

TOPOCLIMATOLOGIA DE LA CUENCA DEL RIO MAPOCHO

TOPOCLIMATOLOGY OF THE MAPOCHO RIVER BASIN

HUGO ROMERO Y JOSE VINAGRE

Departamento de Geografía Universidad de Chile

ABSTRACT

Particular geographic morphology of the country is responsible by the great climatic especificity of Central Chile basins, such as Santiago, where orographic and the dynamic of the atmosphere relationship, regulates the distribution of climate elements, i.e. mean temperatures, rainfall, relative humidity, winds, solar radiation, evapotranspiration and the lenght of vegetative development.

Using annual long term averages, regression lines have been calculated between climatic data and some causal factors, selected according to a trend surface analysis. So, regression coefficients express relative weight of height, distance to Maipo valley and distance to main contour lines. From those equations isa-rithmic maps have being drawing and from their over-laying, five climatic areas are distinguished: Leeward of coastal mountain chain; Windward of the Andes chain, piedmont and hight andes valleys; Continental central sector; an area under maritime influence inland Maipo Valley and the N.W. sector. Residuals of estimate values are particularly lows in temperatures and rainfall.

Coastal and Andes mountain landscapes present two thermal gradients, one positive below inversion layer and one negative, above this layer: at the piedmont, temperature increases since 15 to 17°C between 700 and 1.000 m and there, decreases to 9°C at 2.000 height.

The main climatic difference between both slopes is the coastal rainshadow effect which decreases rainfall from 600 mm at windward to 300 mm at leeward and the Andes windward rainshooter effect wich increases yearly precipitation since 450 mm at 900 m to 850 mm at 2.000 m. This last area, because seasonality of rainfall, strong South winds blowing above 1.000 m height, low relative humidity (annual mean is 50%) and the presence of the 0°C isotherm, explains the arid environment lasting most of the year (mean annual ETP is between 110 and 155 mm).

The most continental areas are located at the Central section of the basin and its extension towards N.W. In both cases the extreme orographic confinement determines a steady air, with large thermal oscilation, resulting from high mean maximun values (over 30°C) in summer and mean minimum under 3°C in winter.

The last area is under oceanic influences throught Maipo Valley, with minimun temperatures over 5°C and maximals between 0,5 and 1,5°C lower, both respect to the rest of the basin. Rainfall is, on the other hand, 125 mm in annual average larger and, as a consequence, allows minors values in ETP and vegetative development.

In all the basin, solar exposition and rainfall are variables and, therefore ETP. A large amount of small and big valleys control the behaviour of local winds, changing regular climatic patterns.

1. INTRODUCCION

La particular situación geográfica de Chile sudamericano en la costa occidental del cono sur, con una longitud de más de 4.200 km, ha determinado que las características climáticas de este territorio sean aquellas derivadas de la mayor o menor influencia marítima y de los sistemas de circulación atmosférica. Sin embargo, adjuntando sus características orográficas especialmente a una escala de mayor detalle, es posible definir a Chile como una sucesión de cuencas (valles e interfluvios), las que según sus características y orientación particulares, poseerán condiciones climáticas propias.

El clima de una cuenca no puede ser reconocido y explicado del mismo modo que los patrones nacionales, esto es por medio de un análisis macroclimático, ya que su situación de relativo enclaustramiento respecto de los sistemas de circulación regional, obliga a que su definición y explicación deba hacerse a partir de la identificación de relaciones de la orografía con las condiciones y características de la circulación atmosférica. Para ello es necesario especificar un espacio de mayor escala, correspondiente al ámbito de los estudios de mesoclimatología: es decir, utilizando cartografías de 1:1.000.000 a 1:50.000, las que conforman estudios sub-regionales, en correspondencia con paisajes naturales (PEÑA, 1975).

Para comprender dichas estructuras climático-geográficas se recurre al análisis topoclimático o topoclimatología, que es definido por K. Knoch (PEÑA, 1975) como una "climatología de terreno", lo que supone la delimitación de un área y una escala de representación en los cuales sea posible establecer las relaciones entre los atributos de las masas de aire: temperatura, humedad, velocidad y dirección, con los principales componentes del relieve característico de una cuenca (altura, exposición, pendiente, localización y cubierta vegetal). Es sobre estas ideas que Geiger define a la topoclimatología como "el clima de un determinado punto topográfico, que no sólo es dependiente de las formas superficiales sino que también de los tipos de suelos y de las coberturas vegetales" (PEÑA, 1975).

