciones dependen íntimamente de la composición de la superficie terrestre (tierra, hielo, mar, etc.) y del intercambio de calor y humedad entre las sustancias que constituyen esa superficie y la atmósfera. Así que para estudiar las disponibilidades de calor, dividiremos lo que se refiere al sistema único de la tierra juntamente con su atmósfera, y en segundo lugar, lo relativo a la atmósfera sola. El segundo problema incluye todos los procesos del primero y, además, los procesos relativos a los intercambios entre la tierra y la atmósfera. En cierto modo, podríamos decir que los procesos asociados al clima y al tiempo alcanzan a ciertas distancias bajo de la superficie terrestre.

A largo plazo, el sistema tierra-atmósfera ha de devolver al espacio tanta energía como recibe del Sol. Sin embargo, en un intervalo de tiempo dado, rara vez la ganancia será igual a la pérdida, y eso explica gran parte de las modulaciones del tiempo atmosférico.

### 1.3.- ESTABILIDAD E INESTABILIDAD

Para introducir la nomenclatura relativa a la estabilidad, consideremos dos vasos llenos de agua. Uno de ellos lo enfriamos por debajo; entonces la temperatura crecerá hacia arriba, y la densidad decrecerá. La estratificación será evidentemente estable. El otro vaso lo calentamos por debajo; entonces la temperatura decrecerá hacia arriba, y crecerá la densidad; lo más denso queda encima y decimos que la estratificación es *inestable*. En el caso de la atmósfera aunque conceptualmente es lo mismo, el análisis es más complejo y se dice que normalmente la temperatura del aire y su densidad disminuye con la altura, y hay inestabilidad cuando la *disminución de temperatura, por unidad de distancia ascendente, excede de un cierto valor*.

Es más, ese cierto valor, es menor para aire saturado, que para aire seco. Para comprender esas condiciones, hay que tener en cuenta ciertas leyes, que gobiernan el comportamiento de los gases: la ecuación de estado y el primer principio de la termodinámica.

La ecuación de estado se refiere a que la presión debe ser proporcional a la temperatura de las moléculas del gas; y el primer principio da cuenta de los cambios físicos que tienen lugar cuando se comunica o se quita calor a un gas.

### 1.4.- SITUACION SINOPTICA GENERAL DE CHILE

De norte a sur, el primer rasgo más sobresaliente lo constituye la existencia de una gran región de alta presión o anticiclón que se ubica sobre el Océano Pacífico frente al litoral norte del país. Su centro se ubica aproximadamente entre los 25 y 30° de latitud Sur y a unos 90° de longitud oeste. Este sistema semipermanente se denomina Anticiclón Subtropical del Pacífico sur Oriental. En esta extensa región el aire desciende desde niveles altos generándose masas de aire extremadamente secas y de gran estabilidad atmosférica.

Al sur del Anticiclón Subtropical, las isobaras se orientan de oeste a este presentándose más apretadas, o sea, existe una variación horizontal más pronunciada. A esta región se la denomina Zona de los Oestes en razón a los vientos asociados.

El descenso de la presión hacia el polo continúa hasta alrededor de los 70° sur donde se ubica una región de bajas presiones elongada circumpolarmente, pero interrumpida en las proximidades de la península antártica. Este sistema de bajas presiones recibe el nombre de vaguada Circumpolar.

Otro sistema que tiene importancia para el tiempo y clima del país es la región de baja presión continental que aparece parcialmente en el norte argentino

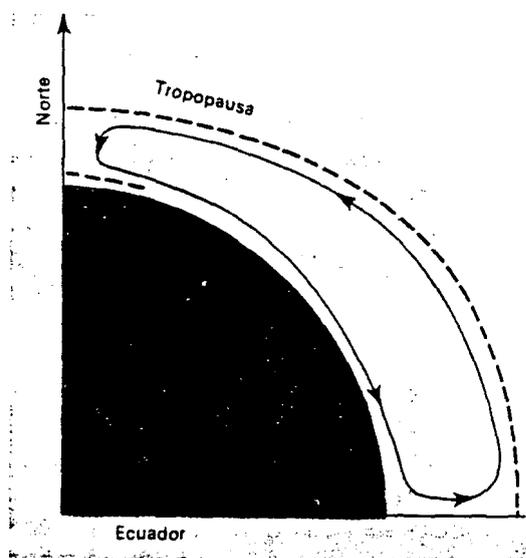


Fig. 11.1. — Circulación «meridiana» (a lo largo de los meridianos), que mantendría el necesario equilibrio calórico, pero sin cumplir otros requisitos

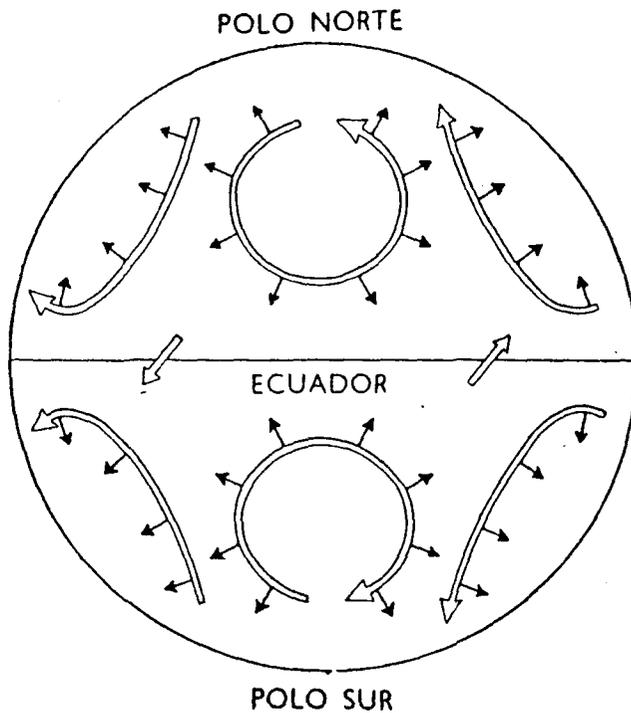


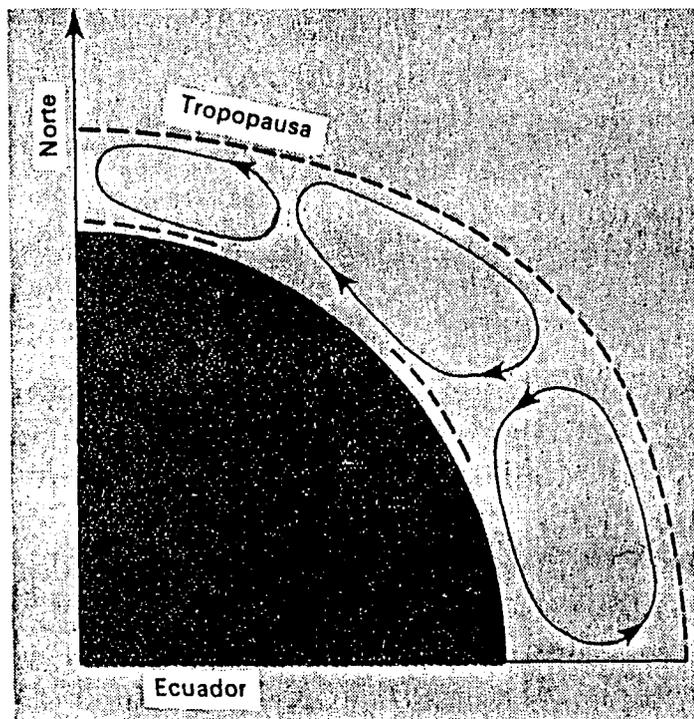
Fig. 9.6. — Relación entre la fuerza desviadora (flechas rectas finas) y las direcciones del viento (flechas curvas dobles) en ambos hemisferios. Nótese que la fuerza desviadora se anula en el ecuador

Se ve con facilidad que la velocidad angular del plano del horizonte a una latitud cualquiera  $\varphi$  es  $\Omega \text{ sen } \varphi$ . Por tanto la fórmula general del tamaño  $D$  de la aceleración desviadora es

$$D = V2\Omega \text{ sen } \varphi. \quad [9.5]$$

Es costumbre escribir

$$f = 2\Omega \text{ sen } \varphi. \quad [9.6]$$



Fog. 11.4. — Corte esquemático mostrando las circulaciones meridianas superpuestas a los vientos zonales. Las líneas de trazos indican inversiones de subsidencia

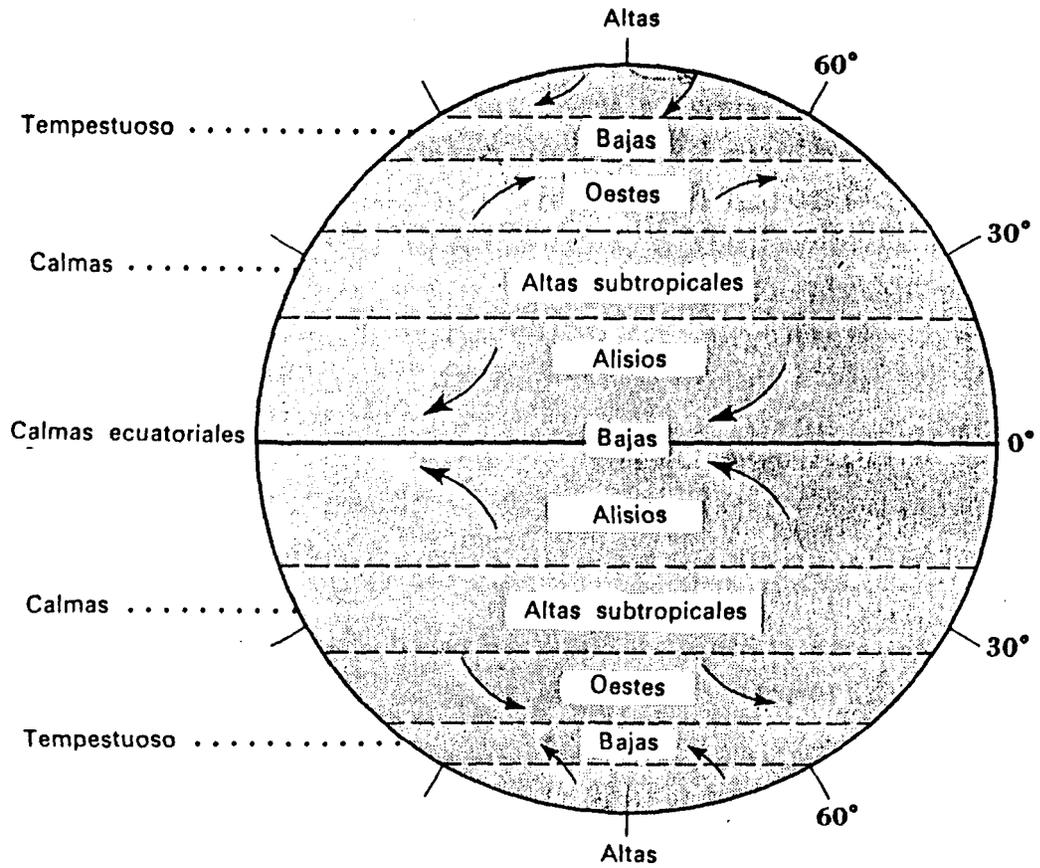


Fig. 11.3.— Representación esquemática de los sistemas de vientos zonales observados cerca del suelo

## CAPITULO 2

### ESTADÍSTICA BASICA APLICADA A LA HIDROLOGÍA

#### 2.1.- DEFINICIONES.

La estadística está ligada con los métodos científicos y técnicos, en la forma de recopilar, presentar y analizar los datos, para poder deducir conclusiones y tomar decisiones razonables que estén de acuerdo con esos análisis.

Se denomina "**población, universo o espacio muestral**", al conjunto de todos los resultados posibles de un experimento o fenómeno, pudiéndose ser finito o infinito, según sea finito o infinito el número de elementos o sucesos que la constituyan. Sería finita la determinación de elementos de las piezas mal construidas en una fábrica un día e infinita la población formada por todos los posibles sucesos de tirar un dado, o bien las lluvias diarias que pueden caer en un lugar.

Se denomina "**muestra**", a un subconjunto de la población, cuyas características como conjunto son análogas a las del conjunto total, en el caso de no ser así, se tendría una "**muestra no representativa**".

"**Variable**", es un símbolo que representa un valor o suceso cualquiera de una población, y "**dominio de la variable**", al conjunto de valores que puede tomar esa variable. Se denomina "**discreta**" cuando puede tomar ciertos valores de su dominio y "**continua**" cuando puede tomar cualquier valor.

"**Variable aleatoria**" es aquella que puede tomar valores que escapan de nuestro control, o sea son producto del azar.

Cuando se quiere estudiar y analizar una población, se efectúa un muestreo de ella, o sea se recopilan al azar una serie de variables o datos que constituirán la "**muestra**".

Todo muestra o serie de datos se puede analizar gráfica o analíticamente.

El "**análisis gráfico**", se puede hacer por medio de representaciones gráficas siguiendo dos criterios:

- Ordenamiento cronológico, o sea se colocan según se van produciendo. (**Serie de tiempo**).

- Ordenamiento por magnitudes y frecuencias (En Hidrología "**Duraciones generales**").

El "**estudio analítico**", se realiza para describir la serie de datos o muestra en forma sintetizada, por medio de unos valores o funciones que la describan o sustituyan, es decir, en vez de trabajar todo el tiempo con un innumerable número de datos, se trabaja solamente con dichos valores o funciones, que nos permiten conocer, en forma clara y resumida el significado de la serie o muestra.

Para ello se utiliza la "**estadística descriptiva**", que trata de definir la serie de datos según tres puntos de vista o "**estadígrafos**":

- 1.- Estadígrafos de posición o valor central.
- 2.- Estadígrafos de dispersión.
- 3.- Estadígrafos de distribución o características de la curva o leyes de distribución, que determina el comportamiento de una variable aleatoria.

A continuación se efectuará una análisis de estos estadígrafos, que serán utilizados como variables, como los datos hidrológicos y meteorológicos, aún cuando es válido para cualquier tipo de variables.

## 2.1.- ESTADIGRAFOS DE POSICIÓN

Es el que determina, en primera aproximación, el orden del tamaño del conjunto de observaciones o muestra, que permita comparar en forma resumida dos series de valores que corresponden a un mismo periodo de observación.

Se tienen tres valores típicos que representan esta característica del conjunto de valores.

1°.-Uno de los mas usados es el "**módulo o promedio aritmético**"

$$\bar{X} = \frac{\sum X_i}{n} \quad (1-2)$$

donde

$\bar{X}$  = Promedio.

$X_i$  = Valor numérico de la variable.

$n$  = Número de variables.

Este estadígrafo tiene la ventaja de que en su cálculo se consideran todos los valores, pero tiene el inconveniente, especialmente si la serie no es muy larga, que un valor disperso influye mucho en su valor.

2°.- Otro valor muy empleado es la "*mediana*", que es un valor tal que el 50% de los valores son mayores y el otro 50% es menor. Tiene el inconveniente que si la muestra no es muy homogénea en su conjunto, no lo representa bien.

3°.- Otro valor, pero menos empleado es la "*moda*", denominándose así al valor más frecuente. Presenta el mismo problema que el anterior, que puede estar muy alejado de los valores centrales, si la distribución es muy asimétrica.

## 2.2.- ESTADIGRAFOS DE DISPERSIÓN.

Para conocer mejor una serie que ha sido descrita por un valor central, es necesario saber su dispersión alrededor de ese valor, o sea conocer si se agrupan o no alrededor de ese valor, así como la variabilidad de la serie, ya que es importante conocer entre qué valores pueden variar los datos de la serie.

Para ello se pueden utilizar varios estadígrafos de dispersión o procedimientos que de menor a mayor complejidad son los siguientes:

- "*Intervalo de variación*", que se define como la diferencia entre el mayor y el menor valor de la serie.

$$I_x = I_{\text{Max}} - I_{\text{Min}} \quad (2-2)$$

- "*Desviación media absoluta*", que es el promedio de las diferencias de cada valor respecto al promedio, en valor absoluto

$$ea = \frac{\sum |x_i - \bar{X}|}{N} \quad (3-2)$$

- "*Desviación media o típica*", que es la raíz cuadrada del promedio del cuadrado de las diferencias de cada valor respecto al término medio

$$\text{Para la muestra} \quad \sigma = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{X})^2}{N}} \quad (4-2)$$

$$\text{Para la población} \quad \sigma = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{X})^2}{N - 1}} \quad (5-2)$$

Se hace la diferencia entre el valor de la muestra y la población porque, cuando esta es infinita, la muestra puede presentar alguna diferencia respecto, lo que podríamos llamar la

realidad.

La propiedad mas importante de la desviación estandar es que

- El 68,27% de las observaciones o datos quedan dentro del intervalo

$$\bar{x} \pm \sigma$$

- El 94,45% queda dentro del intervalo

$$\bar{x} \pm 2\sigma$$

- El 99,87 % queda dentro del intervalo

$$\bar{x} \pm 3\sigma$$

- "**Varianza**" que es igual a  $\sigma^2$

- "**Coficiente de variación**", es muy usado y cuya expresión es

$$Cv = \frac{\sigma}{\bar{x}}$$

que mide la cuantía de la variación respecto el promedio.

- "**Error probable**", que es la desviación respecto al "módulo" o media aritmética, de tal modo que el 50% de las observaciones quedan dentro del intervalo

$$\bar{x} \pm e$$

siendo "e" el error probable y cuyo valor es

$$e = 0,6747\sigma$$

### 2.3.- ESTADIGRAFOS O LEYES DE DISTRIBUCION

Consideremos una serie de "n" variables discretas o muestra

$$x_1, x_2, x_3, \dots, x_i, \dots, x_n$$

cuyo "intervalo de variación" está determinado por sus valores extremos. Si este intervalo lo dividimos en "intervalos parciales" o "clases", estos podrán definirse por sus límites superior e inferior o por su valor medio que denominaremos "marca de clase".

Una vez determinadas las clases, se pueden clasificar las variables por intervalos. Si de las "n" variables  $n_i$  caen en la clase "i", tendremos que que " $n_i$ " es la "**frecuencia absoluta**" con

que una variable cae en la clase "i". Como este valor no indica mucho respecto del total de la muestra, se usa el término

$$f_i = \frac{n_i}{N}$$

denominado "**frecuencia relativa**". Este concepto se refiere a una muestra, pero si ésta representa a la población, lo cual equivale a suponer "n" muy grande o infinito, la frecuencia relativa toma el nombre de "probabilidad", o sea

$$p = [f_i]_{n \uparrow}$$

luego la probabilidad de un fenómeno elemental, es un número comprendido entre 0 y 1, atribuido a ese fenómeno.

En general, la frecuencia y la probabilidad se dan en porcentaje, es decir

$$fi = \frac{n_i}{N \cdot 100}$$

(Nota: desde ahora  $f_i = fi$  y  $n_i = ni$ )

Para calcular la frecuencia relativa de la muestra, se puede formar el siguiente cuadro, correspondiente a una serie de N valores

Intervalo	F R E C U E N C I A S		
	Absoluta	Relativa	Acumulada
XMin-X1	n1	n1/n=f1	fi=F1
X1-X2	n2	n2/n=f2	f1+f2=F2
X2-x3	n3	n3/n=f3	F2+f3=F3
.....	.....	.....	.....
X(i-1)-Xi	ni	ni/n=fi	fi=Fi
.....	.....	.....	.....
Xn-XMax	$\frac{nn}{ni=N}$	nn/n=fn	fn=Fn

luego

$$ni/N=1,00$$

Llevando los valores de  $X(i-1)-Xi = Xi$  en abcisas y de  $fi$  en ordenadas a un gráfico, se obtiene un histograma como el de la figura A de la lámina n° 1-2.

Este histograma nos indica la frecuencia con la que se produce el fenómeno X que se está estudiando y su distribución a lo largo de todo el intervalo.

Si sumamos a partir de un intervalo de clases extremo las frecuencias absolutas o relativas en forma sucesiva, se tendrá un histograma denominado de frecuencias relativas "fi" o

LAMINA N° 1-2

Figura A

HISTOGRAMA DE LA DISTRIBUCION DE FRECUENCIAS

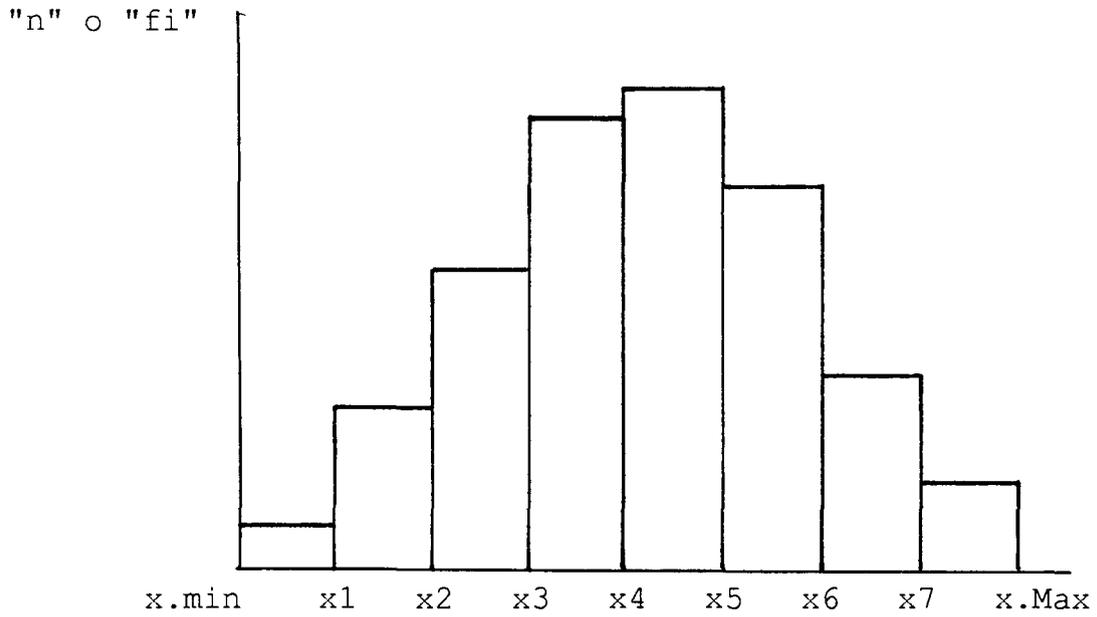
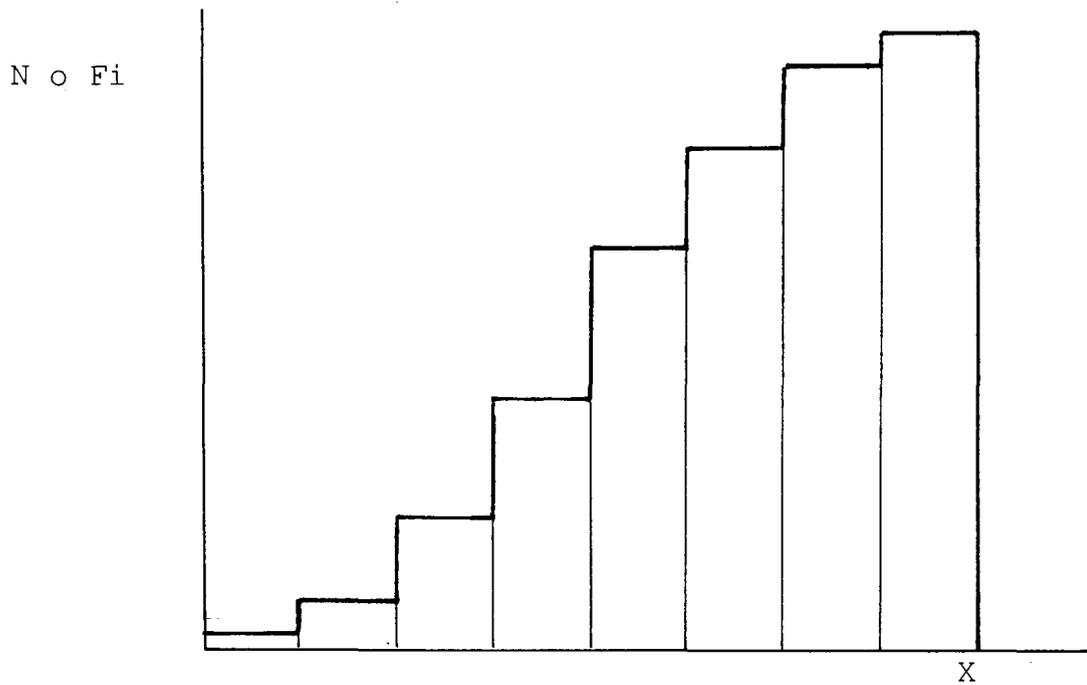


Figura B

DISTRIBUCION DE FRECUENCIA ACUMULADA



frecuencias acumuladas "Fi", como el de la figura B de la lámina n° 1-2.

La frecuencia acumulada Fi, indica la probabilidad de que el valor X sea menor o igual al valor Xi, o sea

$$\text{Prob}(X \leq X_i) = F_i \quad (6-2)$$

En el caso que la acumulación sea realizada al revés, de mayor XMax a menor Xmin, indica la probabilidad de que el valor X sea igual o superior al valor Xi,

$$\text{Prob}(X \geq X_i) = F_i \quad (7-2)$$

Se denomina "**densidad de frecuencia**" al cociente de dividir la frecuencia relativa por el intervalo. Este parámetro es interesante cuando los intervalos de clases son de diferente tamaño, ya que todas las frecuencias se refieren a una medida común, o sea

$$D(x) = \frac{f_i}{\Delta X_i} \quad \text{o sea} \quad D(x) * \Delta x_i = f_i$$

Si el intervalo  $\Delta x_i = x(i-1) - x_i$  se subdivide llegándose a un intervalo infinitesimal "dx", el histograma de barras queda transformado en una curva, representada por la función f(x), llamada función de densidad, en la cual f(x)dx es la frecuencia o probabilidad,

$$f(x)d(x) = f_i$$

Graficamente tendríamos la figura A de la lámina n° 2-2

Si integramos dicha función entre dos límites, se obtiene una función F(x) que se llama "**función de distribución**", cuya expresión es

$$F(x) = \int_{x_2}^{x_1} f(x)d(x)$$

que indica la frecuencia de que la variable "x" esté en el intervalo x2-x1. Graficamente se tendría la figura B de la lámina n° 2-2.

En Hidrología y Meteorología lo que se necesita conocer no es solamente la distribución de una variable o "función de densidad", sino la probabilidad de que se produzca un fenómeno cuya magnitud sea igual o mayor, (igual o menor) a un valor determinado. Por ello se trabaja con la curva de frecuencias acumuladas o función de distribución F(x).

La forma de presentar la curva acumulada es, colocando en abscisas la probabilidad y en ordenadas el valor de la variable "x"

LAMINA N° 2-2

Figura A

FUNCION DE DENSIDAD

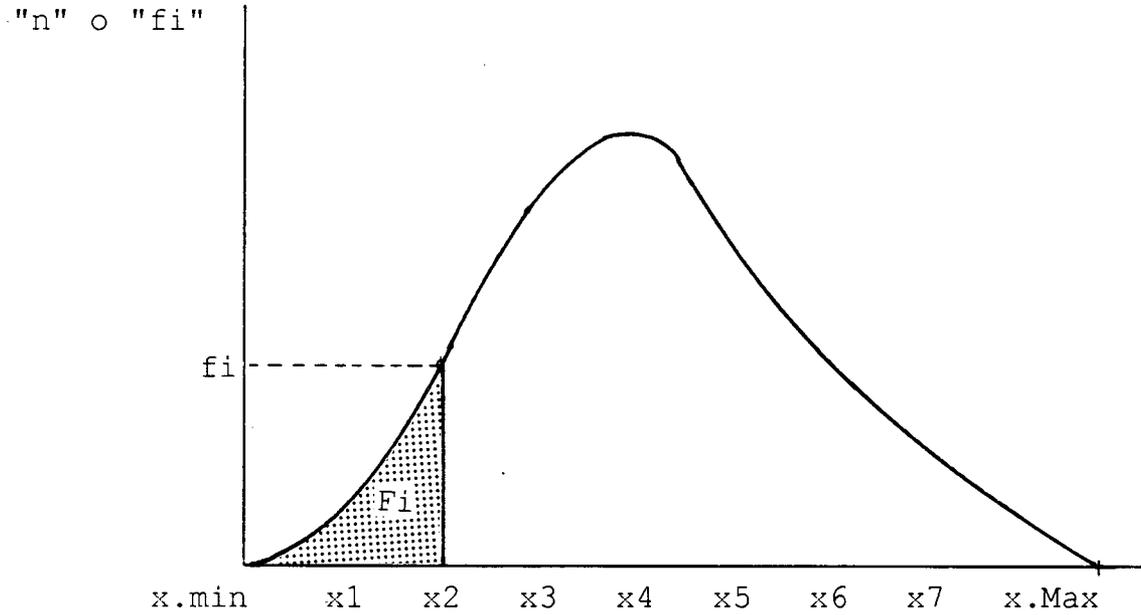
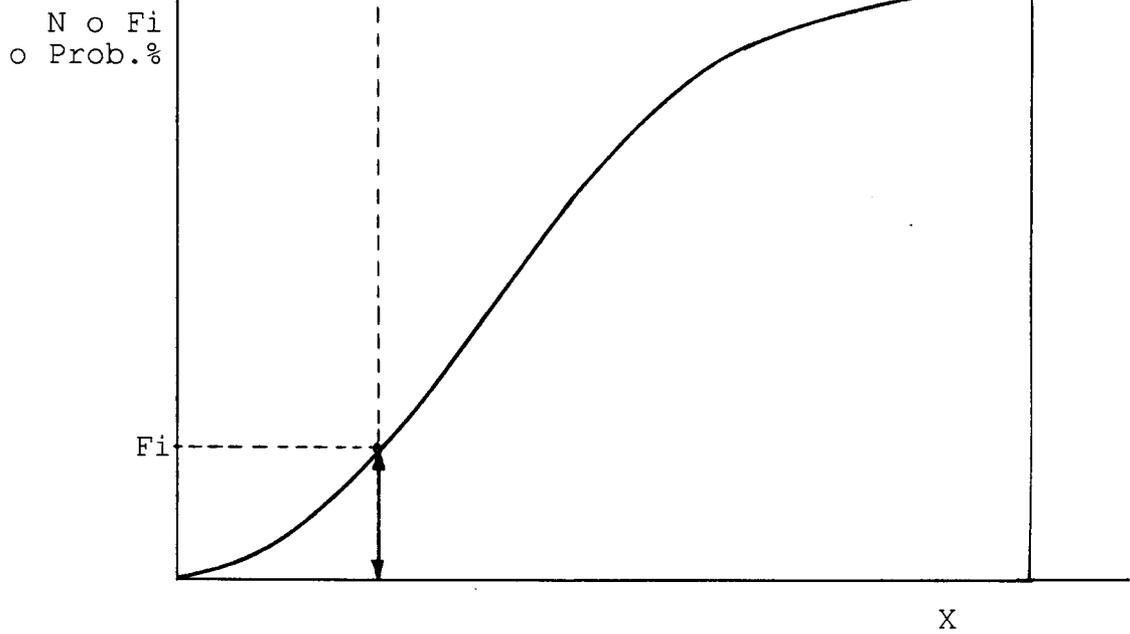


Figura B

FUNCION DE DISTRIBUCION



Si las variables se ordenan de mayor a menor, se obtiene una curva como la de la figura "B" de la lámina n° 2-2, que indica la probabilidad "Pi" de que la variable

$$x \leq x_i$$

Si las variables se ordenan de mayor a menor, se obtiene una curva , que indica la probabilidad "Pi" de que la variable

$$x \geq x_i$$

en este caso se habla de "**probabilidad de excedencia**".

#### **2.4.- SERIES DE VARIABLES HIDROLOGICAS Y METEOROLOGICAS.**

En Hidrología y meteorología se deben estudiar dos tipos de variables:

- valores medios de largos periodos de tiempo, (años, meses)
- Valores de corto periodo de tiempo que representan sucesos máximos, mínimos, en general extremos. (Caudales máximos diarios, instantaneos, precipitaciones máximas diarias, 2 días, etc).

Su estudio estadístico se puede hacer mediante la búsqueda de una distribución de probabilidades del fenómeno. El problema consiste en "buscar una curva teórica" que se ajuste a la distribución de probabilidades de las variables. Es un problema matemático.

La dificultad estriba en que los valores deben cumplir como condición primordial la independencia estocástica de los datos. En el caso de existir dependencia no se debe hacer el estudio estadístico, sino únicamente un estudio descriptivo, o sea no es necesario ajustar curvas de probabilidades teóricas. Por eso no es conveniente ajustar una ley de probabilidades a las variables hidrometeorológicas no independientes entre sí.

En Hidrología (Meteorología) se efectúan dos tipos de estudios de frecuencia de fenómenos hidrológicos:

- Unos representados por series de datos que consideran todos los valores que miden un fenómeno hidrológico que se produce en determinado periodo de tiempo (Precipitaciones anuales, precipitaciones de un determinado mes, caudales anuales, caudales mensuales de un determinado mes, etc) y que se representan por las "**curvas de duración general**"

- Otros que consideran solamente valores seleccionados entre el total de los obtenidos y que en general son valores extremos de la serie obtenida. (caudales máximos instantáneos, máximos diarios, precipitaciones máximas anuales de uno, dos, tres, ....días)

Las características mas importantes que generalmente los separa son:

- a) Los primeros representan en general largos periodos de tiempo (años, meses, etc) y los segundos cortos periodos de tiempo (instantáneos, horas, minutos, días, etc.)
- b) Los segundos son independientes entre ellos, o sea no tiene interdependencia entre ellos, pueden aplicárseles métodos estadísticos teóricos, mientras que los primeros pueden no ser independientes, por ejemplo el caudal de un mes puede estar influenciado por el del mes anterior, (Curvas de recesión mensuales). Esta dependencia no siempre aparece muy clara y algunas veces no existe, como en el caso de las precipitaciones anuales, partiendo de la base que los ciclos no existen. Otra veces puede existir como ocurre en la zona Centro-Norte donde los caudales de un año están influenciados por las precipitaciones del año anterior.
- c) Los primeros utilizan todos los datos existentes, los segundos hacen una selección.
- d) El estudio de las series de datos de corta duración se utiliza para analizar la probabilidad de que ocurra un fenómeno que no ha ocurrido en el periodo de observación, por ser de muy pequeña probabilidad, por ejemplo de probabilidad 0,001%, que equivale a que se produzca, en promedio, 1 vez en 1.000 años. En este caso es necesario ajustar a la serie una función teórica de distribución de frecuencias que nos permita obtener valores extrapolados de la serie observada.
- e) El estudio de las series de datos de largo periodo de tiempo, se utiliza para conocer la probabilidad de que ocurra un fenómeno cuyo valor está comprendido entre los datos extremos de la serie o muy cercanos a sus valores. No tiene razón de ser, por ejemplo, hablar de que una precipitación anual se produzca con una probabilidad de una vez en 1.000 años. En este caso se trabaja para determinar la probabilidad de valores que se encuentran dentro del intervalo de la serie. En general se necesita conocer el valor de la variable para probabilidades comprendidas entre el 5 y 95%. Para este problema la solución es gráfica.

## 2.5.- CURVAS DE DURACION GENERAL.

La "Curva de duración general", es una curva de frecuencias acumuladas que indica el porcentaje de tiempo durante el cual un fenómeno ha sido igualado o excedido en un periodo de tiempo .

La forma de proceder está basada en la teoría de las curvas de frecuencia acumulada y es la siguiente:

- 1° Se forma la serie cronológica de la variable en estudio y que mide un mismo fenómeno de igual duración.
- 2° Se ordenan de mayor a menor, asignándole a cada una un número "n" que indica el orden en que está en la serie
- 3° Se calcula la probabilidad, en este caso de excedencia, de cada variable de la serie. Para ello, en Chile se han utilizado preferentemente, las siguientes dos fórmulas:

$$\text{Método de Allen-Hazen} \quad P = \frac{2m-1}{2n} \quad (8-2)$$

$$\text{Metodo de Weibull o Gumbel} \quad P = \frac{m}{n+1} \quad (9-2)$$

donde

m = Número de orden en la serie.

n = Número total de variables de la seris.

Hoy día se está utilizando mas la fórmula de Weibull, por dar mejores resultados en los extremos de la curva.

- 4° De acuerdo a análisis realizados se concluyó que la ley de frecuencias que mejor se ajustaba a las variables hidrológicas era la ley log-prob o de Galton, en la cual la variable "x" se transforma en "y = log x", la que se ajusta a la ley normal o de Gauss. En base a esta hipótesis se opera en las representaciones gráficas.
- 5° Los puntos representativo de cada variable se llevan a un gráfico, colocando en abcisas la probabilidad y en ordenadas el valor de la variable. Por las razones dadas anteriormente, en el eje de ordenadas, correspondiente a la variable, se utiliza una escala logarítmica y en abcisas la escala de probabilidades, teniendose un gráfico log- normal o log-prob introducido por Whipple, con el fin de que si la variable se distribuía según la ley de Galton, al dibujarlos en el gráfico quedarán representados por una recta.

6° El trazado de la curva de duración general se puede hacer de dos formas:

- Uniendo los puntos por una línea, como utiliza el Geological Survey (USA), lo que no es muy recomendable cuando la serie tiene pocos valores y representan una ley de distribución no uniforme.
- Ajustar a los puntos una curva que tenga como máximo un punto de inflexión.

En la lámina n° 3-2 se incluye un gráfico log-prob, con la forma de algunas de las curvas más usadas.

En el caso que se quieran comparar curvas de duración general, se deberá usar como variable la relación  $X/\bar{X}$ , si las series corresponden a un mismo periodo de observación.

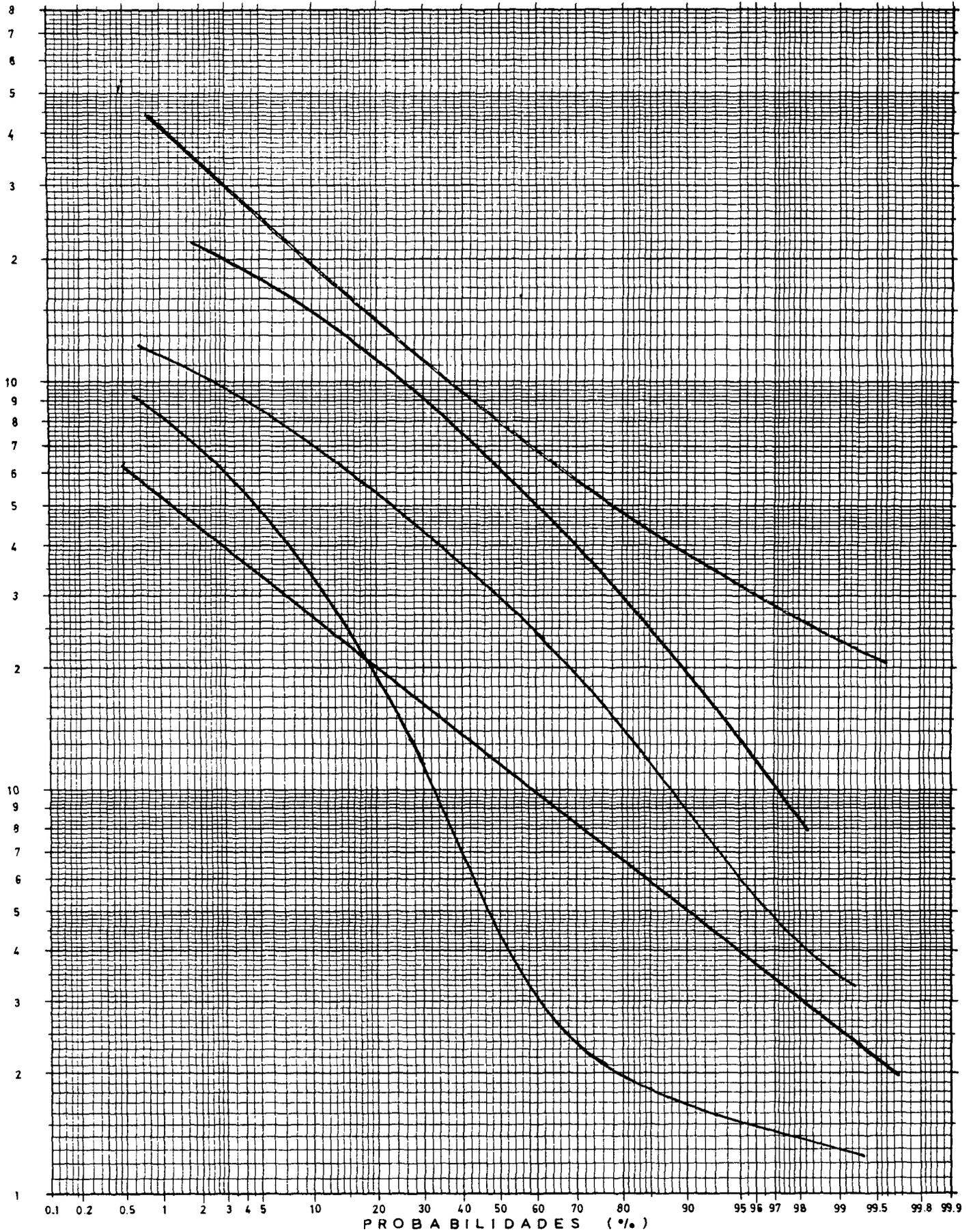
## **2.6.- CURVAS DE VARIACION ESTACIONAL.**

La curva de variación estacional es una forma de ordenar, en forma conjunta, el resultado de las duraciones generales de los valores mensuales de la variable en estudio.

En un cuadro de doble entrada se colocan en la 1ª columna los meses y en la 1ª fila valores de la probabilidad, (5, 10, 20, ....etc) (Lámina n° 4-2). El cuadro se completa, anotando en cada casillero que se forma, el valor de la variable correspondiente a cada mes y probabilidad. En un gráfico se colocan en abcisas los meses y en ordenadas el valor de la variable en estudio, dibujándose los puntos representativos del cuadro, uniéndose aquellos que tienen igual probabilidad. (Lámina n° 4-2).

