

- Gambolati G. y G. Volpi, 1979a. Groundwater Contour Mapping in Venice by Stochastic Interpolators. 1 Theory. Water Resources Research, Vol. 15, Nº 2 Abril, pág 281-290.
- Gambolati G. y G. Volpi, 1979b. A Conceptual Deterministic Analysis of the Kriging Technique in Hydrology. Water Resources Research, Vol. 15, Nº 3 Abril, pág 281-290.
- Hardy, R. L. 1971. Multiquadric Equations of Topography and Other Irregular Surfaces. Journal of Geophysical Research, 76, pag 1905-1915.
- Matheron, G. 1971. The Theory of Regionalized Variables and its Applications. Cahiers du Centre de Morphologie Mathématique, Ecole des Mines, Fontainebleau, France, 211 págs.
- Tabios, G. y Salas, J.D. 1984. A comparative Analysis of Techniques for Spatial Interpolation of Precipitation. Colorado State University, Fort Collins, Colorado, 51 págs.
- Virdee, T.S. y Kottegoda, N.T. 1984. A brief review of kriging and its applications to optimal interpolation and observation well selection. Journal of Hydrological Sciences, Vol. 29, Nº 4, Diciembre.
- Volpi, G. y Gambolati, G. 1979. Groundwater Contour Mapping in Venice by Stochastic Interpolators. 2 Results. Water Resources Research, Vol. 15, Nº 2 Abril, pág 291-297.
- Yevjevich, V. y Karplus, A.K. 1973. Area-Time Structure of the Monthly Precipitation Process. Hydrology Paper Nº 64. Colorado State University, Fort Collins, Colorado, Agosto, 45 pág.

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERIA HIDRAULICA  
ESTIMACION DE CRECIDAS DE DISEÑO EN CUENCAS MIXTAS  
VII CONGRESO NACIONAL

ESTIMACION DE CRECIDAS DE DISEÑO EN CUENCAS  
MIXTAS PLUVIO-NIVALES

Ricardo Seguel G. † (1)

Ludwig Stowhas B. de Torre (2)

Resumen.- El análisis de las estadísticas de temperatura del aire en superficie indica que esta variable es un muy buen índice para distinguir la forma de la precipitación entre lluvias y nieve.

El análisis probabilístico de esta información permite, en consecuencia, establecer la variabilidad de la línea de nieves e incorporar su efecto en la estimación de crecidas pluviales en cuencas mixtas pluvio-nivales.

Se desarrolla una metodología para estimar probabilísticamente la magnitud de crecidas considerando este efecto y se comparan los resultados con datos medidos y con los que resultan de suponer una línea de nieves o área efectiva aportante constante.

(1) Ingeniero Civil, U.S.M., M. Nenadovich Ingenieros

(2) Ingeniero Civil, Depto. Obras Civiles, U.S.M.

Volpi, G. y G. Sambolati, 1979. Groundwater Contour Mapping in Venice by Stochastic Interpolation Theory. Water Resources Research, Vol. 15, Nº 2 Abril, pag 281-290.

Sambolati G y G. Volpi, 1979. A Conceptual Deterministic Analysis of the Kriging Technique in Hydrology. Water Resources Research, Vol. 15, Nº 3 Abril, pag 281-290.

Hardy, R L 1971. (4) Estimation of Elevation at Irregular Surfaces. Journal of Hydrological Research, 7, pag 125-135.

Después de 17 años dedicado a la docencia en el campo de la

Hidrología e Hidráulica, al pensar en los alumnos más brillantes que he tenido, considerando sus cualidades intelectuales y humanas, acude a mi

memoria la imagen de Ricardo Seguel Gutiérrez. Permítaseme esta página para dejar un testimonio de tan imborrable recuerdo.

L.S.B.

Volpi, G y Sambolati G 1979. Groundwater Contour Mapping in Venice by Stochastic Interpolation Theory. Water Resources Research, Vol. 15, Nº 2 Abril, pag 281-290.

Yevjevich, V y Koutoulas, AK 1973. The Structure of the Humanly Perceivable Process. Hydrology Paper, Nº 54, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, Agosto, 45 pag.

(1) Ingeniero Civil, U. N. W. (2) Ingeniero Civil, U. N. W. (3) Ingeniero Civil, U. N. W. (4) Ingeniero Civil, U. N. W. (5) Ingeniero Civil, U. N. W.

## ESTIMACION DE CRECIDAS DE DISEÑO EN CUENCAS MIXTAS PLUVIO - NIVALES.

### 1. INTRODUCCION .

La determinación de crecidas de diseño en cuencas mixtas pluvio-nivales requiere efectuar estudios hidrológicos independientes y en paralelo con el propósito de evaluar los caudales máximos instantáneos y la forma de las ondas de crecida resultantes, tanto de los procesos de derretimiento de las nieves acumuladas en la cuenca o crecidas nivales, como de las crecidas pluviales originadas por tormentas con precipitación líquida que ocurran sobre el total o parte de la cuenca.