A partir de estos conceptos es necesario señalar la utilidad que tiene en el caso de Chile, explorar variantes metodológicas que complementen la reducida base de datos disponibles. Por otro lado, la perspectiva genética en que se ubica la topoclimatología, puede permitir el diseño de numerosas hipótesis, susceptibles de ser contrastadas tanto con la data existente como con campañas de mediciones en terreno. De esta forma se aplicarían algunos de los avances metodológicos que han sustentado el progreso de la geografía de campo en las últimas décadas, junto con establecer un cúmulo de generalizaciones empíricas, las que a su vez, han permitido el progreso de sus ramas sistemáticas.

El presente estudio expone el caso de la cuenca del río Mapocho, seleccionado debido a la urgencia por contar con información climatológica para un área seriamente afectada por los desastres naturales y sometida a un proceso de urbanización creciente. La elección de esta cuenca es un problema de prioridad, siendo evidente que la metodología que se sugiere pretende no sólo responder a las necesidades de esta área, sino que además, ilustrar sobre la posibilidad de su aplicación a realidades homólogas.

2. CLIMATOLOGIA DE CUENCAS

La cuenca hidrográfica constituye una de las unidades geográfico-físicas más interesantes. Presenta una clara estructura espacial organizada por la red de drenaje y limitada por las divisorias de aguas. Sus rasgos morfológicos, representados por los sistemas de laderas y llanuras, se asocian a la distribución de los climas, suelos y vegetación.

El comportamiento particular de las variables climáticas está principalmente controlado por los rasgos señalados y por la orientación general de la cuenca respecto a la latitud y su comunicación con el océano. Las características locales que asumen los climas son consecuencia directa de las formas del relieve, de las exposiciones a la insolación y de la posible llegada de influencias alóctonas.

El carácter sintético y la expresión de procesos espaciales son requerimientos formulados a la climatología genética y se resuelven entendiendo a la cuenca fluvial como un sistema abierto, que recibe insumos a través de las condiciones climáticas, principalmente de carácter radiativo, circulatorio y pluvial. La estructura climática no es estática sino un espacio latente que recibe, además, flujos de áreas adyacentes.

No se puede explicar el clima de una cuenca sólo a través de la generalización subjetiva y

arbitraria de datos meteorológicos puntuales sino que es necesario especificar los procesos espaciales que proporcionan identidad a un paisaje y la vinculan a sus áreas vecinas.

La topoclimatología de la cuenca del río Mapocho incluye la variación espacial de los rasgos atmosféricos en función de la superficie terrestre y su influencia sobre la radiación solar y regímenes térmicos, estando estos últimos a su vez sometidos al acceso de influencias marinas (oceanidad) y al enclaustramiento (continentalidad). De la misma forma, las características térmicas resultantes acentuarán o debilitarán los vientos regionales y se verán modificados por las brisas de mar a continente y de ladera a fondo de valle.

3. ANTECEDENTES GENERALES

Uno de los aspectos geográficos fundamentales en el origen de los climas de la cuenca de Santiago es su extraordinario encerramiento. En efecto, la cordillera de los Andes por el este, cuevas del Manzano y de Chacabuco por el norte. Cordillera de la Costa por el occidente y Angostura de Paine por el sur, conforman un perímetro de más de 2.000 m de altura que en la práctica posibilita un auténtico enclaustramiento climático. Sólo escapa a éste, el abra de 8 km de ancho, existente en las cercanías de El Monte y que permite la salida del eje fluvial Mapocho-Maipo.

Las máximas alturas andinas: Colocalán de 2.540 m, Viscachaz de 2.887 m, San Ramón (3.500 m), Altos de la Yareta (2.400 m). Cristales, de 2.847 m y Hornillo (3.000), indican desde ya las condiciones climáticas típicas de montaña que presenta dicho sector oriental. Algo similar se registra en las principales alturas costeras, en donde el Cerro Viscachaz (2.046 m), Roble Alto (2.185 m) y los Altos de Lipangue y Chicauma, originan climas también de carácter andino.