LAMINA N° 3-2

FORMAS DE CURVAS DE DURACION GENERAL



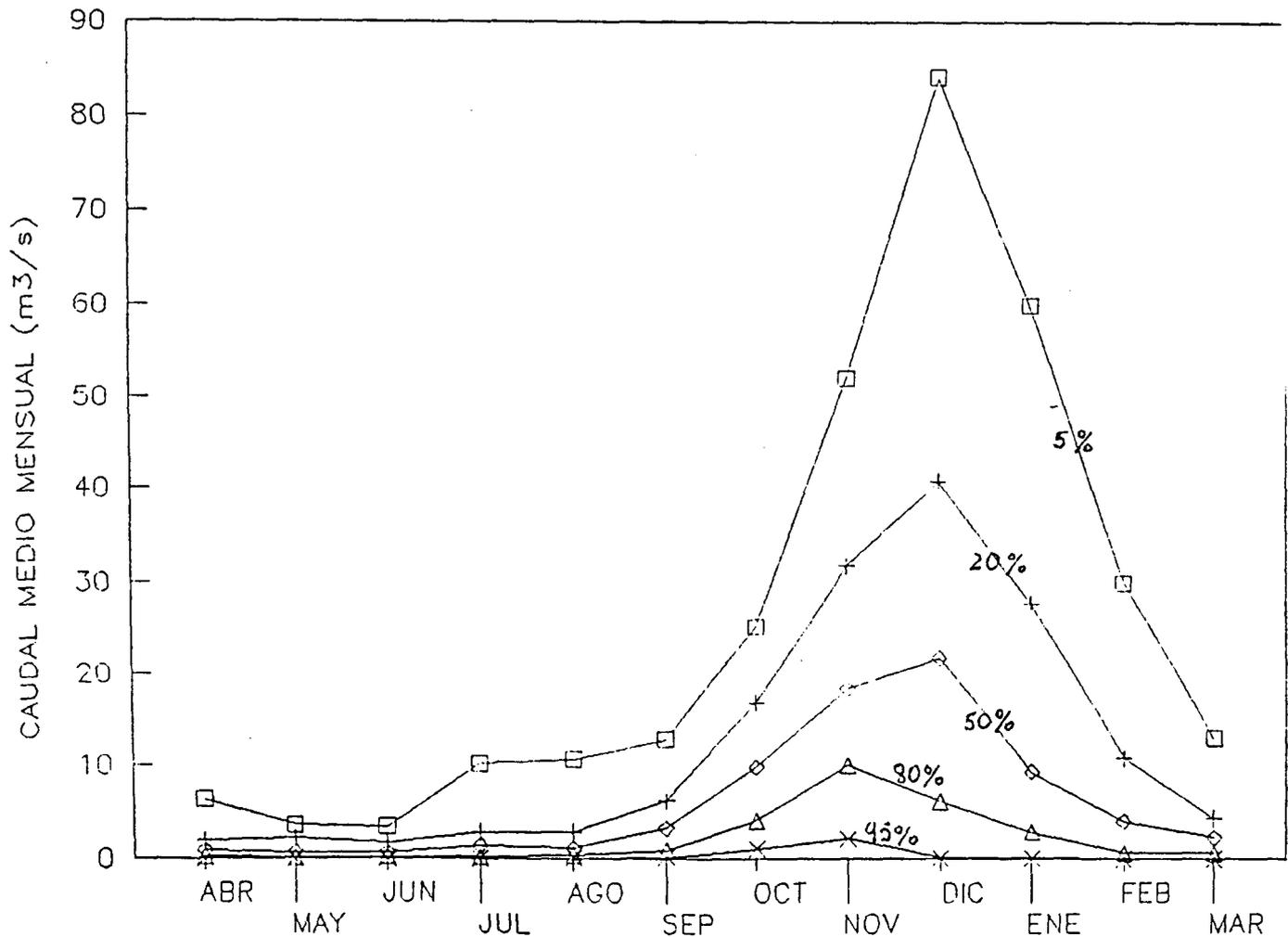
LAMINA N° 4-2

RIO COLORADO EN COLORADO

Período 1950/51 – 1994/95

VARIACION ESTACIONAL DEL CAUDAL MEDIO MENSUAL  
(m<sup>3</sup>/s)

MES	PROBABILIDAD DE EXCEDENCIA				
	5%	20%	50%	80%	95%
ABR	6.33	1.92	0.87	0.30	0.05
MAY	3.57	2.21	0.71	0.18	0.05
JUN	3.42	1.74	0.67	0.25	0.07
JUL	10.22	2.95	1.46	0.30	0.04
AGO	10.66	2.89	1.17	0.44	0.12
SEP	12.80	6.25	3.30	1.00	0.23
OCT	25.16	16.77	9.81	4.09	1.13
NOV	52.09	31.83	18.38	10.04	2.18
DIC	84.23	40.86	21.69	6.20	0.16
ENE	59.95	27.68	9.37	2.94	0.18
FEB	29.94	10.84	4.03	0.67	0.06
MAR	12.95	4.36	2.28	0.68	0.05



## CAPITULO 3

### EL CICLO HIDROLOGICO Y EL BALANCE HIDROLOGICO

#### 3.1.- EL CICLO HIDROLÓGICO

Se denomina Ciclo Hidrológico al "movimiento ininterrumpido del agua desde la atmósfera y de regreso al mar o a la misma atmósfera" y también a "la circulación del agua en el globo en sus distintos estados".

Esquemáticamente, el Ciclo Hidrológico se puede representar según la figura A de la lámina n° 1-3.

En esta figura se tiene:

- P = Precipitación en cualquiera de sus estados, líquido o sólido.
- Ev = Evaporación desde la superficie libre del agua.
- Evp = Evapotranspiración desde el suelo y la vegetación.
- S = Sublimación de la capa nival.
- E = Escorrentía en cualquiera de sus formas, superficial, subterránea y subsuperficial o hipodérmica.

Cada uno de estos términos se analizará mas adelante.

Desde el punto de vista hidrológico lo que interes<sup>a</sup> es saber que ocurre con el agua que cae sobre el suelo de la cuenca, la que puede caer en forma líquida o lluvia (**P<sub>l</sub>**) o sólida o nieve (**P<sub>s</sub>**).

Para ello, supongamos una cuenca hidrográfica cuyo desagüe puede ser a otro río, a un lago o al mar. En la figura B de la lámina n° 1-3, se ha esquematizado lo que ocurre con el agua al caer sobre la superficie del suelo durante un tiempo "**t**", que puede ser muy corto, varios minutos u horas, días, semanas, meses, estaciones, años o un periodo de varios años.

Podemos distinguir tres grandes grupos en que se transforma el agua caída en un tiempo dado:

1°.- **Agua que se pierde**, o sea el agua que no puede aprovecharse y que está constituida por la evaporación desde la superficie libre del agua o suelo (**Ev**), la transpiración de las plantas (**T**) y la sublimación (**S**). En general se acepta como evaporación la pérdida de agua a partir de la superficie libre del agua y como evapotranspiración, (**Evp**) la pérdida de agua desde el suelo mas la transpiración de las plantas.

LAMINA N° 1-3

Figura A

ESQUEMA DEL CICLO HIDROLOGICO

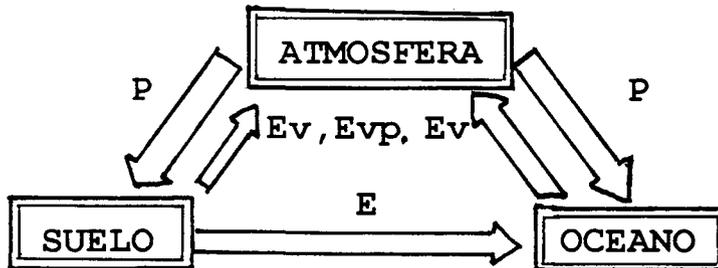
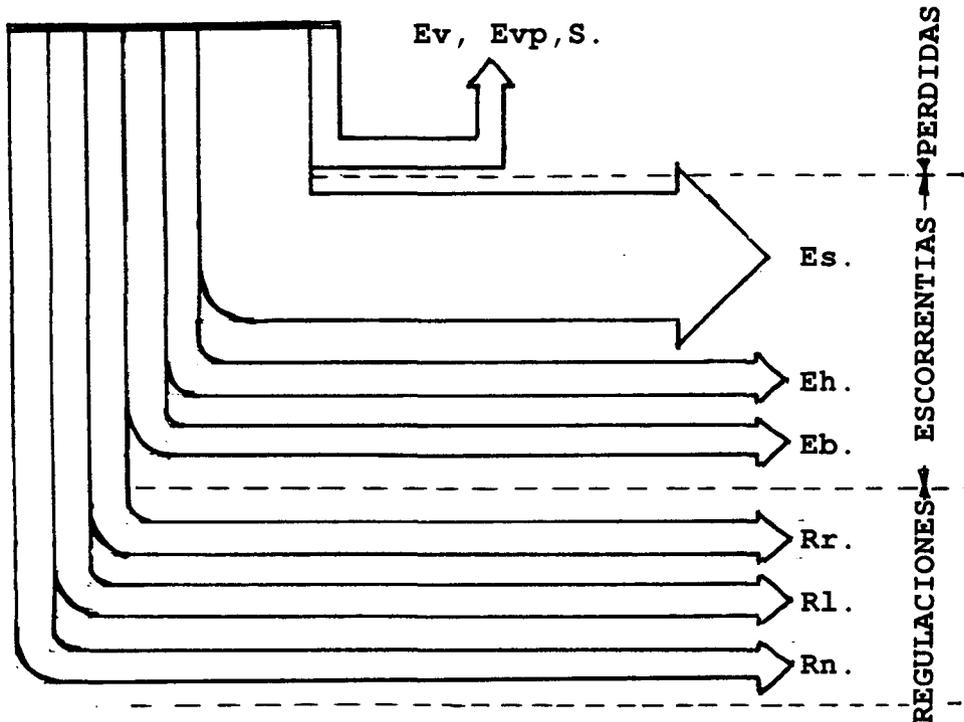


Figura B

BALANCE HIDROLOGOGICO DEL SUELO

PRECIPITACION  
EN SUELO DE CUENCA



$$P = E + DE.$$

2°.-**Agua que escurre**, constituida por el escurrimiento superficial (**Es**), el interflujo o escurrimiento sub-superficial o hipodérmico (**Eh**) y el escurrimiento subterráneo (**Eb**).

3°.- **Agua que almacena la cuenca**, constituida por el agua que almacenan o regulan los lagos (**Rl**), la que almacenan o regulan los ríos (**Rr**), almacenamiento o regulación en forma de nieve o hielo (**Rn**) y almacenamiento o regulación en las napas subterráneas (**Rb**).

Cada uno de estos términos o parámetros adquieren una diferente importancia según que el tiempo considerado "**t**", sea muy largo (años, estaciones), mediano (mes, semana) o corto (temporal, días, horas). Por ejemplo: el agua almacenada en la zona nival, se transforma posteriormente en escorrentía, sublimación y evaporación.

En la lámina n° 2-3, se incluye un esquema clásico del corte del suelo con los fenómenos que ocurren en él.

Analicemos cada uno de estos términos a través del Balance Hidrológico.

### **3.2.- EL BALANCE HIDROLOGICO.**

El balance hidrológico es la contabilización del agua que cae sobre una cuenca, la cual transita o escurre, se regula o almacena y sale volviendo a la atmósfera; teniendo en líneas generales que

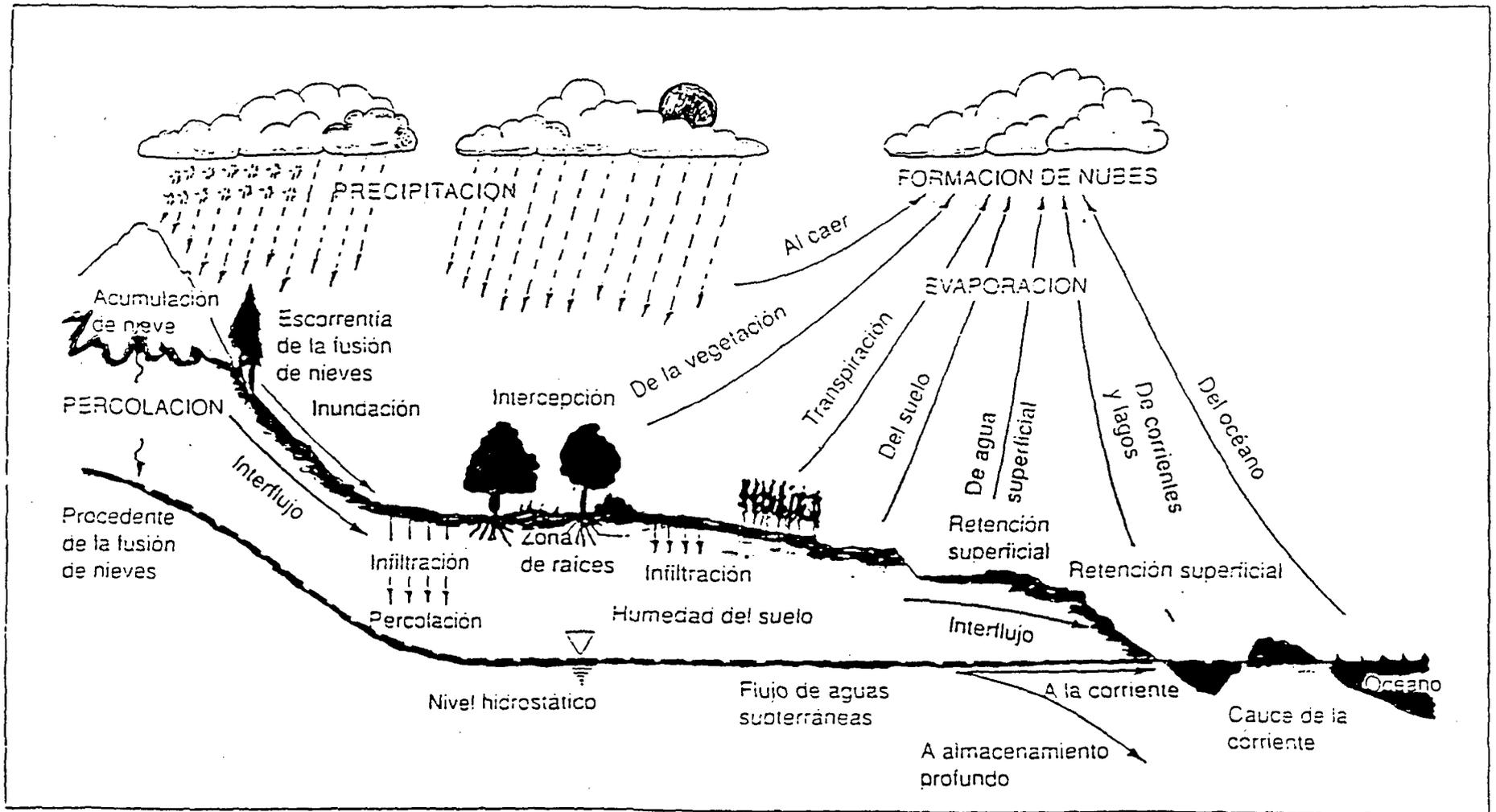
$$\text{Precipitación} = \text{Escorrentía} + \text{Regulación} + \text{Pérdidas} \quad (1-3)$$

Teniendo en cuenta lo expresado anteriormente, esta expresión puede transformarse en :

$$P_l + P_s = (E_s + E_b + E_h) + (R_l + R_r + R_n + R_b) + (E_v + E_{vp} + S) \quad (2-3)$$

Para efectuar el balance hidrológico, todos los términos deben ser homogéneos, es decir, deben expresarse todos en una misma unidad, sea en altura de agua (mm), volumen (m<sup>3</sup>) o caudal (m<sup>3</sup>/s).

Para realizar el estudio de los recursos hídricos superficiales en una cuenca, con vistas a su aprovechamiento hidráulico, se pueden presentar varias situaciones, de las cuales analizaremos algunos de los casos más representativos que se nos presentan en la práctica.



LAMINA N° 2-3

EL CICLO HIDROLOGICO SEGUN UN CORTE DEL SUELO

**Caso 1.-** (Figura A, lámina n° 3-3) cuenca pluvial, sin lago o embalse, periodo de tiempo largo y escurrimiento superficial aprovechable.

En este caso por ser una cuenca pluvial sin lago o embalse tendremos que:

$$P_s = R_l = R_n = S = 0$$

Por ser un periodo largo, el escurrimiento hipodérmico y la regulación de los rios son despreciables, o sea

$$E_H = R_r = 0$$

De esta forma la ecuación del balance hidrológico queda reducida a:

$$P_l = (E_s + E_b) + R_b + E_{vp} \quad (3-3)$$

De todos estos términos el único que puede determinarse con poco error es el escurrimiento superficial.

La precipitación de una cuenca grande es difícil de determinar en forma exacta. En primer lugar el pluviometro mide un porcentaje de la precipitación real caída en el lugar de su instalación. El agua captada puede ser mayor, igual o menor a la precipitación real caída, dependiendo este porcentaje de la calidad y de la ubicación de la instalación de la estación pluviométrica. En segundo lugar una zona extensa no es homogénea cuantitativamente, influyendo en su heterogeneidad las características topográficas, la orientación de las montañas, etc. por lo cual es imposible conocer la precipitación real caída sobre una cuenca, como se verá posteriormente en el capítulo que trata de la precipitación.

De esta forma, si llamamos **PR** a la precipitación real y **PM** a la precipitación medida tendremos que

$$PR = \alpha PM \quad (4-3)$$

siendo

$$PM = \sum \beta_i P_i \quad (5-3)$$

donde

$\alpha$  = Coeficiente desconocido que relaciona la precipitación medida y la real y que en una cuenca bien controlada debe ser cercano a la unidad.

$\beta_i$  = Coeficiente que se aplica a cada precipitación medida en una estación pluviométrica de la zona, para obtener PM. En el capítulo 4 "La precipitación", se tratará el tema.

Pi = Precipitación puntual en el lugar "i"

El escurrimiento subterráneo (Eb) y la regulación (Rb) son difíciles de determinar, si no se cuenta con una buena red de pozos. Parte del escurrimiento subterráneo aflora a lo largo del curso del río generando la curva de recesión que corresponde al caudal del río que escurre días o meses después de las precipitaciones, pasando a formar parte del escurrimiento superficial. Desde el punto de vista del aprovechamiento del agua en captaciones superficiales, se puede considerar como "pérdida".

La evapotranspiración (Evp), es muy difícil de determinar y desde el punto de vista de un aprovechamiento superficial también se puede considerar como una pérdida.

El balance queda reducido a

$$\sum \beta_i P_i = E_s + \text{Pérdidas} \quad (6-3)$$

siendo

$$\text{Pérdidas} = E_b + E_{vp}$$

En resumen, se puede decir que, excepto en casos muy especiales, es imposible efectuar un balance hidrológico contable. Lo que puede establecerse es una relación del tipo

$$E_s = f(\sum \beta_i P_i)$$

**Caso2.-** (Figura B, lámina n° 3-3) Supongamos ahora una cuenca hidrográfica cuyo desagüe coincide con el de un lago y supongamos que el lago tiene filtraciones, caso frecuente en Chile.

En este caso, el lago introduce nuevos factores que deben tenerse en cuenta al efectuar un balance, para estimar los caudales afluentes al embalse. Estos factores son:

QF = caudal de filtraciones  
Rl = Regulación del lago  
Ev = Evaporación desde el lago  
Pl = Precipitación sobre el lago.

Las filtraciones (QF), se pueden determinar en forma directa con controles pluviométricos, especialmente cuando salen a la superficie cerca del desagüe.

La regulación del lago o embalse (Rl) se puede conocer a través del nivel del lago y de la curva de embalse ( $V=f(h)$ ).

Los últimos 2 factores son generalmente medibles o determinables, por corresponder a una zona plana y de pequeña extensión, aparte de que, generalmente, son muy pequeños respecto a los otros factores y su influencia no es determinante.

La evaporación del lago (Ev), se puede determinar en forma bastante aproximada si se instalan en sus orillas evaporímetros o bien estaciones meteorológicas que proporcionen los datos necesarios para aplicar las fórmulas existentes.

Un caso análogo se presenta con la precipitación

En este caso el balance hidrológico, durante un periodo "t" será:

$$\sum \beta_i P_i = P_l = E_s + Q_F + R_l + E_v + E_{vp} \quad (7-3)$$

donde el factor R<sub>l</sub> puede ser positivo o negativo, según que el nivel del lago suba o baje, aumentando o disminuyendo el volumen embalsado.

Ahora bien, desde el punto de vista de un proyecto lo que interesa es determinar los caudales que se pueden utilizar y que denominaremos caudales útiles (Q<sub>u</sub>). En este caso se tendrá que

$$Q_u = Q_d + Q_F + R_l \quad (8-3)$$

donde

$$Q_d = \text{Caudal en el desagüe}$$

analogamente se puede establecer la relación

$$Q_u = f(\sum \beta_i P_i)$$

Este problema se puede enfocar de esta otra forma (Fig.C, Lámina 3-3). La cuenca controlada por el desagüe del lago se puede considerar como la suma de dos sistemas diferentes, conformados por el lago mismo y por la cuenca lateral afluente al lago o sea el afluente directo al lago (Q<sub>l</sub>) que será la precipitación sobre el lago (Q<sub>Pl</sub>) menos la evaporación del lago (Q<sub>Ev</sub>) y el caudal proveniente del suelo de la cuenca hidrográfica que rodea al lago o caudal afluente lateral (Q<sub>AFL</sub>), o sea:

$$Q_u = Q_{AFL} + Q_l = Q_{AFl} + (Q_{Pl} - Q_{Ev}) \quad (9-3)$$

En esta ecuación el término Q<sub>AFL</sub> es imposible de determinar aún cuando se controlen los mayores rios afluentes al lago, ya que siempre hay parte de la cuenca que es incontrolable. Ahora bien:

$$Q_u = Q_d + Q_F + Q_{Rl}$$

luego

$$Q_d + Q_F + Q_{Rl} = Q_{AFL} + (Q_{Pl} - Q_{Ev})$$

y por lo tanto

$$Q_{AFL} = Q_d + Q_F + Q_{Rl} - (Q_{Pl} - Q_{Ev}) \quad (10-3)$$

en este caso se puede establecer la relación

$$Q_{AFL} = f(\sum \beta_i P_i)$$

Otro método para abordar el problema, tal vez mas sencillo, es establecer la ecuación

$$Q_{ENTRANTE} - Q_{SALIENTE} = Q_{R1} \quad (11-3)$$

teniendose

$$Q_{ENTRANTE} = Q_{AFL} + Q_{P1}$$

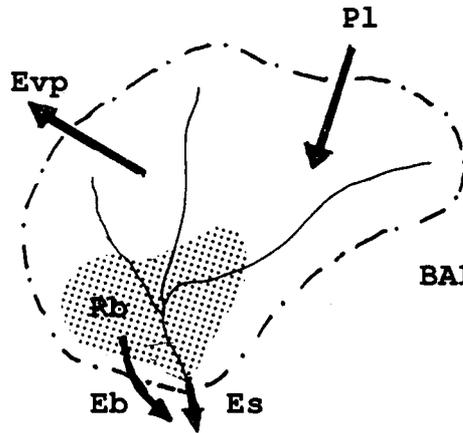
$$Q_{SALIENTE} = Q_d + Q_F + Q_{Ev}$$

reemplazando se tiene

$$Q_{AFL} = Q_d + Q_F + Q_{R1} - (Q_{P1} - Q_{Ev})$$

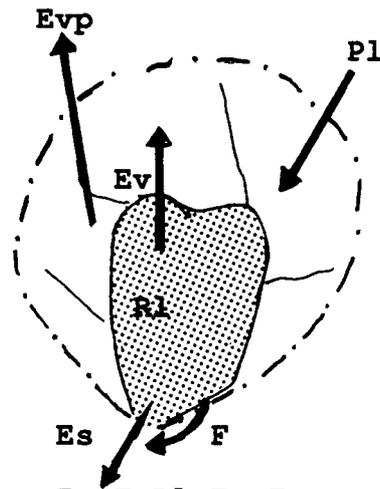
que entrega el mismo resultado.

Figura A  
BALANCE HIDROLOGICO DE UNA CUENCA PLUVIAL



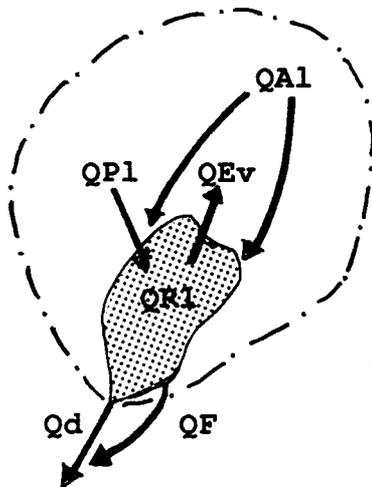
$$Pl = (Es+Eb)+Rb+Evp$$

Figura B  
BALANCE HIDROLOGICO DE UNA CUENCA CON UN LAGO EN EL DESAGÜE



$$Pl = Es+F+Rl+Ev+Evp$$

Figura C  
CAUDAL UTIL DE UNA CUENCA LAGO EN EL DESAGÜE



$$QAFI = Qd+QF+QRl-(QPl-QEv)$$

## CAPITULO 4

### LA PRECIPITACIÓN

#### 4.1 GENERALIDADES<sup>(1)</sup>

Denominaremos "Precipitación" al agua que proviene de la humedad atmosférica y cae en el suelo de la Tierra bajo formas líquida (lluvia) o sólida (nieve). En ciertas condiciones el vapor de agua que contienen las capas de la atmósfera y que se encuentran en contacto con la Tierra, al estar ésta mas fría, se condensa en las plantas y el suelo bajo la forma de rocío o helada, según sea la temperatura. Desde el punto de vista de la estimación de los recursos hídricos para ser utilizados en proyectos hidraulicos, éstos últimos no tienen mayor importancia.

#### 4.2.- MEDIDA DE LA PRECIPITACIÓN PUNTUAL.

La medida de la precipitación líquida en un punto se efectúa con los pluviómetros que son instrumentos totalizadores y los pluviógrafos que son instrumentos registradores que miden en forma continua la lluvia que va cayendo.

La medida de la precipitación sólida o nieve se efectua con los nivómetros, instrumentos totalizadores, los nivógrafos que registran la nieve en forma continua y las Rutas de Nieve que es una linea o una cruz en un terreno plano, donde se acumula la nieve según va cayendo, se mide su contenido de agua cada cierto tiempo y representaría al manto de nieve y el contenido de agua de una extensa zona. Otro instrumento para medir la precipitación nival y que proporciona mejores resultados, es el "snow pillow" o "colchoneta de nieve", que consiste, como su nombre lo indica, en una colchoneta hermética con aire y que tiene incorporado un manómetro que mide la presión interior. Colocada sobre el suelo, al caer la nieve sobre ella, su peso, que es función del equivalente en agua, ejerce una presión sobre la colchoneta. La variación de presión durante un determinado tiempo nos indica la cantidad de nieve caída en ese intervalo.

De acuerdo a la experiencia adquirida en todos los años en que fueron utilizados los nivómetros y nivógrafos, se ha llegado a la conclusión que estos instrumentos no funcionan adecuadamente ya que durante los temporales, la boca del instrumento se tapa por la adherencia de la nieve en dicho punto.

---

(1)Debido a que los participantes del curso tienen conocimientos previos sobre el tipo de precipitaciones y de los instrumentos para su medición, se tratarán someramente estos aspectos

Por la importancia que tiene la precipitación en el estudio de los recursos hídricos, se analizará su comportamiento y los métodos para estimar la bondad del registro pluviométrico obtenido en terreno.

#### 4.3.- ERRORES EN LA MEDIDA PUNTUAL DE LA PRECIPITACION

Los pluviómetros y pluviógrafos miden la precipitación en un punto que se supone es representativo de la zona, mas o menos extensa, que los rodea. De aquí la importancia de que sea bien operado.

El control de la precipitación líquida o lluvia, está afecto a varios errores que influyen en la bondad de la medida. Los mas comunes son:

- errores de observación
  - lector inconciente o inepto.
  - mal tarado del instrumento.
  - mal funcionamiento por desperfecto.
- errores instrumentales.
  - de relojería
  - del mecanismo.
- error de instalación, que es el mas importante por lo que se analizará en forma mas detallada.

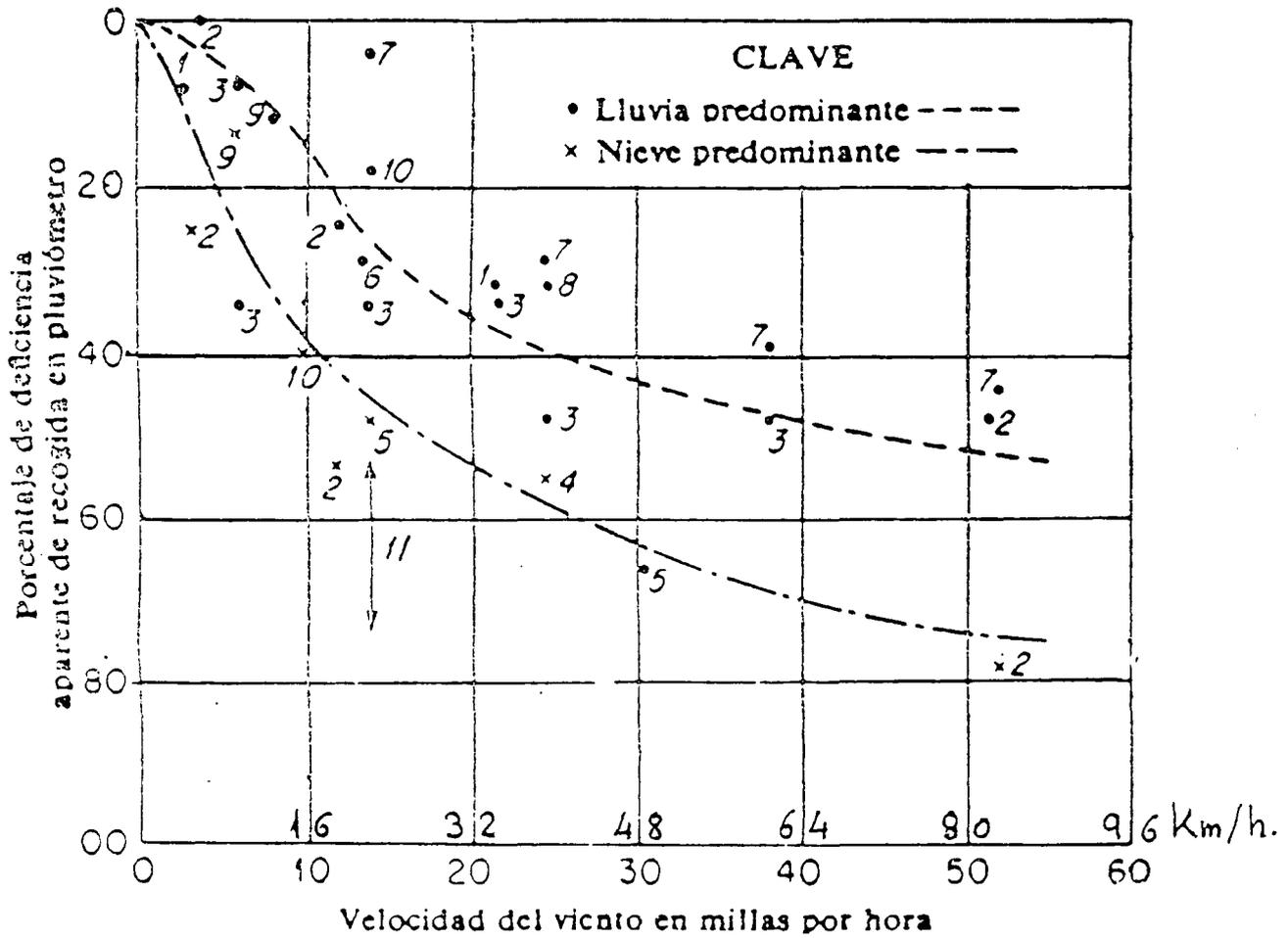
Uno de los efectos mas importantes en el porcentaje de captación de los pluviómetros es la velocidad del viento. Al aumentar este disminuye el agua captada. Con un viento de 15 km/hora deja de entrar el 15% de la lluvia. Para evitar este efecto se utilizan las pantallas o "wind shields", que son poco utilizadas en Chile. Tambien puede evitarse instalándose en un claro rodeado de árboles. En la lámina n° 1-4, se encuentra un gráfico que relaciona la velocidad del viento con el porcentaje de deficiencia aparente de captación de un pluviometro. Puede observarse que en el caso de una lluvia donde predomina la nieve la eficiencia del pluviometro disminuye.

Otro factor que influye en la eficiencia del pluviometro es la distancia entre la boca y el suelo. Si la boca está a nivel del suelo capta el 100 % de la lluvia. A continuación se entrega una tabla que relaciona la altura sobre el suelo y el coeficiente de eficiencia.

H. SOBRE EL SUELO (m)	AGUA CAPTADA %
0	100
1	97,5
2	95,0
5	90,0
13	75,0
25	64,0
70	58,0

LAMINA N° 1-4

EFFECTO APARENTE DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO EN LA  
PRECIPITACION CAPTADA POR LOS PLUVIOMETROS  
(Según Wilson)



#### **4.4.- ANALISIS, CORRECCION Y AMPLIACION DE ESTADISTICAS PLUVIOMETRICAS.**

En los puntos anteriores se han analizado, en forma general, los errores de medida que se pueden cometer durante el control de una estación pluviométrica. Es mas, es suficiente cambiar de ubicación la estación pluviométrica a un lugar cercano, o bien que cambien las condiciones del entorno, para que la estadística pluviométrica que se obtiene deje de ser consistente y homogenea, Por este motivo es necesario establecer un método de análisis que verifique la homogeneidad de la estadística y la forma como debe corregirse para hacerla consistente.

Otras veces, al realizar el estudio global de la precipitación de una zona, nos encontramos que una o varias estadísticas no están completas, le faltan algunos datos. Con el fin de no desecharla, es necesario buscar un método para rellenar los huecos de esa estadística, es decir es necesario completarla.

Tambien al estudiar la precipitación de una zona, nos encontramos que las estadísticas tienen diferente longitud de observación, por lo cual, al no representar todas el mismo periodo de observación, los valores que nos proporcionan dejan de ser comparables, por lo tanto debe establecerse un método que nos permita ampliar las estadísticas cortas para que todas representen el mismo periodo de observación. Esto tiene mucha importancia porque la experiencia demuestra que el régimen pluviométrico de una zona queda determinado con bastante exactitud, cuando la estadística pluviométrica cuenta al menos con 30 años de registro. Hoy en Chile, estamos en condiciones de trabajar con estadísticas pluviométricas base de 50 años o mas, excepto en la zona al Sur de Puerto Montt, salvo algunos puntos aislados como Puerto Puyuhuapi, Puerto Aysén y Punta Arenas

Finalmente se presenta el caso de tener que estimar el régimen pluviométrico de un lugar en el cual no existe control pluviométrico.

La forma de abordar estos problemas se incluye a continuación.

##### **4.4.1.- ANALISIS Y HOMOGENEIZACION DE ESTADISTICAS PLUVIOMETRICAS**

Se ha visto que el factor que mas influye en la captación de la lluvia por el pluviómetro y que no puede ser manejado por nosotros es el viento, por lo cual tiene suma importancia el emplazamiento que se elija. Ahora bien, los emplazamientos no siempre son buenos permanentemente. El crecimiento de la vegetación, los árboles, los arbustos y las alteraciones en sus alrededores debido a la mano del hombre, puede transformar un excelente emplazamiento en uno malo en un tiempo relativamente corto, lo cual incide en el porcentaje captado de la precipita-

ción caída o en la obligación de tener que cambiar de ubicación la estación pluviométrica. En ambos casos la estación seguirá teniendo el mismo nombre, pero la relación entre el agua caída y el agua captada puede variar fundamentalmente, sobre todo la diferencia será mayor si el pluviómetro se cambia de ubicación.

Para verificar estas posibles anomalías es necesario analizar si una o varias estadísticas pluviométricas han sido observadas durante todo el periodo de su registro de la misma forma y con el mismo criterio.

Para este fin el método que se utiliza universalmente es el de las "**curvas doble acumuladas o de doble acumulación**" (CDA) que algunos hidrólogos llaman "curvas másicas" como traducción literal del inglés "mass curves".

Para poder aplicar este método, la única condición que deben cumplir las estadísticas pluviométricas es que estén situadas en una zona pluviométricamente homogénea, es decir que se encuentren ubicadas en una zona sometida al mismo régimen de precipitaciones; lo cual significa que todas las estaciones en estudio están siempre afectadas por los mismos temporales. Esto no significa que en todas caiga la misma o análoga cantidad de agua sino que debe existir siempre entre ellas una relación casi constante entre las precipitaciones registradas. Esto en Chile tiene mucha importancia porque al ser un país muy montañoso el efecto orográfico en la precipitación es muy fuerte.

Como la mayor parte del territorio chileno está sometido al régimen de precipitaciones frontales que abarcan grandes extensiones, es fácil encontrar grandes zonas con precipitaciones homogéneas, aún cuando la magnitud de las precipitaciones puede variar en función de la latitud y de su ubicación respecto la costa o sea, costa, cordillera de la Costa Valle Central y cordillera de Los Andes.

#### **4.4.1.1.- METODO DE LAS CURVAS DOBLE ACUMULADAS (CDA).**

Este método consiste en lo siguiente. Supongamos que deseamos analizar la consistencia de una estadística pluviométrica o las estadísticas pluviométricas de una amplia zona que puede ser una cuenca y que en dicha zona poseemos "n" estadísticas de las estaciones pluviométricas A, B, C, .....

Los pasos que debemos seguir son los siguientes:

1°.- Obtener todas las estadísticas de las estaciones pluviométricas de la zona, a nivel mensual dibujando un diagrama de barras o histograma.

2°.- Seleccionar las estadísticas mas largas, las que podrían user utilizadas como estadísticas base (EB). Se supone que son 3.

3°.- Componer el siguiente cuadro: (Lamina n° 2-4) donde

- Columna "AÑO" corresponde al año hidrológico.
- A,B;C = Precipitaciones anuales de dichas estaciones
- P = Patron de precipitaciones (PP) igual al promedio de las 3 estadísticas.
- Se acumulan las precipitaciones anuales, o sea se van sumando sucesivamente, (Sum.A, Sum.B, Sum.C y Sum.P).

4°.- Se grafican los valores de las precipitaciones acumuladas de cada estadística colocando en el eje de abcisas las precipitaciones acumuladas del Patrón de Precipitaciones y se trazan rectas que indiquen las tendencias de los puntos (Lámina n° 2-4). Pueden ocurrir 3 casos:

- Los puntos quedan alineados, lo que significa que la estación pluviométrica ha sido observada durante todo el periodo en forma consistente, o sea no necesita ser corregida. Caso de la estadística A.
- Se produce un quiebre, caso de la estadística B, lo que indica que la estación pluviométrica ha sufrido algún cambio en su control, por lo que debe ser corregida por un factor de corrección que sería igual a la razon de las tangentes de las dos rectas o sea el caso de la estadística B. En este caso el factor de corrección será

$$\beta = \frac{\text{tg } \alpha_1}{\text{tg } \alpha_2}$$

siendo  $\text{tg } \alpha_1$  la del último periodo observado y  $\text{tg } \alpha_2$  la del periodo que hay que corregir.

- El periodo que hay que corregir se multiplica por el coeficiente de corrección, obteniendose los valores Bc, como

$$Bc = \beta B$$

- Corregidas todas las estadísticas, se calcula la del Patrón de Precipitaciones corregido (Pc)
- Se repite el proceso anterior para verificar que los puntos quedan alineados.
- Tambien puede ocurrir que se produzca un salto en una estadística, lo que equivale a que en esa estación la precipitación registrada fué muy superior (inferior), a las registradas en el resto de la zona o cuenca. En este caso se debe analizar detalladamente las precipitaciones registradas cada mes y/o cada día en esa estación.

Se ha analizado como debe trabajarse con el método de las Curvas Doble Acumuladas; pero al realizar un estudio pluviométrico la forma de operar es la siguiente:

LAMINA N° 2-4

TABLA PARA EL CALCULO DE CURVAS DOBLE ACUMULADAS  
(Precipitación en mm)

ANO	A	B	C	P	Sum.A	Sum.B	Sum.C	Sum.P	Ac	Bc	Cc	Pc	Sum.Ac	Sum.Bc	Sum.Cc	Sum.Pc
50/51																
51/52																
52/53																
53/54																

AÑO = Año hidrológico

A, B, C = Precipitación anual en cada estación pluviométrica

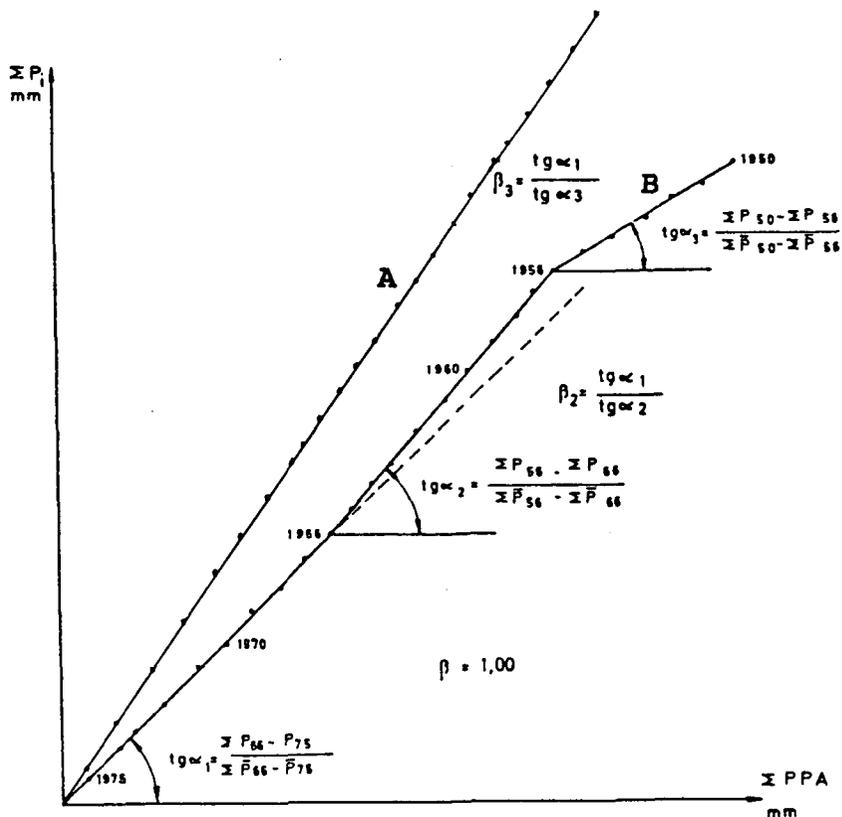
P = Patrón de precipitaciones = Promedio de las precipitaciones anuales de cada estación

Sum.A, Sum B, SumC, Sum. P = precipitaciones anuales acumuladas.

Ac,Bc,Cc = Precipitaciones anuales corregidas por el factor de corrección

Pc = Patrón de precipitaciones corregido

Sum. Ac, Sum. Bc, Sum. Cc, Sum. Pc= Precipitaciones anuales corregidas acumuladas. =



1°.- Se seleccionan todas las estadísticas que tengan un periodo de observación mas largo.

2°.- Se les aplica el método de las CDA., eliminándose aquellas que presentan mas quiebres y/o saltos.

3°.- Con las estadísticas seleccionadas se calcula un nuevo Patrón de Precipitaciones y se vuelve aplicar el método de las CDA. Si fuera necesario se eliminan las estadísticas que aparecen como peor observadas, dejando al menos 3 estadísticas para formar el Patrón de Precipitaciones definitivo. Como último recurso se podrá utilizar como Patrón la estadística que se supone de mejor calidad.

4°.- Se corrigen las estadísticas seleccionadas y se calcula con ellas el Patrón de Precipitaciones definitivo, repitiéndose el proceso para verificar la bondad de las correcciones.

5°.- Usando este Patrón de Precipitaciones se analizan y corrigen , si es necesario, las restantes estadísticas de la zona, que tengan al menos 15 años de registro, los que son suficientes para poder estimar bien la tendencia de la CDA.

Se debe tener presente que este método sirve unicamente para determinar tendencias, o sea, para obtener estadísticas pluviométricas que cumplan con la condición de haber sido obtenidas en la misma forma y con el mismo criterio durante su periodo de observación, es decir, que todo el registro es consistente y además demostrar la homogeneidad de la zona en estudio.

Se deben hacer algunas consideraciones:

1°.- El número de estaciones pluviométricas del Patrón debe ser tal que el mal registro de una no influya en aquel, un número mínimo óptimo es de 5 estaciones, debiéndose disminuir en caso necesario.

2°.- Las estaciones elegidas deben tener un area de influencia de condiciones meteorológicas semejantes, no de precipitación igual.

3°.-Para detectar bien los cambios de pendiente, es conveniente que el trazado de la curva doble acumulada tenga una pendiente de 45°.

4°.- Se debe tener en cuenta que la aplicación de este método se efectua considerando unicamente precipitaciones anuales, considerando como tales las del año hidrológico. No es válido utilizar precipitaciones mensuales ni menos diarias, por las excesivas dispersiones que presentan.

5°.- El quiebre o cambio de pendiente debe estar muy bien definido y determinado al menos por un periodo de cinco años

consecutivos, ya que generalmente los puntos presentan suaves ondulaciones respecto la recta promedio, debido a las dispersiones lógicas que se producen en este tipo de observaciones

6°.- En zonas montañosas, este método debe usarse con mucha cautela, porque la influencia del factor orográfico es muy intensa sobre las precipitaciones. Sin embargo en Chile, no nos queda mas remedio que usarlo intensivamente porque es difícil encontrar zonas planas, habiendose utilizado con mucho éxito a pesar de su característica orográfica.