La experiencia existente en el país, resultante tanto del análisis de registros pluviográficos históricos de cuencas pluvio-nivales, como de estimaciones indirectas de crecidas, indican que si bien las crecidas nivales pueden ser las más críticas en cuanto a la magnitud de los volúmenes de crecida resultantes, en lo que se refiere a caudales máximos instantáneos, suelen ser las crecidas pluviales las que definen los valores críticos de diseño.

Para eventos de alto período de retorno o en términos de la crecida máxima probable, esta aseveración puede ser válida incluso para cuencas de alta montaña, de típico régimen nival o nivo-glacial, donde podrían originarse aluviones producto de intensas precipitaciones líquidas de verano, cuyos gastos máximos instantáneos superen a los de deshielo.

En aquellas cuencas no controladas, o cuando se desea cotejar el resultado de los análisis de frecuencia de registros históricos con algún otro procedimiento, deben efectuarse evaluaciones indirectas de las crecidas de diseño tanto nivales como pluviales.

Para las primeras, existen diversos procedimientos o metodologías que se han desarrollado para estos propósitos ( Stowhas, 1984), mientras que para las crecidas pluviales se recurre a relaciones precipitación-escorrentía

en base a hidrogramas unitarios sintéticos, fórmulas empíricas u otros procedimientos descritos en textos y manuales de hidrología.

En cuencas pluvio-nivales, sin embargo, se presenta la dificultad de que si la precipitación sobre la cuenca es mixta, el área efectiva de la cuenca aportante suele ser desconocida y la crecida resultante de la aplicación de los métodos habituales de cálculo pasa a ser una variable aleatoria bivarriada, en función del hietograma de precipitación efectiva (o del derretimiento unitario neto) y de la ubicación de la línea de nieves o área efectiva aportante de la cuenca.

Esta situación provoca que el período de retorno de la crecida de diseño pierda bastante relación con el período de retorno de la tormenta o derretimiento de diseño a menos que se considere en el cálculo la variabilidad de la línea de nieves.

En los capítulos siguientes se describe un procedimiento desarrollado para el cálculo probabilístico de crecidas de diseño pluviales en cuencas mixtas considerando tanto la variabilidad de las precipitaciones como del área aportante, introduciendo la temperatura del aire como variable índice de la ubicación de la línea de nieves. El procedimiento es aplicado a la zona cordillerana de la cuenca del río Aconcagua (MN Ingenieros, 1984).

## 2. ANTECEDENTES TEORICOS.

Bajo un enfoque sistémico, el caudal de escorrentía directa en un instante  $t$  producto de una tormenta con hietograma de precipitación efectiva  $i(t)$  queda dado por la integral de convolución

$$Q(t) = \int_0^t i(t-\tau) h(t-\tau) d\tau$$

donde  $h(t)$  es la función de transferencia del sistema o hidrograma unitario instantáneo de la cuenca. El caudal máximo de la crecida, será en consecuencia

$$Q_{mx} = \int_0^{t(Q_{mx})} i(t) h(t-\tau) d\tau$$

En la imposibilidad de evaluar, para cuencas no controladas, tanto la función de transferencia  $h(t)$  como el tiempo al máximo  $t(Q_{mx})$ , se recurre normalmente a procedimientos sintéticos o empíricos para evaluar este caudal máximo. Entre otros, puede recurrirse a hidrogramas unitarios sintéticos como los propuestos por Benítez y Rodríguez (1974), al uso de fórmulas empíricas, como la propuesta por Verni y King (1977); ó la conocida fórmula racional.

Cualquiera que sea la expresión utilizada, el caudal máximo instantáneo puede expresarse en forma genérica como

$$Q_{max} = Q(i, A); \text{ donde } i = \text{intensidad de la precipitación efectiva, y} \\ A = \text{área aportante de la cuenca.}$$

Si el área efectiva de la cuenca aportante es variable, como en el caso de una cuenca mixta pluvio nival, puede plantearse en términos probabilísticos que

$$p(Q_{max} > Q_0) = \int_{A=0}^{A=A_T} \int_{i=i^*}^{i=\infty} g(i, A) di dA$$

donde  $i^* = i(Q_0, A)$  es el valor de la intensidad efectiva  $i$  que arroja un valor de  $Q_{max} = Q_0$  para un determinado valor de  $A$ , y  $g(i, A)$  es la función de densidad de frecuencia conjunta de  $i$  y  $A$ .

### 2.1. Temperatura del aire como índice del área efectiva aportante.

El área efectiva aportante a una crecida dependerá básicamente de la ubicación de la líneas de nieves o cota umbral que separa la precipitación líquida de la precipitación sólida.