Si bien en el caso de la cordillera de la Costa no existe un ambiente morfológico de transición entre los cerros y el fondo de la cuenca, son importantes de tener en cuenta, por sus rasgos ambientales, los alvéolos de Batuco, Tiltit y Rungue, ubicados en el área noroccidental. La cordillera de los Andes, en cambio, antepone un conjunto de conos aluviales, directamente asociados a la acción sedimentaria del río Mapocho y sus afluentes y a las quebradas de Macul y Ramón. Estos conforman un ambiente de transición entre los climas altoandinos y los de fondo de cuenca.

La canalización de los flujos que comunican estos diversos ambientes atmosféricos, está dirigida por la red de drenaje, que se constituye en un importante factor topoclimático. Así, el río Mapocho prolonga los flujos del fondo de la cuenca hacia la cordillera andina, a través de sus afluentes, los ríos Molina y San Francisco y estero Arrayán. Sin embargo, por los mismos drenajes, es posible el descenso de las características andinas hacia la llanura.

Aguas abajo, el río Mapocho se prolonga y recibe aportes de los esteros de Lampa y Colina y al desembocar como tributario en el río Maipo, alcanza el océano, recibiendo así influencias marítimas capaces de penetrar y difundirse por todo el sistema fluvial aguas arriba.

Por otro lado, la sucesión morfológica de ejes fluviales e interfluvios (laderas, terrazas fluviales y piedmontes) y la incidencia de altas y coherentes cordilleras, proporciona toda una variedad de topoclimas, directamente controlados por las exposiciones al sol y a los vientos regionales, nubosidad y lluvias.

Entre las evidencias de las variaciones topoclimáticas destaca la distribución general de la cubierta vegetal. La aridez de gran parte del año se manifiesta en el predominio de la Sabana de Acacia Caven, que en invierno es acompañada por praderas de gramíneas. A mayor altura y exposición solar, la acentuación de las condiciones xerófitas permite la existencia de chaguales (*Puya chilensis*) y quiscos (*Trichocereus*), en tanto que en rinconadas, laderas de umbría y quebradas se localiza el bosque esclerófilo, compuesto por especies tales como el peumo (*Criptomaria alba*), maitén (*Maitenus boaria*), litres (*Lithraea caústica*), boldo (*Peumus boldus*) y canelo (*Drimys chilensis*), además de una infinidad de gramíneas. En las alturas andinas, en cambio, domina la estepa.

Con todo, la cuenca del Mapocho presenta como rasgo principal su condición de sitio de la principal urbe del país, su capital Santiago, con más de cuatro millones de habitantes. La localización de la aglomeración demográfica sobre suelos agrícolas de gran calidad y la forma y rapidez de la expansión urbana, requieren conocer los recursos de la cuenca ya sea con el fin de orientar el futuro crecimiento espacial como de evitar los riesgos que implica ocupar un territorio de gran variedad y comportamiento irregular. A modo de ejemplo se puede señalar los dramáticos efectos sobre sectores del hábitat urbano de las inundaciones de 1982 y la constante preocupación que significan los alarmantes valores de contaminantes atmosféricos registrados.

4. METODOLOGIA

Se trata de diseñar un modelo hipotético deductivo que incluya los factores topoclimáticos del paisaje y a través de cuya comprobación empírica se analice cuantitativamente la variación espacial de los climas. Los aspectos considerados son los siguientes:

4.1. La radiación solar se distribuye de manera heterogénea en el paisaje, particularmente a escala de una cuenca, por lo que el primer paso de un acercamiento topoclimático es la elaboración de una cartografía de radiación diferencial, que se relacione con las facetas o unidades areales que conforman el relieve y con la exposición de éstas a los rayos solares.