7°.- En el caso que a algunas de las estadísticas largas que se pueden utilizar para determinar el Patrón, le falte en el medio del periodo observado algún año o mes aislado, en vez de desecharla conviene rellenar esos huecos, aunque sea provisoriamente. Para ello se puede calcular como un valor aproximado el promedio de las precipitaciones de las estaciones que la rodean. Posteriormente, en el caso que se quiera o se necesite afinar mas su cálculo, se efectuará una correlación simple entre esa estación y la estadística Patrón, ambas corregidas, o bien utilizar alguno de los métodos que se indican en el punto 4.4.1.2.

#### 4.4.1.2.- AMPLIACION Y COMPLEMENTACION DE UNA ESTADISTICA PLUVIOMETRICA.

Algunas veces las estadísticas pluviométricas largas que están incompletas, es decir le pueden faltar los registros de algunos años o bien meses o días de algunos años.

En este caso, con el fin de no desechar la estadística incompleta se pueden rellenar los vacios aplicando algunos métodos, prácticos y sencillos que se explican a continuación:

1°.- Supongamos que la estación en estudio "N", se encuentra entre dos estaciones "A" y "B", que tienen un registro pluviométrico completo (Figura A, lámina n° 3-4) y cuya distancia al punto N es de "a" y "b" respectivamente. Si entre ambas no hay ningún cordón montañoso que las separe, se puede suponer que la precipitación varia en forma gradual y uniforme entre A y B. Si  $P(A) > P(B)$  la precipitación en el punto N se obtendrá por interpolación lineal, o sea

$$P(N) = P(A) + \frac{P(A) - P(B)}{a + b} * a \quad (1-4)$$

Este método es aceptable en Chile, ya que por efecto de la cordillera existe el efecto orográfico que determina la existencia de perfiles pluviométricos que son factibles de estimar.

2°.- Supongamos que en una "zona plana", la estación pluviométrica en estudio "N", se encuentra en el centro de gravedad del polígono que forman 3 o mas estaciones, (Figura B, lámina n° 3-4) y que la precipitación P(N) no difiere mucho de las registradas en las otras estaciones (20%). En este caso se supone que

$$P(N) = 1/3 [(P(A)+P(B)+P(C))]$$

en general

$$P(N) = 1/n \sum P(i) \quad (2-4)$$

3°.- Supongamos el caso anterior pero en un area montañosa. En este caso las precipitaciones en los puntos A, B y C diferirán en mas de 20%, por lo cual el cálculo de la precipitación en el punto N se obtendrá dándole diferente peso a cada estación pluviométrica. Para ello se utiliza la ecuación siguiente:

$$P(N) = 1/3 \left[ \frac{\overline{P(N)}}{\overline{P(A)}} P(A) + \frac{\overline{P(N)}}{\overline{P(B)}} P(B) + \frac{\overline{P(N)}}{\overline{P(C)}} P(C) \right] =$$

$$P(N) = \frac{\overline{P(N)}}{3} \left[ \frac{P(A)}{\overline{P(A)}} + \frac{P(B)}{\overline{P(B)}} + \frac{P(C)}{\overline{P(C)}} \right] \quad (3-4)$$

siendo:

$\overline{P(N)}$  = Promedio de las precipitaciones de la estadística N  
 $\overline{P(A)}, \overline{P(B)}, \overline{P(C)}$  = Promedio de las precipitaciones anuales registradas en las estaciones A, B y C durante el mismo periodo de registro que el considerado para calcular P(N).  
P(A), P(B) y P(C) = Precipitación en las estaciones A, B, y C durante el periodo faltante en N.

#### 4.4.2.- AMPLIACION DE UNA ESTADISTICA PLUVIOMETRICA CORTA.

Denominaremos estadística corta la que tiene un registro inferior a 15 años.

Cuando se va a realizar un estudio de la precipitación de una zona, es conveniente utilizar toda la información pluviométrica existente, lo que muchas veces significa que deben aprovecharse estadísticas con pocos años de observación

Todo buen estudio de precipitaciones debe basarse en estadísticas largas y que posean igual periodo de registro; por ello es necesario emplear métodos que permitan ampliar las

estadísticas largas y que posean igual periodo de registro; por ello es necesario emplear métodos que permitan ampliar los periodos de registro de dichas estadísticas.

Se pueden utilizar los métodos descritos anteriormente, o sea las ecuaciones (1-4), (2-4) y (3-4), pero al utilizarlos se pierde información. Son buenos para rellenar huecos pero no para ampliar estadísticas.

Los métodos que entregan los mejores resultados son:

**1°.-**Efectuar una correlación lineal entre la estadística de precipitaciones anuales de la estación en estudio "N" y la de una estación pluviométrica "A" cercana, con un régimen pluviométrico análogo y que posea una estadística larga, siendo aconsejable que sea una de las que integran el Patrón de Precipitaciones. De no ser así, previamente debe verificarse la bondad de la estadística de "A".

Por ser ambas homogéneas, la recta de regresión debe pasar por el origen. Si así no fuera significaría que la estación pluviométrica "N" ha sido mal observada o que no son homogéneas entre sí, ya que, cuando en una estación se producen precipitaciones en la otra no llueve.

Se recomienda efectuar una correlación gráfica entre las precipitaciones. La ventaja estriba en que puede observarse claramente cual es la tendencia y dispersión de los puntos respecto la recta de regresión.

Para el trazado de la recta de regresión se pueden utilizar varios métodos, pero el que entrega mejores resultados, es trazar dos rectas que pasen por el origen y sean las envolventes, superior e inferior, de los puntos del gráfico que marcan la tendencia y posteriormente trazar una recta promedio o bisectriz respecto el eje de ordenadas. Con este procedimiento se obtiene fácilmente el error porcentual de la correlación, es decir la dispersión de los puntos. (Figura C, Lámina n° 3-4)

Este método puede utilizarse para obtener relaciones mensuales y diarias, pero en estos casos las dispersiones aumentan al disminuir el tiempo de observación, es decir las dispersiones mensuales son mayores que las anuales pero mucho menores que las diarias.

Otra forma de trazar la recta de regresión es calcular el centro de gravedad de los puntos como el promedio de las estadísticas de "A" y "N" como coordenadas. El inconveniente es que si unos valores están mal observados y tienen mucha dispersión la recta de regresión puede no representar la tendencia media, pero tiene la ventaja, respecto al método que se expone a continuación, de poder trazar la recta de regresión por el origen.

LAMINA 3-4

RELLENO Y AMPLIACION DE ESTADISTICAS PLUVIOMETRICAS CORTAS

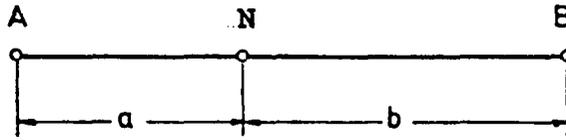


Figura A

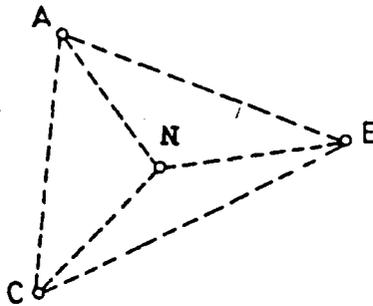


Figura B

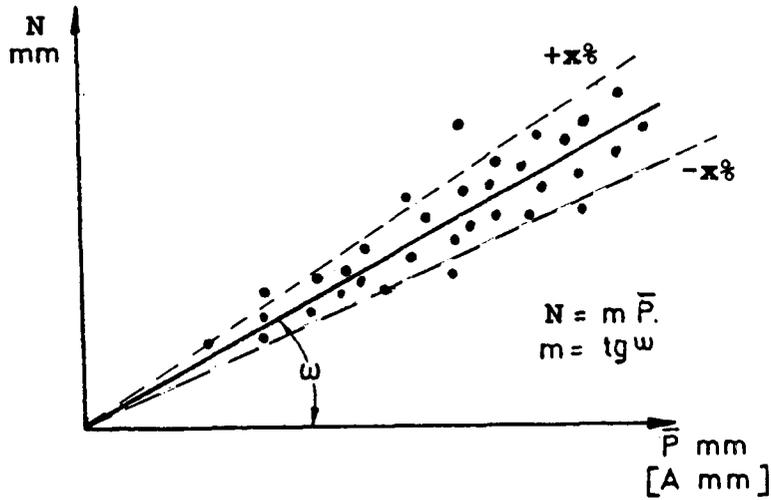


Figura C

El otro método que puede emplearse, es la obtención de la ecuación de la recta de regresión por el método de los mínimos cuadrados. El problema es que es difícil que la recta de regresión pase por el origen, debido a los valores dispersos que siempre existen en todas las correlaciones. Es el más utilizado por las facilidades que entrega la computación, pero con ello se pierde mucha información respecto la dispersión de los puntos. No siempre un buen coeficiente de correlación indica que la correlación sea buena, lo que puede verificarse al dibujar la correlación gráfica. Un solo punto muy disperso nos entrega rectas de regresión que no siempre reflejan la realidad física del problema. De usarse éste método, es recomendable obtener también la representación gráfica.

**2°.-** El mismo método anterior se puede aplicar tomando como estadística base el Patrón de Precipitaciones. Tiene la desventaja respecto al anterior, que al representar el promedio de lo que ocurre en una zona extensa, no toma en cuenta las características locales que algunas veces se presentan durante los temporales y que una estación cercana puede detectar.

**3°.-** También puede ampliarse la estadística "N", utilizando la Curva Doble Acumulada, cuya pendiente nos proporciona el coeficiente de regresión y que debería coincidir con el de la recta de regresión. Presenta la desventaja de que se pierde información, ya que se desconoce la dispersión de la correlación.

Se hace hincapié en la dispersión de las correlaciones, porque cuando se realizan estudios de un determinado lugar, muchas veces los resultados obtenidos presentan anomalías que pueden ser explicados por las dispersiones de las relaciones utilizadas.

#### **4.4.3.- PRECIPITACION EN UN LUGAR NO CONTROLADO.**

Algunas veces se presenta el caso de tener que calcular precipitaciones o el régimen pluviométrico en un lugar donde no existen antecedentes pluviométricos.

En este caso se pueden utilizar algunos de los métodos indicados anteriormente en los puntos 4.4.1.2, ecuaciones (1-4), (2-4) y (3-4).

El otro método que puede utilizarse, especialmente para precipitaciones anuales, es el de hacer uso del mapa de isoyetas de la zona, (Punto n° 4.5.2.4) en que está situado el lugar de estudio, para lo cual se debe interpolar entre las isoyetas en que queda ubicado el punto.

#### **4.5.- LA PRECIPITACION SOBRE UNA SUPERFICIE**

##### **4.5.1.- ESTIMACION DE LA PRECIPITACIÓN SOBRE UNA SUPERFICIE.**

Para estimar la precipitación sobre una superficie, que puede ser una determinada zona que cubre una area de pocos o muchos km<sup>2</sup>, es necesario conocer la precipitación en varios puntos de la superficie en estudio, es decir se debe instalar una **Red Pluviométrica**.

Podemos decir que una **Red Pluviométrica** es el conjunto de todos los pluviómetros que se encuentran repartidos en una forma lógica sobre la superficie de una zona, cuenca, región, país, etc. El conjunto de todas las estaciones pluviométricas de Chile constituyen la Red Pluviométrica Nacional.

Se denomina "**Densidad de una Red Pluviométrica**", al número de pluviómetros por unidad de superficie, tomando generalmente como unidad de superficie 100 km<sup>2</sup>.

La calidad de una Red Pluviométrica depende de su densidad y del tipo de instrumentos que la constituyan. Una buena Red se caracteriza, no solo por la densidad de pluviómetros, sino tambien por la densidad de pluviógrafos, A mayor cantidad de estos la calidad mejora sustancialmente. Como se verá mas adelante, al aumentar el número de estaciones pluviométricas, disminuye el error en la estimación de la precipitacion media en una superficie y a mayor número de pluviógrafos mejora la determinación de las precipitaciones medias de corta duración y por lo tanto de las intensidades de la lluvia.

La densidad que debe tener una Red Pluviométrica depende de varios factores:

**1°.-** De la heterogeneidad y extensión de las lluvias de la zona. Si la zona está afectada por precipitaciones de tipo ciclónicas o frontales que son homogéneas y abarcan grandes extensiones de terreno, la densidad puede no ser muy grande. Por el contrario si está afectada por precipitaciones de tipo convectivo en que la superficie que abarcan son relativamente pequeñas, la densidad de pluviómetros y, especialmente pluviógrafos, debe aumentarse, por ser la lluvia muy variable de un punto a otro.

**2°.-** De las características topográficas de la zona. Una zona plana necesita una Red menos densa que si es montañosa, donde el efecto orográfico es muy fuerte y la diferencia de precipitación muy alta. En este caso, es necesario aumentar la densidad de la Red, para poder determinar lo mas exactamente posible el perfil pluviométrico o aumento de la precipitación con la altitud y la variación de la precipitación con la orientación de los cordones montañosos, aún cuando este último aspecto es difícil de determinar.

**3°.-** Del fin que se persigue. Si se necesita conocer el régimen

pluviométrico de la zona, la densidad será menor y se necesitarán menos pluviógrafos que si lo que se desea efectuar es un estudio de ondas de crecida, ya que en este caso es necesario conocer las precipitaciones de los temporales, cuya duración puede ser de horas, 1, 2, 3, ... días, y la distribución de la precipitación durante la duración del temporal. Si se desea realizar un estudio de alcantarillado de aguas lluvia es indispensable que existan pluviógrafos.

En general, al instalar una Red Pluviométrica se debe tener en cuenta:

1°.- El fin para lo que se necesita.

2°.- Repartir las estaciones pluviométricas de acuerdo a las características climatológicas y orográficas de la cuenca, aumentando la densidad cuando la variación espacial de la precipitación es grande.

3°.- Cada estación pluviométrica debe ser representativa de una zona.

4°.- Las estaciones pluviométricas deben instalarse de acuerdo a las Normas y donde exista un buen observador

#### **4.5.2. METODOS PARA ESTIMAR LA PRECIPITACIÓN MEDIA DE UNA SUPERFICIE.**

Al hablar de precipitación media nos referimos a una duración de tiempo cualquiera.

La condición principal para estimarla es que el periodo de observación de todas las estaciones pluviométricas sea el mismo, es decir se deben utilizar solamente los años de registro común, debiéndose indicar el periodo de observación con el cual se ha estimado la precipitación media de la superficie, (zona, cuenca, región, etc.) Si se desea conocer el agua caída de un día determinado, se debe considerar la precipitación registrada en los pluviómetros de todas las estaciones y el día correspondiente.

Se analizarán algunos métodos.

##### **4.5.2.1.- MEDIA ARITMÉTICA.**

Es el método mas sencillo y pero no el más exacto.

Consiste en suponer como precipitación media, el promedio aritmético de las precipitaciones registradas en cada

pluviómetro.

Según este método

$$P_c = 1/n \sum P_i \quad (4-4)$$

Este método es válido únicamente cuando la zona es plana y las precipitaciones en las diferentes estaciones no son muy diferentes. Cuando no existen estas condiciones, se pueden cometer errores de importancia ya que se le dá a todas el mismo peso sin tener en cuenta su zona de influencia.

#### 4.5.2.2.- MÉTODO DE THIESSEN

En este método, que es uno de los mas empleados, se soluciona el problema anterior, asignándole a cada estación una zona de influencia, en la cual se supone que la precipitación caida es igual a la de la estación pluviométrica.

Se basa en aceptar que la variación de la precipitación entre dos estaciones pluviométricas es lineal, por lo tanto si se traza una simetral entre ambas estaciones, se puede suponer que la precipitación caida a cada lado de la simetral, es igual a la lluvia caida en esa estación.

El método de Thiessen consiste en aplicar este principio a los pares de puntos que constituyen la red pluviométrica de la zona, como se indica en la Figura A de la lámina n° 4-4.

Denominando  $S_i$  a la superficie del poligono que rodea al pluviómetro  $P_i$ , la precipitación media de la zona ( $P_z$ ), será:

$$P_z = \frac{\sum S_i \cdot P_i}{\sum S_i} = \frac{\sum S_i \cdot P_i}{S} \quad (5-4)$$

siendo

$S = \sum S_i$ , la superficie total de la zona.

Se debe tener en cuenta que en el trazado de los poligonos deben intervenir, no solo las estaciones pluviométricas instaladas en la zona en estudio, sino tambien aquellas que la rodean y cuya zona de influencia abarca parte de la que se estudia.

La ventaja de este método estriba en la facilidad del trazado y del cálculo de  $P_z$ .

Presenta la desventaja que no considera la topografía de la

zona y por lo tanto no considera el factor orográfico , el cual puede ser muy importante por el incremento de la precipitación con la altura o perfil pluviométrico.

Es un método valido para zonas planas o casi planas, pero no para zonas montañosas.

#### 4.5.2.3.- METODO DE LAS ISOYETAS.

Se denominan isoyetas a las curvas que unen puntos de igual precipitación, por lo tanto el método consiste en trazar dichas curvas tomando como base las precipitaciones registradas en los pluviómetros.

Este metodo es el mas preciso si se realiza acuciosamente y tiene la ventaja que las isoyetas pueden adaptarse a la topografía del terreno. (Figura B, Lámina n° 4-4)

Denominando "Si" la superficie comprendida entre las isoyetas Pj y Pj+1, la precipitación media (Pfi) de esa franja será igual a

$$Pfi = 1/2 * ( Pj + Pj+1)$$

y la precipitación media en la zona en estudio se obtendrá como en el caso anterior, o sea

$$Pz = \frac{\sum (Si * Pfi)}{\sum Si} \quad (6-4)$$

Con este método se obvian las desventajas del metodo de Thiessen, pero presenta el inconveniente de ser mas demoroso y respecto a Chile porque existen pocos pluviómetros en las zonas montañosas, donde en el invierno la precipitación es nival y muy difícil de medir.

En el capítulo n° 7 se estudia el método para trazar un Mapa de Isoyetas, así como para trazar las isolineas de otros parámetros.

#### 4.5.2.4.- METODO DE LAS FUNCIONES S = f(H) y P = f(H)

Este método es poco utilizado, pero en zonas montañosas entrega buenos resultados, cuando la cuenca no es muy grande y existen los suficientes antecedentes para poder determinar bien el perfil pluviométrico.

Consiste en lo siguiente:

LAMINA 4-4

PRECIPITACION MEDIA DE UNA SUPERFICIE

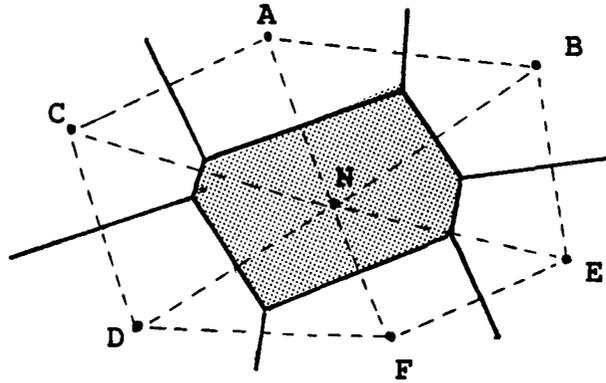


Figura A  
METODO DE THIESSEN

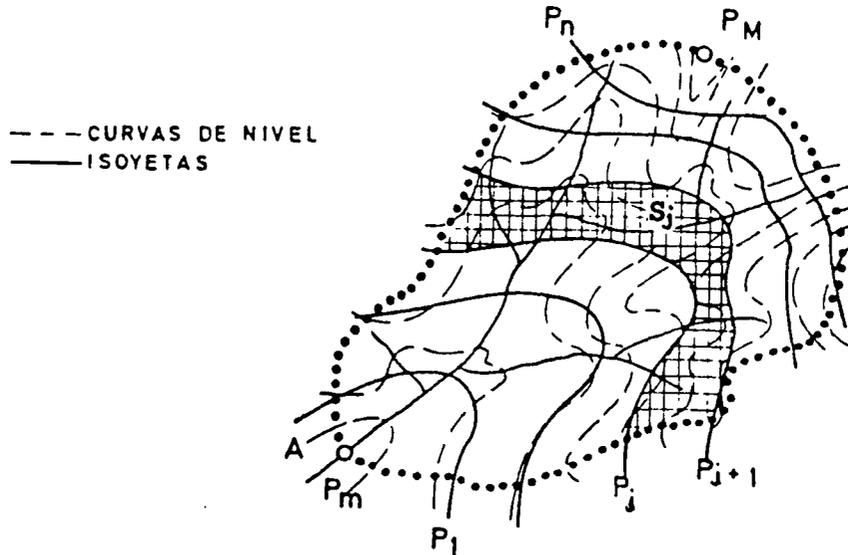


Figura B  
METODO DE LAS ISOYETAS

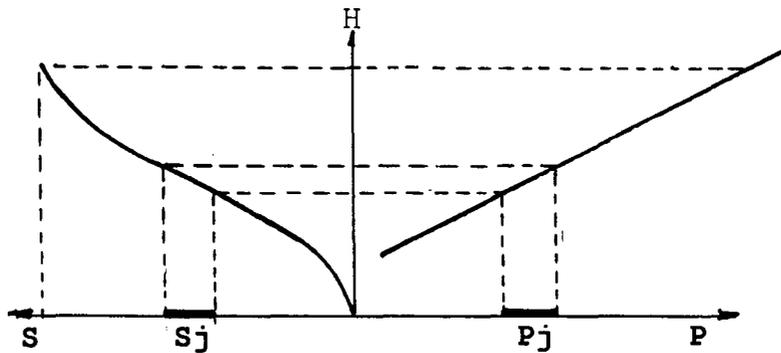


Figura C

1°.- Se calcula la curva hipsométrica de la cuenca, o sea la función que relaciona la altitud, ( $H_i$ ), con el area de la cuenca que queda bajo dicha cota ( $S_i$ ). Para obtener una buena curva hipsométrica se debe trabajar con mapas cuya escala sea igual o menor a 1:50.000, del IGM. (Figura C, lámina n° 4-4)

2°.- Basándose en los datos pluviométricos existentes, se calcula el Perfil Pluviométrico, que nos indica la magnitud de la precipitación, en función de la altura (Figura **C**, lámina n° 4-4)

3°.- Dividiendo la superficie de la cuenca o zona en subzonas de area " $S_i$ ", a cada una le corresponderá una altura media " $H_i$ " en la curva hipsométrica y a cada altura le correspondera una precipitación media " $P_i$ ", en el perfil pluviométrico.

Como en casos anteriores la precipitación media de la zona o cuenca será:

$$P_z = \frac{\sum P_i * S_i}{S} \quad (7-4)$$

#### 4.5.2.5.- ERRORES EN LA ESTIMACION DE LA PRECIPITACION CAIDA SOBRE UNA SUPERFICIE.

Se han analizado los errores que pueden producirse en la medida puntual de la lluvia, respecto de la realmente caida. Ahora se analizará los posibles errores que pueden producirse al estimar la precipitación media caida en una zona, con respecto a la teoricamente caida medida con los pluviómetros.

Si tenemos en cuenta que el diametro de la boca de un pluviómetro es de 0,203 m., se obtiene que el area que controla un pluviómetro es  $1/31,25 * 10^6$  de  $1\text{km}^2$ , lo que nos está indicando que es imposible pretender que la medida de la precipitación de un pluviómetro, represente exactamente lo que ocurre en muchos kilómetros a su alrededor.

Se han realizado pocas investigaciones, con el fin de estudiar cual es la influencia en los errores de los promedios de las lluvias, cuando se utilizan datos de Redes Pluviométricas de diferente densidad; de las cuales se verán algunos casos.

1°.- En una zona húmeda de Wilmington (Ohio), se seleccionó una cuenca plana de  $16 \times 35 \text{ km}^2$  (aproximadamente), es decir unos 570  $\text{km}^2$ . Se dibujó una malla de tal forma que en sus vértices se instalaron 55 estaciones pluviométricas y se determinó el promedio de lluvia registrada por todos los conjuntos de 1, 2, 3, ....54, pluviómetros que pudieran formarse, calculándose el error medio respecto al promedio entregado por los 55 pluviómetros En la Figura A, de la lámina n° 5-4, se ha dibujado

el abaco que relaciona el error medio en pulgadas, el número de pluviómetros de la Red considerados en cada caso y la lluvia registrada en pulgadas en los distintos temporales registrados.

Se puede concluir, de acuerdo a estos resultados que:

- El error medio en pulgadas aumenta al disminuir la densidad de la Red.

- El error medio en pulgadas aumenta al aumentar la precipitación, pero a partir de cierto valor el incremento del error es casi constante; aún cuando el error porcentual disminuye.

Las ecuaciones de estas curvas tienen la forma de

$$E = K P^m N^n$$

donde

E = Error en valor absoluto

K = constante que depende del tamaño de la cuenca

P = Promedio de la precipitación.

N = Número de pluviómetros.

m y n = exponentes empíricos.

Para la zona en estudio de 570 km<sup>2</sup> se obtuvieron los siguientes valores:

AREA(millas <sup>2</sup> )	k	m	n
220	0,186	0,47	-0,60
160	0,181	0,36	-0,32
100	0,176	0,44	-0,78

2°.- En una investigación análoga realizada en una cuenca de Muskingum (Ohio), se estimó el error estandar de los promedios de lluvia, en función de la densidad de la Red y del area. En la figura B de la lámina n° 5-4, se ha incluido un abaco con los resultados obtenidos. En abcisas se tiene la superficie o zona de influencia de cada pluviómetro y en ordenadas el porcentaje del error estandar. Como parámetro se utiliza el area de la cuenca. Puede observarse que al disminuir la zona de influencia del pluviómetro, lo que equivale a disminuir el número de pluviómetros, y aumentar el area de la cuenca, los errores estandar aumentan sustancialmente.

Ahora bien, estas experiencias no tienen porqué ser válidas cuantitativamente en otras regiones de diferente orografía y climatología, pero nos estan indicando que los valores con los cuales trabajamos diariamente, pueden no representar fielmente la realidad, siendo muchas veces la causa de que las relaciones que establecemos presenten discrepancias difiles de explicar.

**ERRORES EN LA ESTIMACIÓN DE LA PRECIPITACION CAIDA SOBRE UNA SUPEPERFICIE.**

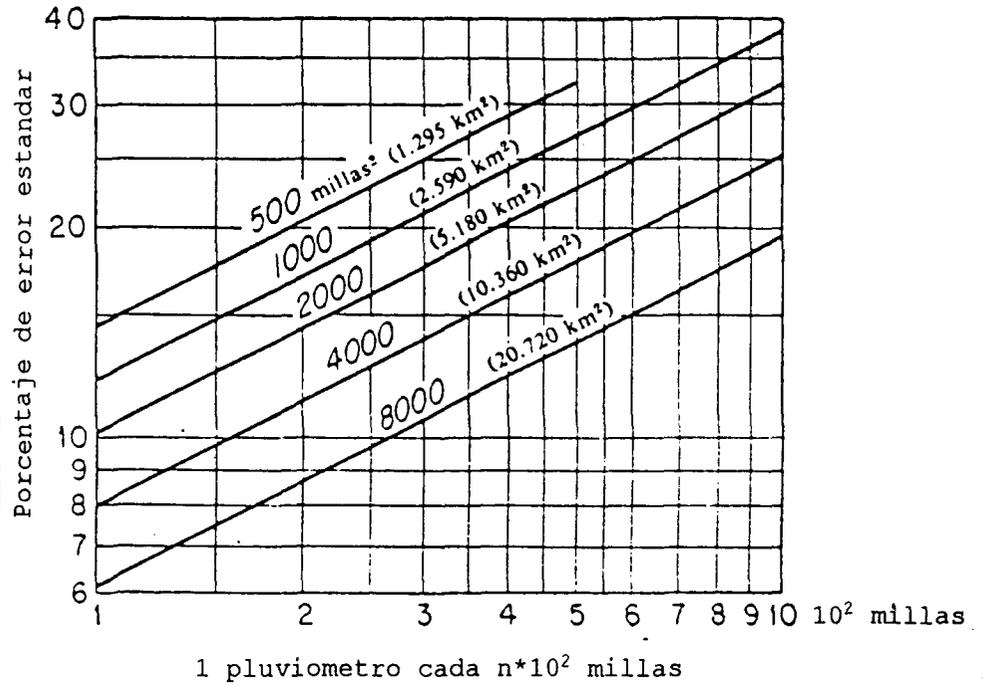


Fig. A.- Error estandar de las medidas de precipitación en función de la de la densidad de la Red y del area de la cuenca de Muskingum (U.S.Weather Bureau)

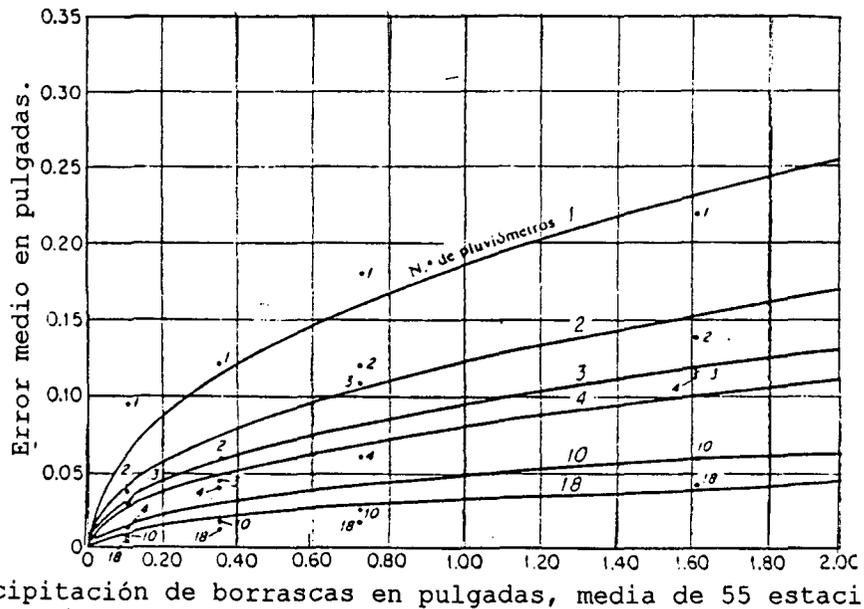


Fig. B.- Error medio de la precipitación media en función de la densidad de la Red y de la precipitación real para 750 Km2 cerca de Wilmington, Ohio, U.S.A.

Tampoco debe caerse en el lado opuesto de atribuir a esta causa las discrepancias que obtenemos en nuestros estudios.

#### **4.6.-LOS REGIMENES PLUVIOMETRICOS**

Se denomina régimen pluviométrico a la variación interanual de las lluvias y a su repartición a lo largo del año entre los diversos periodos que lo componen, es decir estaciones y meses.

Las características principales del régimen pluviométrico de un lugar son:

##### **Anuales.**

- Módulo o promedio de la precipitación anual.
- Desviación estandar ( $\sigma_p$ ) y Coeficiente de variación (Cv)
- Duración general de la precipitación anual.

##### **Mensuales**

- Módulo o promedio de la precipitación mensual.
- Desviación estandar ( $\sigma_m$ ) y coeficiente de variación (Cv) de cada mes.
- Variación estacional de las precipitaciones mensuales que resume en un solo cuadro y gráfico las duraciones generales de las precipitaciones mensuales.

Una duración general es una curva de frecuencias acumuladas que entrega el porcentaje de tiempo que una variable determinada es excedida en un periodo dado. Como variable puede usarse cualquier parámetro que varíe con el tiempo, precipitación anual, mensual, caudal anual, mensual, etc.

## CAPITULO 5

### LA EVAPORACION, LA TRANSPIRACIÓN, LA EVAPOTRANSPIRACIÓN Y EL DEFICIT DE ESCORRENTIA.

Al analizar el Ciclo Hidrológico en el capítulo 3, se expresó que parte de la precipitación caída volvía a la atmósfera en estado gaseoso, a través de la evaporación de las superficies libres de agua y de la humedad del suelo y de la transpiración de las plantas.

Con el fin de aclarar conceptos de procesos que se estudiarán mas adelante, se darán brevemente las definiciones de los términos que se usarán.

1°.- Se denomina "**evaporación**" al conjunto de fenómenos que transforman el agua en vapor por un proceso específicamente físico.

2°.- Se denomina "**sublimación**" cuando la nieve o el hielo pasan directamente del estado sólido al gaseoso.

3°.- Se denomina "**transpiración**" a la cantidad de agua que por un proceso biológico, es devuelta a la atmósfera por las plantas, a través de las hojas.

4°.- Se denomina "**evapotranspiración**", al conjunto de las pérdidas de agua por evaporación y transpiración. Al total de agua evapotranspirada por una zona o cuenca durante un periodo determinado, generalmente se le denomina "evaporación total" de un determinado periodo.

5°.- Se denomina "**poder evaporante de la atmósfera**" a la evaporación que se produce cuando existen condiciones favorables de humedad, o sea, cuando la posibilidad de evaporación es permanente, por lo tanto depende exclusivamente de la existencia de una superficie libre de agua y de las condiciones meteorológicas existentes. El poder evaporante puede ser muy alto, pero si no hay humedad, la evaporación es nula, como ocurre en el Norte desértico de Chile.

6°.- Un concepto análogo al anterior es el introducido por Thornthwaite y que denominó "**evapotranspiración potencial**" de una cuenca; que sería la altura de agua evapotranspirada, si el agua o humedad existente en una cuenca y en cada instante, fuese al menos igual al agua que pueden transformar en vapor de agua, los factores meteorológicos y la vegetación. Equivale a la posibilidad permanente de evapotranspiración.

7°.- Se denomina "**deficit de escorrentía**" de una cuenca, a la evapotranspiración total que se ha producido durante un periodo de tiempo y los volúmenes retenidos en la cuenca, son los mismos al empezar y al terminar el periodo. De acuerdo a esta definición,, el deficit de escorrentía de una cuenca será igual a la precipitación caída, menos la escorrentía a la salida de la cuenca, cuando ésta no tiene aporte de cuencas vecinas ni fugas hacia ellas. Esta pérdida total y real de agua es la que mas interesa, cuando se necesita estudiar los recursos hídricos de una cuenca.

Los estudios que pueden realizarse sobre este tema, se pueden clasificar en dos grupos:

1°.- Los que tienen por objeto determinar un proceso de evaporación muy específico como:

- Evaporación desde una superficie libre de agua.
- Evaporación desde una superficie nevada o de hielo
- Evaporación desde un suelo sin vegetación.
- Transpiración de las plantas.
- Evapotranspiración de un cultivo o zona de riego.

2°.- Los que tienen por objeto determinar el deficit de escorrentía de una cuenca, con el fin de estimar los recursos hídricos disponibles.

Cada uno de los procesos definidos, dependen y están ligados íntimamente al "poder evaporante de la atmósfera".

Estudiaremos aquellos que mas interesan para estimar los recursos hídricos disponibles.

## **5.1.- LA EVAPORACIÓN**

Por ser la evaporación un proceso físico, es conveniente analizarlo para determinar que factores intervienen para que ella se produzca y su influencia en la magnitud de la misma.

Cuando la superficie de un líquido, en este caso agua, se encuentra en contacto con un gas o masa de gases, en este caso la atmósfera, se produce un intercambio de moléculas del mismo gas, o sea unas moléculas pasan del líquido al gas y otras del gas al líquido. Cuando el número de las primeras es superior al de las segundas se produce evaporación real o medible. Cuanto mayor sea la diferencia, mayor será la evaporación y cuando la diferencia es nula, o sea se produce equilibrio, se dice que el aire se encuentra saturado. Esta saturación se produce cuando, a una determinada temperatura, el aire contiene la máxima cantidad de vapor posible.

Para que las moléculas abandonen la masa acuosa es necesario

que posean suficiente energía cinética para vencer a las fuerzas de atracción a que están sometidas y a la tensión superficial. Este aumento de energía cinética se obtiene absorbiendo calor de la masa de agua, por lo tanto la evaporación consume calor y disminuye la temperatura del agua. Por un proceso inverso la molécula que pasa del agua al aire genera calor y al fenómeno se le denomina "**condensación**". La cantidad de calor absorbida por la unidad de masa de agua, para pasar del estado líquido al gaseoso, sin cambio de temperatura, se le denomina "**calor latente de evaporación de agua**" y su valor hasta los 40°C, viene dado por la fórmula

$$C_v = 597,3 - 0,56 T \quad (\text{cal/gr}) \quad T \leq 40^\circ\text{C} \quad (1-5)$$

En el caso inverso, o sea de condensación, al calor liberado por la unidad de masa de agua al pasar del estado gaseoso al líquido, se le denomina "**calor latente de condensación del agua**"

El movimiento de las moléculas que escapan de la superficie de agua, produce una presión que se denomina "**presión o tensión de vapor**", el cual aumenta con el número de moléculas que pasan al estado gaseoso. A su vez, dicho número dependerá de la energía que se le suministre a las moléculas de agua aumentando la temperatura del agua y esta, a su vez, dependerá de la energía calórica que se le entregue.

Por otra parte, es sabido que en una mezcla de gases, cada gas ejerce una presión parcial, independiente de los otros gases, llamándose "**presión o tensión de vapor de agua del aire**" a la que ejerce el vapor de agua que contiene la atmósfera. Cuando el aire está saturado, ejerce una presión máxima que se denomina "**presión de vapor saturante o de saturación**", que es la tensión máxima del vapor a una temperatura dada. Al estar el aire saturado de vapor de agua y entrar en contacto con una superficie de agua, forzosamente se debe producir una igualdad en el intercambio de moléculas entre el agua y la atmósfera.

Finalmente se debe tener en cuenta que una capa de aire estática que se encuentra en contacto con la superficie del agua, tendrá una temperatura análoga a ésta y se encontrará en estado de saturación, ejerciendo a su vez una tensión de vapor sobre la capa de aire no saturado que se encuentra sobre ella. En estas condiciones, la evaporación hacia la masa de aire no saturado, será tanto mayor cuanto menor sea la saturación de este y deberá ser proporcional a la diferencia entre la tensión de vapor saturado del aire a la temperatura del agua y a la tensión del vapor del aire a la temperatura de este, diferencia que se denomina "**deficit higrométrico**".

Basándose en estos fenómenos físicos, los factores que tienen mas influencia en la magnitud de la evaporación y por lo tanto en el poder evaporante de la atmósfera, serán aquellos que aumenten la energía cinética de las moléculas, los que disminuyan la saturación del aire y los que disminuyan la presión para

evitar que las moléculas abandonen la masa de agua. Estos factores serán:

- 1°.- Déficit higrométrico o deficit de saturación de la atmósfera.
- 2°.- Los que entregan energía, como la temperatura y la insolación (radiación solar y horas de sol)
- 3°.- Los que remueven la capa saturada que está en contacto con la superficie del agua (Velocidad y turbulencia del viento).
- 41.- Los que impiden la salida de las moléculas desde la masa de agua. (Presión barométrica).

Analicemos brevemente cada uno de estos factores.

### 5.1.1.- DEFICIT HIGROMÉTRICO O DE SATURACION

El deficit higrométrico es el factor que tiene mas influencia en la evaporación.

De acuerdo a la definición dada anteriormente será igual a

$$F_{et} - F_a.$$

siendo

$F_{et}$  = Tensión de vapor saturante del aire para una temperatura "t" igual a la de la superficie del agua.

$F_a$  = Tensión de vapor de agua que existe realmente en el aire ambiental.

En el año 1802, Dalton expresó que si los otros factores permanecían constantes, la tasa de evaporación desde una superficie libre de agua, era proporcional al deficit higrométrico, o sea

$$E = K (F_{et} - F_a) \quad (2-5)$$

En esta fórmula

E = tasa de evaporación.

K = constante de proporcionalidad.

En la relación se ve claramente que si la tensión de vapor saturado a la temperatura del agua,  $F_{et}$ , es igual a la presión de vapor de agua del aire, la tasa de evaporación es cero. Si  $F_{et} > F_a$  se produce evaporación y si  $F_{et} < F_a$  habrá condensación. Esta fórmula es solo aproximada.

Generalmente, en vez del deficit higrométrico se utiliza el "grado higrométrico" o "humedad relativa del aire", como

$$\xi = F_{et}/F_a \quad (3-5)$$

reemplazando se tiene que

$$E = K F_{et} (1 - \xi)$$

(4-5)

En la práctica, el déficit higrométrico o humedad del aire se mide con el **psicrómetro**, instrumento conocido, que consiste en dos termómetros, uno "seco" o normal y otro, "húmedo" cuyo bulbo de mercurio está rodeado de una muselina húmeda. La diferencia de temperatura que miden ambos

$$\theta = t_s - t_h$$

se denomina "**diferencia térmica psicrométrica**", que es proporcional al déficit higrométrico.

El cálculo de la humedad relativa del aire, —, y de la tensión de vapor,  $F_a$ , a partir de los datos proporcionados por el psicrómetro, se efectúa, en la práctica utilizando "Tablas psicrométricas". Estas tablas son de doble entrada y para el cálculo de  $\xi$  en % y de  $F_a$ , se utiliza la diferencia térmica psicrométrica  $\theta$  y la temperatura que marca el termómetro seco o húmedo.

Por la influencia que tiene la presión barométrica en los valores de  $F_{et}$  y  $F_a$ , cada tabulación corresponde a una presión barométrica determinada.

### 5.1.2.- TEMPERATURA DEL AIRE.

La tensión del vapor saturante aumenta con la temperatura del agua, luego la tasa de evaporación, para un mismo déficit higrométrico, será función creciente de la temperatura del agua o de la superficie evaporante. Como la temperatura de la superficie del agua varía en el mismo sentido que la del aire, se tendrá un aumento de la evaporación al aumentar esta.

Por otra parte, si al aumentar la temperatura del aire la humedad absoluta no varía, disminuirá la humedad relativa del aire, lo que aumenta la tasa de evaporación.

Puede ocurrir que si la acumulación de agua es muy profunda, durante el periodo caluroso, verano, puede almacenarse calor en las capas más inferiores. Al llegar un periodo más frío, otoño, la temperatura del agua en la superficie, influenciada por la temperatura del aire, puede llegar a ser inferior a la existente en las capas profundas, produciéndose un proceso de convección, al ser esta agua de menor densidad, con lo cual las evaporaciones pueden ser mayores a lo que indicaría la temperatura del aire. Durante la primavera el fenómeno puede ser el inverso.

De aquí se concluye que no siempre la temperatura del aire es un buen parámetro para estimar evaporaciones de lagos o embalses.

### **5.1.3.- RADIACIÓN SOLAR. INSOLACIÓN**

Existe una estrecha relación entre la radiación solar y la temperatura del agua y del aire, por lo tanto, al aumentar la radiación solar aumentará la tasa de evaporación.

Desde el punto de vista calórico, la evaporación es un proceso que absorbe calor, por lo tanto al aumentar la radiación solar debe aumentar esta.

Si aumentan las horas en que se produce la radiación solar, o sea la insolación, logicamente aumentará también la evaporación.

Es por esto que muchas de las fórmulas teóricas que se han desarrollado para estimar la evaporación, incluye estos factores.

### **5.1.4.- VELOCIDAD Y TURBULENCIA DEL VIENTO.**

Si sobre una superficie libre de agua se mantiene una capa estática de aire, ésta en contacto con ella, se satura de forma que el número de moléculas que salen y pasan de la fase líquida a la gaseosa es el mismo que las que siguen el camino inverso.

Al entrar en movimiento esta capa de aire y ser reemplazada por otra masa de aire no saturada, logicamente aumentará la evaporación.

El único fenómeno que puede remover la capa de aire saturado es el viento, por lo tanto cuanto mayor sea este y su turbulencia, aumentará la evaporación.

### **5.1.5.- PRESION BAROMETRICA**

Es otro de los parámetros que influyen en el poder evaporante de la atmósfera, ya que las moléculas de agua tendrán más facilidad para abandonar la fase líquida conforme disminuya la presión sobre ellas.