Siendo la forma de la precipitación una función de su temperatura, aparece lógico el uso de la temperatura ambiente como un buen índice de la línea de nieves o del área de la cuenca sujeta a precipitación líquida. Valores bibliográficos (U.S. Corps of Engineers, 1956), recomiendan el uso de una temperatura ambiente umbral de  $1,2^\circ \text{C}$  como índice para distinguir entre precipitación líquida y precipitación sólida. Para investigar la bondad y aplicabilidad de este índice en Chile, y considerando que en la mayoría

de las estaciones termométricas sólo se dispone de información sobre temperaturas máximas y mínimas diarias, se utilizó el siguiente procedimiento:

Considérese el universo de las temperaturas del aire durante días con precipitación significativa; por ejemplo días con precipitación diaria mayor que 10 mm u otro valor umbral que permita una muestra de tamaño aceptable.

Sean  $T_0$  y  $T_1$  las temperaturas mínimas y máximas diarias respectivamente; luego, en cualquier instante  $t$  la temperatura del aire  $T(t)$  cumplirá la relación

$$T_0 \leq T(t) \leq T_1$$

Si se considera el subconjunto de los días en que ha existido precipitación sólida y  $T_c$  es la temperatura umbral que separa la forma de la precipitación en lluvia o nieve, deberá cumplirse que

$$T(t) < T_c \quad \text{para por lo menos algún instante } t.$$

En virtud de 1,

$$(T_0)_N < T_c$$

donde  $(T_0)_N$  es la temperatura mínima en días con nieves.

Considerando los días en que ha existido precipitación líquida, deberá cumplirse que

$$T(t) > T_c \quad \text{para por lo menos algún instante } t.$$

En virtud de 1,

$$(T_1)_{LL} > T_c$$

donde  $(T_1)_{LL}$  es la temperatura máxima en días con lluvia.

En otras palabras, el valor de  $T_c$  está en un entorno definido por

$$(T_0)_N < T_c < (T_1)_{LL}$$

$$o \quad T_c = (T_0)_N + \delta$$

$$\text{donde } \delta = (T_1)_{LL} - (T_0)_N$$

Como se dispone de una estadística de valores de  $(T_1)_{LL}$  y  $(T_0)_N$ , el entorno  $\delta$  puede minimizarse buscando la magnitud

$$\delta_{\min} = (T_1)_{\min}^{LL} - (T_0)_{\max}^N$$

En la situación límite,  $\delta \rightarrow 0$  y debiera cumplirse

$$(T_1)_{\min}^{LL} = T_c = (T_0)_{\max}^N$$

sujeto a que  $T_c$  exista.

Este procedimiento se aplicó a las estadísticas termométricas de Lagunitas, de Codelco, División Andina, y Sewell y Colón, de Codelco División El Teniente.

En la figura 1 se han graficado las temperaturas extremas registradas en la estación Lagunitas utilizándose diferente nomenclatura para distinguir eventos con precipitación sólida líquida o mixta.

Se aprecia que la mayor temperatura mínima registrada en Lagunitas, simultáneamente con precipitación sólida es de  $1^\circ \text{C}$  y la menor temperatura máxima registrada simultáneamente con precipitación líquida es de  $0.8^\circ \text{C}$ . Esto define una estrecha banda entre 0,8 y  $1,0^\circ \text{C}$ , como banda umbral para diferenciar la forma de la precipitación.

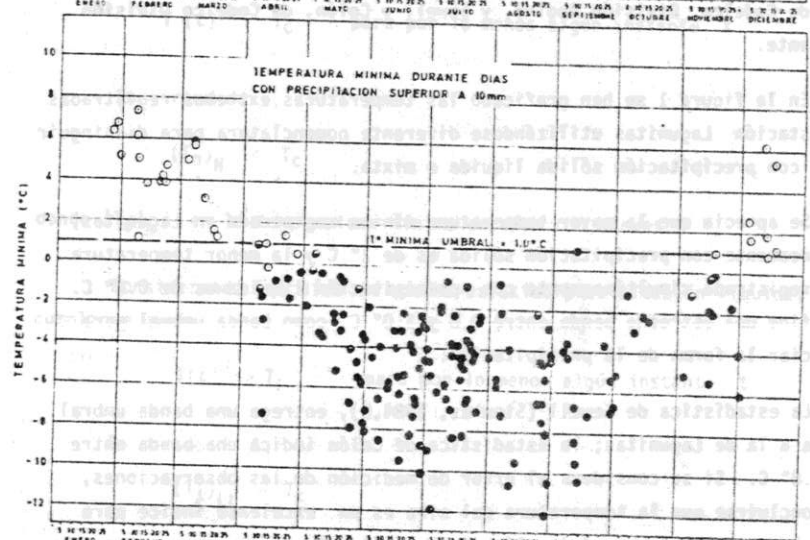
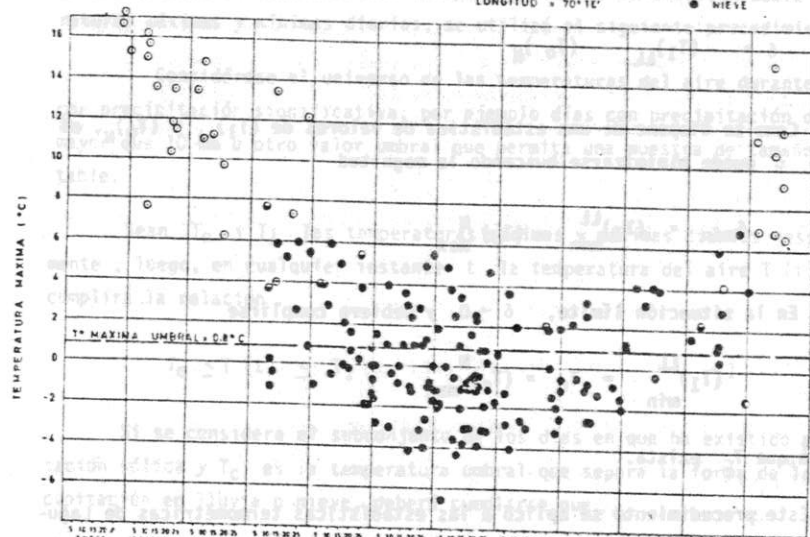
La estadística de Sewell (Stowhas, 1984,b), entrega una banda umbral idéntica a la de Lagunitas; la estadística de Colón indica una banda entre  $0.6$  y  $0.8^\circ \text{C}$ . Si se considera el error de medición de las observaciones, puede concluirse que la temperatura del aire es un excelente índice para definir la forma de la precipitación.