El paisaje de una cuenca está compuesto por distintos planos, inclinados en diversos ángulos y exposiciones. Por lo tanto, no todas las superficies reciben la misma cantidad de radiación, la que a su vez aumenta con la altura debido al menor espesor atmosférico. A ello se suma el hecho de que la nubosidad, la humedad y las sombras logran que a una misma hora del día y sobre una misma región, la distribución de la radiación no sea uniforme. De tal manera la radiación disminuye con el aumento de la latitud, se incrementa con mayor número de horas de exposición y, según su orientación, las laderas que miran al norte, reciben mayor carga energética que las del este, oeste o sur. Por otro lado, los rayos solares caen más tangencialmente sobre una superficie horizontal que sobre una perpendicular a éstos, por lo que es necesario en este tipo de estudios considerar el ángulo de pendiente.

Considerando la altura, se obtiene la siguiente fórmula que integra todas las variables:

a) Para superficies horizontales:

$$E = 2UL/\text{min cm}^2 p^\epsilon \cos \varphi$$

b) Para superficies inclinadas:

$$E = 2UL/\text{min cm}^2 p^\epsilon \cos SV$$

donde: $2UL/\text{min cm}^2 = \text{constante solar} = 2,0 \text{ cal}/\text{min}/\text{cm}^2$

p = coeficiente de transparencia atmosférica.

ϵ = espesor atmosférico.

SV = inclinación del plano respecto de la horizontal del lugar, más el ángulo cenital.

$$SV = ZV + \varphi$$

$$\cos SV = \cos \varphi \cos ZV + \text{sen} \vartheta \text{ sen} ZV \cos \delta AZ$$

donde:

φ = ángulo cenital o la suma de la latitud, más la declinación del sol para cada fecha del año.

ZV = inclinación del plano.

$\cos \delta AZ$ = diferencia de azimut + azimut solar - azimut del plano.

Con esta fórmula, más las deducciones teóricas de Ruffo, HUBER (1977) calculó la radiación potencial que debía caer en Chile, en distintas estaciones del año, cada 300 m de altura, cada 15° de pendiente y para las 8 exposiciones básicas de la rosa de los vientos.

El caso de este trabajo, la radiación solar potencial permitirá obtener, en su relación con otros parámetros, la evapotranspiración potencial (ETP) diferencial de la región, utilizando la fórmula de Turc (PEGUY, 1970).

4.2 *La temperatura*: Entre los efectos más importantes de la radiación solar se cuentan las temperaturas del aire y del suelo. La temperatura, junto con la humedad, es uno de los elementos más significativos para la descripción o definición de un tipo climático; por lo tanto, su distribución temporal (estaciones del año y variación diaria) como espacial, deben ser objeto de especial atención. Por mucho tiempo, ambos problemas han sido abordados exclusivamente por medio del estudio de la información registrada en las estaciones meteorológicas existentes. Sin embargo, es conveniente señalar la imposibilidad económica de contar con una densa red de estaciones que cubra adecuadamente las diversas unidades territoriales. Con el fin de comprender las variaciones temporales regulares, es necesario que las estaciones registren un período relativamente largo (10 a 30 años), para ser estadísticamente significativas.

La localización de las estaciones, fundamentalmente en regiones planas y de baja altura, cercanas a ciudades, hace necesario la generalización de la información, particularmente en situaciones de montaña.

Por último, la confiabilidad de los datos se ve reducida debido a que gran parte de esas estaciones son semiautomáticas o manuales, resultando de ello la inexistencia de largas series de datos o bien la discontinuidad de los registros.

Los problemas señalados requieren que en un estudio topoclimático de cuenca se recurra a diversos métodos que permitan salvar estas dificultades. Para resolver la incidencia de la altura en el comportamiento térmico se han utilizado las proposiciones de Angot, presentadas por PEÑA (1972), relativas a la elaboración de gradientes térmicos, los que para PEGUY (1970) corresponden a la diferencia de temperatura provocada por una variación de 100 m de altura.

Para Angot, existe una relación lineal entre la disminución de la temperatura y la altura. Sin embargo, el hecho de que Santiago se encuentre en una zona de influencia anticiclónica, hace que dicha relación se presente en forma directa hasta alrededor de los 1.000 m sobre el nivel del mar, para luego invertirse, dando origen a la llamada "inversión térmica de subsidencia".