La influencia de la presión barométrica es pequeña para un mismo lugar, ya que su fluctuación anual es casi despreciable, pero adquiere gran importancia en las tasas de evaporación de lugares ubicados a diferentes altitudes sobre el nivel del mar.

## **5.2.- ESTIMACION DEL PODER EVAPORANTE DE LA ATMOSFERA.**

El poder evaporante de la atmósfera depende exclusivamente

de los factores que se han analizado anteriormente.

Su determinación puede efectuarse en forma directa o instrumental o por métodos teóricos, a partir de fórmulas experimentales o procesos físicos teóricos.

### **5.2.1.- MEDIDA INSTRUMENTAL DEL PODER EVAPORANTE DE LA ATMÓSFERA.**

Se puede realizar a través de instrumentos que reciben el nombre genérico de "**evaporímetros**", cuya característica principal consiste en poseer un elemento permanentemente húmedo, con el fin de que siempre exista oportunidad de evaporación. Midiendo la pérdida de agua que sufre el instrumento en un determinado tiempo, se puede determinar el poder evaporante de la atmósfera, durante ese periodo. Las tasas de evaporación así determinadas se pueden considerar como máximas.

El poder evaporante de la atmósfera y la evaporación se mide en altura de agua, o sea en mm.

Los instrumentos más utilizados son:

- Estanques evaporimétricos
- Evaporímetros de papel húmedo o Piche.
- Evaporímetros de porcelana porosa o atmómetros.
- Evaporímetros de balanza.

Los más usados en Chile son el de estanque y el de Piche.

#### **5.2.1.1.- ESTANQUES EVAPORIMÉTRICOS. ESTIMACION DE LA EVAPORACIÓN DE EMBALSE.**

Son recipientes de diferente forma, capacidad y superficie, que se llenan de agua. La pérdida por evaporación se determina por el descenso del agua que experimentan durante cierto tiempo, generalmente un día.

Aparte de su tamaño, se diferencian esencialmente por la forma de instalarlos.

Unos se entierran en el suelo, otros se dejan flotando, especialmente cuando se quiere medir la evaporación de lagos y embalses.

En Chile, incluyendo a la Dga, el más usado es el de clase A del Weather Bureau (USA), el cual ya conocen.

Su instalación debe ir acompañada por un pluviómetro, con el fin de poder calcular la evaporación cuando se producen precipitaciones. En este caso se tiene que

### **Ev(Real) = Ev(medida) + Precipitación**

Si por efecto de la lluvia el nivel del agua ha subido durante las 24 horas, el valor de Ev(medido) será negativo, lo que equivale a suponerla nula.

Uno de los problemas que se presenta cuando se instala en zonas muy frías, es el del congelamiento de la superficie de agua. De acuerdo a experiencias realizadas, este problema puede solucionarse echando al agua del evaporímetro un anticongelante, cloruro de calcio ( $\text{CaCl}_2$ ), en una determinada proporción. Verificados los resultados, se obtuvo que la evaporación era análoga en los dos casos, con y sin anticongelante.

Cuando se tiene una masa de agua de poca extensión y especialmente poco profunda, la temperatura del agua sigue rápidamente las variaciones de la temperatura del aire que la cubre o rodea, en este caso la tasa de evaporación es sensible a los cambios meteorológicos y se asemeja a la obtenida en los evaporímetros de estanque.

Cuando el lago es profundo, el calor que recibe de la atmósfera y sobre todo la radiación solar, se reparte entre la masa de agua generando evaporación en la superficie y actuando las capas profundas de reguladores. En este caso la evaporación anual es sensiblemente inferior a la que proporcionan los evaporímetros. Por este motivo, para estimar la evaporación de embalse, debe multiplicarse el poder evaporante de la atmósfera, proporcionado por el evaporímetro, por un coeficiente de corrección que se denomina "**coeficiente de embalse, (C.E.)**", cuyos valores son:

C.E.

Evaporímetro tipo A del W.B.	0,6-0,8	Promedio = 0,7
Evaporímetro Piche	0,51	

Estos valores, lógicamente, son valores promedios anuales.

Debido al fenómeno ya analizado, de la acumulación de calor por la masa de agua durante el periodo cálido, este coeficiente es variable a lo largo del año

Según experiencias efectuadas en San Joaquín (California), la variación estacional del coeficiente para el evaporímetro Tipo A del W.B. es el siguiente.

En	Feb	Mzo	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic	(Cal)
0,74	0,68	0,65	0,64	0,66	0,69	0,73	0,77	0,81	0,86	0,89	0,83	
Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mzo	Abr	Myo	Jun	(Ch)

Estos coeficientes se han defasado en seis meses para aplicarlos en Chile.

En una experiencia realizada en el embalse de Lliu-Lliu (Limache) por el Ingeniero Hernán García (ENDESA), se obtuvieron los siguientes coeficientes mensuales de embalse;

Ene	Feb	Mzo	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic
0,85	0,81	0,78	0,76	0,74	0,73	0,71	0,71	0,72	0,73	0,76	0,80

### 5.2.2.- ESTIMACION TEORICA DEL PODER EVAPORANTE DE LA ATMOSFERA.

Las fórmulas utilizadas para estimar el poder evaporante de la atmósfera, se han establecido sobre bases teóricas, utilizando la medida de factores meteorológicos que intervienen en el proceso de la evaporación.

En Chile no hay muchas estaciones meteorológicas en las cuales se puedan utilizar estos métodos teóricos careciéndose, en general, de suficientes antecedentes. Se han utilizado en casos muy específicos.

Dado la brevedad del curso no se analizarán estos métodos.

### 5.3.- LA EVAPOTRANSPIRACION

Evapotranspiración es el conjunto del agua perdida por transpiración de las plantas y evaporación desde el suelo.

De acuerdo a esta definición, en el proceso evapotranspirativo intervendrán en forma conjunta los factores que influyen en la evaporación o sea dependerá fundamentalmente del poder evaporante de la atmósfera.

Cuando durante un determinado periodo, existe una reserva suficiente de agua para que la oferta de evapotranspiración sea permanente, se producirá la máxima evaporación posible que Thorntwaite definió como "**evapotranspiración potencial**". Este concepto es análogo al de "poder evaporante de la atmósfera".

Existen varios métodos para estimar la evapotranspiración. Pero teniendo en cuenta que un factor esencial en la magnitud de la evapotranspiración es la cubierta vegetal, desde el punto de vista de la determinación de recursos hídricos a través de un balance hidrológico, no tienen mucha validez para grandes superficies en las cuales la vegetación es muy heterogénea. Sin embargo tiene gran importancia en los proyectos de riego, o sea su importancia queda supeditada a la Hidráulica Agrícola.

Los métodos para estimarla se pueden clasificar en experimentales o de medida y teóricos o estimativos.

Uno de los instrumentos que se utilizan para la estimación experimental de la evapotranspiración es el lisímetro, pero su uso es más de laboratorio y se han utilizado para establecer métodos teóricos o empíricos.

A continuación se analizará uno de los métodos teóricos más utilizados.

### 5.3.1.- METODO DE BLANEY Y CRIDDLE (1950)

Este método es el más utilizado en Chile.

Permite estimar la evapotranspiración o consumo de agua de los cultivos y algunos tipos de vegetación, en función solamente de la temperatura del aire, número de horas de sol y tipo de cultivo. La relación propuesta es:

$$(Evp)_m = k p (0,457t+8,13) \quad (5-5)$$

donde

$(Evp)_m$  = Necesidad mensual de agua, en mm, de un cultivo, equivalente a la evapotranspiración del cultivo en referencia.

$k$  = Coeficiente de uso consuntivo, determinado empíricamente, que depende del tipo de cultivo y del lugar.  
Se denomina coeficiente mensual de uso consuntivo o coeficiente mensual de evapotranspiración.

$p$  = Porcentaje mensual de las horas diurnas de sol en el año.  
Depende de la latitud y del mes del año. (Cuadro n° 1-5)

$t$  = Temperatura media mensual en °C.

Para calcular la evapotranspiración total en el periodo de riego o crecimiento de las plantas, se tendrá:

$$Evp = \sum (Evp)_m \quad (6-5)$$

o bien

$$Evp = K \sum p(0,457t+8,13) = K \cdot F \quad (7-5)$$

en este caso

$K$  = Coeficiente de evapotranspiración estacional para el periodo de riego o crecimiento, de un determinado cultivo (Cuadro n° 2-5). El valor más alto corresponde a climas de zonas áridas

$F$  = Factor de uso de consumo total o evapotranspiración total e igual a la suma de factores "f"

Los factores "k" y "K" se han determinado para diferentes regiones y tipos de cultivo. En el cuadro n°2-5, se incluyen algunos valores del coeficiente estacional "K", que presentan menos variabilidad de una región a otra, no ocurriendo lo mismo con los coeficientes diarios "k".

El valor de K se ha determinado para regiones de EE.UU. Su aplicación a zonas donde no existen medidas directas para su determinación, supone que:

1°.- La evapotranspiración mensual o estacional es proporcional a los factores de evapotranspiración "f" o "F". El valor de "k" o "K", se puede determinar experimentalmente o bien utilizar los obtenidos en regiones similares.

2°.- No existe insuficiencia de agua durante todo el periodo de riego, o sea la evapotranspiración se produce siempre en condiciones cercanas a la evapotranspiración potencial.

Este método permite determinar tasas de riego para crecimientos vegetativos y producción normales. Para determinarla se debe tener en cuenta otros aportes líquidos que puedan complementar el agua de riego, como puede ser la precipitación útil, es decir la lluvia caída durante el periodo de riego y que se incorpora a la zona de las raíces, o sea la precipitación total menos la que escurre superficialmente y la que percola hacia las napas subterráneas.

#### **5.4.- EL DEFICIT DE ESCORRENTIA**

Se denomina "deficit de escorrentía", "D" a la diferencia entre la precipitación caída "P" y la escorrentía "E".

El deficit de escorrentía media anual "DE", es por definición

$$DE = P - E \quad (8-5)$$

Cuando los volúmenes de agua retenidos en una cuenca en forma de nieve, embalses, en ríos y lagos es la misma al empezar y terminar el año hidrológico, la diferencia entre la precipitación y la escorrentía, equivale a la evaporación y evapotranspiración anual, estando influenciada por las características topográficas y geológicas de la cuenca.

El Déficit de escorrentía está comprendido entre dos límites: las precipitaciones  $P_0$  que son las mínimas necesarias para que haya escorrentía ( si  $P < P_0$  toda el agua es retenida por el suelo y evaporada por lo cual no hay escorrentía) y un deficit DEM que se produce con una precipitación P, a partir de la cual toda la precipitación escurre y el valor del DE se hace constante, o sea la cuenca no es capaz de evaporar más de DEM mm.

A este valor máximo "**DEM**" se le denomina "**deficit máximo de escorrentía**".

En el capítulo nº 6 "La escorrentía", se estudiará la relación Precipitación-Escorrentía y se analizarán métodos para estimar el valor de DE y DEM.

CUADRO N° 1-5

PORCENTAJE MENSUAL DE HORAS DE SOL (P)

FORMULA DE BLANEY Y CRIDDLE

Latitud	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
18°	9.18	8.06	8.57	7.95	7.99	7.50	7.88	8.90	8.14	8.80	8.80	9.24
20°	9.25	8.09	8.58	7.92	7.83	7.41	7.73	8.05	8.13	8.83	8.85	9.32
22°	9.36	8.12	8.58	7.89	7.74	7.30	7.76	8.03	8.13	8.86	8.90	9.38
24	9.44	8.17	8.59	7.87	7.60	7.24	7.58	7.99	8.12	8.89	8.96	9.47
26	9.52	8.28	8.00	7.81	7.56	7.07	7.49	7.87	8.11	8.94	9.10	9.61
28	9.61	8.31	8.61	7.79	7.49	6.99	7.40	7.85	8.10	8.97	9.19	9.74
30	9.69	8.33	8.63	7.75	7.41	6.94	7.30	7.80	8.09	9.00	9.24	9.80
32	9.76	8.36	8.64	7.70	7.39	6.85	7.20	7.73	8.08	9.04	9.31	9.87
34	9.88	8.41	8.65	7.68	7.30	6.73	7.10	7.69	8.06	9.07	9.38	9.99
36	10.06	8.53	8.67	7.61	7.10	6.59	6.99	7.59	8.06	9.15	9.51	10.21
38	10.14	8.61	8.68	7.59	7.03	6.46	6.87	7.51	8.05	9.19	9.60	10.34
40	10.24	8.65	8.70	7.54	6.96	6.33	6.73	7.46	8.04	9.23	9.69	10.42
42	10.39	8.72	8.71	7.49	6.85	6.20	6.60	7.39	8.01	9.27	9.79	10.57
44	10.52	8.81	8.72	7.44	6.73	6.04	6.45	7.30	8.00	9.34	9.91	10.72
46	10.68	8.88	8.73	7.39	6.61	5.87	6.30	7.21	7.98	9.41	10.03	10.90
48	10.85	8.98	8.76	7.32	6.45	5.69	6.13	7.12	7.96	9.47	10.17	11.09
50	11.03	9.06	8.77	7.25	6.31	5.48	5.98	7.03	7.95	9.53	10.32	11.30

CUADRO N° 2-5

COEFICIENTES DE CULTIVO ESTACIONAL

FORMULA DE BLANEY Y CRIDDLE

Cultivo	Período Considerado(1)	Coefficiente	Estacional, K (2)
Alfalfa	Entre heladas	0.80 ---	0,90
Porotos	3 meses	0.60 ---	0.70
Maíz	4 meses	0.75 ---	0.85
Granos pequeños	3 meses	0.75 ---	0.85
Semillas de aceite	3 a 5 meses	0.65 ---	0.75
Paltos	Todo el año	0.50 ---	0.55
Cítricos	Todo el año	0.45 ---	0.55
Nogales	Entre heladas	0.60 ---	0.70
Arboles caucos	Entre heladas	0.60 ---	0.70
Pastos	Entre heladas	0.75 ---	0.85
Trebol	Entre heladas	0.80 ---	0.85
Papas	3 a 5 meses	0.65 ---	0.75
Arroz	3 a 5 meses	1.00 ---	1.10
Remolacha	6 meses	0.65 ---	0.75
Tabaco	4 meses	0.70 ---	0.80
Tomates	4 meses	0.65 ---	0.70
Chécaras	2 a 4 meses	0.60 ---	0.70
Viñas	5 a 7 meses	0.50 ---	0.60
Vegetación Natural	Entre heladas	0.90 ---	1.25 (3)

(1) La longitud del período considerado depende en gran parte de la variedad y de la época del año cuando se sembró el cultivo.

(2) Los valores inferiores de K se refieren a áreas húmedas y semihúmedas y los valores mayores a áreas áridas y semiáridas.

(3) Los valores menores corresponden a regiones con poca densidad de vegetación y los valores más altos a regiones con alta densidad de vegetación.

## CAPITULO 6

### LA ESCORRENTIA SUPERFICIAL

#### 6.1.- EL CICLO DE LA ESCORRENTIA SUPERFICIAL.

Hay muchas formas de definir la "*escorrentía superficial*". Se puede decir que es la parte de la precipitación que escurre superficialmente por el suelo y que por las vías naturales del drenaje, llega al cauce de un río.

Según Kazmann, "es el agua residual del ciclo hidrológico", o sea la "precipitación que no ha sido evaporada por las plantas o no se ha infiltrado por la superficie del terreno y que es directamente aprovechable para ser usada por la humanidad". Esta definición no considera como escurrimiento superficial el aporte de las napas subterráneas, lo cual deja incompleto el concepto, ya que teóricamente es difícil separar ambos escurrimientos.

En el capítulo 3, se expresó que además del escurrimiento superficial existía el escurrimiento subsuperficial y el subterráneo.

La *escorrentía subsuperficial* es la parte de la precipitación que se infiltra inmediatamente después de la precipitación y se mueve por las capas superficiales del suelo y por encima de la napa subterránea. Parte de esta escorrentía sale a la superficie incrementando el caudal de los ríos y parte se infiltra hacia las napas subterráneas. Es una escorrentía que dura hasta pocos días después de haberse producido la precipitación.

La *escorrentía subterránea* es aquella parte de la precipitación que por percolación o infiltración profunda se incorpora al escurrimiento subterráneo. Esta escorrentía puede interceptar el cauce de un río y aportarle parte de su flujo subterráneo. Este aporte a la escorrentía total del río se manifiesta con un retardo muy prolongado, pueden ser años, en comparación con los otros elementos que componen el escurrimiento total, dependiendo del desfase de la importancia de la lluvia, de la estructura geológica de la cuenca y de la humedad de los estratos del suelo.

Estas tres escorrentías, superficial, subsuperficial y subterránea tienen entre ellas una acción recíproca, constituyendo el "ciclo del escurrimiento"

En la lámina n° 1-6 se ha dibujado el esquema del ciclo hidrológico, habiéndose destacado el ciclo de la escorrentía.

El inicio del ciclo corresponde al inicio de las lluvias. En este momento los ríos presentan los mínimos caudales del año, siendo alimentados por los afloramientos de las aguas subterráneas, cuyo nivel freático está en su cota mínima. (Figura A, lámina n° 2-6). Si se encuentra a una cota inferior a la del cauce o la napa se agota, el río se seca.

Durante el periodo inicial de la lluvia hay muy poco escurrimiento y las gotas de lluvia son absorbidas por el suelo. Conforme avanza la temporada de lluvias, el suelo se va saturando y la infiltración hacia las napas subterráneas profundas se hace cada vez mas intensa, aumentando el volumen del agua subterránea embalsada. Al mismo tiempo la escorrentía superficial se incrementa, aumentando el caudal de los ríos. Al final del periodo pluvial, los ríos se presentan con caudales base altos y el nivel freático de la napa subterránea alcanza su máxima cota. (Figura B, lámina n° 2-6).

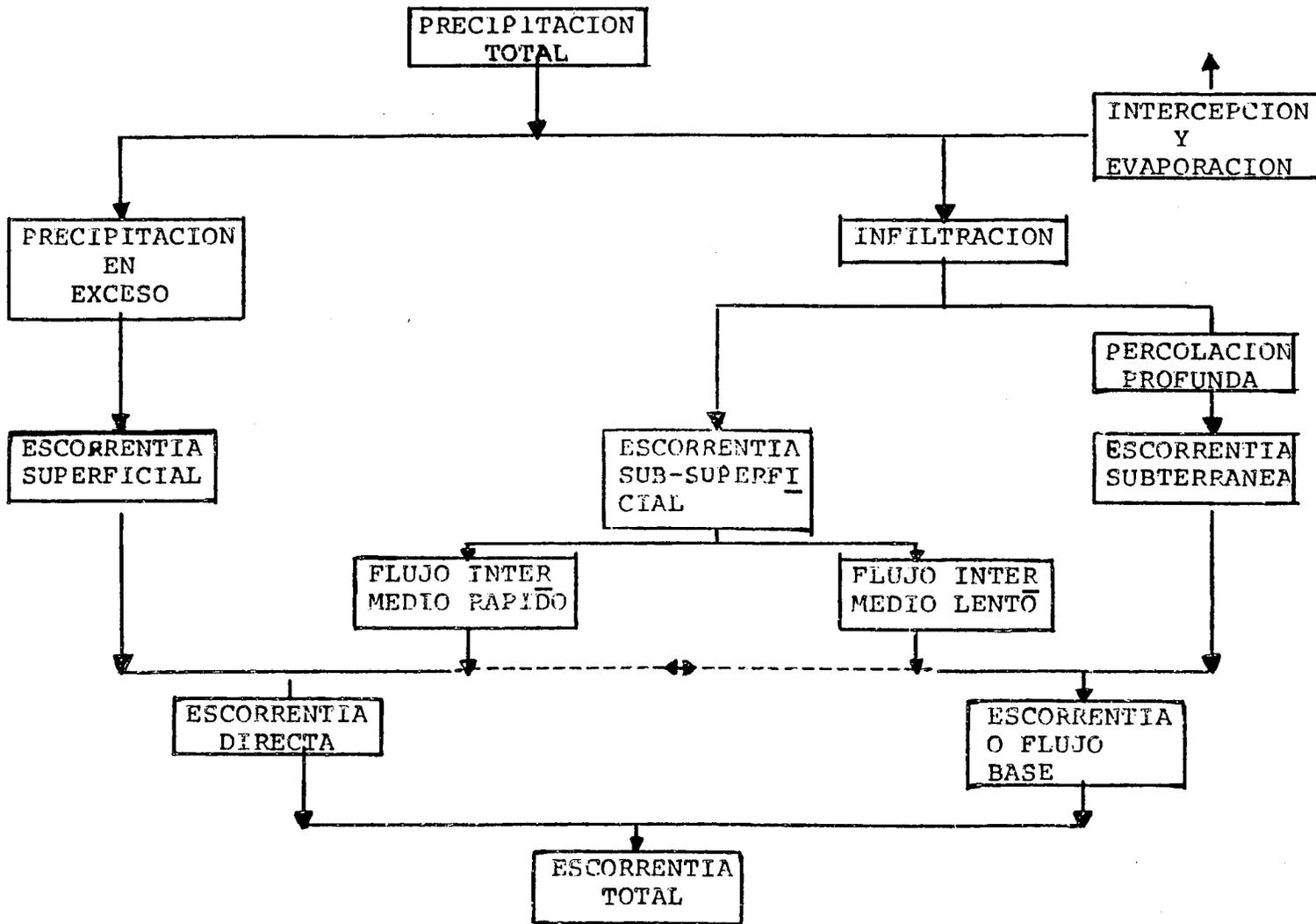
A partir de este momento las napas subterráneas, alimentan en forma decreciente los cauces de los ríos y su nivel freático desciende, hasta llegar nuevamente al inicio del ciclo.

En las cuencas nivales o pluvio-nivales, los ríos son alimentados por el derretimiento de las nieves, actuando el manto nival en forma análoga a la napa subterránea.

Del análisis de este ciclo se puede definir el inicio del año hidrológico como el momento en que comienzan o se incrementan las precipitaciones, como el instante en que el nivel freático de la napa subterránea empieza a elevarse o bien, como el momento en que el caudal de los ríos empieza a aumentar.

En Chile estos tres factores están bien definidos, lo que nos permite determinar claramente el inicio del año hidrológico promedio, ya que el inicio real depende del momento en que empiezan las precipitaciones. También depende de la región, según su latitud.

Como se ha podido ver, la escorrentía superficial está constituida por dos tipos de escorrentías. La "**escorrentía directa**" que es la que se incorpora al río en forma inmediata después de la lluvia o del deshielo y la "**escorrentía o caudal base**", que corresponde al escurrimiento generado por el aporte de los afloramientos de la napa subterránea y que se mantiene durante mucho tiempo después de haberse producido la lluvia.



CICLO DE LA ESCORRENTIA

LAMINA N° 2-6

Figura A  
EL CICLO HIDROLOGICO EN UNA CUENCA PLUVIAL

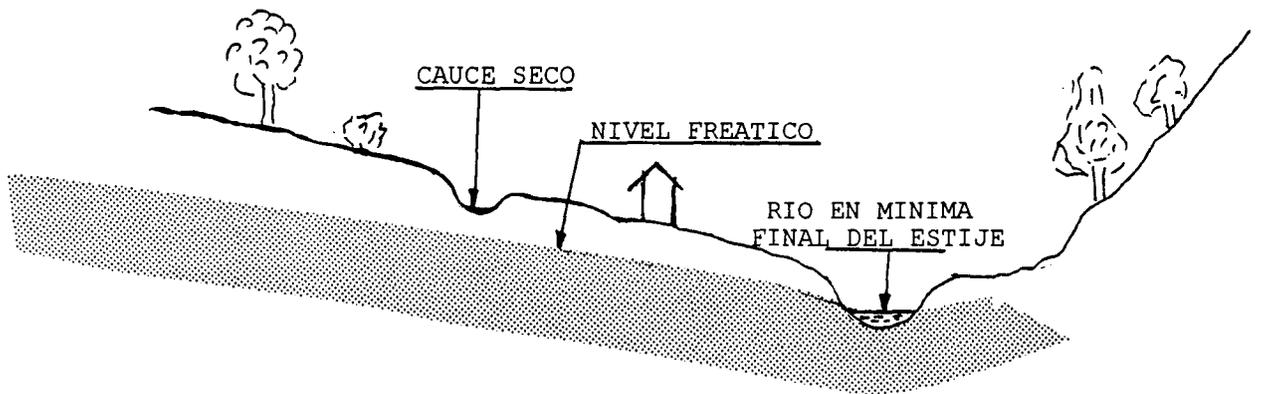
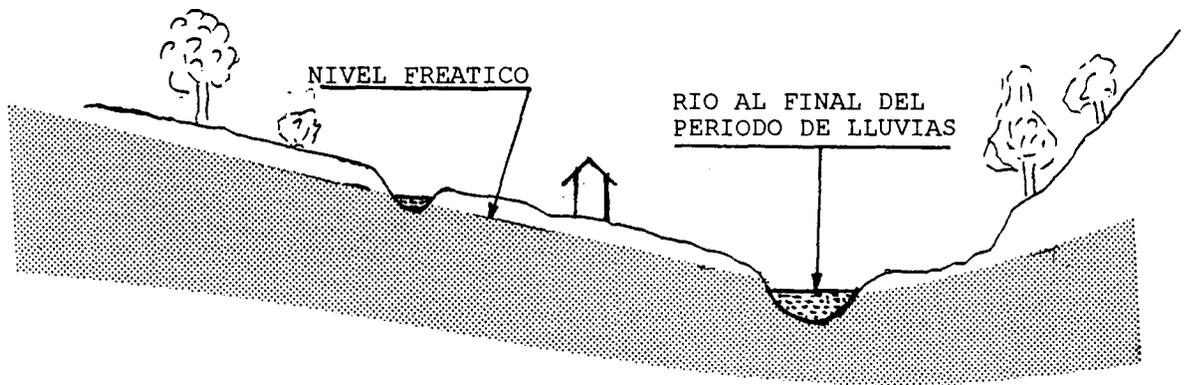


Figura B  
SITUACION AL FINAL DEL AÑO HIDROLOGICO



## **6.2 OBTENCION DE LAS ESTADISTICAS DE CAUDALES.**

Para determinar los recursos hídricos de una cuenca previamente se deben analizar los métodos para verificar la bondad de las estadísticas fluviométricas y para su ampliación, pero antes se efectuará un breve repaso de como se obtienen y presentan las estadísticas de caudales

### **6.2.1.- REDES HIDROMETRICAS Y METEOROLOGICAS.**

Las redes hidrométricas y meteorológicas se establecen para que cumplan diferentes objetivos, como por ejemplo:

- 1.- Definir los regimenes hidrológicos, pluviométricos etc, de una cuenca o país, lo que nos permite tener una visión clara y general de ellos.
- 2.- Para efectuar la planificación de una cuenca.
- 3.- Para el diseño de anteproyectos y proyectos hidraulicos que se van a realizar en ellas.
- 4.- Para estudios específicos, como serían pronósticos de crecidas y de deshielo, defensas fluviales, proyecto en construcción, entre los mas importantes.  
Para cumplir con tales objetivos, se debe efectuar un estudio para determinar los lugares en los cuales debemos efectuar nuestras instalaciones.

La última etapa consistiría en llevar a cabo las instalaciones programadas, así como su operación, la cual se conoce perfectamente.

### **6.2.2.- OBTENCION DE LAS ESTADÍSTICAS FLUVIOMETRICAS.**

En forma breve, las etapas de que consta la obtención de las estadísticas fluviométricas son:

- 1.- Ejecución de los aforos, debiendose tener un programa para medir caudales en todo el intervalo de la variación de los niveles del río, especialmente los caudales de crecida.
- 2.- Cálculo de los aforos
- 3.- Obtención de la curva de descarga de la estación fluviométrica que nos permita transformar los niveles medidos en caudales.

CUADRO N° 1-6

CAUDALES MEDIOS DIARIOS M3/S AÑO 1989

PAGE : 8

FECHA : 4/MAR/91

ESTACION : RIO NEGRO EN CHAHUILCO  
 CODIGO BNA : 10356001-2  
 CUENCA : RIO BUENO

LATITUD S : 40 42  
 LONGITUD W : 73 14

ALTITUD : 45 msnm  
 SUP. CUENCA : 2318 Km2

DIA	ENE	FEB	MAR	ARR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
1	8.80	9.09	6.90	11.6	10.5	14.8	60.3	260.*	152.	42.1	28.0	13.2
2	9.02	8.86	6.82	10.5	10.6	15.0	56.3	232.	167.	42.8	25.2	12.5
3	8.63	8.69	7.19	11.1	11.2	15.5	50.3	189.	184.	40.3	22.4	13.9
4	8.62	7.82	7.03	11.3	11.0	16.4	48.5	216.*	221.	36.9	19.1	15.4
5	8.50	7.24	7.89	12.0	10.3	15.6	46.0	361.*	211.	37.5	16.8	18.3
6	8.57	7.04	8.77	9.01	8.96	21.0	40.6	451.*	179.	37.5	17.2	24.0
7	8.81	6.84	8.16	8.94	9.24	28.8	39.1	433.*	165.	34.6	21.1	38.1
8	8.76	6.44	7.21	9.08	8.51	24.7	36.5	272.*	141.	32.1	28.3	50.0
9	8.66	6.41	6.14*	9.53	8.51	25.6	33.5	191.	125.	30.1	29.5	57.3
10	7.88	6.57	5.81*	8.91	9.35	24.8	33.7	149.	126.	29.1	29.0	61.7
11	8.39	6.56	7.55	8.92	10.4	28.1	32.8	130.	124.	28.3	32.3	61.4
12	8.39	6.50	8.50	11.0	11.3	23.5	31.0	109.	111.	26.9	30.5	58.9
13	7.89	6.06*	8.54	10.6	10.6	21.2	29.6	193.	87.8	25.4	30.5	56.5
14	7.59	5.89*	9.06	11.1	9.70	19.9	26.3	106.	78.6	24.5	31.1	51.5
15	7.74	6.01*	10.3	11.3	9.72	18.4	20.2	145.	73.4	23.2	28.6	44.2
16	7.78	5.98*	10.1	11.6	9.14	17.9	17.6	195.	71.1	20.1	22.1	38.7
17	7.89	5.95*	8.74	11.7	9.24	17.0	15.6	241.	65.0	17.3	21.5	37.5
18	7.67	5.85*	7.91	11.9	9.06	16.7	22.3	264.*	61.7	16.1	20.3	35.6
19	7.89	5.87*	7.32	12.0	9.85	21.0	28.2	249.	56.3	15.8	18.3	33.2
20	8.14	6.00*	7.93	11.9	10.7	22.0	38.0	184.	56.0	14.6	16.9	32.1
21	8.11	5.78*	8.73	11.7	10.9	21.2	48.4	155.	53.4	15.7	15.3	31.5
22	8.12	5.99*	7.97	11.2	10.5	21.9	55.7	129.	50.7	16.2	13.9	33.5
23	8.58	6.98*	7.80	10.9	10.5	21.1	65.4	146.	47.4	23.1	13.4	33.2
24	8.58	7.43	8.54	10.3	10.1	20.8	73.2	152.	41.2	44.0	14.3	33.1
25	7.83	8.14	8.48	11.2	9.80	19.4	84.8	154.	36.2	48.4	15.1	34.0
26	7.89	7.55	8.25	11.5	8.93	19.5	90.5	156.	34.1	46.0	15.7	30.3
27	8.12	7.11	8.81	11.2	8.81	35.3	133.	158.	39.1	41.3	15.5	28.9
28	8.75	6.84	8.76	11.0	9.08	43.7	226.*	170.	68.6	40.8	13.4	26.3
29	8.20		10.4	10.5	10.4	58.0	324.*	192.	44.9	43.4	12.1	27.5
30	8.31		10.8	11.0	12.4	57.9	336.*	187.	44.7	35.2	13.3	22.6
31	8.57		11.2		13.9		284.*	167.		31.4		22.3
Q MEDIO	8.28	6.84	8.31	10.8	10.1	24.2	78.3	202.	97.2	31.0	21.0	34.7
Q MED MAX	9.02	9.09	11.2	12.0	13.9	58.0	336	451	221.	48.4	32.3	61.7
DIA	2	1	31	5	31	29	30	6	4	25	11	10
Q MED MIN	7.59	5.78	5.81	8.91	8.51	14.8	15.6	133.	34.1	14.6	12.1	12.5
DIA	14	21	10	10	9	1	17	13	26	20	29	2
Q INST MAX												
DIA												
Q INST MIN												
DIA												

\* : CAUDAL EN ZONA EXTRAPOLADA DE LA CURVA > : CAUDAL MAYOR QUE EL VERDADERO < : CAUDAL MENOR QUE EL VERDADERO

- 4.- Revisión de las estadísticas de niveles del río obtenidos con lecturas limnimétricas o a partir de los limnigrafos.
- 5.- A partir de la curva de descarga y de las alturas limnimétricas o limnigráficas, según el caso, obtención de los caudales diarios que nos permiten obtener la estadística fluviométrica en el punto de control del río.

Esto es a grandes rasgos el trabajo que debe realizarse para llegar a obtener la estadística de caudales.

Los métodos para realizar estos trabajos dependen de los instrumentos y elementos computacionales que se posean, los que son muy variados, por lo que no se entrará en detalles.

En el cuadro n° 1-6 se entrega la planilla de la estadística fluviométrica de un año de una estación fluviométrica.

### **6.2.3.- ERRORES EN LA OBTENCIÓN DE LAS ESTADÍSTICAS.**

Como ocurre siempre cuando se utilizan diferentes elementos para obtener un resultado final, en este caso la estadística fluviométrica, se está expuesto a cometer errores, bien de operación o de cálculo.

En este caso los errores o deficiencias mas comunes que suelen presentar las estadísticas son los siguientes:

- 1.- Aforos mal efectuados, especialmente los de altos caudales.
- 2.- Curva de descarga mal trazada, especialmente lo refer ente a su extrapolación y/o aforos altos con errores.
- 3.- Lecturas limnimétricas erróneas o limnigrafos mal calibrados, es decir las lecturas del limnómetro y limnógrafo no son coincidentes.
- 4.- Mala conversión de alturas limnimétricas en caudales.
- 5.- Estadísticas de caudales incompletas por carencia de antecedentes para calcularlas, como puede ser falta de curva de descarga por no haberse realizado aforos, falta de alturas limnimétricas por no haberse leído el limnómetro o haberse leído mal, o falla del limnógrafo. En estos casos pueden faltar caudales de días, meses o años.

Para remediar estos problemas es necesario establecer métodos que nos permitan analizar la consistencia de las estadísticas, corregirlas, completarlas y, si fuera necesario, ampliarlas, hasta obtener una estadística cuya longitud sea la necesaria para realizar nuestros estudios, lo que se verá mas adelante.

### 6.3.- RELACION ANUAL PRECIPITACION-ESCORRENTIA.

Siendo la escorrentía el efecto de la precipitación, tiene que existir una relación entre ambos.

Esta relación es del tipo

$$E = f(P) \quad (1-6)$$

donde

E = escorrentía en mm. La transformación de caudal a escorrentía, se efectúa a través de la relación

$$E = \frac{Q * T}{S} * 1000 \quad (2-6)$$

siendo

E = Escorrentía anual en mm.

Q = Caudal medio anual en m<sup>3</sup>/s.

T = 31,54\*10<sup>6</sup> segundos de un año.

S = area de la cuenca hidrográfica en m<sup>2</sup>.

La relación (1-6), también se puede escribir como

$$E = P - D \quad (3-6)$$

donde

D = Deficit de escurrimiento o pérdidas, que corresponde a la precipitación caída que no escurre superficialmente.

Si la cuenca no tuviera pérdidas tendríamos que

$$E = P$$

Supondremos que la cuenca no recibe ni entrega aportes a cuencas vecinas y que las únicas pérdidas que tiene son por evaporación y evapotranspiración.

Partiendo de estas hipótesis se ha determinado que en la relación existente entre la precipitación y la escorrentía se pueden considerar dos fases distintas

En la primera fase se produce un incremento de las pérdidas conforme aumenta la precipitación, hasta que llega un momento en que el deficit de escorrentía o pérdidas alcanza un máximo. (Figura A, lámina n° 3-6)

En esta primera fase existe una relación del tipo

$$E = \alpha * P^\beta \quad \text{para } P < P_1 \quad (4-6)$$

RELACION ANUAL PRECIPITACIÓN-ESCORRENTIA

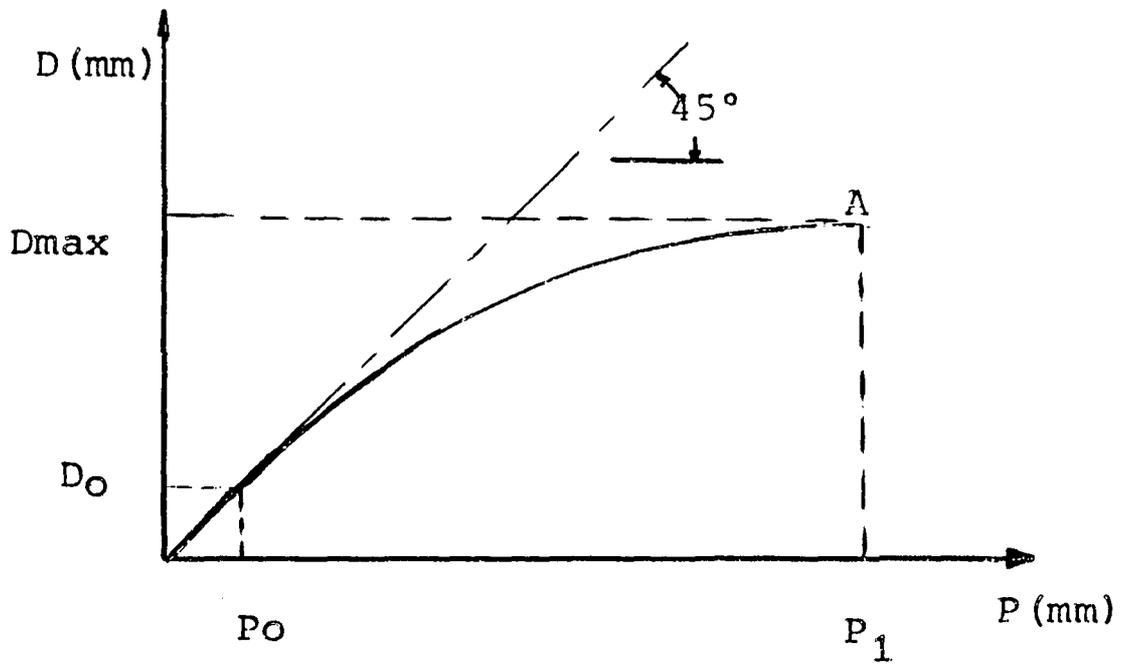


Figura A  
RELACION PRECIPITACION-DEFICIT DE ESCORRENTIA

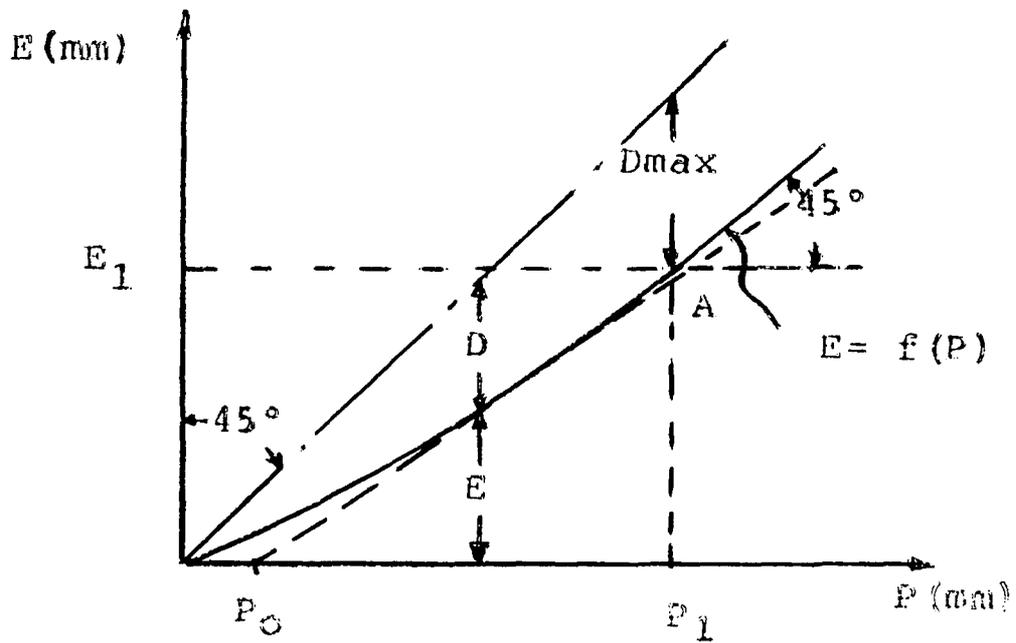


Figura B  
RELACION PRECIPITACION-ESCORRENTIA

(Figura B, lámina n° 3-6) siendo  $P_1$  un valor característico de la cuenca que depende principalmente de factores meteorológicos y de las características de la cuenca. Este punto corresponde al valor máximo del Deficit de escorrentía ( $D_{max}$ ), es decir que para

$$P \geq P_1 \text{ se tiene que } E = P - D_{max}. \quad (5-6)$$

Hidrológicamente se tendría que la cuenca solo puede perder como máximo una cierta precipitación  $P = D_{max}$ . y el incremento de la lluvia que cae sobre el valor  $P_1$  escurre toda. En la Figura B de la Lámina n° 3-6, la función  $E = F(P)$ , es una recta paralela a la de  $45^\circ$  a partir de la precipitación  $P_1$ , o sea para

$$P \geq P_1 \text{ se tiene que } \Delta E = \Delta P \quad (6-6)$$

El "Déficit Máximo", sería el límite superior del Déficit que se ha observado hidrológicamente, por lo tanto, su valor se acercará al "Poder Evaporante de la Atmósfera", en aquellas regiones húmedas donde la oportunidad de evapotranspiración es permanente.

La relación (4-6) indica que cualquiera sea la precipitación de agua caída siempre escurre algo. La realidad indica que para que se produzca escorrentía debe producirse un mínimo de precipitación,  $P_0$ . Entonces la ecuación (3-6) se transforma en

$$E = \alpha (P - P_0)^\beta \quad (7-6)$$

Uno de los factores meteorológicos que tienen mas influencia en la magnitud del déficit de escorrentía es la temperatura, por estar intimamente ligada, con la evapotranspiración. Por estos motivos algunos hidrólogos investigadores han establecido relaciones anuales del tipo

$$E = f(P, T) \quad \text{y} \quad D = f(P, T) \quad (8-6)$$

### 6.3.1.- RELACIONES DEL TIPO $E = F(P)$

Aún cuando son relaciones que actualmente son poco empleadas, muchas veces son las únicas que pueden utilizarse, debido a la escasez de datos meteorológicos que existen en algunas zonas de Chile.

Las que mas se han utilizado en Chile son la "Ley de Grunsky" (Hidrólogo norteamericano de comienzos de siglo) y la "Ley de Peñuelas", establecida por el ingeniero chileno Arturo Quintana, en experiencias realizadas en el lago Peñuelas.

La "Ley de Grunsky" establece que

$$E = 0,4 P^2 \text{ (m) para } P \leq 1,25 \text{ m.} \quad (8-6)$$

y que la precipitación sobre 1,25 m. escurre toda, o sea que para

$$P = 1,25 \text{ m se tiene que } D_{\text{Max}} = 0,625 \text{ m.}$$

La "Ley de Peñuelas" es análoga y establece que

$$E = 0,5 P^2 \text{ (m) para } P \leq 1,00 \text{ m.} \quad (9-6)$$

y que la precipitación sobre 1,0 m escurre toda o sea que para

$$P = 1,00 \text{ m se tiene que } D_{\text{Max}} = 0,5 \text{ m}$$

Este método representaría la escorrentía de las zonas semi-áridas chilenas, como las cuencas costeras, en que la precipitación se concentra en el periodo mayo-setiembre y donde rara vez la precipitación anual supera los 800 mm/año. Generalmente la escorrentía que se obtiene es superior a la real. Pareciera que la ley de Grunsky se acerca mas a la realidad.