## LAGUNITAS

TEMPERATURAS MÁXIMAS DURANTE DÍAS  
CON PRECIPITACIÓN SUPERIOR A 10 mm\*

COTA • 2 766 m.s.n.m.  
LATITUD • 33°05'  
LONGITUD • 70°12'

○ LLUVIA  
◐ LLUVIA - NIEVE  
● NIEVE



\* En los meses de Oct., Nov. y Abr. el límite se bajó a 5mm.  
y en los meses de Dic. - Marzo el límite se bajó a 3mm.

Nº DE EVENTOS = 182

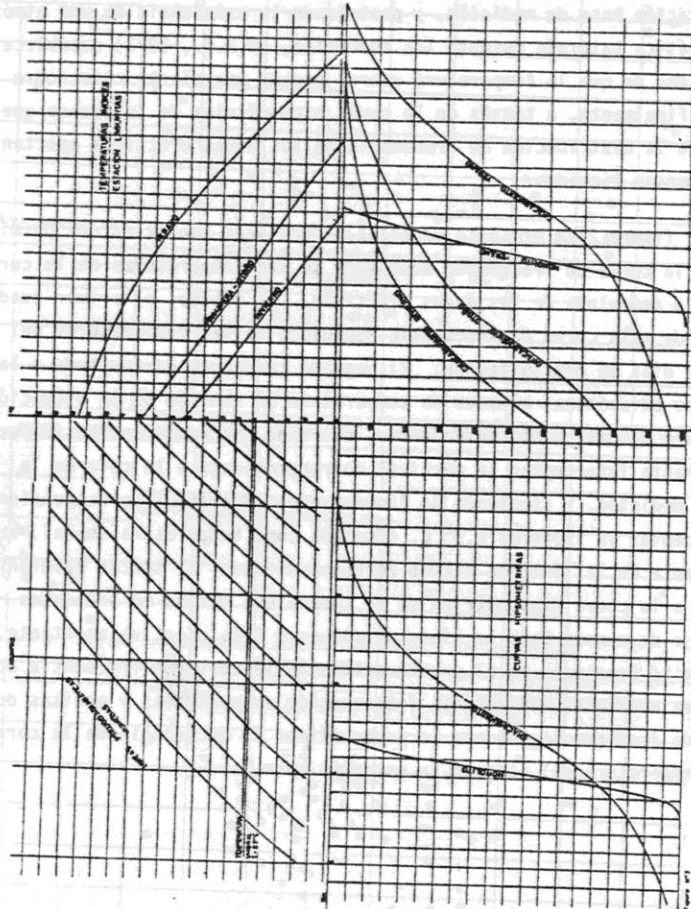
FIGURA 1

## 2.2. Función de densidad de frecuencia del área aportante.

De acuerdo a los resultados anteriores, un análisis de frecuencia de las estadísticas de temperaturas durante días con precipitación permitiría determinar la probabilidad de excedencia de distintos valores de temperatura en la estación base de medición, y postulando la existencia de una atmósfera pseudo-adiabática saturada durante las tormentas, (W.M.O., 1973) establecer la probabilidad de que la temperatura umbral exceda una cierta cota sobre la cuenca. Finalmente, a través de la curva hipsométrica de la cuenca quedará definida la distribución de frecuencia de las áreas efectivas aportantes durante tormentas líquidas.