### 6.3.2.- RELACIONES DEL TIPO $E = f(P, T)$

Existen numerosas leyes de este tipo que se han aplicado a algunos estudios que se han realizado. Las que han proporcionado mejores resultados son las de Coutagne y Turc. También existe la ley de Wundt, pero que ha sido utilizada muy poco en Chile.

#### 6.3.2.1.- LEY DE TURC.

Ultimamente esta ley ha sido aplicada profusamente con resultados bastante aceptables, pudiendose decir que es de uso normal.

Esta ley fué obtenida a partir de observaciones efectuadas en 254 cuencas de climas diferentes de distintos países del mundo.

Turc lo que determina es el deficit de escorrentía a través de la expresión

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0.9 + P^2/L^2}} \quad (10-6)$$

donde

ETR = Evapotranspiración anual o deficit de escorrentía, en mm.

P = Precipitación anual, en mm.

L = Parámetro heliotérmico cuya expresión es

$$L = 300 + 250 T + 0,05 T^3 \quad (11-6)$$

siendo

T = Temperatura media anual en °C.

Con esta fórmula se obtienen valores que pueden estar afectados por errores porcentuales altos en cuencas de alta montaña (nieve, hielo).

#### 6.3.2.2.- LEY DE COUTAGNE

Este método fue propuesto en Francia por el autor.

Expresa el deficit de escorrentía, a traves de la ecuación

$$DE = P - \lambda P^2 \quad (m) \quad (12-6)$$

donde

$$\lambda = \frac{1}{0,8 + 0,14 T} \quad (13-6)$$

siendo T la temperatura media anual en °C.

La expresión anterior es válida para los valores de P comprendidos en el rango

$$\frac{1}{8\lambda} < P < \frac{1}{2\lambda} \quad (m)$$

Para valores de  $P \leq 1/8\lambda$  se tiene que  $P = DE$ , o sea no hay escorrentía.

Para valores de  $P \geq 1/2\lambda$ , DE es independiente de P y entonces

$$DE = 0,20 + 0,035 T \quad (14-6)$$

#### 6.3.2.3.- LEY DE WUNDT

Es análoga a la de Coutagne

$$DE = P - \lambda P^2 \quad (m)$$

o sea

$$E = P - DE = \lambda P^2 \quad (m) \quad (15-6)$$

el valor de  $\lambda$ , es función de la temperatura, pero no obtuvo una fórmula para calcularla, sino que entrega un cuadro con los valores de  $\lambda$  para diferentes lugares y temperaturas, el que se incluye a continuación, pudiéndose efectuar interpolaciones para las distintas temperaturas:

T(°C)	$\lambda$	DE.Max= 100/4 $\lambda$ (mm)	REGIONES
6	0,60	416	Suecia
7	0,50	500	Wurtemberg
10	0,40	625	Francia(Promedio)
15	0,30	816	
20	0,25	1000	
25	0,20	1250	Intertropicales.

#### 6.3.2.4.- RELACIÓN $E = aP + b$

La relación exponencial entre la escorrentía y la precipitación, en algunos casos puede transformarse en una relación lineal del tipo  $E = aP + b$ , si indicamos entre que valores de "P" es válida.

En este caso se tendría que

$$E = aP + b \quad \text{para} \quad P_1 \geq P \leq P_2. \quad (16-6)$$

#### 6.3.3.- OTRAS RELACIONES

Existen otro tipo de relaciones que en vez de considerar las precipitaciones y temperaturas anuales, incluyen las precipitaciones y temperaturas mensuales, o sea toman en cuenta la repartición de ambos parámetros, pero que no se incluyen por no conocer bien como resultan en Chile.

#### 6.3.4.- OBSERVACIONES A ESTAS FORMULAS

La aplicación teórica de estas fórmulas, debe realizarse en forma cuidadosa, ya que las regiones en las cuales se piensa aplicar pueden ser diferentes a las regiones que se analizaron para establecerlas. Por este motivo los resultados deben ser considerados como estimaciones, sujetas a posibles errores, aún cuando muchas veces se apliquen por ser el único método que se puede utilizar.

Estas relaciones son válidas únicamente para valores anuales que representen años hidrológicos; aplicarlos a valores mensuales conduce a errores grandes, porque el caudal de un mes depende no solo de la precipitación mensual, sino de las precipitaciones y caudales del mes o meses anteriores.

#### 6.4.- VERIFICACIÓN Y CORRECIÓN DE UNA ESTADÍSTICA FLUVIOMÉTRICA

Antes de utilizar las estadísticas fluviométricas para estimar los recursos hídricos de una cuenca, es necesario cerciorarse que las estadísticas fluviométricas que vamos a utilizar no están afectas de errores, o sea debe verificarse su bondad y, en caso necesario, corregirlas.

Esta verificación puede realizarse comparándola con estadísticas pluviométricas, previamente analizadas, o bien con estadísticas fluviométricas base, cuya bondad ha sido verificada.

Se analizarán ambos casos.

##### 6.4.1.- VERIFICACION POR COMPARACION CON ESTADISTICAS PLUVIOMETRICAS.

En los puntos anteriores se analizó la relación entre la precipitación y la escorrentía, que en general era exponencial, pero que cuando el rango de variación de la precipitación no era muy grande podía considerarse lineal dentro de un determinado intervalo, o sea se tendrían las posibles relaciones:

$$E = \alpha P^{\beta} \quad E = aP \quad \text{o} \quad E = aP + b \quad (P_1 \leq P_0 < P_2)$$

Si queremos verificar que esta relación no ha sufrido cambios a lo largo del tiempo o que el registro de caudales es homogéneo, se pueden comparar ambas estadísticas utilizando el método de la Curvas Doble Acumuladas (CDA), ya estudiado en el capítulo 4 "La precipitación".

Para homogeneizar la relación es conveniente expresar todas las variables en una misma unidad, siendo lo más frecuente utilizar los mm/año.

Como valor de "P" es conveniente utilizar el Patrón de Precipitaciones, "Pt", de la zona, aún cuando se puede emplear el promedio de las precipitaciones anuales de varias estaciones de la cuenca del río en estudio, o bien una sola estación pluviométrica. En estos últimos casos las estadísticas que se utilicen deben haber sido homogeneizadas previamente.

Si al aplicar este método se obtiene una sola tendencia se puede suponer que la estadística fluviométrica es de buena calidad y que la relación precipitación-escorrentía no ha sufrido cambios.

Algunas veces, la CDA presenta uno o varios quiebres (Figura A de la lámina n° 4-6). Cuando la nueva tendencia obtenida a partir del quiebre se mantiene menos de 5 años, es necesario

LAMINA N° 4-6

C.D.A ESCORRENTIA-PRECIPITACION

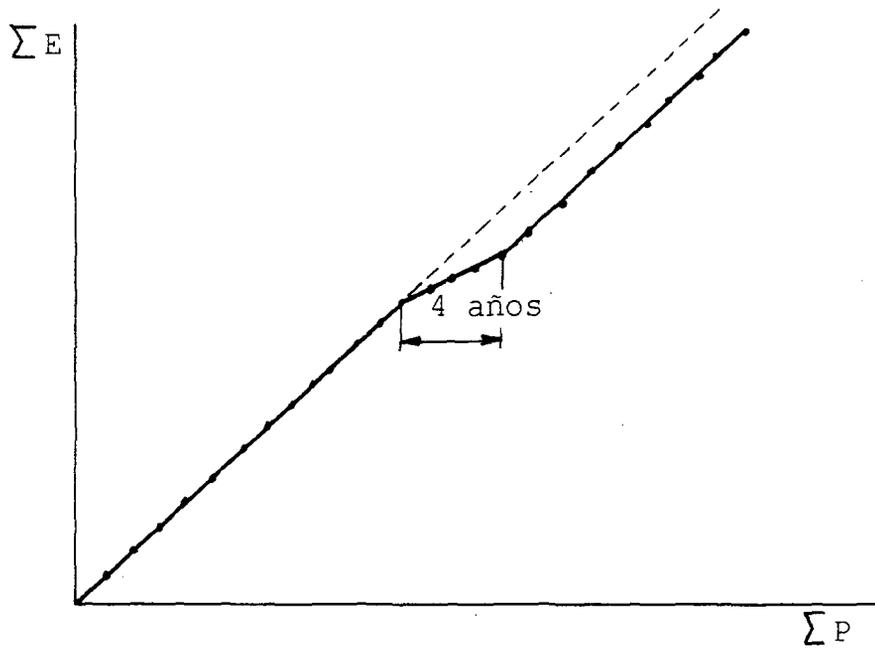


Figura A

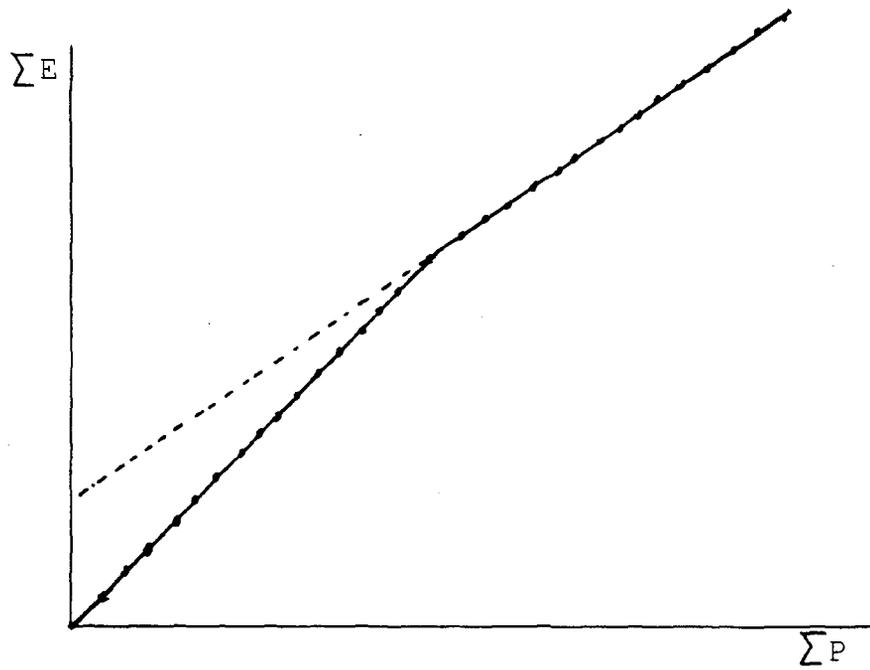


Figura B

analizar el fenómeno que lo produjo. Puede deberse a que corresponde a una serie de años secos o húmedos, en los cuales la constante "b" influye en un porcentaje diferente sobre el valor de "E", si es que la relación se puede asimilar a una del tipo  $E=aP+b$ , o bien a que el intervalo de variación es muy grande y se han producido una serie de años en los extremos de la relación  $E=f(P)$ .

En algunos ríos puede deberse a que el caudal de un año está influenciado por la precipitación del año anterior, fenómeno que ocurre en los ríos al norte del río Aconcagua. En este caso se puede operar de otra forma que además disminuye la influencia de los periodos secos o húmedos.

Llamemos "escurrimiento observado" ( $E_o$ ), al obtenido a partir de la estadística fluviométrica y "escurrimiento calculado" ( $E_c$ ), al obtenido de la forma que se indica a continuación.

Se calcula un "Índice de precipitación" ( $I$ ), cuya ecuación es la siguiente

$$I(i) = A \cdot P_i + B \cdot P(i-1) \quad (17-6)$$

siendo

$I(i)$  = Índice de precipitaciones del año "i"

$P_i$  = Precipitación anual del año "i".

$P(i-1)$  = Precipitación anual del año anterior (i-1)

Para obtenerlo se efectúa una correlación múltiple entre la escurrimiento " $E_i$ " y las precipitaciones  $P_i$  y  $P(i-1)$ , obteniéndose una ecuación

$$E(i) = a \cdot P_i + b \cdot P(i-1) + c$$

eliminando el término constante, que debe ser pequeño, y dividiendo los términos "a" y "b" por "a+b", se obtiene la ecuación (17-6).

Determinado el valor de "I", se efectúa una correlación gráfica o analítica entre "E" e "I", la que puede no resultar lineal, a partir de la cual se obtiene el valor de " $E_c$ ".

Con los valores de " $E_o$ " y " $E_c$ " se calcula la CDA, la que debe presentar una sola tendencia.

En el caso que aparezcan quiebres de una duración superior a 5 años en las CDA obtenidas por ambos métodos, se debe analizar si durante el periodo de observación se han producido algunos de los casos que se indican en el punto 6.4.3. "Corrección de estadísticas fluviométricas"

#### **6.4.2.- VERIFICACION POR COMPARACION CON ESTADÍSTICAS FLUVIOMETRICAS.**

El método que se utiliza en este caso es el de las CDA, el cual se aplica de igual forma que en el caso de la precipitación.

Con el fin de que los valores de las distintas estadísticas fluviométricas sean del mismo orden, es conveniente trabajar con escorrentías (mm) o producciones específicas (l/s.km<sup>2</sup>) en vez de caudales, de esta forma se evita tener que comparar estadísticas fluviométricas de decenas o cientos de m<sup>3</sup>/s con otras de solo m<sup>3</sup>/s.

Cuando en la zona en estudio existen varias estaciones fluviométricas con un largo periodo de observación, se puede calcular un Patrón de Escorrentía "PE", como promedio de sus estadísticas, utilizando aquellas que no presenten quiebres al compararse entre si, por el método de las CDA.

Algunas veces se presenta el caso que la curva doble acumulada basada en la relación precipitación-escorrentía presenta un quiebre, el cual desaparece al obtener la CDA basada en la relación de escorrentías. En estos casos se debe considerar como válida ésta última, ya que los valores que se compara son homogéneos entre sí y representan unas mismas condiciones y fenómenos.

Otras veces no es posible calcular un Patrón de Escorrentía. En este caso se eligen las estadísticas que ofrezcan mas confianza y se verifica su bondad comparándolas con las precipitaciones de la zona, que en general son mas extensas y numerosas. La estadística fluviométrica que parece ser de mejor calidad se puede adoptar como "Estadística Base" (EB).

#### **6.4.3.- CORRECCION DE ESTADÍSTICAS FLUVIOMETRICAS.**

Cuando al analizar una estadística fluviométrica se establece la existencia de un quiebre en las CDA, es necesario investigar la razón del cambio de tendencia.

En general, quiebres menores del 3% no deben considerarse importantes, ya que este error queda dentro de los errores operacionales que se cometen al obtener una estadística fluviométrica, cuando la estación hidrométrica no es excelente, por lo cual muchas veces es difícil determinar donde se encuentra la fuente de error.

Para determinar el origen del quiebre se deben conocer y analizar los posibles motivos que lo originan.

Se pueden clasificar en dos grupos:

- 1° Error en la obtención de la estadística pluviométrica, siendo los mas importantes los indicados en el punto 6.2.3.
- 2° Cambio por modificación del terreno, que son aquellos en los que interviene la mano del hombre. Pueden considerarse como tales los realizados aguas arriba de la estación de control, como serían los siguientes:
  - Construcción de embalses, en cuyo caso hay que analizar la influencia que tiene el area inundada en el balance hidrológico de la cuenca. En las zonas áridas y semiáridas, si la superficie inundada es grande, es posible que la evaporación del embalse disminuya apreciablemente el caudal disponible.
  - Construcción de bocatomas de canales, en cuyo caso el caudal disponible disminuye.
  - Construcción de un canal que entregue agua al río desde una cuenca vecina, en cuyo caso el caudal disponible es mayor que el de régimen natural.
  - Aumento de la superficie regada.
  - Cambio en el tipo de cultivo o de sistema de riego, especialmente cuando la tasa de riego actual es muy alta.
  - Cambio de la vegetación natural de la cuenca, generalmente por aumento de la superficie regada, reforestación, desaparición de la vegetación por talaje o incendio, erosión de la cuenca.
  - Traslado de la estación de control a otro lugar, lo que puede significar una diferente calidad de la estación o medir diferentes caudales por extracciones o derrames entre ambas.

Cuando al efectuar el análisis exhaustivo de la estadística pluviométrica no se encuentra la razón que produce el cambio de pendiente, no es conveniente corregir la estadística aplicando el criterio que se utilizó en la corrección de las estadísticas pluviométricas, o sea multiplicando la estadística por un coeficiente de corrección

Generalmente, cuando los cambios de pendiente son grandes, se detectan facilmente los errores cometidos en el cálculo de la estadística o bien se demuestra la peor o mejor calidad de la estación.

Si el cambio de pendiente es pequeño es mejor esperar a reunir mas antecedentes.

Cuando un año aislado se aparta sensiblemente de la tendencia general, o sea se produce un salto en la CDA, es necesario efectuar el análisis particular de ese año, siguiendo las pautas indicadas anteriormente.

#### **6.5.- AMPLIACION DE UNA ESTADISTICA FLUVIOMETRICA.**

Toda estadística fluviométrica de un río, constituye una muestra del Universo que representa y que puede utilizarse para determinar la magnitud, la variación y la distribución de los caudales medidos y futuros.

Esta muestra será tanto mas representativa cuanto mayor sea su longitud o periodo de observación, lo que nos asegura que en ella estarán representados periodos secos, medios y húmedos.

La longitud mínima que debe tener una estadística para considerarse representativa, depende del régimen hidrológico del río. En las zonas húmedas, donde la dispersión de las precipitaciones anuales es pequeña y su distribución mensual es casi análoga todos los años, una estadística fluviométrica necesita una longitud menor para ser representativa que en las zonas áridas o semiáridas, donde la dispersión de la precipitaciones anuales es muy grande y la distribución mensual y diaria de las precipitaciones son muy diferentes de un año a otro. En el primer caso una estadística fluviométrica puede ser representativa cuando su longitud es de 15 o 20 años, mientras que en el segundo caso, se necesitan un mínimo de 30 años, siendo recomendable 40 años. Actualmente en Chile, debido al mejoramiento en longitud y calidad de las estadísticas, se puede ser mas estricto respecto la longitud de las estadísticas fluviométricas con la que se debe trabajar.

En Chile muchas estadísticas no cumplen con estas condiciones, por lo cual, para transformarlas en representativas, es indispensable extender su periodo de observación a un número razonable de años.

Es necesario tener en cuenta que esta ampliación del registro fluviométrico es una herramienta para obtener estadísticas representativas, cuando la estadística que se posee tiene un registro de corta duración, pero no puede sustituir en forma sistemática, el método directo de obtener las estadísticas en el lugar que se necesitan, ya que toda ampliación introduce errores difíciles de detectar y no proporciona todos los antecedentes que muchas veces se necesitan para ejecutar un proyecto. En otras palabras, la existencia de un método para ampliar estadísticas de caudales, no elimina la responsabilidad de controlar los ríos, en aquellos lugares donde a mediano o largo plazo se va a construir una obra hidráulica. Muchas veces el éxito de un proyecto depende exclusivamente de la bondad de los datos fluviométricos que poseamos.

La ampliación de una estadística pluviométrica corta, se puede realizar tomando como base otra estadística pluviométrica larga o bien estadísticas pluviométricas largas existentes en la zona en estudio. Por ser el primer método el que proporciona resultados más confiables y exactos, se debe preferir al segundo, debiéndose utilizarse estadísticas pluviométricas, cuando es imposible utilizar estadísticas pluviométricas.

#### **6.5.1.- AMPLIACIÓN DE UNA ESTADÍSTICA FLUVIOMÉTRICA A PARTIR DE OTRA FLUVIOMÉTRICA.**

Como se ha indicado anteriormente, el procedimiento con el cual se obtienen mejores resultados para ampliar una estadística pluviométrica es al correlacionarla con otra estadística pluviométrica de una estación cercana, ya que ambas representan el mismo factor o elemento del ciclo hidrológico.

Como es lógico, las estadísticas pluviométricas que se utilizarán como estadísticas base, deben ser previamente analizadas para verificar su bondad y homogeneidad y, si es necesario, corregidas.

El primer problema que se presenta y que debe solucionarse es el de elegir la estadística más larga o base que se va a utilizar para realizar la ampliación.

La escurrentía de una cuenca depende de sus características meteorológicas, topográficas, morfológicas y cubierta vegetal, por lo cual la comparación de estadísticas pluviométricas dará buenos resultados cuando las cuencas cuya escurrentía representan, sean similares.

Por esta razón, para obtener buenas correlaciones es conveniente que las características de las cuencas que se comparan deban cumplir los siguientes requisitos:

- 1° Deben tener superficies análogas, debiendo seleccionarlas de forma que la relación de áreas sea menor a 1:4; en casos extremos la relación puede llegar a 1:10, pero teniendo especial cuidado en las correlaciones que se establezcan.
- 2° Deben tener una climatología similar, especialmente en lo referente a la precipitación. En Chile, por ser un país sometido al régimen de frentes polares, es fácil encontrar zonas extensas al Sur del paralelo 31°, con regímenes pluviométricos análogos.
- 3° Deben tener regímenes hidrológicos similares o sea, ambas deben ser pluviales, nivales o nivo-pluviales,

En general cuando estas condiciones no se cumplen, las correlaciones que se establecen pueden presentar grandes

errores difíciles de cuantificar.

Estos requisitos se cumplen más fácilmente en los siguientes casos, entregados en orden de preferencia:

- 1° Las estaciones de control se encuentran en el mismo cauce y cercanas.
- 2° Las estaciones hidrométricas controlan subcuencas vecinas de una misma cuenca hidrográfica.
- 3° Las estaciones hidrométricas controlan subcuencas vecinas de diferentes cuencas hidrográficas.

Un segundo problema se presenta cuando se debe decidir los caudales que se quieren obtener por correlación, o sea caudales anuales, mensuales, diarios, etc.

La experiencia demuestra que la correlación entre estadísticas fluviométricas es mejor conforme aumenta el periodo de tiempo que se considere como unidad, o sea, una correlación de caudales anuales entrega mejores resultados que la correlación entre caudales mensuales y estas mejores que las correlaciones entre caudales diarios, lo cual es lógico, si consideramos que la influencia en la escorrentía de los periodos anteriores es menor al aumentar el periodo de tiempo unitario que se desea estudiar, es decir la influencia del caudal de un día en el caudal del día siguiente es mayor que la influencia del caudal mensual en el del mes siguiente y así sucesivamente.

Con el fin de comprender mejor el sistema que se recomienda para la ampliación de estadísticas fluviométricas, se debe tener en cuenta que en Chile se pueden diferenciar claramente dos periodos en el régimen hidrológico de sus ríos:

- 1° Un periodo pluvial que comprende los meses de Abril o Mayo hasta el mes de Setiembre inclusive, en el cual se produce un alto porcentaje de la precipitación anual, las que generan escurrimiento pluvial o nivo-pluvial o escurrimiento de estiaje en las cuencas netamente nivales.
- 2° Un periodo nival o de estiaje que abarca el periodo comprendido entre los meses de Octubre y Marzo o Abril, que corresponde al periodo de deshielo en las cuencas con cuenca nival y al periodo de estiaje en las cuencas netamente pluviales.

De acuerdo a las consideraciones efectuadas anteriormente, las correlaciones mejores que se pueden establecer, ordenadas en función de las menores a mayores dispersiones que presentan serían:

- 1° Correlaciones de caudales anuales.

2° Correlaciones de caudales de periodos (pluvial y deshielo o estiaje)

3° Correlaciones de caudales mensuales.

Esto nos indica que el caudal que se puede obtener con mayor exactitud es el caudal anual, el cual debe considerarse como un valor inamovible.

En segundo lugar, el caudal que puede estimarse con menor exactitud que el anual pero con mayor que los mensuales, es el de los periodos.

Posteriormente, con menor exactitud se pueden obtener los caudales mensuales.

La estimación de los caudales diarios corresponde a otra metodología por corresponder a caudales de tiempo de control muy corto, correspondiendo a otro tipo de estudios, como es el de las crecidas.

Las ecuaciones que relacionan las Estadísticas Base (EB) y calculadas (EC), deben ser lineales y pasar por el origen. Si no fuera así, significaría que las cuencas no son hidrológicamente similares y homogéneas, ya que cuando en una cuenca hay escorrentía en la otra no. Por otra parte está demostrado que pasando la recta por el origen se obtienen mejores resultados y se tienen menos problemas al no trabajar con caudales negativos. Solamente habrá término constante cuando, aguas arriba de alguna de las estaciones hay extracciones o aportes, con lo cual el río deja de representar su régimen natural.

Para comprender mejor la exposición que sigue, se utilizarán los siguientes símbolos:

$Q(EC)$  = Caudal calculado.

$Q(EB)$  = Caudal de la Estadística Base.

a = Anual.

Ab-Se = Periodo Abril-Setiembre e igual a la suma de los caudales mensuales de Abril a Setiembre.

Oc-Mz = Periodo Octubre-Marzo e igual a la suma de los caudales mensuales de Octubre a Marzo.

Ab, My, Jn, Jl, Ag, Se, Oc, No, Di, En, Fe y Mz = Meses del año.

$Q(EC)''$  = Caudal provisional que debe ser corregido.

2° Se establecen correlaciones, también lineales sin término constante, entre los caudales de los periodos

$$\begin{aligned} Q(EB) (Ab-Se) &= B * Q(EB) (Ab-Se) \\ Q(EB) (Oc-Mz) &= C * Q(EB) (Oc-Mz) \end{aligned} \quad (19-6)$$

3° Como el caudal anual es el que no puede modificarse, se compara la suma de los periodos con el caudal anual, o sea

$$Q(EB) (Ab, Se) + Q(EB) (Oc-Mz) = 12 * Q(EB) a + \Delta \quad (20-6)$$

El término  $\Delta$  es un factor de discrepancia el cual debe hacerse 0, para lo cual se prorratea entre los caudales de los periodos, es decir a cada periodo se le debe aplicar un factor de corrección

$$FC = \frac{\Delta}{Q(EB) (Ab-Se) + Q(EB) (Oc-Mz)} \quad (21-6)$$

luego los valores corregidos serán

$$\begin{aligned} Q(EB) (Ab-Se) &= Q(EB) (Ab-Se) * [1+FC] \\ Q(EB) (Oc-Mz) &= Q(EB) (Oc-Mz) * [1+FC] \end{aligned} \quad (22-6)$$

4° En forma similar se establecen correlaciones, también lineales, entre los caudales mensuales, o sea

$$\begin{aligned} Q(EB) Ab &= D * Q(EB) Ab \\ \dots\dots\dots \\ Q(EB) Se &= H * Q(EB) Se \end{aligned} \quad (23-6)$$

5° Como anteriormente, la suma de los caudales mensuales debe ser igual al periodo corregido calculado anteriormente, es decir

$$Q(EB) Ab + \dots\dots + Q(EB) Se = Q(EB) (Ab-Se) + \Delta \quad (24-6)$$

El término  $\Delta$  es un factor de discrepancia que debe hacerse 0, para lo cual se prorratea entre los meses siguiendo un proceso igual al anterior, o sea el factor de corrección será:

$$FC = \frac{\Delta}{Q(EB) My + \dots\dots + Q(EB) Se} \quad (25-6)$$

por lo tanto

$$Q(EB) Ab = Q(EB) Ab * (1+FC) \quad (26-6)$$

Al aplicar este método se deben tener en cuenta ciertos requisitos o reglas impuestas por la realidad hidrológica de las cuencas.

Cuando se comparan cuencas nivales o nivopluviales, los caudales efluentes de ella dependen no solo de la precipitación si no también de la cuenca colaborante. Durante la precipitación la cuenca colaborante es función de la línea de nieve, de forma que, aunque la cuenca total tenga la misma superficie e igual precipitación, los caudales durante el periodo de lluvia serán función de la superficie de la cuenca pluvial, la cual puede ser diferente y variable conforme se desarrolla el periodo pluvial.

Analogamente, durante el periodo de deshielo las escorrentías dependerán de la magnitud de la cuenca nival, la cual varía conforme se desarrolla el deshielo, siendo dicha variación diferente en cada cuenca.

De este análisis se deduce la importancia que tiene la orografía de la cuenca o la curva hipsométrica que la representa.

En el caso de cuencas pluviales la respuesta de las cuencas son diferentes, dependiendo de su morfología, suelo y geología.

Estas relaciones entre los caudales de las cuencas varían paulatinamente, no se producen cambios violentos, lo que tiene como consecuencia que los coeficientes de regresión de las ecuaciones que se establezcan, deben variar también en forma paulatina, o sea cíclica.

También debe tenerse en cuenta que los coeficientes de regresión de los periodos pueden, rara vez, ser iguales al coeficiente de regresión anual, pero nunca los dos mayores o menores que él anual.

Lo mismo ocurre con los coeficientes de regresión mensuales los cuales deben variar no solo alrededor del coeficiente del periodo correspondiente sino que su variación debe ser paulatina y cíclica.

En las figuras A y B de la lámina nº 5-6 se han dibujado dos esquemas representativos de la variación de los coeficientes de regresión.

En el caso que los regímenes de una o de las dos estadísticas estén alterados por extracciones o aportes extraños a ella, las correlaciones se complican, debiéndose efectuar un análisis detallado de la magnitud de dichas extracciones o aportes, lo cual debe reflejarse en las correlaciones incluyendo un término constante que debe ser igual al aporte o extracción del río. Si estos valores son relativamente pequeños, es recomendable trazar la recta de regresión pasando por el origen. El coeficiente de regresión deberá seguir la misma regla anterior. En la Figura C de la lámina nº 5-6 se ha dibujado un

LAMINA N° 5-6

VARIACION DE LOS COEFICIENTES DE REGRESION

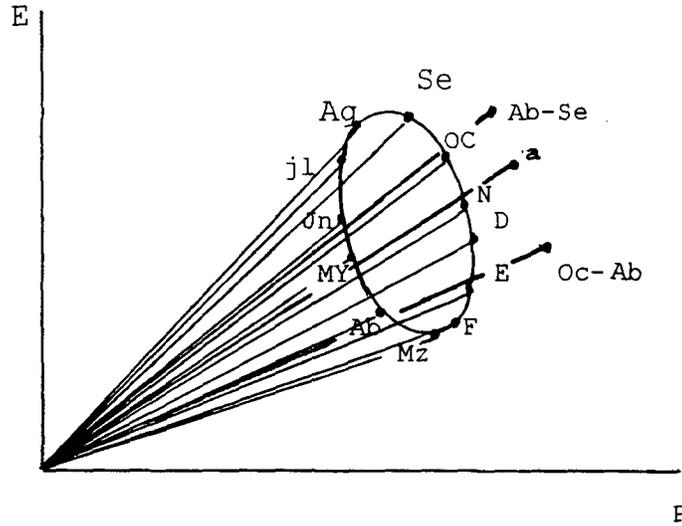


Figura A

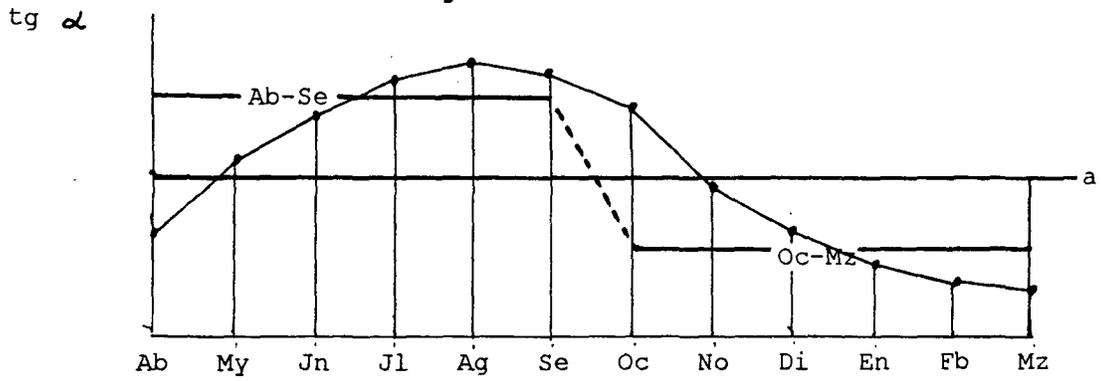


Figura B

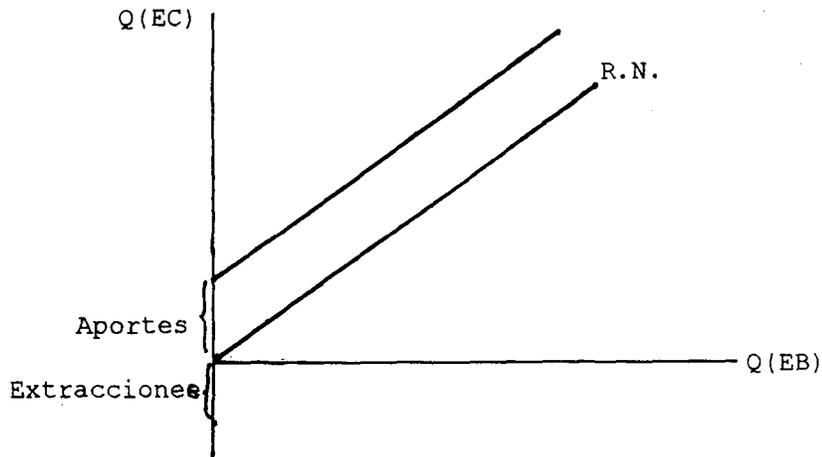


Fig. C

esquema de este caso.

Finalmente queda por resolver la determinación o trazado de la recta de regresión. Actualmente con la computación se han simplificado los problemas de cálculo, pero se han introducido otro tipo de problemas, ya que el computador no analiza si un punto corresponde a un caudal correcto o a uno erróneo. Basta que un punto se salga de la tendencia para que la recta de regresión entregue valores que no representen la realidad, no cumpliéndose los requisitos o reglas enunciadas anteriormente, aún cuando los coeficientes de correlación sean altos.

Un método más demoroso pero que entrega mejores resultados, es realizar correlaciones gráficas y trazar dos envolventes de los puntos, trazándose un recta promedio que sería la recta de regresión. Las dos rectas envolventes nos entregarán el error porcentual respecto la recta de regresión y nos permitirá determinar la dispersión de los puntos y la de aquellos que presentan errores muy altos. (Figura A, lámina n° 6-6).

Indudablemente que este método es más complicado que el de obtener analíticamente la recta de regresión, pero entrega mejores resultados y una visión más amplia de la realidad existente; además, puede simplificarse utilizando el computador para el dibujo del gráfico con los puntos.

#### **6.5.2.- AMPLIACION DE UNA ESTADÍSTICA FLUVIOMETRICA A PARTIR DE UNA PLUVIOMETRICA.**

La ampliación de una estadística fluviométrica utilizando como estadística base una pluviométrica, es mucho más dificultosa y menos precisa que la efectuada utilizando una estadística fluviométrica, pues intervienen otro tipo de factores. En primer lugar los caudales son más dependientes de las precipitaciones que se han producido anteriormente. En segundo lugar existe un desfase, que puede ser importante, entre la precipitación y el caudal que genera. Por ejemplo: si el temporal se produce los últimos días del mes, la influencia se expresa en el mes siguiente más que en el mes presente. En el periodo de deshielo los caudales dependen de las precipitaciones del periodo pluvial, o sea el desfase es de varios meses. De todas formas se analizarán algunos conceptos o métodos que nos servirán para resolver el problema, pero sin analizar la posibilidad de utilizar Modelos de Simulación Hidrológica que son mucho más complejos.

La ampliación de una estadística fluviométrica tomando como base una estadística pluviométrica, se rige por los mismos principios que el caso anterior, o sea, se parte estimando el caudal anual, posteriormente los periodos pluvial y estiaje o deshielo y finalmente los caudales mensuales.

LAMINA N° 6-6

CORRELACIONES GRAFICAS ENTRE CAUDALES

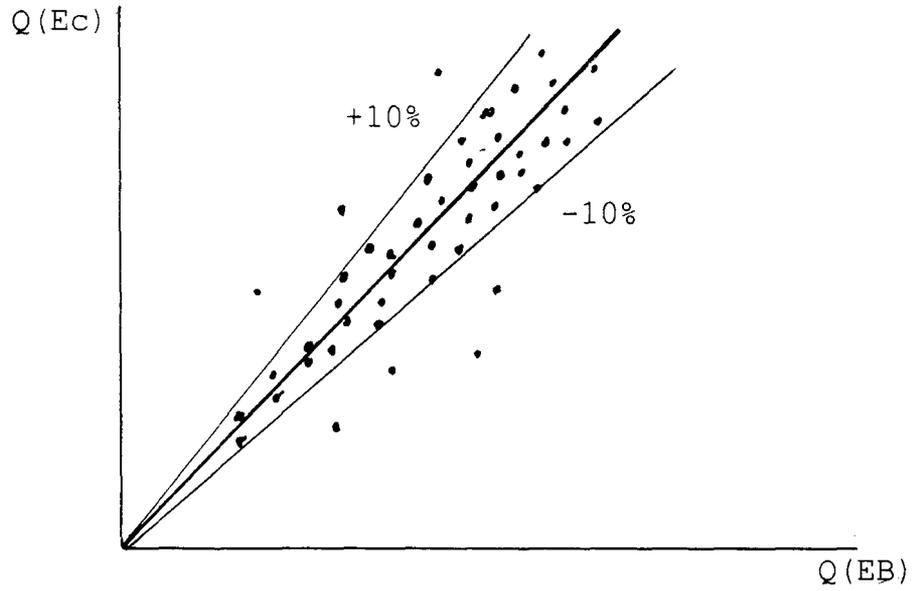


Figura A

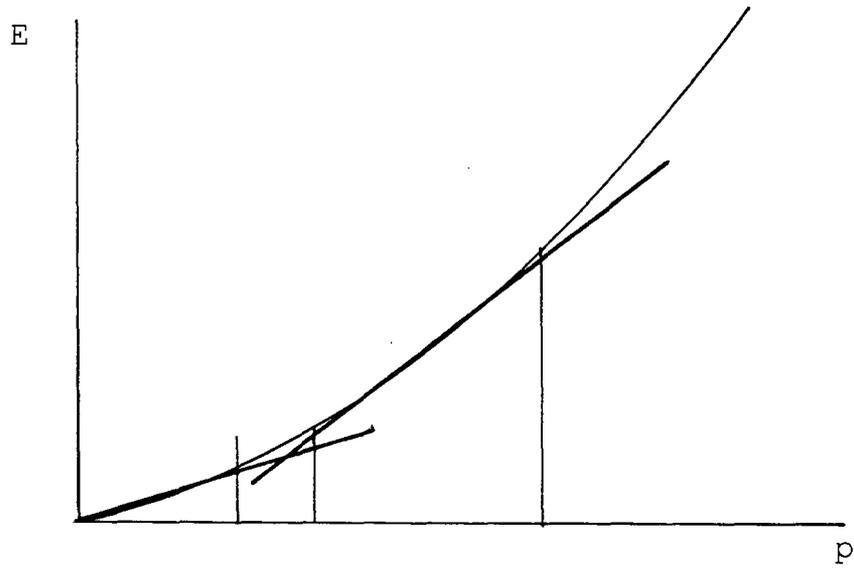


Figura B

Lo primero que debe efectuarse es seleccionar las estadísticas pluviométricas que se va o van a utilizar como Estadísticas Base, ya que se puede utilizar como tal el promedio de estadísticas pluviométricas.

La selección debe realizarse entre las estadísticas que cumplen ciertas condiciones:

- Poseer un largo periodo de observación y continuo, es decir con pocas lagunas.
- Estar situada en la cuenca en estudio o suficientemente cerca, como para estar seguros que su régimen pluviométrico es homogéneo al de la cuenca.
- Haber sido analizada su bondad con el método de las CDA.
- Haber sido rellenada con el fin que no presente vacíos.

En forma análoga, es necesario analizar la bondad de la estadística pluviométrica que se va a ampliar, utilizando los métodos descritos en puntos anteriores.

Las relaciones que se pueden establecer entre la precipitación y la escorrentía, cualquiera sea el periodo de tiempo que se considere como unitario, a diferencia de las establecidas entre caudales, pueden estar influenciadas por las precipitaciones del periodo anterior. Es probable que no sea importante para los caudales anuales, pero puede adquirir mucha importancia en el caso de los periodos Abril-Setiembre y Octubre-Marzo y especialmente cuando tratamos con caudales mensuales durante los periodos de lluvias, fenómeno que fué descrito en el punto 6.4.1.

Para trabajar con ecuaciones homogéneas, es conveniente pero no indispensable transformar los caudales en escorrentías.

#### **6.5.2.1.- ESTIMACION DEL CAUDAL ANUAL**

La primera relación que debe establecerse es la anual que se analizó con detalle en el punto 6.3. Ahora bien, las precipitaciones anuales de una determinada cuenca o zona están acotadas por una precipitación máxima y otra mínima, por lo tanto no es necesario considerar el total de la curva que las relaciona. Cuando el intervalo que las relaciona no es muy amplio ni se encuentra en la zona de la mayor curvatura, la función que las relaciona puede asimilarse a una recta, como se indica en la figura B de la lámina n° 6-6.

Esta relación es válida para cualquier régimen hidrológico, aún cuando en algunas regiones de Chile, la influencia de la precipitación del año anterior es tan importante, como ocurre en

las cuencas al norte del río Aconcagua, que la mejor relación que se puede establecer, es posible que sea una que utilice un "Índice de precipitaciones" (I) (ec,17-6).

#### 6.5.2.2.- ESTIMACION DEL PERIODO PLUVIAL.

Para estimar la escorrentía del periodo pluvial,  $E(\text{Ab-Se})$ , se debe relacionar dicho caudal con la precipitación caída en ese periodo,  $P(\text{Ab-Se})$ , siendo

$E(\text{Ab-Se})$  = Suma de los caudales o escorrentías mensuales de los meses de Abril a Setiembre, es decir del periodo pluvial.

$P(\text{Ab-Se})$  = Suma de las precipitaciones de los meses de Abril a Setiembre.

Se pueden establecer relaciones como las siguientes:

$$1^\circ) \quad E(\text{Ab-Se}) = f[P(\text{Ab-Se})] \quad (27-8)$$

$$2^\circ) \quad Q(\text{Ab-Se}) = f[I(\text{Ab-Se})] \quad (28-6)$$

siendo

$$I(\text{Ab-Se}) = a \cdot P(\text{Ab}) + b \cdot P(\text{My}) + c \cdot P(\text{Jn}) + d \cdot P(\text{Jl}) + e \cdot P(\text{Ag}) + f \cdot P(\text{Se})$$

Este índice de precipitaciones "I" se puede obtener estableciendo una correlación múltiple entre  $E(\text{Ab-Se})$  y las precipitaciones mensuales de cada mes.. Posteriormente se elimina el término constante y se modifican los coeficientes de forma que

$$a+b+c+d+e+f = 1,00$$

3° En aquellas cuencas en que producen precipitaciones importantes en el periodo de estiaje, como puede ser la zona Centro-Sur o Austral, pueden mejorarse las correlaciones, si se incluye la precipitación caída en los últimos meses del periodo de estiaje, (Enero, Febrero y Marzo), o sea

$$E(\text{Ab-Se}) = f[P(\text{Ab-Se}), P(\text{En-Mz})] \quad (29-6)$$

Todas estas relaciones, como otras del mismo tipo que pueden experimentarse, pueden asimilarse o ser lineales.

#### 6.5.2.3.- ESTIMACION DEL PERIODO DE ESTIAJE.

Los caudales del periodo de estiaje son efecto de las precipitaciones del periodo pluvial, cuando el periodo de estiaje

es muy seco. Si las lluvias invernales han sido muy intensas el nivel freático de las napas subterráneas estará muy alto y por lo tanto su aporte al escurrimiento superficial será mayor que cuando el periodo pluvial ha sido escaso en precipitaciones.

Si en el periodo de estiaje las precipitaciones son importantes, el caudal de los ríos será consecuencia de ambos, dependiendo de la diferencia en magnitud de las precipitaciones de ambos periodos, la importancia relativa que tendrá uno u otro.