En la figura 2 se presenta un ábaco de gráficos coaxiales que permite transformar la curva de frecuencia acumulada de las temperaturas en la curva de frecuencia acumulada de las áreas efectivas. En efecto, el primer cuadrante corresponde a la curva de frecuencia acumulada de las temperaturas del aire durante días de precipitación. El segundo cuadrante corresponde a las líneas pseudo-adiabáticas húmedas de temperatura en función de la elevación sobre el nivel del mar; en consecuencia, entrando en ordenadas con temperatura dada hasta interceptar la vertical correspondiente a la cota de la estación de medición, y siguiendo la línea pseudo-adiabática correspondiente hasta interceptar la isoterma 0.9° C, adoptada como temperatura umbral, se obtiene la cota de la línea de nieves correspondiente. El tercer cuadrante corresponde a la curva hipsométrica de la cuenca que define en ordenadas el porcentaje de cuenca bajo la línea de nieves o área efectiva aportante, lo cual permite construir en el cuarto cuadrante la curva de frecuencia acumulada del área aportante mediante la intercepción en ordenadas y abscisas del porcentaje de área resultante con la probabilidad de excedencia de la correspondiente temperatura del aire en la estación base.

326



En estricto rigor, el anterior análisis debería efectuarse con temperaturas instantáneas variables durante la tormenta. Para fines prácticos, sin embargo, deberá adoptarse una temperatura índice única representativa de las temperaturas del aire durante el fenómeno mismo de la tormenta. Para estos propósitos se sugiere un valor índice diario definido como

$$T_I = 1/K (T_{mx} + (K-1) T_{min})$$

con  $K > 2$

basado en los siguientes argumentos:

- i) Normalmente no se registra precipitación en forma continua durante todo el día, sino sólo durante una parte de él.
- ii) En general la precipitación ocurre durante el período más frío del día, siendo ya sea causa o consecuencia de ello.

Aún cuando un valor  $K=4$  es el que reproduce mejor la proporción entre eventos pluviales y nivales en la estación Lagunitas, un valor  $K=7$ , equivalente a una temperatura índice más cercana a la mínima produce mejores resultados. Esto al parecer, por representar mejor a la temperatura de punto de rocío durante la tormenta y la hipótesis de atmósfera saturada pseudo-adiabática.

Siendo la temperatura del aire (y también la magnitud de las precipitaciones diarias) una variable que muestra un ciclo estacional, su tratamiento en base a análisis de frecuencia, queda sujeto a la eliminación previa de sus componentes determinísticos. Un análisis de las características termo-pluviométricas de las estaciones Lagunitas, Sewell y Colón indica que con el propósito de eliminar el efecto de la variación cíclica estacional, parece prudente dividir el año hidrológico al menos en los siguientes períodos relativamente homogéneos en cuanto a su comportamiento termo-pluviométrico:

- i) "Verano", incluye los meses de Diciembre a Marzo.
- ii) "Otoño-Primavera"; incluye los meses de Abril, Octubre y Noviembre.
- iii) "Invierno", incluye los meses de Mayo a Septiembre.

La determinación de la curva de frecuencia acumulada, en consecuencia, tanto de la distribución del área efectiva como de la magnitud de las precipitaciones debe efectuarse independientemente para cada uno de los períodos homogéneos determinados.

### 2.3. Función de densidad de frecuencias de las precipitaciones efectivas.

La información normalmente disponible respecto a precipitaciones son las series de precipitaciones máximas diarias anuales para cada uno de los períodos estacionales homogéneos, en una estación base.

Para definir la precipitación efectiva sobre la cuenca habrá que corregir esta información en base a coeficientes precipitación-área y precipitación - altura para cada ubicación posible de la línea de nieves. Finalmente, dependiendo del método de estimación de crecidas que se adopte habrá que utilizar coeficientes de duración o fórmulas empíricas para evaluar intensidades máximas en diversas duraciones y utilizar coeficientes de escorrentía ó procedimientos tales como el método de la curva número o índices de infiltración para evaluar el deficit de escorrentía.

Con este procedimiento u otro similar se podrá en consecuencia relacionar la curva de frecuencia acumulada de las precipitaciones diarias con la precipitación efectiva de diseño, de igual probabilidad.

### 2.4. Función de densidad de frecuencia conjunta de precipitación y área efectiva.

Si las variables precipitación y área efectiva fuesen independientes, su función de densidad de frecuencia conjunta sería simplemente el producto de las funciones de densidad de cada variable. Esta situación sería altamente conveniente desde el punto de vista práctico, ya que facilita enormemente el cálculo de dicha función.

Para analizar la dependencia entre ambas variables, se correlacionaron las estadísticas de precipitaciones diarias y temperaturas del aire en las distintas temporadas del año. Los resultados del análisis no muestran correlación aparente ninguna, obteniéndose coeficientes de correlación lineales que, aún cuando son sistemáticamente negativos, varían en magnitud entre  $-0.03$  y  $-0.21$ . La más alta correlación corresponde a períodos de "Verano"; sin embargo, test estadísticos demuestran que esta cifra no es significativamente distinta de cero, por lo que los coeficientes de correlación obtenidos no pueden considerarse relevantes.

De lo anterior se desprende que aparece lícito estimar la función de densidad de frecuencia conjunta de ambas variables como

$$g(i, A) = f(i) \cdot f(A)$$

en cuyo caso la probabilidad de excedencia de un cierto caudal  $Q_0$  puede evaluarse por integración numérica, dividiendo las curvas de frecuencia acumulada de las áreas aportantes en  $n$  intervalos  $\Delta F(A)$ , mediante la expresión

$$p(Q > Q_0) = \sum_{i=1}^{i=n} \Delta F(A)_i \int_{i_{i-1}}^{i_{i+1}} f(i) di \quad 2$$

$$p(Q > Q_0) = \sum_{i=1}^{i=n} (\Delta F(A)_i \cdot P(i > i_*)) \quad 3$$

### 3. APLICACION DEL PROCEDIMIENTO.

Con el propósito de establecer la incidencia de considerar la variabilidad del área de la cuenca respecto a un criterio de adoptar una línea de nieves representativa constante, se aplicó el método propuesto a la sección Aconcagua en Chacabucquito, la cual cuenta con información medida y cuyas características físicas y crecidas pluviales históricas habían sido determinadas con anterioridad (CICA, 1979).

En un segundo caso, se aplicó el procedimiento a una pequeña cuenca nival de alta montaña, Cerro Monolito, afluente al Río Blanco, a fin de evaluar la posibilidad de ocurrencia y la correspondiente magnitud de crecidas de origen pluvial. (M.N. Ings., 1984).

### 3.1. Información termo-pluviométrica.

La estación base para la obtención de la información termométrica y pluviométrica, para los tres períodos estacionales homogéneos determinados, fue la estación Lagunitas de Codelco, División Andina (M.N. Ings. 1982, 1984). La figura N° 2 incluye las curvas de frecuencia acumulada de las temperaturas índices en invierno y verano, las curvas hipsométricas de las cuencas Monolito y Chacabuquito y las curvas de frecuencia acumulada de áreas aportantes en verano e invierno, respectivamente.

Se verificó la extrapolación de las curvas de frecuencia acumulada de las precipitaciones estacionales, de manera que se respetará la relación

$$P_{ex T} = 1 - (1 - P_{exp P}) (1 - P_{exp V}) (1 - P_{exp I})$$

donde  $P_{ext T}$  = probabilidad de excedencia de serie anual.

$P_{exp P}$ ,  $P_{exp V}$ ,  $P_{exp I}$  = probabilidades de excedencia de las series estacionales de primavera-otoño, verano e invierno respectivamente.

Esta misma expresión se utilizó para evaluar crecidas anuales a partir de las crecidas estacionales.

### 3.2. Alternativas de Cálculo.

Para la cuantificación de los caudales máximos instantáneos se utilizaron dos procedimientos alternativos:

#### i) Método 1.

En este caso se utilizó una fórmula equivalente a la fórmula racional con la expresión genérica dada por la ecuación 2, donde la función de densidad de frecuencia de la intensidad de precipitación efectiva  $f(i)$  se relacionó con las precipitaciones máximas diarias para

cada tiempo de concentración utilizando la fórmula de Grunsky, y relacionando precipitación efectiva con precipitación total a través del llamado método de la Curva Número.

Las precipitaciones de diseño para cada área aportante se corrigieron por factores precipitación-altura anuales determinados para la región (CICA, 1979) y por factores precipitación-área.

#### ii) Método 2.

En este caso se utilizó la fórmula empírica propuesta por Verni y King (1977)

$$Q_{max} = 0.00615 P^{1.24} A^{0.88} \text{ (m}^3\text{/seg)}$$

donde  $P$  es la precipitación máxima diaria.

En este caso, la probabilidad de excedencia de un caudal  $Q_0$  se reduce

$$p(Q > Q_0) = \sum_{i=1}^{i=n} \Delta F(A)_i = p(P > P_i^*)$$

$$\text{donde } P_i^* = 60.7 \frac{Q_0^{0.806}}{A_i^{0.71}}$$

### 3.3. Resultados obtenidos.

La figura N° 3 muestra las curvas de frecuencia acumulada de los gastos máximos instantáneos de crecidas pluviales sintetizadas para el período de invierno en Aconcagua en Chacabuquito, considerando tanto un área aportante variable como una línea de nieves constante durante el invierno en un valor promedio de 1.950 m.s.n.m., utilizando los dos métodos de estimación descritos. En el caso del método 1, que evalúa sólo escorrentía directa, se ha agregado un caudal base de 15 m<sup>3</sup>/seg.