La relación que se puede establecer, podría estar constituida por ambos factores, es decir:

$$E(Oc-Mz) = f [P(Ab-Se), P(Oc-Mz)] \quad (30-6)$$

En algunos casos, cuando las relaciones no son muy aceptables, la escorrentía del periodo de estiaje se puede obtener por diferencia entre la escorrentía anual y la del periodo pluvial, o sea

$$E(Oc-Mz) = E(Anual) - E(Ab-Se) \quad (31-6)$$

En este último caso, es lógico que no se deba realizar el ajuste de valores para obtener el caudal anual calculado.

#### 6.5.2.4.- ESTIMACION DEL PERIODO DE DESHIELO

El volumen que escurre durante el periodo de deshielo es función de las precipitaciones que se hayan producido durante el periodo de lluvias y, en algunas cuencas del Centro-Norte de Chile, de la precipitación del año anterior.

De esta realidad se concluye que las funciones que relacionan las precipitaciones y los volúmenes de deshielo se podrán establecer considerando los siguientes factores.

- 1° Adoptando como precipitación LA caída durante el periodo de Abril a Setiembre o Mayo a Setiembre, o sea:

$$Q(Oc-Mz) = f [P(Ab-Se)] \quad (32-6)$$

o

$$Q(Oc-Mz) = f [P(My-Se)] \quad (33-6)$$

También pueden considerarse las precipitaciones caídas durante menos meses, como puede ser Mayo-Agosto, que son los meses que tiene mayor influencia en el manto de nieve acumulado en la cordillera.

- 2° No toda la precipitación caída durante el periodo pluvial tiene la misma importancia en el volumen de deshielo. En los primeros meses, Abril y Mayo, parte importante de la nieve que se acumula en esos meses no escurre durante el

periodo de deshielo, porque una parte se derrite antes y otra se pierde por evaporación y sublimación. Por este motivo, la relación que puede entregar mejores resultados es considerando como precipitación un "Indice de precipitaciones" análogo al descrito anteriormente, o sea

$$Q(Oc-Mz) = f(I) \quad (34-6)$$

y

$$I = a*P(My) + b*P(Jn) + c*P(Jl) + d*P(Ag) + e*P(Se) \quad (35-6)$$

en este "Indice" el valor de los coeficientes de regresión serán mayores cuando la precipitación caída es la más influyente en el deshielo.

#### 6.5.2.5.- ESTIMACIONES DE CAUDALES MENSUALES

La estimación de los caudales mensuales, generalmente están afecto a errores que pueden ser bastante grandes.

Los métodos que se pueden utilizar dependen de la zona en estudio, no existiendo una Norma fija que pueda establecerse. Lo que si se puede hacer, es entregar algunas posibles soluciones que deberán ser experimentadas en cada caso, para aplicar aquella que entregue resultados más aceptables.

Las relaciones que se pueden establecer son las siguientes:

- 1° Durante el "**Periodo Pluvial**", los caudales de un mes son consecuencia de las precipitaciones del mes presente y del mes anterior, luego se pueden buscar relaciones en las que intervengan ambos factores. o sea:

$$Q(Mi) = f[P(Mi), P(M(i-1))]$$

(35-6)

siendo

$Q(Mi)$  = caudal del mes "i"

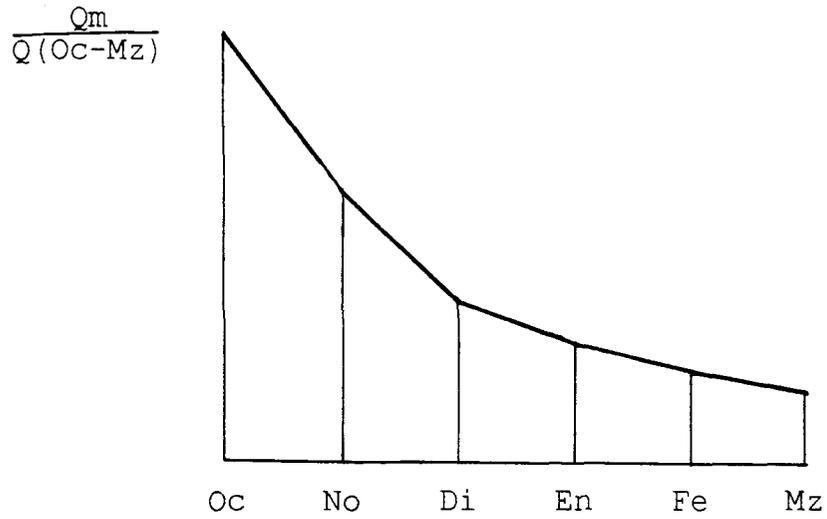
$P(Mi)$  = Precipitación del mes "i"

$P(M(i-1))$  = Precipitación del mes anterior al mes "i".

- 2° Durante el "**Periodo de Estiaje**", de una cuenca pluvial, si las precipitaciones son muy escasas, convendrá analizar la posibilidad de obtener una curva de recesión porcentual respecto del caudal total del periodo de estiaje, es decir, para cada mes se obtendrá un coeficiente igual a

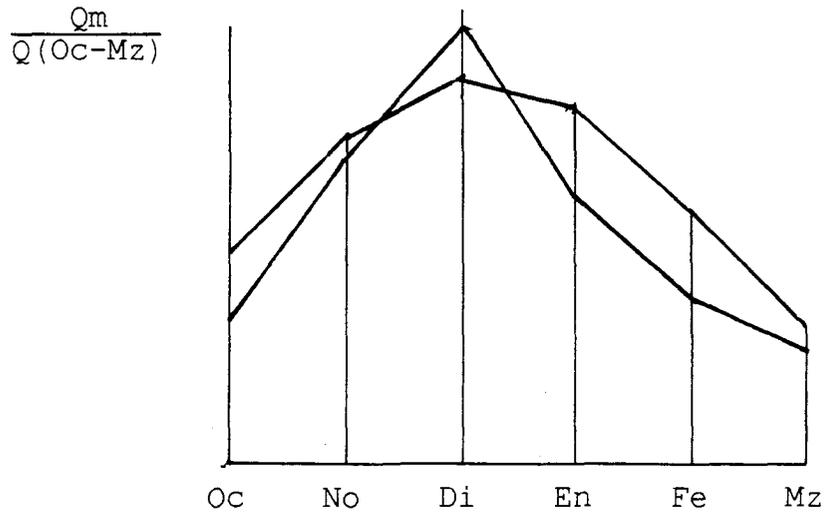
$$A = \frac{Q(\text{mes})}{Q(Oc-Mz)} \quad (36-6)$$

LAMINA N° 7-6



**CURVA DE RECESION DE ESTIAJE**

**Figura A**



**REPARTICION MENSUAL DEL CAUDAL DEL PERIODO DE DEHIELO**

**Figura B**

donde la suma de los coeficientes debera ser igual a 1,0.

Tambien deberá analizarse si existe una sola curva de recesión o si estas son distintas para diferentes magnitudes de los caudales, porque el vaciamiento de la napa subterranea puede ser porcentualmente diferente si el año ha sido seco, medio o húmedo. (Figura A, lámina n°7-6)

Si en algunas cuencas pluviales se producen precipitaciones durante este periodo, como ocurre en el Sur, sera necesario hacer un estudio para analizar su influencia en las escorrentías y hasta se podría utilizar un método análogo al utilizado para el periodo pluvial, pero el problema es mas dificil de resolver.

- 3° Durante el "**Periodo de deshielo**", el problema es análogo al anterior, es decir, se deben buscar distribuciones porcentuales de los caudales mensuales en función del caudal total del periodo de deshielo, considerando si son años secos, medios o húmedos. (Figura B, lámina n° 7-6)

#### **6.5.2.6.- ANOTACIONES SOBRE LA AMPLIACION DE ESTADISTICAS FUVIOMETRICAS A PARTIR DE PLUVIOMÉTRICAS.**

Se debe dejar bien establecido que este tema es dificil de resolver y que lo único que se ha entregado son criterios de como debe enfocarse el problema. En general cada cuenca es un caso diferente que responde en forma distinta al estímulo de la precipitación, no pudiendose entregar una Norma o Regla fija.

Una forma como se puede acometer el problema, sería a través del estudio de un Modelo de Simulación Hidrológica análisis que queda fuera del objetivo que en este caso se persigue.

#### **6.6.- ESTIMACION DE CAUDALES EN CUENCAS NO CONTROLADAS.**

Cuando no se poseen antecedentes fluviométricos de una cuenca en estudio, en estos casos es posible efectuar un traspaso de información desde una cuenca vecina que tenga características hídricas, fisiográficas y ambiente vegetal similares, lo que permitirá poder estimar los caudales en la cuenca sin información.

Se pueden presentar los siguientes casos:

- 1° La cuenca en estudio no posee registro de precipitaciones, pero por el conocimiento que se tiene de ellas se puede aceptar que en ambas cuencas son similares. En este caso se supone que ambas tienen igual caudal específico, es decir los caudales están en la misma relación que la superficie

de las cuencas, por lo tanto se tendrá que

$$\frac{Q_x}{A_x} = \frac{Q_a}{A_a} \quad \text{luego} \quad Q_x = \frac{A_x}{A_a} Q_a \quad (37-6)$$

siendo

$Q_x, A_x$  = Caudal y superficie de la cuenca en estudio.

$Q_a, A_a$  = Caudal y superficie de la cuenca con antecedentes.

2° Se tiene un caso análogo, pero se posee información pluviométrica que indica que las precipitaciones medias se diferencian poco. En este caso la relación de caudales deberá tomar en cuenta la precipitación de cada una de ellas, teniéndose que

$$Q_x = \frac{A_x * P_x}{A_a * P_a} \quad (38-7)$$

siendo

$P_x, P_a$  = Precipitaciones medias en las cuencas en estudio y con antecedentes.

En el capítulo 8 se tratará este tema con mas detalle.

## 6.7.- CARACTERISTICAS DEL REGIMEN HIDROLOGICO DE UN RIO

El régimen hidrológico de un río se puede caracterizar por su estadística y por una serie de estadígrafos y parámetros, que resumen el significado hidrológico de ella, los que se indican a continuación.

- 1° Estadística fluviométrica.
- 2° Caudales promedios anual y mensual y sus estadígrafos de dispersión, desviación estandar y coeficiente de variación.
- 3° Duración general del caudal anual.
- 4° Duración general de los periodos pluvial (Ab-Se) y estiaje o deshielo (Oc-Mz). Estos periodos pueden ser diferentes en algunas zonas de Chile. En la zona del río Lauca puede ser considerado como periodo pluvial el de Noviembre-Marzo
- 5° Duración general del caudal mensual, en el cual se forma una serie con todos los meses de la estadística. En algunos

casos esta duración general puede hacerse para cada periodo separadamente

#### 6° Variación estacional del caudal mensual.

Con todos estos antecedentes se puede conocer la variabilidad de los caudales anual y mensuales, su probabilidad de excedencia y su variación a lo largo de un año, lo que nos permite determinar cuando un año, un periodo o un mes es seco, medio o lluvioso y la forma como se distribuye el caudal anual a lo largo de un año.

Será lluvioso si la probabilidad de excedencia es superior al 30%, y será tanto mas lluvioso cuanto menor sea la probabilidad de que ocurra. Un año de probabilidad 1% significa que en promedio solo el 1% de los años llueve igual o mas que el  $Q(\text{Prob}1\%)$ , pero no significa que se produzca cada 100 años, sino que, por ejemplo, en 1000 años se producirán 10 con caudales iguales o mayores que ese, pero no en forma cíclica.

Sera seco cuando la probabilidad de excedencia es grande, lo que significa que se producen muchos años con caudales muy superiores a él. Se consideran secos cuando la probabilidad es superior a 85%.

Estos valores son estimativos y no son aceptados por todos los ingenieros y profesionales que se dedican a estos estudios.

Al final del capítulo se entrega un ejemplo de las características del régimen hidrico de una cuenca.

CACHAPOAL EN BOCATOMA CENTRAL SAUZAL

(Período 1941/42 - 1980/81)

CAUDALES MEDIOS Y ESTADIGRAFOS DE DISPERSION

MES	Q (m3/s)	$\sigma_x$ (m3/s)	CV	Q max (m3/s)	Q min (m3/s)
ABR	44.1	12.8	0.29	73.0	23.0
MAY	38.9	21.3	0.55	120.0	15.0
JUN	36.1	19.7	0.55	122.0	17.0
JUL	45.2	28.3	0.63	148.0	17.0
AGO	42.6	19.4	0.46	101.0	15.0
SEP	48.0	17.6	0.37	101.0	16.0
OCT	74.2	23.9	0.32	126.0	20.0
NOV	118.3	28.6	0.24	186.0	51.0
DIC	164.1	51.3	0.31	305.0	58.0
ENE	155.4	53.7	0.35	314.0	85.0
FEB	115.6	35.3	0.31	237.0	72.0
MAR	79.4	24.1	0.30	165.0	49.0
ANUAL	80.2	21.7	0.27	142.2	39.5
$\sum_{AB}^{SE} Q_m$ (m3/s mes)	254.8	85.5	0.34	533.0	134.0
$\sum_{OC}^{MZ} Q_m$ (m3/s mes)	707.0	189.2	0.27	1210.0	340.0

CACHAPOAL EN BOCATOMA CENTRAL SAUZAL

(Período 1941/42-1980/81)

DURACION GENERAL DEL CAUDAL MEDIO ANUAL

(Lámina N°6-S)

PROB (%)	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95
Q (m3/s)	124	112	99	90	83	78	72	67	61	54	48
V (10 <sup>6</sup> m3)	3900	3550	3100	2850	2600	2450	2250	2100	1900	1700	1500

DURACION GENERAL DEL CAUDAL MEDIO MENSUAL

(Lámina N° 7-S)

PROB (%)	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95
Q (m3/s)	190	160	122	100	82	66	52	42	34	27	23

DURACION GENERAL DEL PERIODO ABR - SET

(Lámina N° 8-S)

PROB (%)	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95
$\frac{SE}{AB} \sum Q_m (m3/s \cdot mes)$	440	380	320	280	255	235	215	195	180	160	148
$V_{AB} (10^6 m3)$	1160	1000	840	730	670	620	560	510	470	420	390

DURACION GENERAL DEL PERIODO OCT-MAR

(Lámina N° 9-S)

PROB (%)	5	10	20	30	40	50	60	70	80	80	95
$\frac{MZ}{OC} \sum Q_m (m3/s \cdot mes)$	1100	1000	870	800	730	680	630	580	530	460	420
$V_{OC} (10^6 m3)$	2880	2620	2280	2100	1910	1780	1650	1520	1390	1200	1100

CACHAPOAL EN BOCATOMA CENTRAL SAUZAL

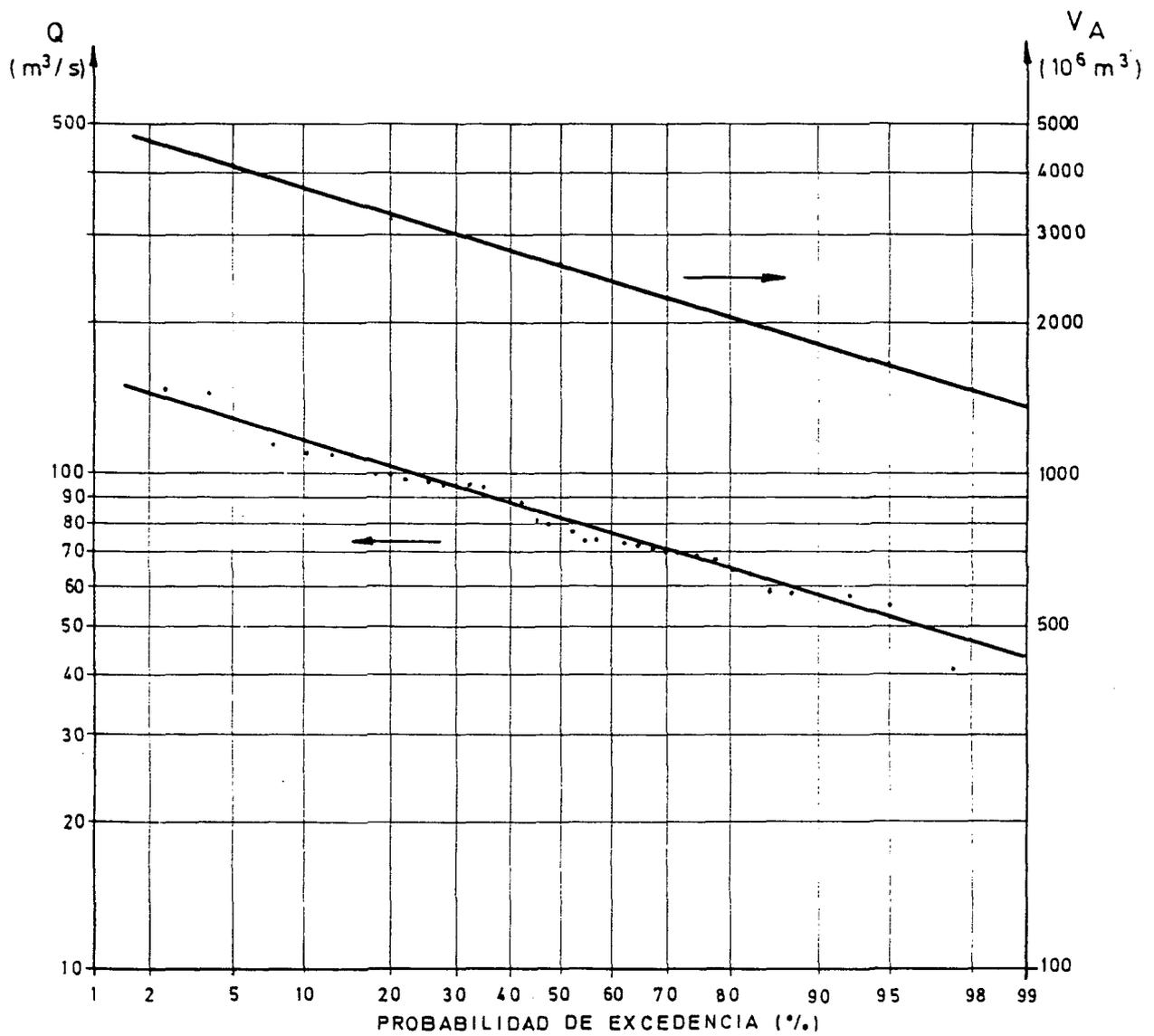
(Período 1941/42 - 1980/81)

VARIACION ESTACIONAL DEL CAUDAL MEDIO MENSUAL

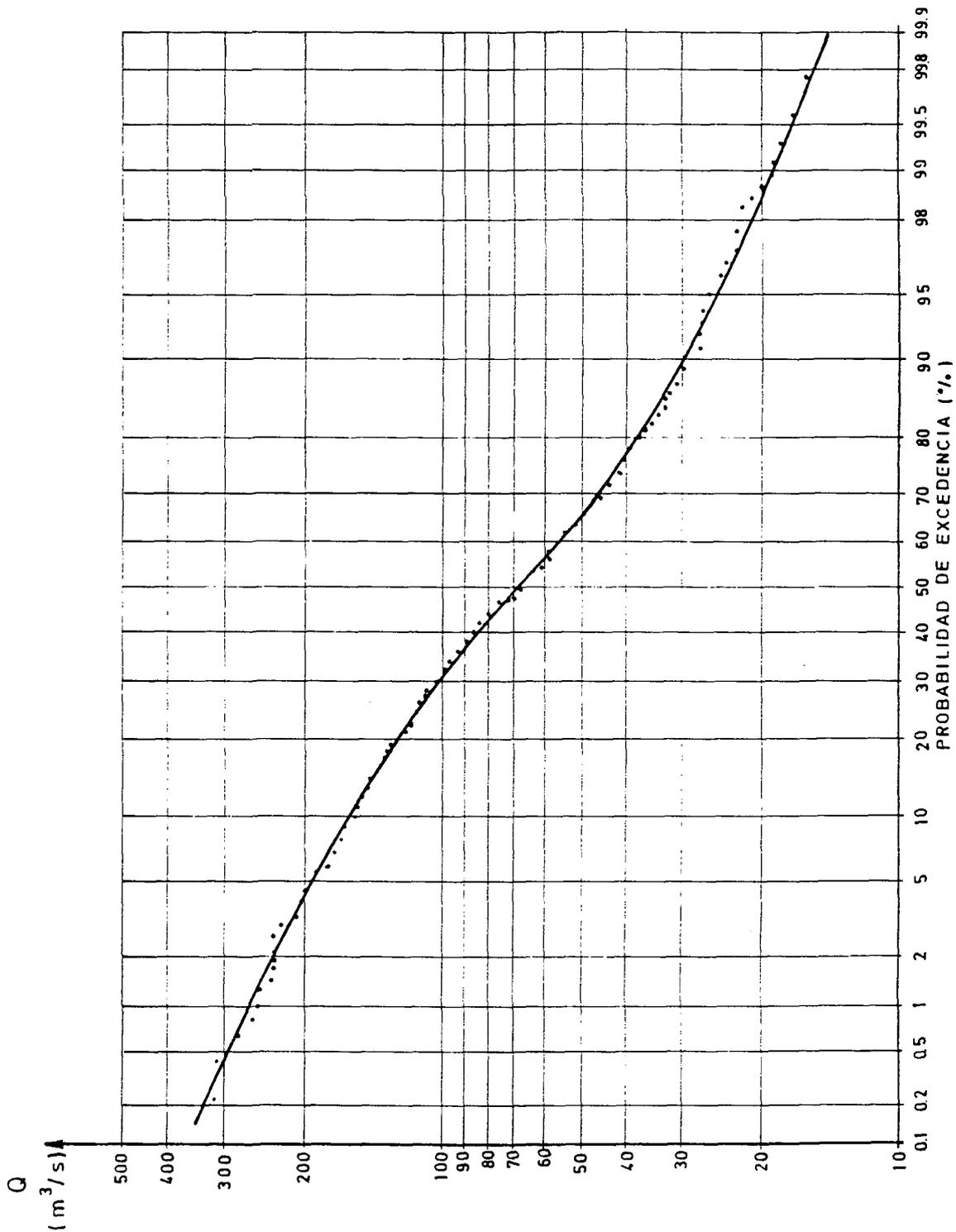
PROBABILIDAD DE EXCEDENCIA (%)

MES	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95
ABR	72	65	56	51	47	43	39	36	33	29	25
MAY	81	62	47	40	35	32	30	27	25	23	22
JUN	78	58	44	37	33	30	27	25	23	20	19
JUL	114	82	58	47	40	36	32	29	26	23	21
AGO	86	72	60	51	45	40	35	31	27	22	18
SET	86	75	63	56	51	45	41	37	33	27	22
OCT	127	112	96	85	78	72	65	60	53	46	37
NOV	180	165	148	132	125	118	110	102	96	84	76
DIC	275	245	210	190	172	160	145	132	120	104	91
ENE	270	235	202	180	164	150	136	124	110	94	83
FEB	208	172	142	125	114	106	99	92	86	81	76
MAR	132	115	98	88	81	74	69	64	59	53	50

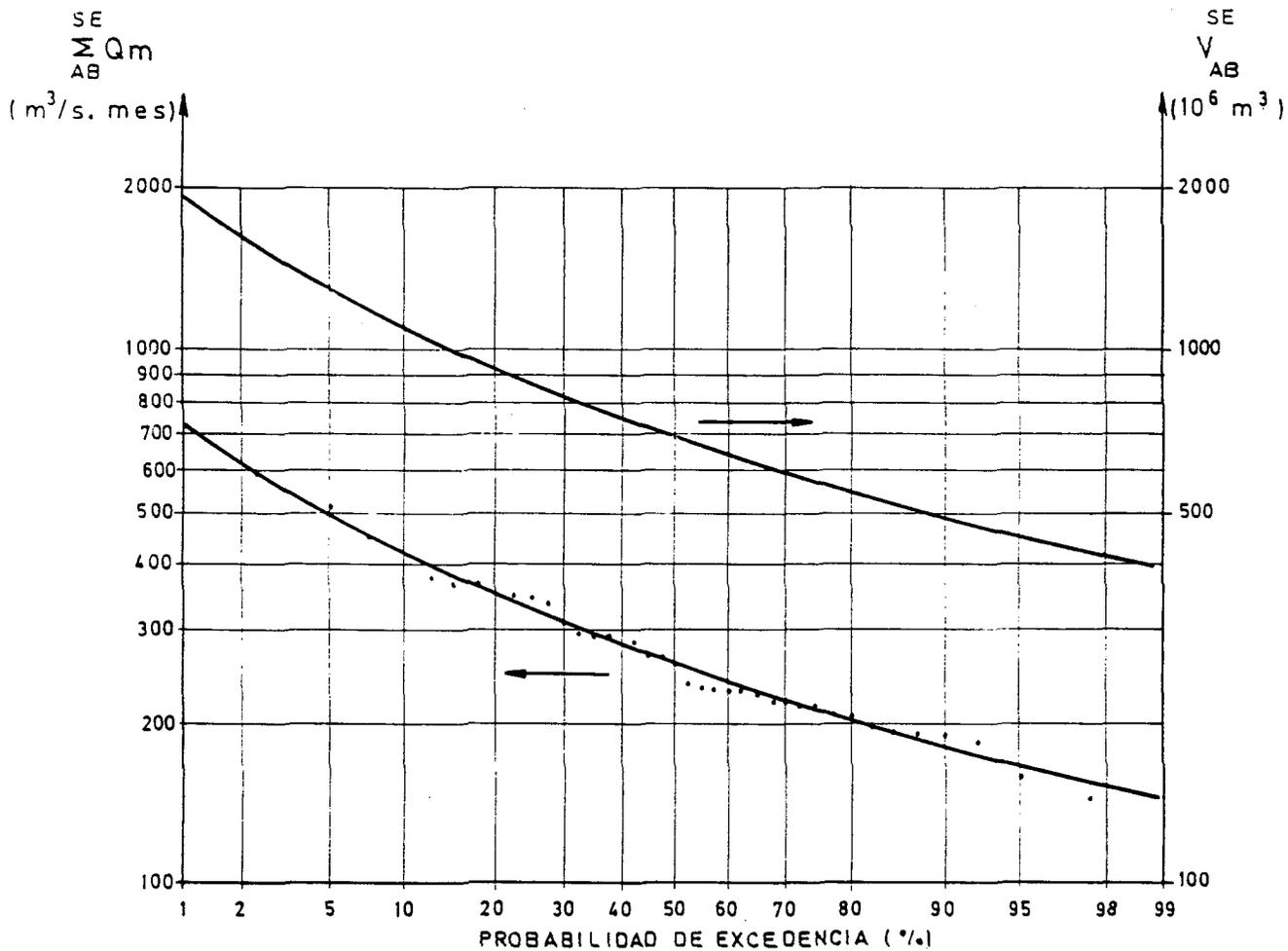
CENTRAL SAUZAL  
 CACHAPOAL EN PUENTE TERMAS (RN)  
 DURACION GENERAL DEL CAUDAL MEDIO ANUAL  
 (PERIODO 1941/42-1980/81)



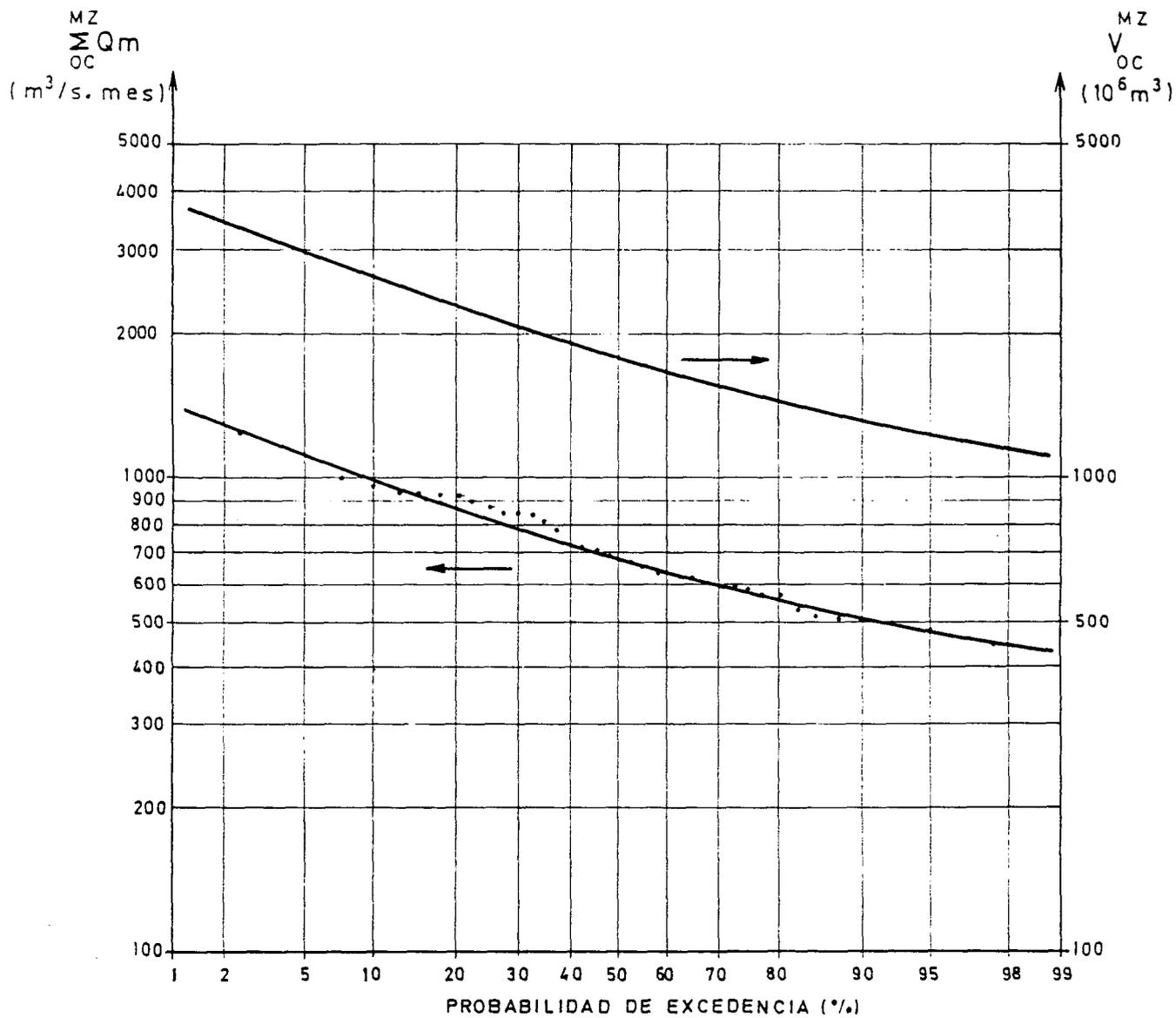
CENTRAL SAUZAL  
CACHAPOAL EN PUENTE TERMAS (RN)  
DURACION GENERAL DEL CAUDAL MEDIO MENSUAL  
(PERIODO 1941/42-1980/81)



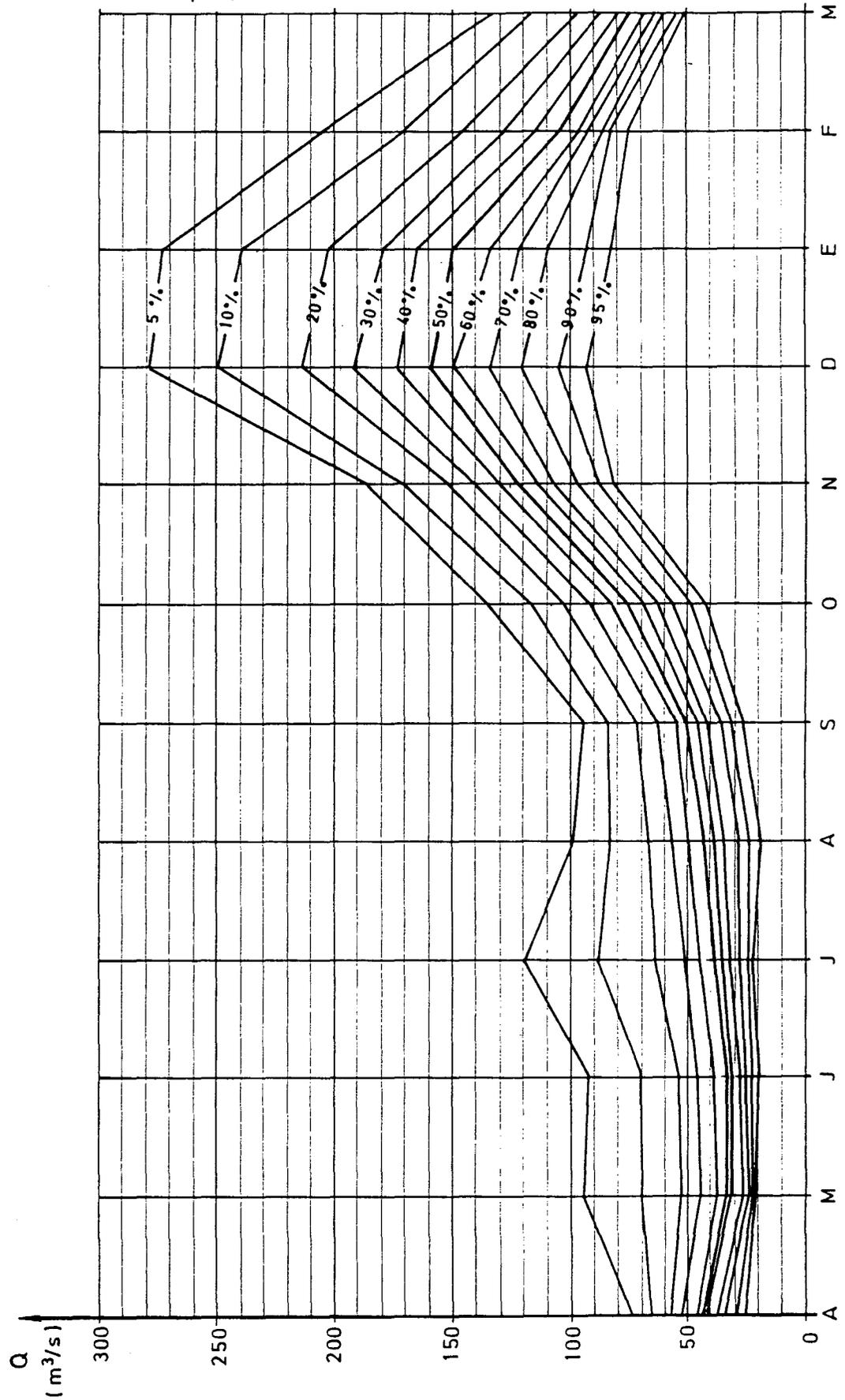
CENTRAL SAUZAL  
 CACHAPOAL EN PUENTE TERMAS (RN)  
 DURACION GENERAL DEL PERIODO PLUVIAL ( $\sum_{AB}^{SE} Q_m, V_{AB}^{SE}$ )  
 (PERIODO 1941/42-1980/81)



CENTRAL SAUZAL  
 CACHAPOAL EN PUENTE TERMAS (R.N)  
 DURACION GENERAL DEL PERIODO DE DESHIELO  $(\sum_{OC}^{MZ} Q_m, V_{OC}^{MZ})$   
 ( PERIODO 1941/42-1980/81)



CENTRAL SAUZAL  
CACHAPOAL EN PUENTE TERMAS (R.N)  
VARIACION ESTACIONAL DEL CAUDAL MEDIO MENSUAL  
(PERIODO 1941/42-1980/81)



## CAPITULO 7

### TRAZADO DE MAPAS DE ISOYETAS, ISOTERMAS E ISOLINEAS DE EVAPOTRANSPIRACION Y ESCORRENTIA Y CAUDALES ESPECÍFICOS.

#### 1.- MAPAS DE ISOYETAS, ISOTERMAS E ISOLINEAS DE EVAPOTRANSPIRACION Y ESCORRENTIA

El trazado de estos mapas, debe realizarse de forma que en cada punto de la cuenca se cumpla el balance hidrológico, es decir, se obtenga la relación

$$P = E + E_{vp} \pm D. \quad (1-7)$$

o bien

$$E = P - E_{vp} \pm D. \quad (2-7)$$

siendo

P = Precipitación en mm.

E = Escorrentía en mm.

$E_{vp}$  = Evapotranspiración real en mm.

D = Término de discrepancia que debe ser muy pequeño.

El término evapotranspiración corresponderá a la del suelo natural cuando no existen zonas cultivadas, pero en el caso que estas existan, se deberán sumar los dos valores de la evapotranspiración calculada para cada tipo de suelo. En este caso, la evaporación total de la cuenca será:

$$E_{vp} = \frac{E_{vnp} \cdot S_n + E_{vpr} \cdot S_r}{S_n + S_r} \quad (3-7)$$

donde

$E_{vnp}$  = evapotranspiración del suelo natural

$E_{vpr}$  = evapotranspiración de la zona de riego.

$S_n$  = superficie del suelo natural

$S_r$  = Superficie del suelo bajo riego

S =  $S_n + S_r$ , superficie total de la cuenca.

Para estimar la evapotranspiración real, cuando no existen zonas de riego, se utilizará alguno de los métodos analizados en el capítulo 5. Por el buen resultado obtenido en los estudios

que se han realizado, se recomienda el método de Turc, para lo cual es necesario conocer la temperatura media anual, lo que nos obliga a trazar un mapa de isotermas. Si en la cuenca existieran zonas de riego, habría que individualizarlas y calcular su evapotranspiración por alguno de los métodos conocidos, como el de Blaney y Criddle.

El esquema para obtener el trazado del mapa de la escorrentía se ha incluido en la figura A de la lámina 1-7, que está de acuerdo con las ecuaciones (1-7) y (2-7), por lo tanto será necesario trazar cuatro mapas, uno de isoyetas, otro de isotermas, a partir de los cuales se trazarán el de isocurvas de evapotranspiración y otro de isocurvas de escorrentía. La secuencia a seguir sería:

- 1° Se traza el mapa de isoyetas
- 2° Se traza el mapa de isotermas
- 3° Superponiendo los dos mapas se traza el mapa de evapotranspiración, (Figura B, lámina n° 1-7)
- 4° En forma análoga, superponiendo los mapas de isoyetas y evapotranspiración se traza el de escorrentía.
- 5° Como el caudal es el parámetro que se obtiene con mayor precisión, la escorrentía  $E$  calculada a partir de la estadística pluviométrica no puede ser modificada y debe coincidir con la obtenida utilizando el mapa de isocurvas de escorrentía. En el caso que esto no ocurra, se deberán trazar de nuevo los mapas de isoyetas, isotermas y por lo tanto los de isocurvas de evapotranspiración. El método es reiterativo y de aproximaciones sucesivas. La forma de operar es calculando el mayor número de puntos en cada uno de los mapas, correspondientes a las intersecciones o interpolaciones de las isocurvas.

Para facilitar el trazado de las isoyetas e isotermas, se deberán calcular los perfiles pluviométricos y térmicos que relacionan la variación de la precipitación y de la temperatura con la altitud y de los que se puede obtener el gradiente pluviométrico y térmico, facilitando el trazado de las isocurvas, que será similar al de las curvas de nivel de la cuenca. En las láminas n° 2-7 y 3-7 se han incluido algunos de dichos perfiles pluviométricos y térmicos.

Por tal motivo será indispensable contar con una carta geográfica de escala apropiada que tenga curvas de nivel (1:250.000, 1:500.000)

Para facilitar el trazado de los mapas de una cuenca grande, se deberá subdividir en subcuencas, cuya salida esté controlada por una estación hidrométrica y a cada una se le aplicará el

método explicado anteriormente, debiéndose comprobar posteriormente que las isolineas se continúan a las otras subcuencas, es decir deben tener continuidad. Lo mismo debe verificarse cuando se trata de cuencas vecinas.

El trazado de los mapas significa efectuar el balance hidrológico de una cuenca en forma gráfica, siendo conveniente empezar por las subcuencas de aguas arriba y continuar hacia las de aguas abajo. (Figura A, Lámina n° 4-7).

## 7.2.- MAPA DE CAUDALES ESPECIFICOS.

Se denomina "**caudal específico**", ( $q$ ), al caudal por unidad de superficie y se expresa en l/s.Km<sup>2</sup>, obteniéndose dividiendo el caudal de una cuenca, expresado en l/s, por el área de la cuenca.

La subdivisión que se efectúe de la cuenca, dependerá del estudio que deseemos realizar y de las estaciones de control hidrométrico que existan. Generalmente se consideran subcuencas que tienen control de caudales en su salida.

Se pueden realizar mapas de caudales específicos correspondientes a caudales medio anuales, medio mensuales, de distintas probabilidades, etc.

En la figura B de la lámina n° 4-7, se ha dibujado un mapa representativo de una cuenca con las subcuencas en que se ha dividido.

El cálculo del mapa se realiza desde las subcuencas de aguas arriba hacia las de aguas abajo.

A toda subcuenca le corresponde un caudal específico igual a

$$q(i+1) = \frac{Q(i+1) - Q(i)}{A(i+1) - A(i)} \quad (3-7)$$

donde

$Q(i+1)$  = Caudal a la salida de la subcuenca.

$Q(i)$  = Caudal o suma de caudales que entran a la cuenca

$A(i+1)$  = Superficie de la cuenca total del río, punto  $i+1$

$A(i)$  = Suma de las superficies de la o las cuencas de aguas arriba de los puntos  $i$ .