Se incluye en la figura el análisis de frecuencia de las crecidas pluviales históricas ploteadas con la fórmula de Weibull y la curva de frecuencia teórica



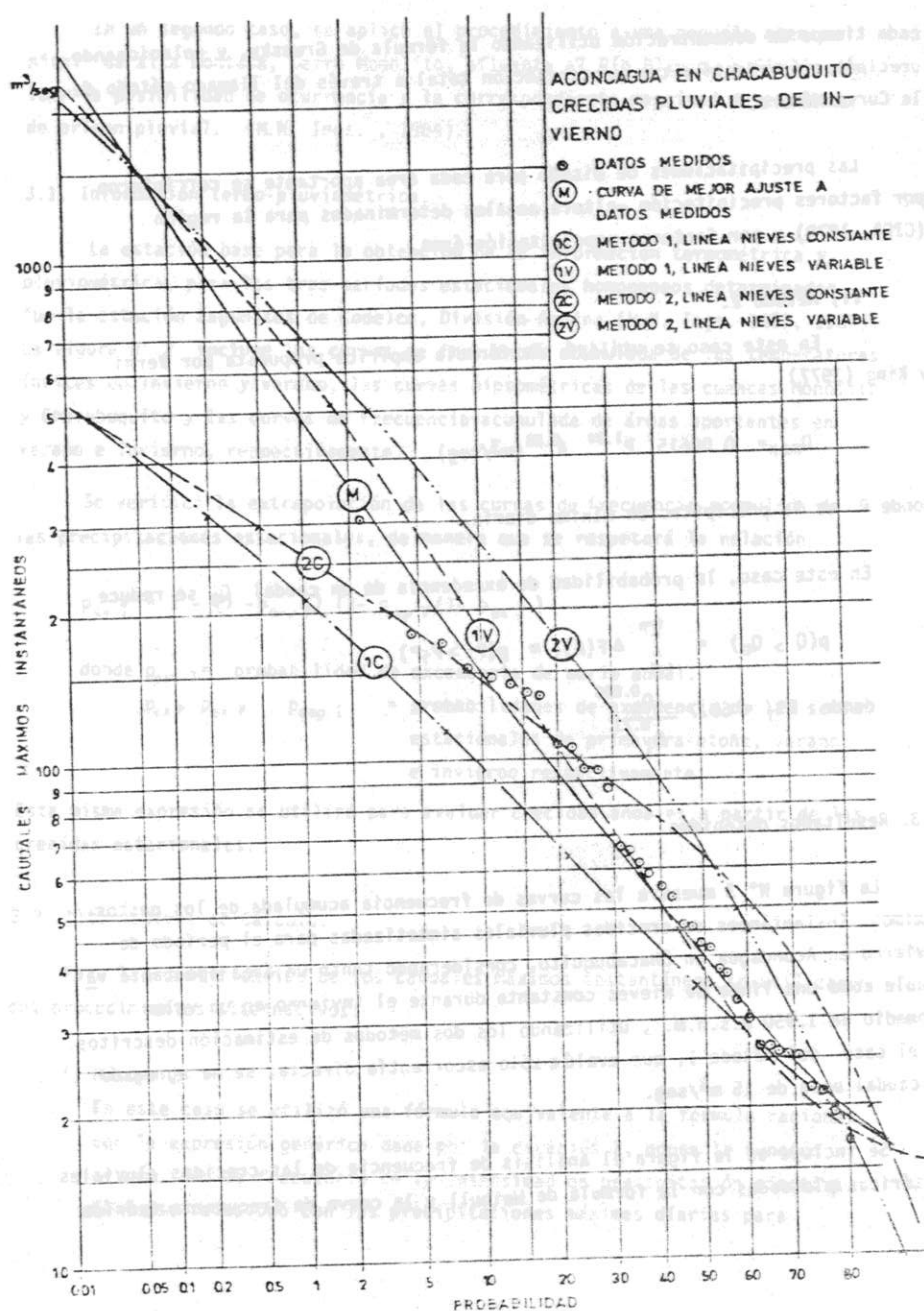


Figura N°3

de mejor ajuste; en este caso, una log-normal de 3 parámetros (CICA 1979).

El análisis de los resultados revela que para periodos medianos o bajos, la fórmula de Verni y King da resultados, para este caso particular, algo mayores, tendiendo a coincidir ambos métodos para periodos de retorno altos en que el déficit de escorrentía se hace proporcionalmente menor.

Con respecto a la incidencia de la variabilidad de la línea de nieves, se observa, como era de esperarse, que su consideración produce una función de densidad de frecuencia de caudales máximos instantáneos con mayor dispersión. Para crecidas menores, aún cuando el mejor ajuste depende del método de estimación que se utilice, la tendencia de las curvas de frecuencia sintetizadas al considerar la variación de la línea de nieves coincide mejor con los valores históricos.

Para las grandes crecidas, la diferencia entre ambos criterios se hace ostensible, y la no consideración de la variabilidad de la línea de nieves produce estimaciones peligrosamente inferiores. Le asigna un período de retorno entre 200 y 500 años al mayor valor medido en 44 años y declara absolutamente improbable un caudal sobre 1000 m<sup>3</sup>/seg. que de acuerdo a estimaciones indirectas se habría registrado en 1912, previo al período de medición.