LAMINA N°1-7

ESQUEMA TRAZADO MAPA DE ESCORRENTIA

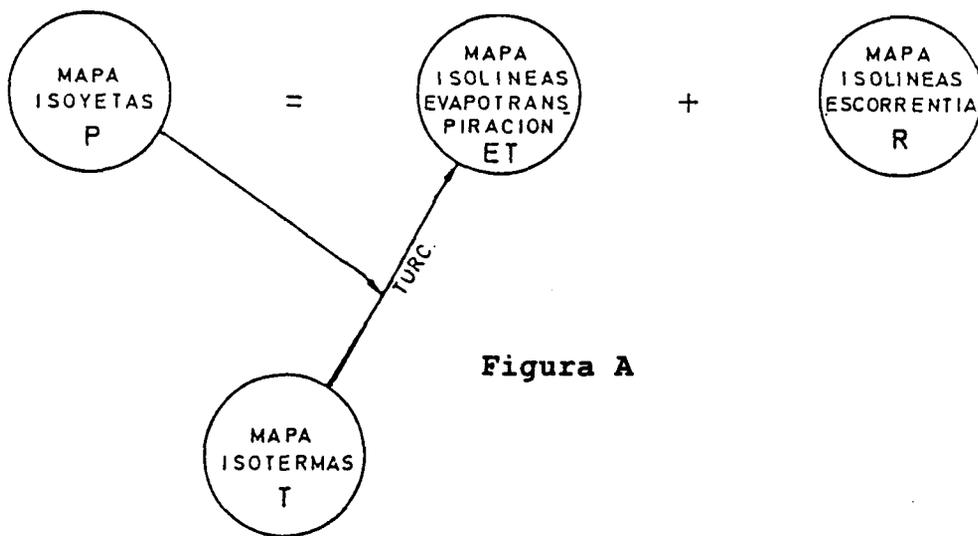


Figura A

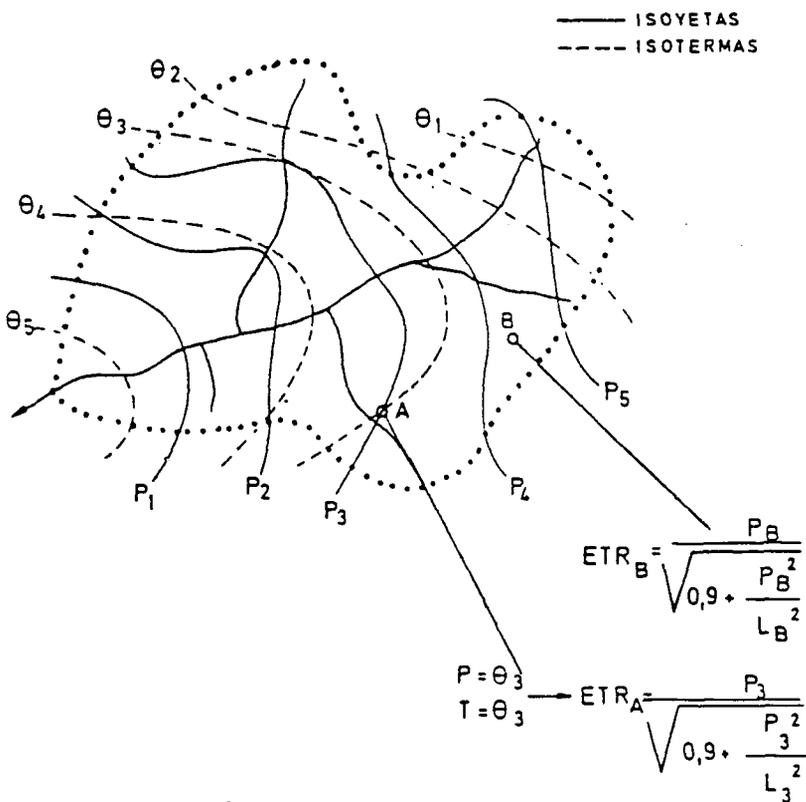
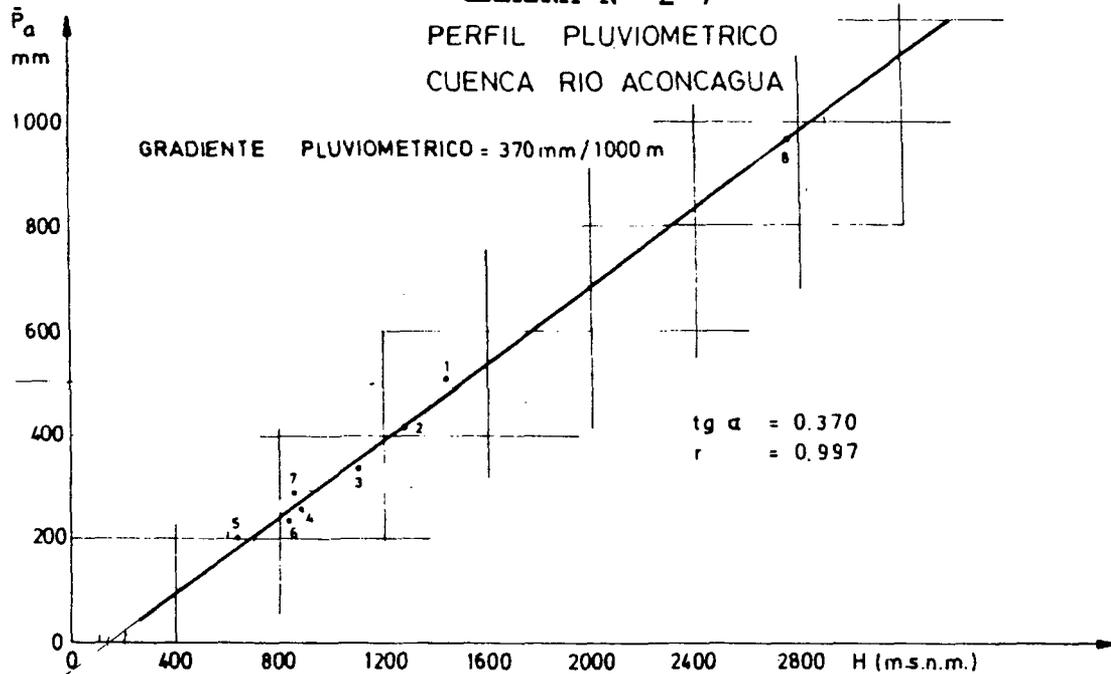


Figura B

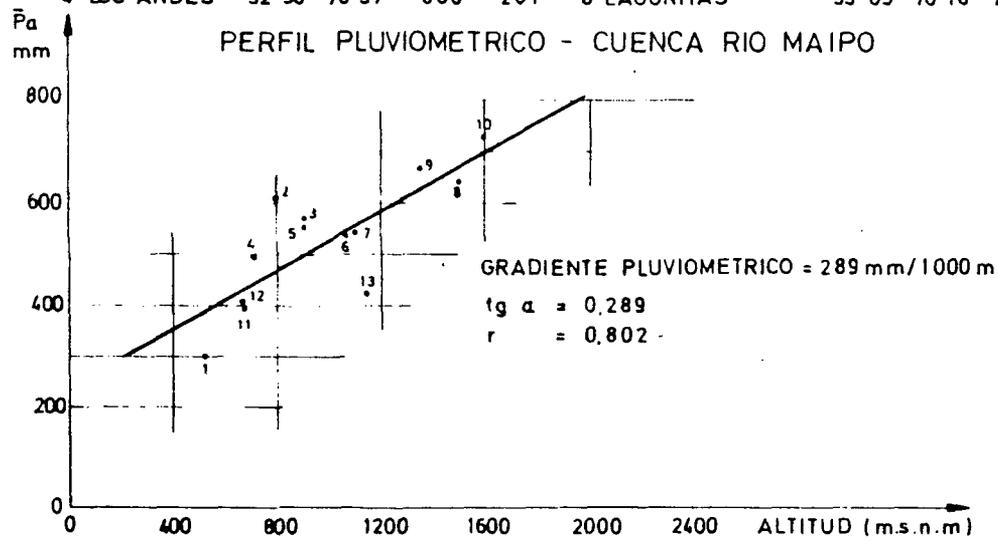
TERAZADO DEL MAPA DE EVAPOTRANSPIRACIÓN

LAMINA N° 2-7

PERFIL PLUVIOMETRICO  
CUENCA RIO ACONCAGUA



	LAT	LONG	H	P		LAT	LONG	H	P
1 RIO BLANCO	32°54'	70°18'	1450	512	5 SAN FELIPE	32°45'	70°43'	640	205
2 RIECILLOS	32°56'	70°21'	1290	417	6 SAN ESTEBAN	32°48'	70°35'	832	238
3 VILCUYA	32°51'	70°28'	1100	340	7 FDO. EL SAUCE	32°50'	70°33'	850	289
4 LOS ANDES	32°50'	70°37'	880	261	8 LAGUNITAS	33°05'	70°16'	2766	974



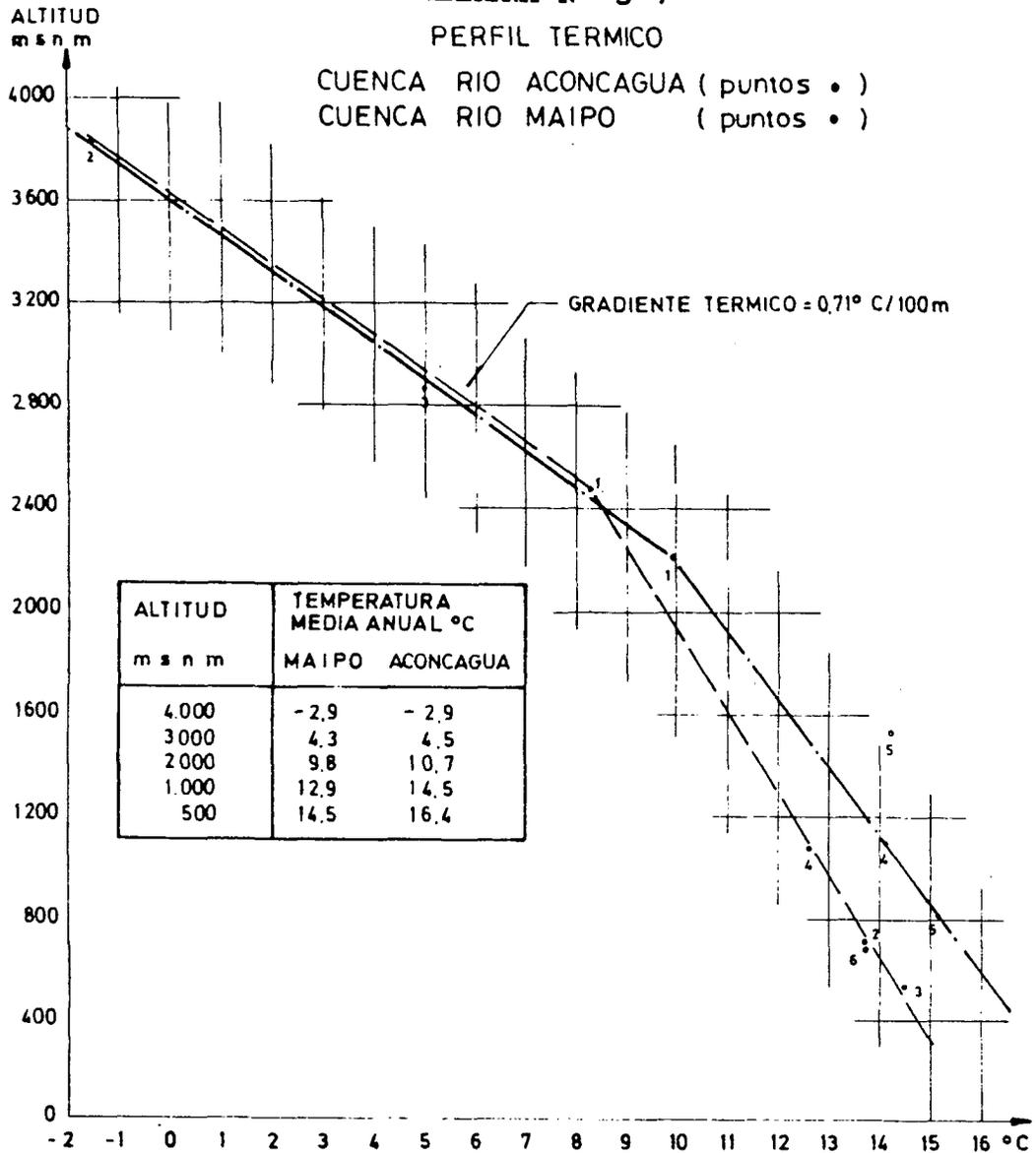
	ALT.	$\bar{P}_a$		ALT.	$\bar{P}_a$
1 SANTIAGO	520	299	8 EL VOLCAN	1500	642
2 LA OBRA DE MAIPO	799	610	9 QUELTEHUES CN	1365	666
3 RIO COLORADO	910	570	10 LAS MELOSAS	1600	728
4 PUENTE ALTO	713	496	11 PIRQUE	670	397
5 SN. JOSE RETEN	915	555	12 LA FLORIDA	665	407
6 SN. JOSE DE MAIPO	1060	536	13 LOS MAITENES PTA. 1.	1140	424
7 SN. ALFONSO	1100	541			

LAMINA N° 3-7

PERFIL TERMICO

CUENCA RIO ACONCAGUA ( puntos • )

CUENCA RIO MAIPO ( puntos • )



	LAT.	LONG	ALT.	T	
1 JUNCAL	32° 51'	70° 10'	2.217	9,9	ACONCAGUA ( puntos • )
2 CRISTO REDENTOR	32° 50'	70° 07'	3.830	-1,5	
3 PORTILLO	32° 50'	70° 09'	2.861	5,0	
4 VILCUYA	33° 50'	70° 32'	1.100	14,1	
5 LOS ANDES	32° 50'	70° 36'	816	15,2	
1 EMBALSE ELYESO	32° 41'	70° 07'	2.475	8,3	MAIPO ( puntos • )
2 EMBALSE RUNGUE	33° 02'	70° 54'	710	13,7	
3 SANTIAGO	33° 27'	70° 42'	520	14,5	
4 SN. JOSE DE MAIPO	33° 39'	70° 22'	1.060	12,6	
5 LAS MELOSAS	33° 54'	70° 12'	1.527	14,2	
6 PIRQUE	33 57	70 31	680	13,7	

LAMINA N° 4-7

- ⊙ ESTACIONES HIDROMETRICAS
- LIMITE DE CUENCA
- LIMITE DE SUBCUENCAS

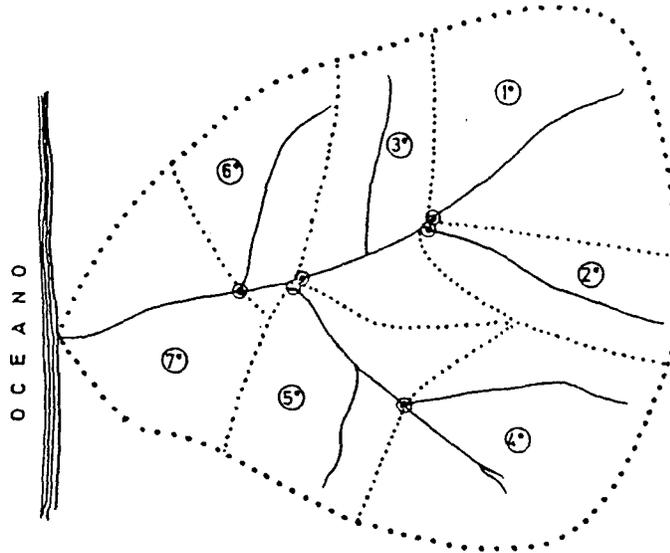


Figura A

ORDENAMIENTO DE CUENCAS PARA EL BALANCE

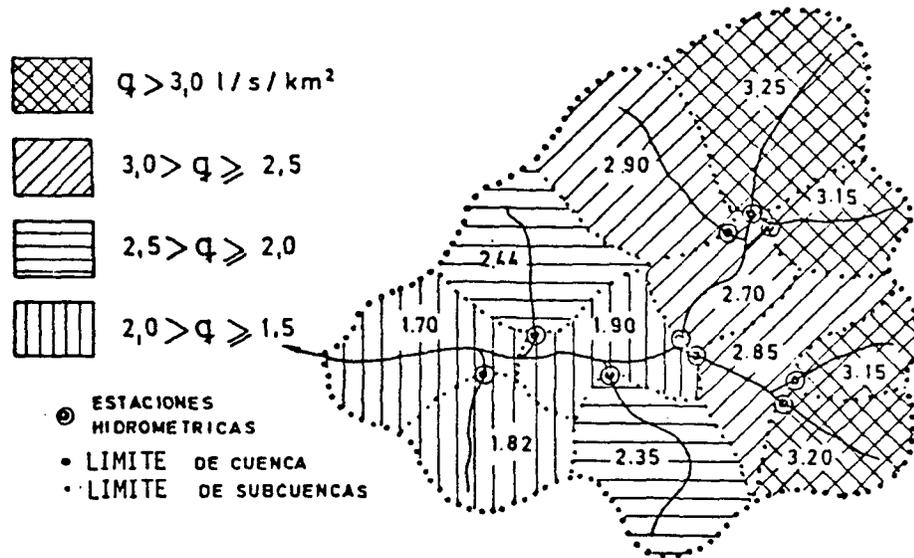


Figura B

MAPA DE CAUDALES ESPECIFICOS

## CAPITULO 8

### ESTIMACION DE CAUDALES DISPONIBLES PARA LA CONCESION DE DERECHOS DE APROVECHAMIENTO

#### 8.1.-CARACTERISTICAS HIDRICAS DEL RIO QUE DEBEN CONOCERSE PARA LA CONCESIÓN DEL DERECHO DE APROVECHAMIENTO.

De acuerdo con el artículo 22 del Código de Aguas "la autoridad constituirá el derecho de aprovechamiento sobre aguas existentes en fuentes naturales y en obras estatales de desarrollo del recurso, no pudiendo perjudicar ni menoscabar derechos de terceros", no pudiendo negarse a la entrega de esa concesión si en el punto en que solicita dicho derecho existe caudal disponible.

De aqui se desprende que para la concesión del derecho de aprovechamiento, es necesario cumplir ciertos principios y las Normas que dicte la Dirección General de Aguas, (en adelante DGA)

De acuerdo con el Código y las Normas establecidas por la DGA tenemos:

- 1° El caudal disponible para conceder en el punto de captación un derecho de aprovechamiento de caracter **permanente** debe tener, como máximo, una probabilidad de excedencia del 85%.
- 2° El caudal disponible para conceder en el punto de captación un derecho de aprovechamiento de caracter **eventual**, debe ser como máximo el correspondiente al de una probabilidad de excedencia 5%. El caudal máximo que se puede conceder es aquel que no produce daños ecológicos.
- 3° El caudal disponible para conceder en el punto de captación un derecho de aprovechamiento permanente, será igual al caudal en régimen natural del curso de agua, menos los derechos de aprovechamiento permanentes concedidos con anterioridad aguas arriba. Lo mismo se puede aplicar a los eventuales.
- 4° El caudal disponible para conceder en el punto de captación un derecho de aprovechamiento permanente, no deberá perjudicar los derechos de aprovechamiento permanentes concedidos aguas abajo con anterioridad, o sea aguas abajo debe existir disponibilidad del recurso.
- 5° Los puntos 3° y 4° significan que para conceder un derecho de aprovechamiento permanente en un afluente, deberá existir

caudal disponible, no solo aguas arriba del punto de captación, sino también en el curso de agua comprendido entre dicho punto y su confluencia con el río y en el tramo comprendido entre dicha confluencia y su desembocadura al mar.

Para comprender mejor los puntos 3°, 4° y 5° nos debemos remitir a la lámina nº 1-8.

Los derechos solicitados en el punto X del afluente, (QDAS), se pueden conceder, si el caudal en régimen natural en ese punto, [QX(RN)] es mayor que los derechos comprometidos, [ QDA(X)] y su diferencia mayor de los derechos solicitados. Pero como no se pueden perjudicar los de aguas abajo, se le podrán conceder siempre que el caudal en régimen natural en su desembocadura en el río [QY(RN)] sea mayor que los derechos de aprovechamiento concedidos en toda la subcuenca [ QDA(Y)]. Igualmente la diferencia entre el régimen natural del río en la desembocadura [QZ(RN)] y los derechos concedidos en toda la cuenca [ QDA(Z)] deben ser mayores que los derechos solicitados.

Este razonamiento es válido tanto para los derechos permanentes como para los eventuales.

Con el fin de facilitar el cálculo del caudal ecológico, es conveniente determinar como antecedente el caudal mensual de probabilidad de excedencia 95% que podría considerarse como el caudal mínimo que deberá llevar el río. El problema se reduce a calcular dichos caudales.

## 8.2.- ESTIMACION DE LOS CAUDALES 5, 85 Y 95%

Como generalmente los lugares donde se solicitan los derechos de aprovechamiento no tienen control pluviométrico, se deberán utilizar métodos indirectos que nos permitan transferir a la cuenca en estudio, los antecedentes existentes en una cuenca con control pluviométrico y características hídricas similares. Preferentemente, se debe elegir aquella a la cual pertenece el punto donde se solicita el derecho de aprovechamiento.

Para solucionar el problema lo mejor es utilizar el caudal medio anual como parámetro de forma que, a partir de ese mapa, se puede estimar el caudal medio anual de cualquier cuenca a partir de la ecuación

$$Qa = \frac{Ea \cdot S}{Ta \cdot 1000} \quad (m^3/s) \quad (1-8)$$

donde

Qa = caudal medio anual.

Ea = Escorrentia media anual, en mm obtenida del mapa.

S = Superficie de la cuenca en m<sup>2</sup>  
Ta = Segundos de un año, 31,536\*10<sup>6</sup>

En el capítulo 7 se estudio la metodología para el trazado de un mapa de isolineas de igual escorrentía media anual.

La forma de operar seria la siguiente:

1° Trazado del mapa de isolineas de escorrentía media anual de la cuenca o subcuenca en estudio, cuyas isolineas tengan una separación 100 mm a una máxima de 200 mm, en un mapa de escala 1:250.000, que es bastante manejable. La estadística de dicha cuenca o subcuenca se adoptará como Estadística Base.

2° Variación estacional del caudal mensual de la Estadística Base, la que se transformará en porcentual dividiendo los caudales por al caudal medio anual, o sea

$C = Q_m(X\%) / Q_a$   
donde

C = Coeficiente

$Q_m$  = Caudal mensual de probabilidad de excedencia X%

de esta forma obtenemos el cuadro y gráfico incluidos en la lámina n° 2-8.

3° Con el fin de evitar problemas en la ubicación del punto en estudio y en el cálculo del area de la superficie de las cuencas, se trabajará con la carta del IGM de escala 1:50.000, al cual se transparará el mapa de isolineas de escorrentias medias anuales, calculado previamente en escala 1:250.000.

6° El estudio se completará con la comparación de los aforos que se realicen en el lugar de la petición y los caudales que llevaba el rio ese dia, o el caudal medio mensual del mismo mes, en la estación de control de la Estadística Base.

Estas curvas porcentuales serán representativa de aquellas cuencas o subcuencas que, estando en la cuenca de la Estadística Base o cercanas a ella, tengan un régimen hídrico análogo,

Para ordenar los cálculos que deben realizarse es conveniente utilizar una planilla de cálculo, como la que se incluye en el cuadro n° 1-8.

### **8.3.- UTILIZACION DE LOS AFOROS AISLADOS**

En toda cuenca, aunque sea homogenea hidrologicamente, se producen discrepancias por condiciones locales, o sea, la

magnitud de la escorrentía de una subcuenca puede diferir de la escorrentía media de la cuenca.

Los aforos aislados realizados en un río, estero, etc., proporcionan caudales que por sí solo indican poco respecto de su probabilidad de excedencia, pero relacionados con caudales medidos en una estación fluviométrica ubicada a la salida de la cuenca o, en último caso, en una cuenca cercana y homogénea con ella, puede entregar una referencia aceptable sobre su probabilidad.

El concepto de homogeneidad, como se ha expresado anteriormente, indica que si bien los caudales son diferentes, la distribución del caudal a lo largo del año es la misma, es decir tienen igual régimen hídrico, por ello la comparación es conveniente realizarla entre producciones específicas (l/s.Km<sup>2</sup>), cuyos valores deben ser semejantes, indicando la diferencia su distinta pluviosidad y en alguna medida su diferente superficie.

Si se afora un afluente o subafluente de un río que controla la cuenca o pertenece a una cercana, debe efectuarse la comparación entre la producción específica del aforo y la del caudal registrado ese mismo día en la estación hidrométrica. El coeficiente que se obtiene

$$m = \frac{q(\text{aforo})}{q(\text{estación hidrométrica})} \quad (1-8)$$

nos indicará la relación existente entre las producciones específicas de ambas cuencas, la que debería ser cercana a la unidad, lo que significaría que la probabilidad de ambos caudales es análoga, por lo cual la variación estacional porcentual del coeficiente "C", puede ser utilizada en el cálculo de los caudales en el lugar que se está estudiando. La relación de caudales debe ser análoga a la de los caudales anuales. De esta forma se puede verificar que las estimaciones realizadas son válidas.

Estas relaciones dan buenos resultados durante el periodo de recesión, excepto después de una lluvia de cierta magnitud, por sus diferentes tiempos de concentración y almacenamiento de las cuencas.

Este coeficiente "m", puede considerarse válido para cualquier probabilidad de excedencia, o sea:

$$m = q_e(P\%) / q_{EB}(P\%) \quad (2-8)$$

donde

$q_e(P\%)$  = producción específica de probabilidad de excedencia  $P\%$ , en el punto de estudio, donde se realizó el aforo.

$q_{EB}(P\%)$  = igual pero en la estadística de la Estación Base.

De esta forma se puede utilizar el caudal aforado en la estimación de los caudales disponibles.

Cuando las producciones específicas no son análogas debe efectuarse un estudio detallado del caso.

#### 8.4.-PRESENTACION DE LOS RESULTADOS.

(Este punto debe ser resuelto por el Departamento de Administración de Recursos Hídricos, por lo cual lo que se expresa es solo el punto de vista del redactor de este trabajo)

El otorgamiento del derecho de aprovechamiento hemos visto que depende del caudal disponible y de los derechos de aprovechamiento que deben ser respetados.

Si bien el derecho de aprovechamiento se realiza en un punto, el problema es también espacial. Por este motivo, es conveniente dibujar las cuencas o subcuencas en un carta de escala 1:50.000 del IGM. o utilizando el Sistema de información Geográfica, en las que se deben ubicar los puntos en los cuales se han otorgado los derechos de aprovechamiento, indicando el número del expediente y la superficie de la cuenca en Km<sup>2</sup>, para asegurar la concordancia de estos datos.

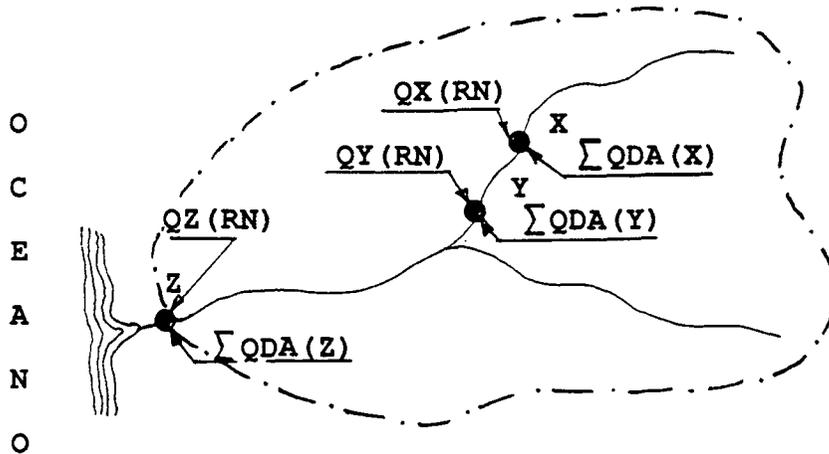
En una ficha se deberán incluir aparte de su identificación y datos geográficos, tres Tablas, una para cada derecho de aprovechamiento solicitado, (Permanente, eventual) y otra para los caudales de probabilidad 95%. Las dos primeras contendrán;

1)	(2)	(3)	(4)=(2)-(3)	(5)	(6)=(4)-(5)	(7)
MES	Q(85%)	∑DAPCAA	DIF(85%)	DAPS	QPD(85%)	QDAAb

siendo:

- (1) Nombre del mes
- (2) Caudal de probabilidad 85%(5%)
- (3) Suma de Derechos de Aprovechamiento Permanentes Concedidos Aguas Arriba.
- (4) Diferencia entre los caudales disponibles (85%) y los concedidos aguas arriba, si es >0, existe disponibilidad.
- (5) Derechos de aprovechamiento permanentes solicitados
- (6) Caudales disponibles para entregar nuevos derechos permanentes
- (7) Caudales disponibles aguas abajo, lo que significa que aguas abajo el río no está agotado.

CONCESION DEL DERECHO DE APROVECHAMIENTO EN EL PUNTO X



si  $QX(RN) - \sum QDA(X) > 0$

SI  $QY(RN) - \sum QDA(Y) > 0$

SI  $QZ(RN) - \sum QDA(Z) > 0$

Se puede conceder el derecho de aprovechamiento si

$QX(RN) - \sum QDA(X) > QDAS \text{ SOLICITADO}$

$QY(RN) - \sum QDA(Y) > QDAS \text{ SOLICITADO.}$

$QZ(RN) - \sum QDA(Z) > QDAS \text{ SOLICITADO}$

siendo

$QDAS =$  Caudal del derecho de aprovechamiento solicitado.

$QX(RN) =$  Caudal en regimen natural en el punto X

$\sum QDA(X) =$  Suma de los derechos de aprovechamiento aguas arriba del punto X.

$QY(RN) =$  Caudal en régimen natural en el punto Y

$\sum QDA(Y) =$  Suma de los derechos concedidos aguas arriba de la desembocadura en el río.

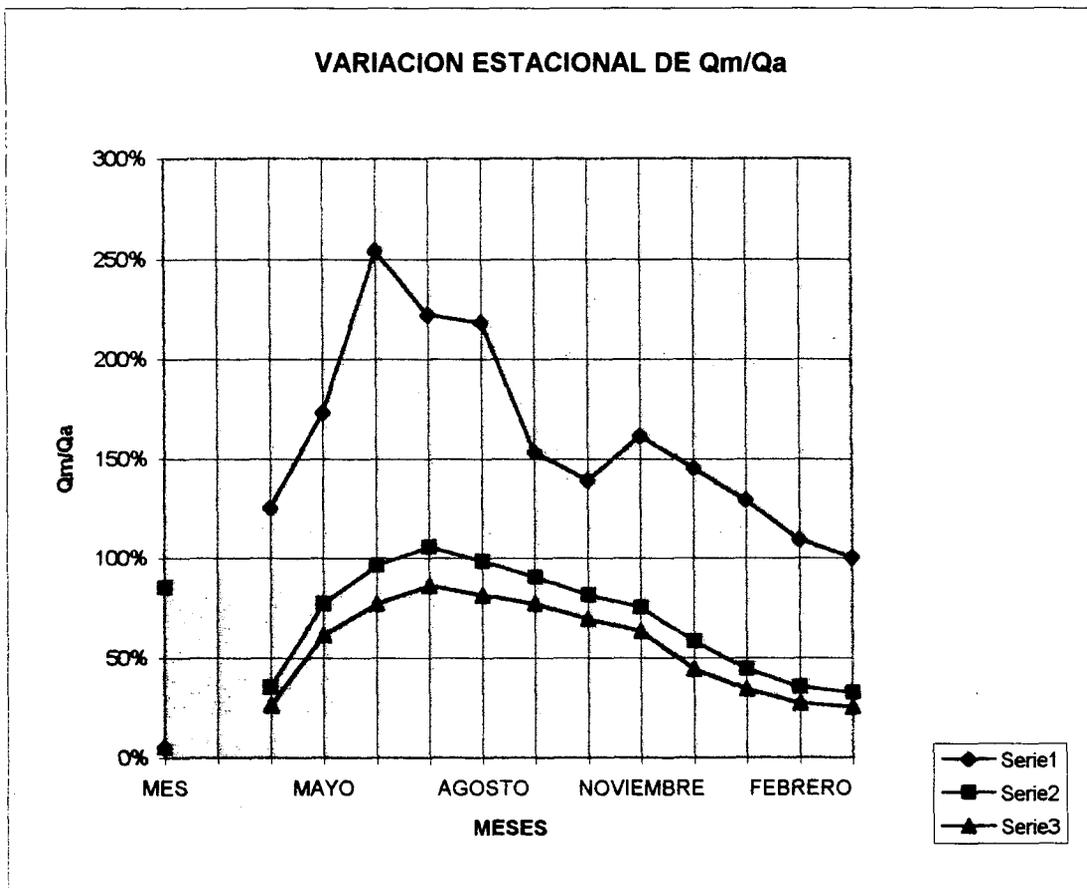
$QZ(RN) =$  Caudal en regimen natural en el punto Z

$\sum QDA(Z) =$  Suma de los derechos concedidos aguas arriba de la desmbocadura en el oceano.

LAMINA 2-8

CUENCA ALTA RIO BUENO  
 VARIACION ESTACIONAL DEL COEFICIENTE  $C = Q_m/Q_a$

MES	PROBABILIDAD		
	5%	85%	95%
ABRIL	1,25	0,35	0,26
MAYO	1,73	0,77	0,61
JUNIO	2,54	0,96	0,77
JULIO	2,22	1,05	0,86
AGOSTO	2,18	0,98	0,81
SEPTIEMBRE	1,53	0,90	0,77
OCTUBRE	1,39	0,81	0,69
NOVIEMBRE	1,61	0,75	0,63
DICIEMBRE	1,45	0,58	0,44
ENERO	1,29	0,44	0,34
FEBRERO	1,09	0,35	0,27
MARZO	1,00	0,32	0,25



**CUADRO Nº 1-8**  
**CALCULO DE CAUDALES DISPONIBLES**

CUENCA..... EXPEDIENTE..... FECHA.....  
 SUBCUENCA..... COORDENADAS UTM.....  
 DERECHO DE APROVECHAMIENTO SOLICITADO.....  
 SUMA D.A. AGUAS ARRIBA.....

**DATOS**

S = .....Km2 (Escala mapa = .....

E = .....m/año

Q = E\*S/31,536 = .....m3/s=.....l/s

ESTADISTICA BASE.....

**COEFICIENTES C**

**CAUDALES DISPONIBLES**

MES	5%	85%	95%	5%	85%	95%	5%-85%
ABRIL							
MAYO							
JUNIO							
JULIO							
AGOSTO							
SETIEMBRE							
OCTUBRE							
NOVIEMBRE							
DICIEMBRE							
ENERO							
FEBRERO							
MARZO							
<b>PROMEDIO</b>							
<b>VOLUMEN</b>							

VOLUMEN =PROMEDIO\* 31,536 millones m3

**AFOROS REALIZADOS**

FECHA	PROB.MES	Qm=C(%)*Qa

FECHA.....

CALCULO.....

## CAPITULO 9

### CARACTERIZACION DE LOS REGIMENES PLUVIOMETRICOS E HIDRICOS EN CHILE.

#### 9.1.- GENERALIDADES.

Chile continental se desarrolla en una franja orientada de norte a sur, siendo su superficie de 757.000 km<sup>2</sup>. su longitud entre la frontera de Perú al Norte y el cabo de Hornos al Sur es de 4.200 Km., su ancho medio es de 180 Km y el ancho máximo de 400 Km a la altura de Antofagasta.

Sus características climáticas son consecuencia de su forma y su ubicación en la Tierra entre los paralelos 17° y 56°S y por la existencia de la cordillera de Los Andes al Este y el océano Pacífico al Oeste, así como por la corriente de Humbolt que baña sus costas. Como se vio en el capítulo 1 está afectado por los alisios y por el anticiclón del Pacífico, el cual tiene su centro entre los 25° y 30° S., y actúa como barrera a los frentes polares que llegan desde el océano Pacífico. En verano se traslada hacia el Sur impidiendo que las precipitaciones alcancen a la zona Norte y Centro-Norte; en el invierno se traslada hacia el Norte alcanzando esas zonas los frentes polares, con menor frecuencia cuanto más al Norte se encuentre la cuenca. El extremo Norte-Este se encuentra afectado por la región de baja presión continental que pertenece al régimen amazónico.

Como consecuencia de lo expresado, en Chile se tienen todo tipo de climas, menos el tropical-húmedo.

Se pueden distinguir 6 grandes regiones climáticas: (Lamina n° 1-9)

**-Región de clima desértico,** al Norte del paralelo 26°, correspondiente al Norte Grande, en la que por estar afectada a los vientos alisios y a las bajas temperaturas del océano Pacífico, las precipitaciones son casi nulas (Antofagasta tiene un promedio de 1,08 mm/año.

**-Región de clima sub-tropical,** que corresponde a la zona del Altiplano con intensas lluvias de tipo convectivo en el periodo (Noviembre Marzo).

**-Región de clima semi-desértico,** situado entre los 26° y 31° S. correspondiente a la zona Centro-Norte, que se caracteriza porque las precipitaciones importantes se producen generalmente en el periodo Abril-Setiembre, al debilitarse el anticiclón del Pacífico.

**-Región de clima mediterráneo**, que está situada entre los 31° y 38° S. correspondiente a la zona Centro-Sur. A esta región llegan los frentes polares con mas frecuencia la que aumenta conforme nos dirigimos al sur, produciendose precipitaciones abundantes en el periodo Abril-Setiembre las que continuan con menos frecuencia e intensidad durante la primavera y el verano.

**-Región de clima húmedo y frío**, que abarca desde el pralelo 38' al 51° S., existiendo precipitaciones durante todo el año, cuya máxima intensidad se produce alrededor de los 43°S.

**-Región de clima de estepa frío**, al Sur de los 51° S., se caracteriza porque las precipitaciones que se producen todo el año, declinan hacia el Sur, produciendose temperaturas sumamente bajas todo el año.

Estas grandes regiones climáticas están influenciadas por dos factores, uno el efecto orográfico de la cordillera de Los Andes que si bien hace aumentar la precipitación al dirigirnos hacia el Este por otra parte hace que la temperatura disminuya existiendo un gradiente térmico muy pronunciado. El otro efecto es que conforme disminuye la altitud de la cordillera, se hace mas patente la influencia del clima continental seco de la Pátagonia Argentina, situada al Este de Chile.

## **9.2.-CARACTERISTICAS DE LAS PRECIPITACIONES Y CAUDALES.**

Las características principales de las precipitaciones y por lo tanto de los caudales de los ríos, están regidas por las características climáticas y orográficas existente en Chile, las que se analizaron en el punto anterior.

Se han clasificado en cuatro tipos:

- Variación latitudinal o de N. a S. de los valores anuales.
- Variación longitudinal o de O. a E. de los mismos valores.
- Distribucion mensual de los valores anuales según la latitud y la longitud.
- Variación interanual de los valores anuales.

### **9.2.1.- VARIACION LATITUDINAL**

La variación de las precipitaciones y de los caudales de Norte a Sur, están regidos por las característica climáticas que se han explicado en puntos anteriores.

Así como el clima de Chile se va modificando paulatinamente

de uno desértico a otro sumamente lluvioso, para posteriormente variar hasta uno de estepa frío, la magnitud de las precipitaciones y caudales medios anuales, sufren análoga transformación.

En la lámina n° 2-9, se ha dibujado un esquema que nos muestra como es dicha variación. Las precipitaciones medias anuales se han expresado en mm/año y los caudales por el caudal específico medio anual en l/s.km<sup>2</sup>.

En el extremo Norte se han dibujado unos puntos que representan a los valores correspondientes al Altiplano, cuyo régimen climático, como ya se dijo, es diferente al que rige en el resto de Chile.

Exceptuando esta zona particular, se observa como los caudales y precipitaciones aumentan desde valores 0 hasta llegar a los 42°S. en que se producen los valores máximos con precipitaciones sobre los 5.000 mm/año y caudales específicos sobre los 150 l/s.km<sup>2</sup>. A partir de esta latitud las precipitaciones y caudales disminuyen bruscamente hasta los 54°S, siendo el clima frío pero húmedo en la costa y cada vez más seco hacia el Este.

La zona al Sur del paralelo 44°S., ha sido poco estudiada en forma extensiva, existiendo poca información sobre ella. Los valores que se entregan corresponden a precipitaciones y caudales medios de las grandes cuencas, por lo cual, los valores puntuales o de cuencas pequeñas, pueden ser mucho mayores, existiendo lugares cuya precipitación media anual debe ser entre 7.000 y 8.000mm/año, de acuerdo a las escorrentías medidas en algunos ríos.

#### **9.2.2.-VARIACION INTERANUAL DE LAS PRECIPITACIONES Y CAUDALES ANUALES.**

Para el desarrollo económico de una región, no solo es importante conocer los valores medios anuales de la precipitación y escorrentía, sino también su variación interanual, es decir si las precipitaciones y los caudales anuales son muy diferentes cada año. El aprovechamiento del agua es mejor cuanto menor sea la diferencia entre un año y otro, lo óptimo sería que todos los años fueran iguales, lo que significaría que no serían necesarias obras de regulación interanual que son las más costosas.

En Chile la variación interanual de las precipitaciones y como consecuencia de los caudales anuales, depende de la latitud en que se encuentre la cuenca. Es sabido que las dispersiones anuales son mayores conforme el clima es más desértico por ser sus precipitaciones más aleatorias.

Se han establecido varias relaciones en las cuencas comprendidas entre los 28° y 42° latitud Sur, en las cuales se

poseen mas antecedentes.

En la lámina n° 3-9 se ha dibujado un esquema correspondiente a la dispersión anual de las precipitaciones en las cuencas cordilleras, entre los paralelos 28° y 42° S. Se puede observar que las dispersiones son mucho mayores en el Norte, zona de escasa pluviosidad que en el Sur donde las lluvias son mas numerosas. Es asi que podemos apreciar que a los 28°S. la relación entre la precipitación máxima registrada es 3.5 veces mayor que la media, mientras que a los 41°S, es solamente 1,3 veces. En el caso de la precipitación mínima los valores varían entre 0,1 y 0,7.

Algo similar ocurre con los caudales. En la lámina n° 4-9 se ha dibujado un gráfico en el que se han trazado curvas que representan la relación entre los caudales anuales de diferente probabilidad de excedencia y el caudal anual 50% en función de la latitud. Las dispersiones van disminuyendo conforme nos dirigimos al Sur.

Finalmente en la lámina n° 5-9 se ha dibujado un gráfico analogo a los anteriores en el que se relacionan el caudal medio anual (Q) y los caudales anuales de distita probabilidad de excedencia con el  $Q_a(50\%)$ . Como saliendose de la tendencia general, tenemos que la mayor dispersion se produce a los 30-31°S que corresponde a las cuencas de los rios Elqui y Limarí.

### **9.2.3.- VARIACION LONGITUDINAL DE LA PRECIPITACIÓN Y DEL CAUDAL ANUAL.**

Asi como la precipitación y la escorrentía varia de Norte a Sur, tambien se produce una variación de Oeste a Este generada principalmente por la existencia de la cordillera de Los Andes.

En la lámina n° 6-9, se han dibujado 5 perfiles pluviométricos a lo largo de los paralelos 18°30', 34°, 40°, 43° y 53°, indicando la variación de la precipitación desde la costa al Este. En el perfil del rio Maipo se observa la influencia de la cordillera de la Costa, la menor pluviosidad en el valle central y la existencia de un óptimo pluvial a los 3.400 msnm. aproximadamente.

Como consecuencia del efecto orográfico, se produce un incremento de la precipitación con la altura. En la lámina n° 7-9, se han dibujado los perfiles pluviométricos medios de algunas cuencas ubicadas según la latitud, observándose que el gradiente pluviométrico disminuye conforme nos dirigimos hacia el Sur, debido a la disminución de la altitud de la cordillera.

Como es lógico los caudales específicos varían tambien en función de la longitud en que esté ubicada la cuenca. Por ejemplo en el río Maipo (34°s) el caudal específico es de 8,1 l/s.Km<sup>2</sup> en

la costa y en la alta cordillera alcanza a 30 l/s.

Existe otro factor que hace que el caudal específico y las precipitaciones no aumenten con la latitud; este factor es la influencia del clima seco de la Pampa Argentina, la que se hace mas intensa conforme disminuye la altitud de la cordillera de los Andes. Es así como en el río Valdivia (40° S.), en la costa se tiene un caudal específico de 50,6 l/s.Km<sup>2</sup>. A los 120 Km. de la costa aumenta a 136 l/s.Km<sup>2</sup>., para disminuir al acercarnos a la frontera, donde se observan 60,6 l/s, Km<sup>2</sup>.

Otra consecuencia del efecto orográfico, es el tipo de precipitación que se produce, pues conforme aumenta la altitud y la latitud, la precipitación nival aumenta y la altitud de la línea de nieve desciende.

### **9.3.- DISTRIBUCION MENSUAL DE LA PRECIPITACIÓN Y EL CAUDAL ANUAL A LO LARGO DEL AÑO.**

La distribución mensual de los valores anuales de la precipitación y el caudal, son consecuencia de las características climáticas de cada cuenca y está íntimamente ligada a la latitud de la cuenca y en el caso de los caudales de su altitud. Conforme nos dirigimos al Norte las precipitaciones se concentran en menos días lo que ocurre también con los caudales, excepto en aquellas cuencas que por su altitud almacenan la lluvia en forma de nieve para entregarla en el periodo primavera-verano, cuando al aumentar las temperaturas se produce el deshielo, el cual empieza en Setiembre u Octubre y termina en Marzo o Abril, según la latitud y altitud de la cuenca.

Veamos algunos casos.

En la lámina n° 8-9, se encuentra un gráfico que nos indica el porcentaje medio de precipitación que cae durante el periodo pluvial Abril-Setiembre. Mientras entre los 30° y 34° S. cae el 90% de la precipitación anual, en la latitud 38°-39° este porcentaje disminuye a 75%, disminuyendo hacia el Sur, donde, en algunos lugares como en Punta Arenas, la precipitación se reparte uniformemente todo el año.

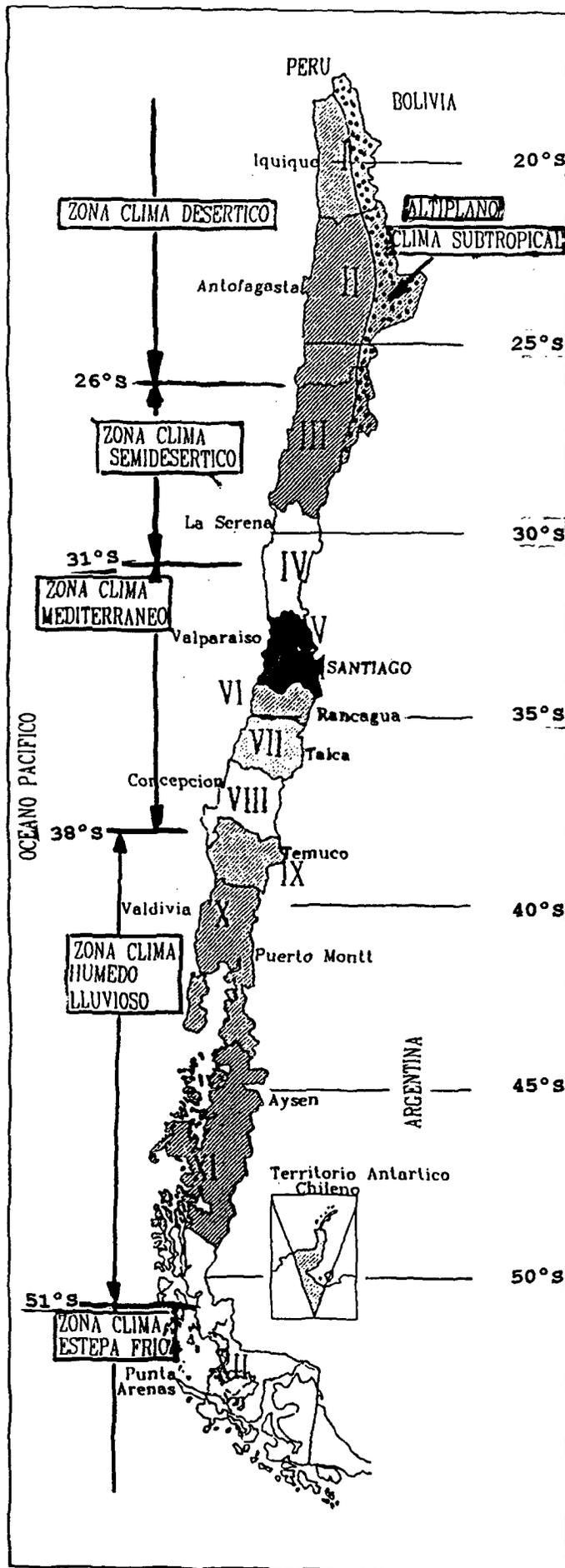
El caso de los caudales es distinto. En una cuenca de altitud media muy alta durante el periodo pluvial la escorrentía es baja por caer la precipitación en forma sólida, pero el caudal se incrementa cuando la temperatura aumenta, o sea en la primavera y verano.

En la lámina n° 9-9, se incluye los hidrogramas de tres ríos típicos de la cuenca del Maule. Los afluentes a Laguna Invernada de régimen netamente nival, los del río Perquilauquén en San Manuel de régimen netamente pluvial y los del río Claro en San

Carlos de régimen nivo-pluvial.

En la lámina n° 10-9, se incluyen hidrogramas mensuales correspondientes al río Rapel. El río Cachapoal en Termas que es de régimen netamente niva. El río Rapel en su desembocadura es nivo-pluvial, ya que tiene una gran cuenca de tipo nival, pero también tiene otra de 13.000 Km<sup>2</sup> (aprox) de carácter netamente pluvial. El río Claro en Campamento, es un caso en que tiene régimen pluvial en el periodo Abril-Agosto, pero al mismo tiempo posee una pequeña cuenca nival de escasa altitud, cuyo manto nival se deshiela los primeros meses del periodo nival y estiaje.

Por último en la lámina n° 11-9 se incluye el hidrograma mensual del río Rapel en desembocadura (Central Rapel). De acuerdo a los caudales medidos en su desembocadura pareciera que su régimen es pluvial, desapareciendo por efecto del riego la onda de deshielo que procede de la cordillera. Sumándole al caudal medido en la desembocadura el aporte de los ríos cordilleranos nos aparece como de régimen nivo-pluvial. De acuerdo a los estudios realizados se llega a la conclusión que durante el periodo de riego, se pierden por evapotranspiración del riego, un promedio de 1690 millones de m<sup>3</sup>, que equivale a un promedio mensual de 108 m<sup>3</sup>/s.

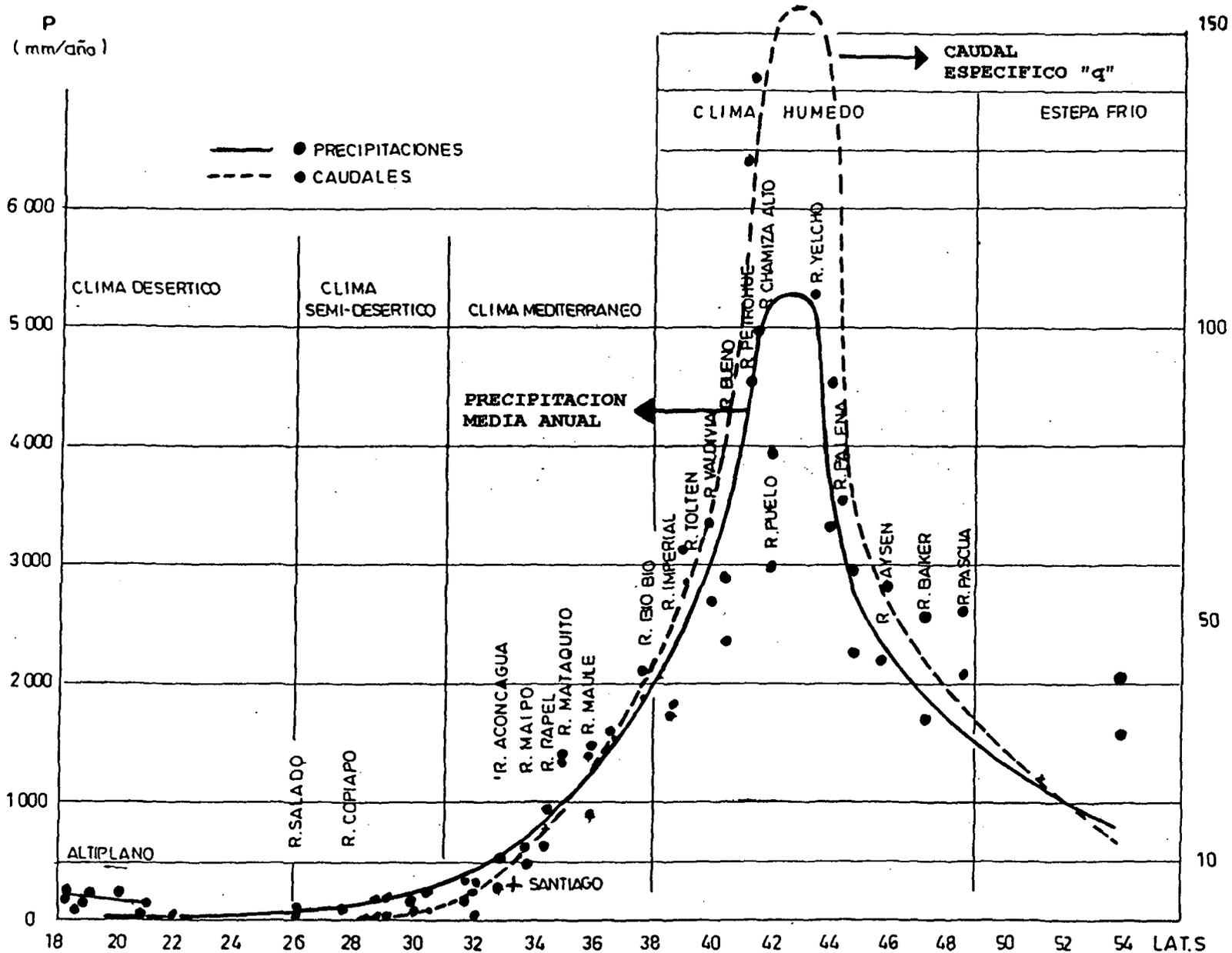


LAMINA N° 1-9  
 REGIONES Y CLIMAS DE CHILE

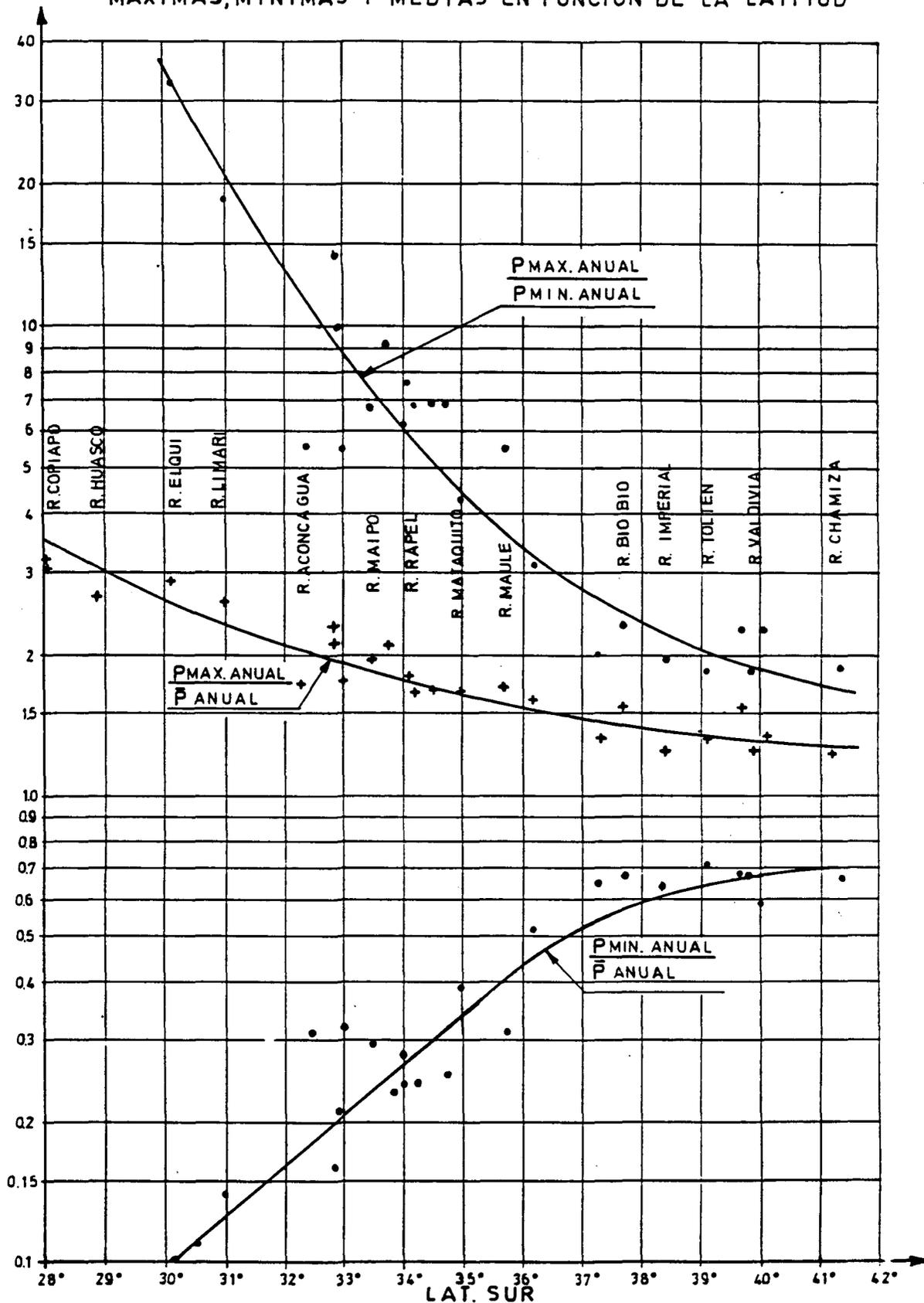
LAMINA N° 2-9

VARIACION LATITUDINAL DE LA PRECIPITACION Y CAUDAL  
 ESPECIFICO MEDIA ANUAL EN CHILE  
 (SEGUN A. BENITEZ G.)

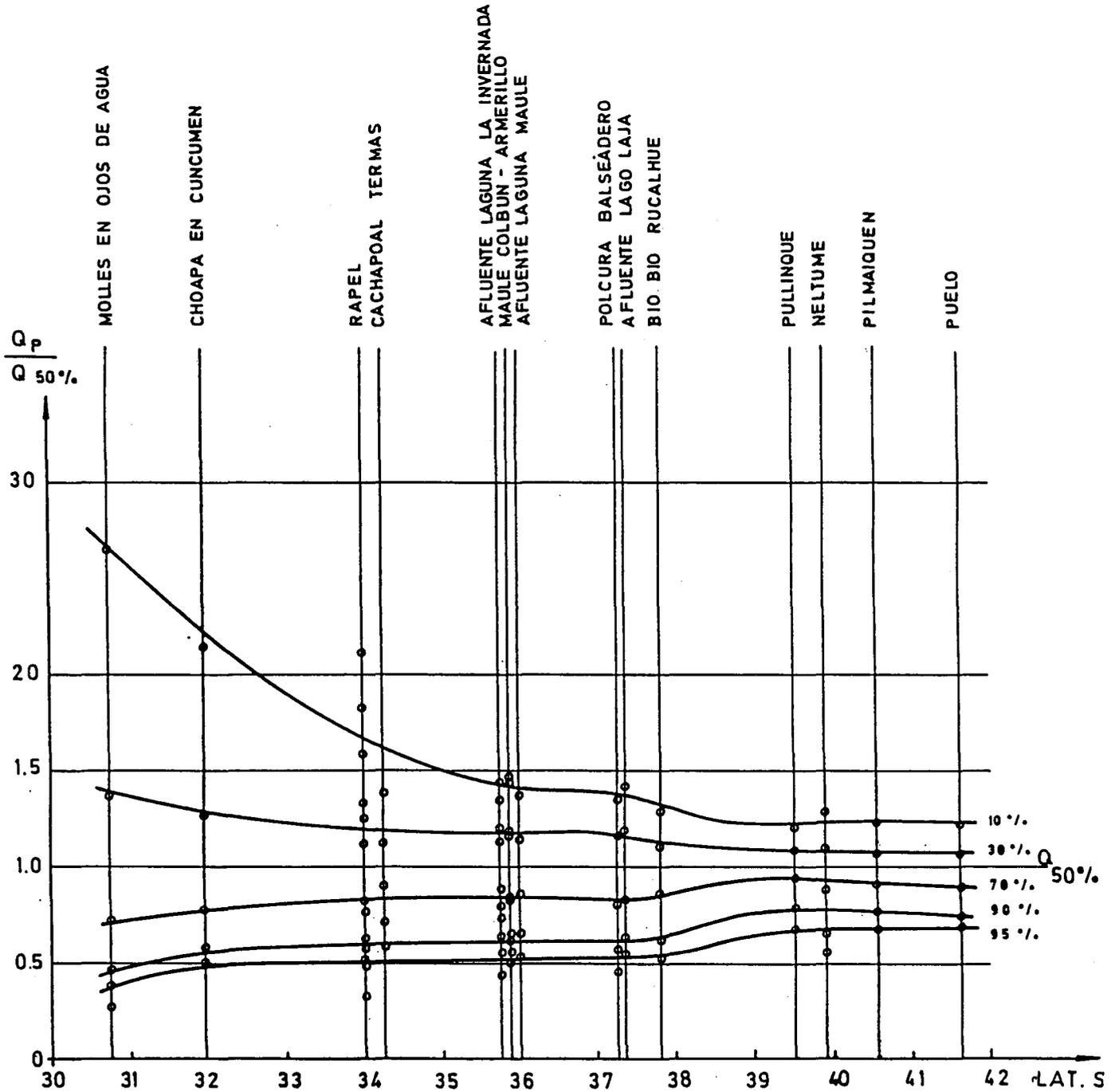
q  
 (l/s km<sup>2</sup>)



LAMINA N° 3-9  
 CUENCAS CORDILLERANAS  
 RELACIONES ENTRE LAS PRECIPITACIONES ANUALES  
 MAXIMAS, MINIMAS Y MEDIAS EN FUNCION DE LA LATITUD

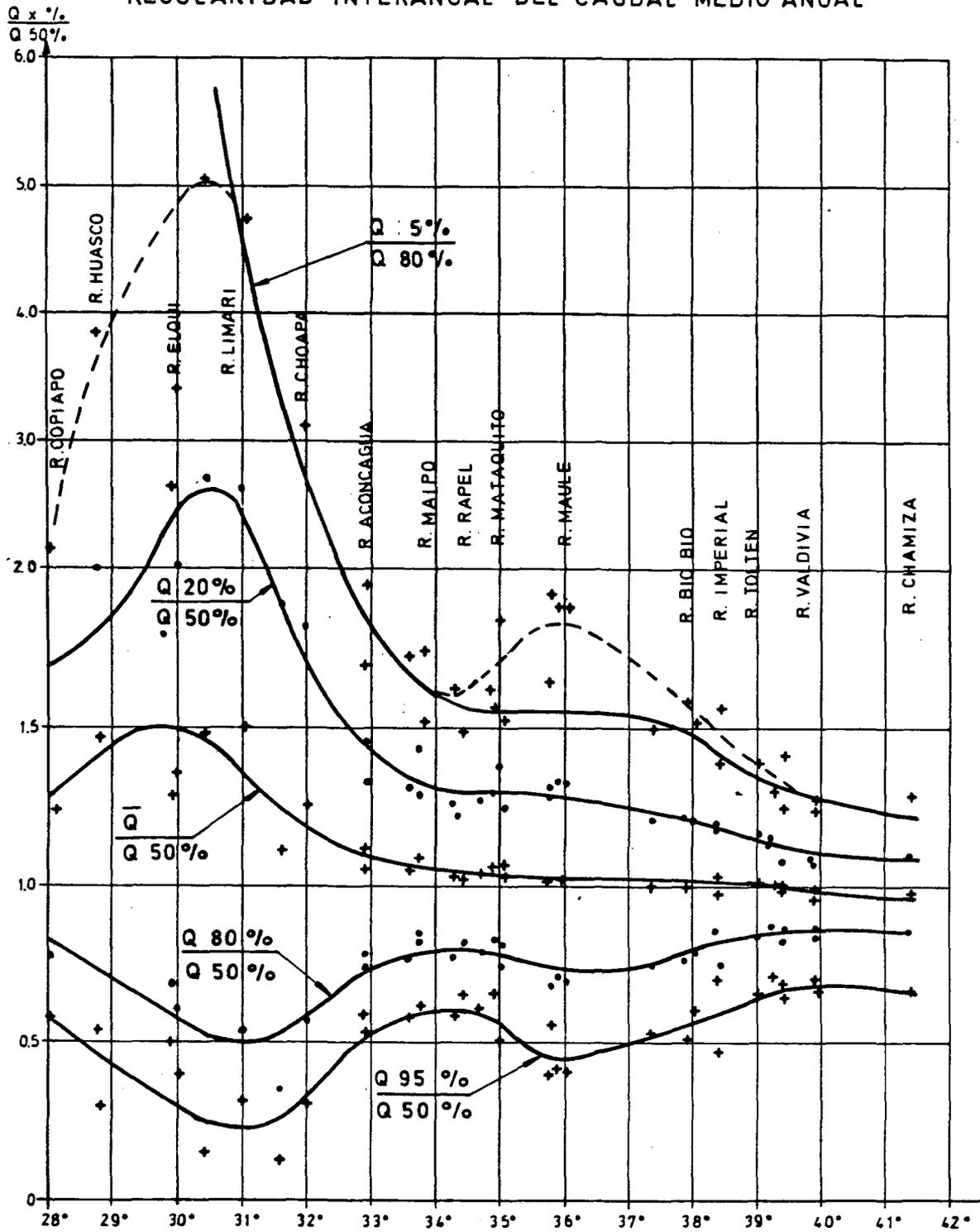


REGULARIDAD INTERANUAL DE LOS CAUDALES  
 MEDIOS ANUALES EN FUNCION DE LA LATITUD  
 (SEGUN A. BENITEZ G.)

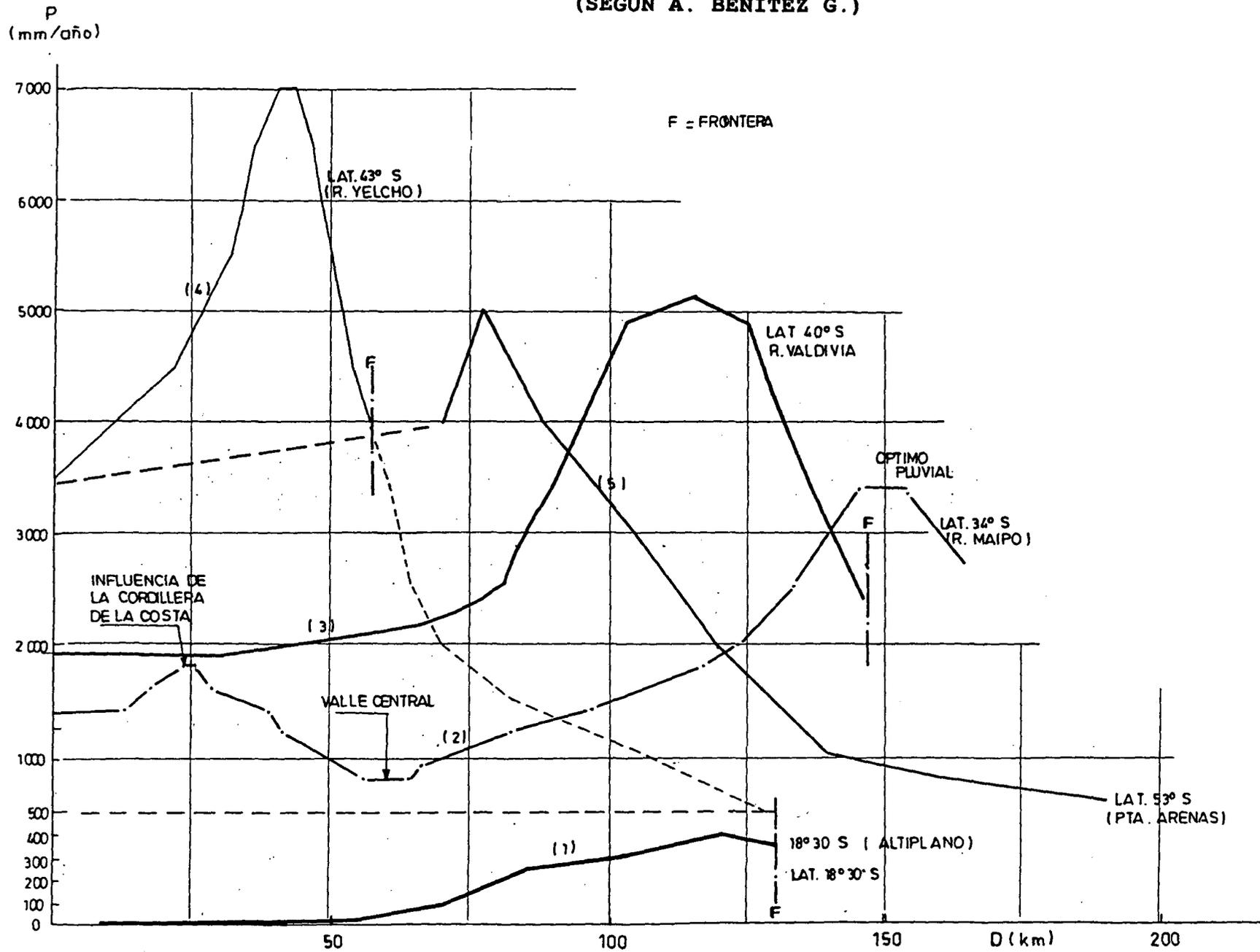


CUENCAS CORDILLERANAS

REGULARIDAD INTERANUAL DEL CAUDAL MEDIO ANUAL

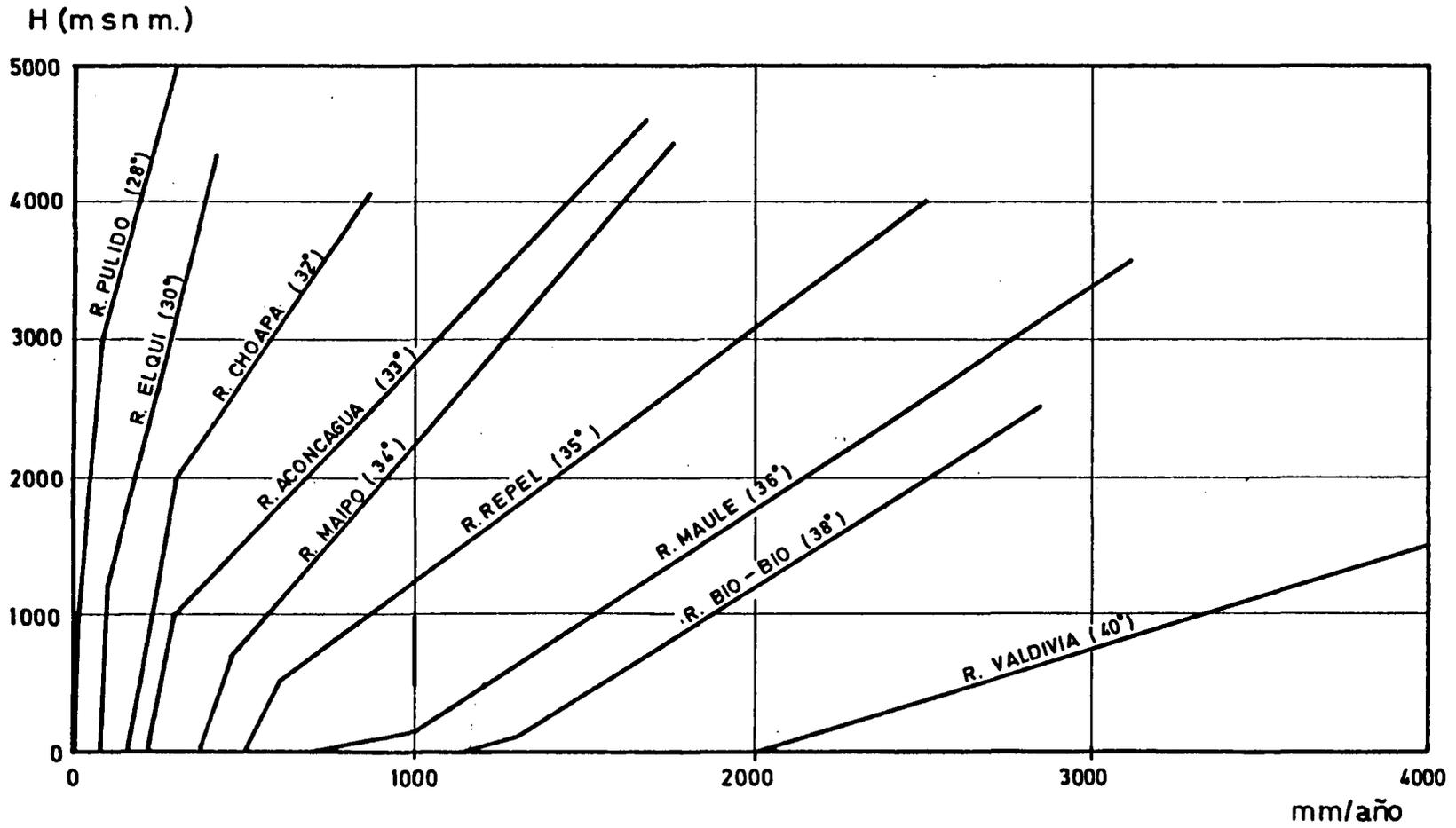


**LAMINA N° 6-9**  
**VARIACION LONGITUDINAL DE LA PRECIPITACION ANUAL**  
**(SEGÚN A. BENITEZ G.)**



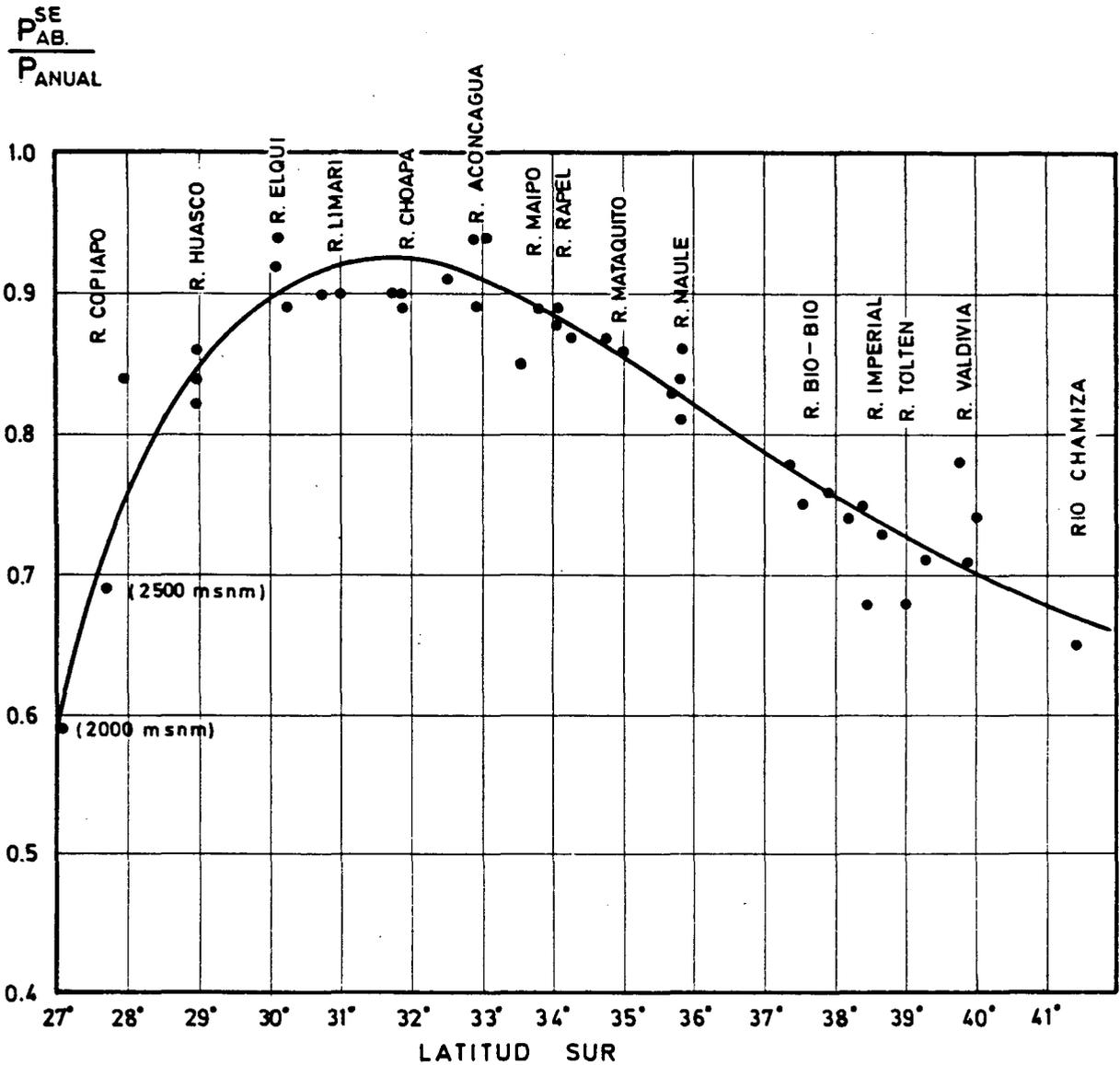
LAMINA Nº 7-9

ESQUEMA DE LOS PERFILES PLUVIOMETRICOS EN FUNCION DE LA LATITUD



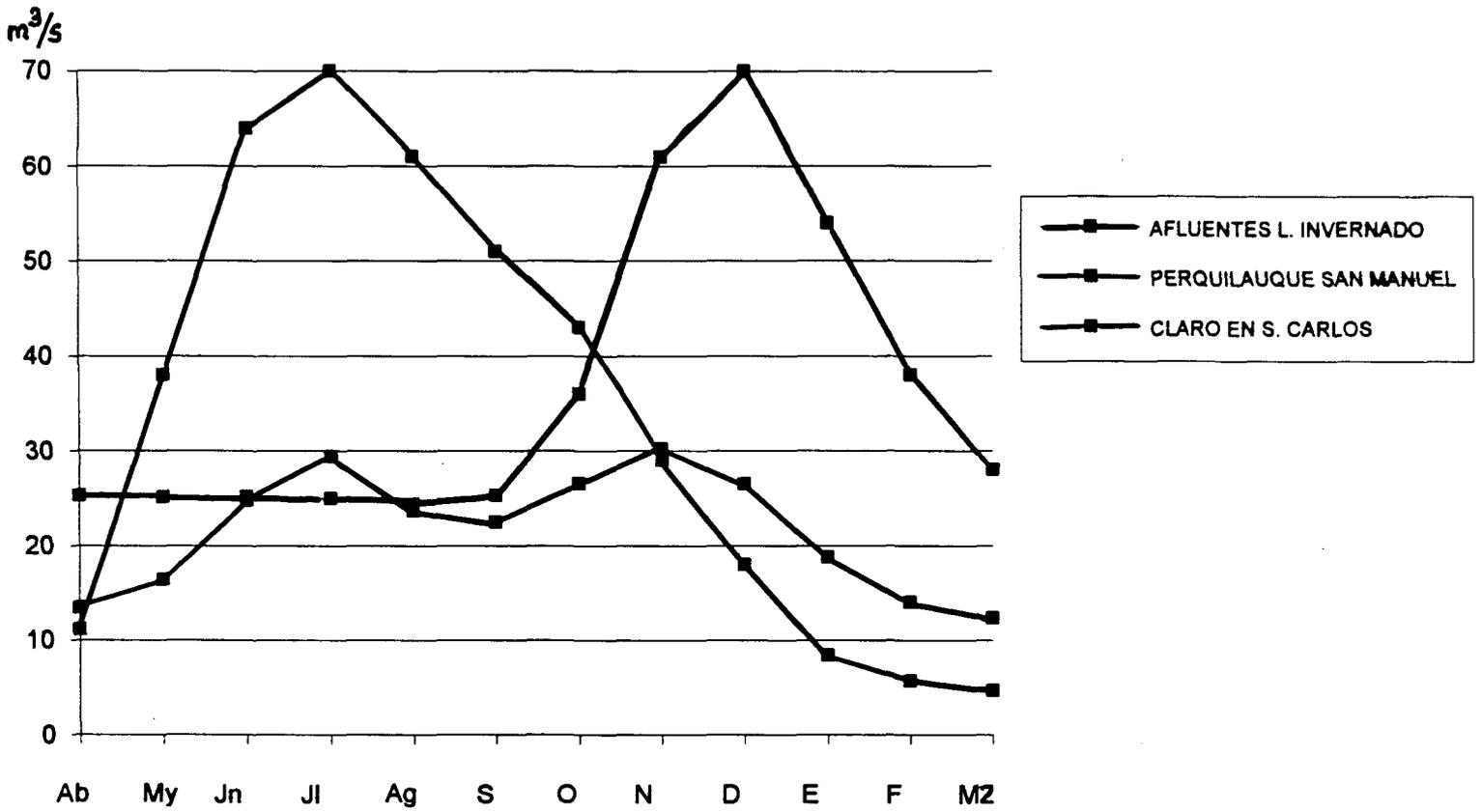
# CUENCAS CORDILLERANAS

PORCENTAJE DE LA PRECIPITACION DEL PERIODO PLUVIAL RESPECTO  
LA PRECIPITACION ANUAL



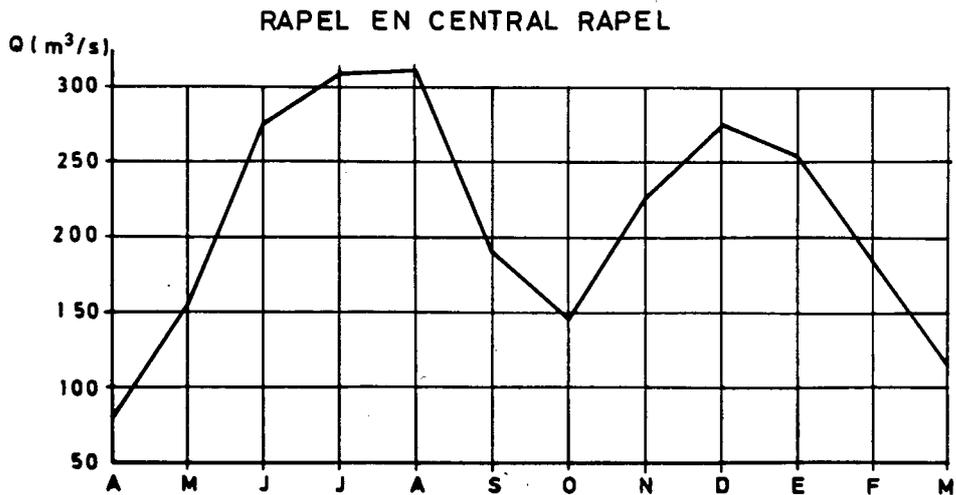
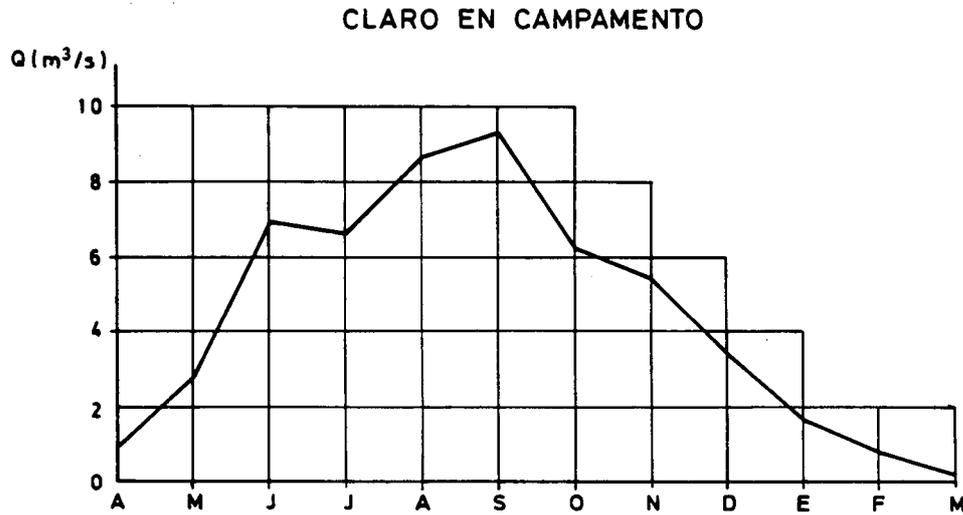
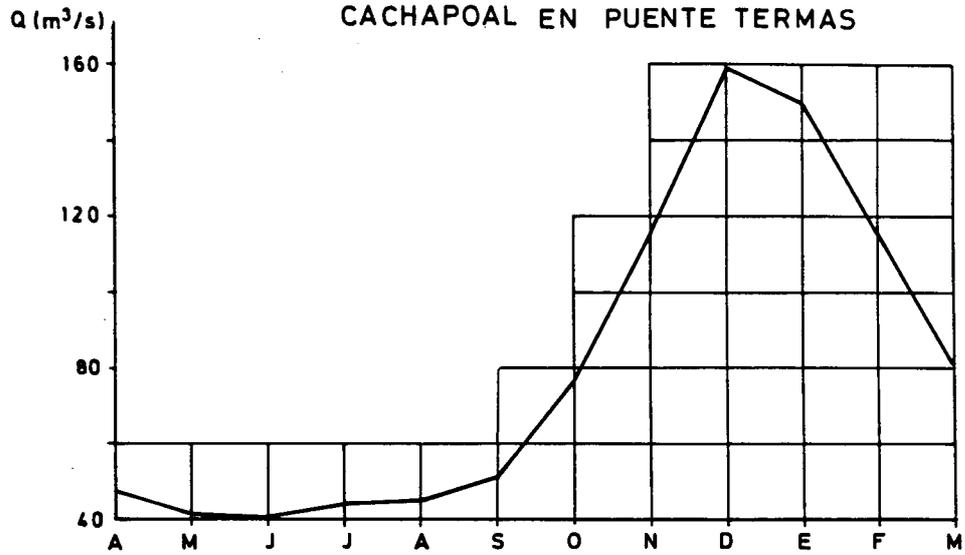
LAMINA N° 9-9

REGIMENES HIDRICOS DE LOS RIOS DE LA CUENCA DEL MAULE



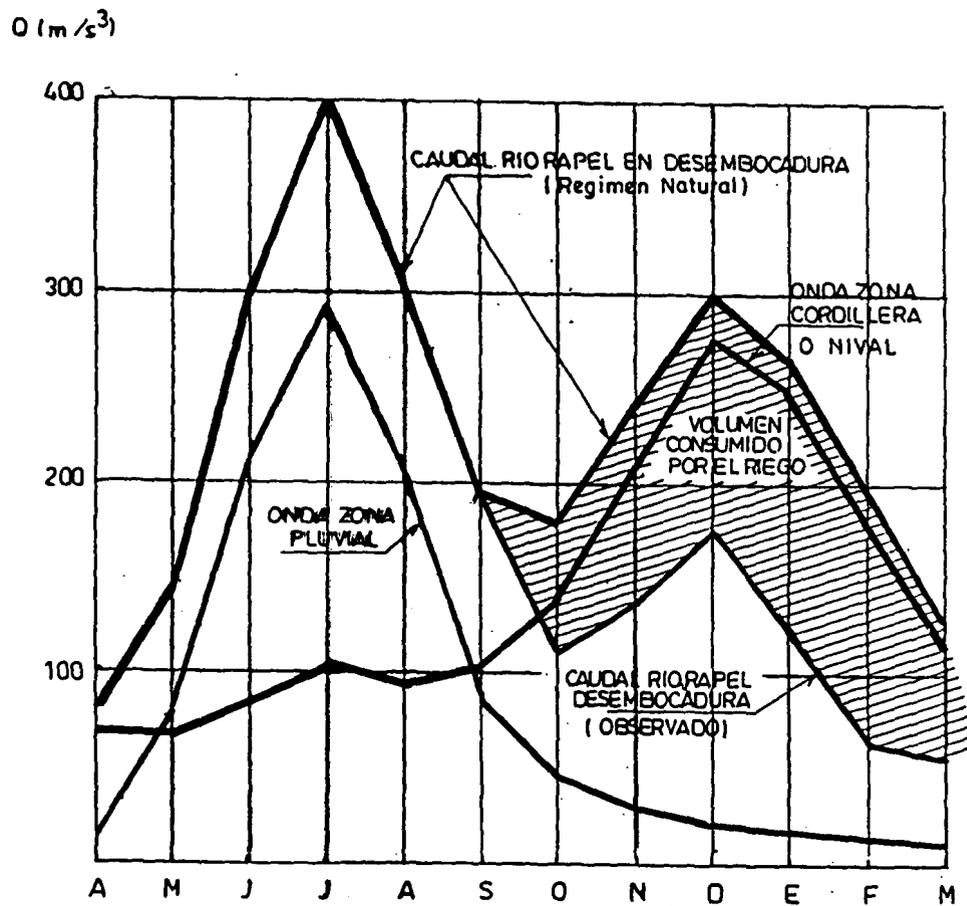
LAMINA N° 10-9

VARIACION ESTACIONAL DEL CAUDAL MEDIO ANUAL DE TRES RIOS TIPICOS DE LA CUENCA DEL RIO RAPEL ( EN % )



LAMINA N° 11-9

RIO RAPEL EN DESEMBOCADURA  
DISTRIBUCION ESPACIAL Y TEMPORAL DEL CAUDAL  
MEDIO ANUAL  
(SEGUN A. BENITEZ G.)



$V_{RIEGO} = 1690 \cdot 10^6 \text{ m}^3$