Al considerar la variabilidad de las líneas de nieves se obtienen valores de crecidas milenarias bastante concordantes con los valores que se obtendrían del análisis de frecuencia directo de los datos medidos.

Los resultados que se obtienen para los períodos de Primavera-Otoño y Verano indican que la probabilidad de crecidas pluviales es fuertemente decreciente en ese orden y que la magnitud de la crecida pluvial total anual no es significativamente mayor que la obtenida para el período de invierno.

Al aplicar el método a la cuenca cordillerana del Cerro Monolito, los resultados que se obtienen son los opuestos al caso anterior, en el sentido de que a esta altura (sobre 3.640 m.s.n.m.) la probabilidad de crecidas pluviales en los períodos de otoño-invierno y primavera es despreciable o nula, y sólo serían factibles crecidas pluviales por efecto de tormentas de vera-

no. La consideración de la variabilidad del área aportante resulta también en este caso de enorme trascendencia.

La tabla #1 muestra los caudales máximos instantáneos resultantes para distintos períodos de retorno, mediante la fórmula racional considerando el área variable, un área aportante constante igual al valor promedio (línea de nieves a la cota 3.600 mts.) y un área constante con una probabilidad de 1 en 50 (línea de nieves sobre la cota 4.400 m.s.n.m.).

T A B L A #1  
CUENCA CERRO MONOLITO  
CRECIDAS PLUVIALES DE VERANO [m3/seg]

PERIODO DE RETORNO	AREA VARIABLE	AREA CTE. PROMEDIO	AREA 1 EN 50
10	0.20	0.04	1.25
50	1.75	0.15	4.50
100	2.90	0.22	5.60
500	5.80	0.33	8.40
1000	7.40	0.43	9.20

Aceptando como más representativos los valores resultantes de considerar un área variable, dados los resultados obtenidos en Aconcagua en Chacabuco, se observa que al utilizar una línea de nieves promedio resultan caudales despreciables frente a los primeros. Adoptando arbitrariamente una línea de nieves más alta (1 en 50) pueden reproducirse las ordenes de magnitud de las crecidas milenarias a costa de sobre evaluar las crecidas de períodos de retorno más bajo.

#### 3.4. Conclusiones

Aún cuando en carácter preliminar, porque el procedimiento debiera verificarse en un mayor número de estaciones, puede concluirse que la temperatura ambiente es un excelente índice para distinguir la forma de la pre-

cipitación entre lluvias y nieve. Este hecho permite, analizando probabilísticamente las estadísticas de temperatura de una cuenca, determinar la variabilidad de la línea de nieves e incorporar su efecto en la estimación de crecidas pluviales en cuencas mixtas.

Mediante el uso de relaciones empíricas simples que desprecian efectos tales como lluvia sobre nieve, y cota de la nieve preexistente se obtienen estimaciones indirectas de crecidas en bastante mejor concordancia con los resultados del análisis de frecuencia directo de estadísticas medidas, lo que permite reducir en algún grado la enorme incertidumbre asociada a la estimación de crecidas en cuencas pluvio nivales no controladas.

#### BIBLIOGRAFIA

1. Stowhas, L. 1984 "Crecidas de Deshielo", Jornadas de Hidrología de Nieves y Hielos en América del Sur, P.H.I. Unesco, Vol. I, Santiago, Chile.
2. M.Nenadovich Ings. 1984 "Saneamiento y drenaje Sector Alto Valle de Río Blanco", CODELCO, Chile, División Andina.
3. Benítez A. y C. Rodríguez, 1974, "Determinación de Hidrogramas Unitarios Sintéticos en Chile", ENDESA, Depto. Ing. Civil.
4. Verni F. y H. King, 1977, "Estimación de crecidas en Cuencas no Controladas", 3er. Coloquio Nacional de Ingeniería Hidráulica, Santiago, Chile.
5. U.S.Army, Corps of Engineers, 1956, "Snow Hidrology", Portland, Oregon" U.S.A.
6. World Meteorological Organization (W.M.O.), 1973, "Manual for the Estimation of Maximum Probable Precipitation". Operational Hidrology Report N° 1, W.M.O N° 332, Geneve, Switzerland.
7. Stowhas L., 1984b, "Fundamentos de Hidrología Aplicada", D.G.D.Cy T., Universidad Técnica Federico Santa María, Valparaíso, Chile.
8. CICA, Binnie & Partners, Hunting Tec., 1979, "Estudio Integral de Riego de los Valles de Aconcagua, Ligua y Petorca, Estudio Hidrológico", Comisión Nacional de Riego, Santiago.
9. M.Nenadovich Ings., 1982, "Estudio Glacio-Hidrológico Sector Sur-Sur", CODELCO Chile, División Andina.