La fórmula de gradiente térmico de Angot es la siguiente:

$$T = T_0 + 0,15 \text{ sen } (m + 300) + 0,05 \text{ sen } (2m + 260)$$

donde:

T = gradiente anual.

m = tiempo contado en grados a partir del 1° de enero, correspondiendo el año completo a 360°.

Otra posibilidad es la regresión lineal entre la altura de las estaciones y los valores medios de temperatura. En este caso, la fórmula propuesta es:

$$\gamma = \frac{(T_i - \bar{T})(Z_i - \bar{Z})}{(Z_i - \bar{Z})^2}$$

$$T_0 = \bar{T} + \gamma \bar{Z}$$

donde:

T_i y Z_i = valores individuales de temperatura y altura.

\bar{T} y \bar{Z} = valores medios de temperatura y altura.

T₀ = temperatura a nivel del mar.

γ = gradiente térmico.

De este modo, una vez logrado el gradiente, éste se proyecta desde el nivel del mar, obteniéndose su variación cada 100 m de altura. El valor resultante puede o no coincidir con los valores reales de una estación dada, manifestando así porcentajes de residuo, del mayor interés para estudios de climas locales.

En estudios de carácter local o mesorregional la relación temperatura/altura no explica toda la variación espacial de este parámetro, por lo que se deben considerar otras variables explicativas de carácter independiente. Entre ellas la distancia al mar del punto de medición, teniendo en cuenta que el océano ejerce un efectivo control sobre las oscilaciones térmicas. En efecto, a mayor distancia del mar las regiones presentan rasgos de continentabilidad más marcadas. En este momento, la relación simple entre las variables dependiente e independiente se convierte en una relación más compleja o múltiple, tal como:

$$y = a + bx + cx_2 + \dots + nx_i$$

donde:

y = variable dependiente.

a, b, c, son constantes, o coeficiente de regresión.

x₁, x₂, ..., x_i = variables explicativas.

Al desarrollar estas ecuaciones y al ampliar el número de variables explicativas que representan los factores de variación espacial de la temperatura, menores serán los residuos o diferencias (negativa o positiva) entre el valor real y el pronosticado.

Es así como se han planteado las siguientes ecuaciones para el caso de las temperaturas en la cuenca del río Mapocho:

1. Temperatura media anual = T Med

$$T \text{ Med} = 11,46792 + 1,857122x_1 + 0,02462847x_2 + 0,05403523x_3$$

2. Temperatura media anual para estaciones sobre 1.000 m. s.n.m. (sobre la capa de inversión térmica). T Med h.

$$T \text{ Med h} = 11,46792 - 4,407001x_1 + 0,02462847x_2 + 0,05403523x_3$$

3. Temperatura mínima media del mes más frío (julio). T Min.

$$T \text{ Min} = 3,0571719 - 1,598801x_1 - 0,01524393x_2 + 0,07800602x_3$$

Donde las variables independientes (explicativas) son:

- x_1 = altura sobre el nivel del mar en kilómetros.
 x_2 = distancia a la fuente húmeda importante más próxima en kilómetros (valles Maipo y Aconcagua).
 x_3 = distancia a la barrera orográfica más próxima e importante en kilómetros.

Dichas variables han sido seleccionadas considerando anteriores trabajos, tales como GREGORY (1971) y PEREIRA Y TARIFA (1972).

En el presente estudio, la altura sobre el nivel del mar representa el componente orográfico o la diferencia que experimenta un elemento climático por efecto de la relación dinámica atmosférica-relieve; la distancia a la barrera orográfica trata de considerar el fenómeno de biombo climático, uno de los más característicos en el estudio de cuenca y que se refiere a cualquier relieve capaz de impedir o alterar la circulación atmosférica sobre un área próxima de menor altura relativa. Lo anterior permitió reconocer áreas de enclaustramiento o reafirmó aquellas previamente identificadas como continental de acuerdo con los índices de Kerner y Gorscinsky (ZEPEDA & ROMERO, 1981). La distancia a una fuente húmeda representa por cualidad o cantidad, la influencia de las masas oceánicas y sus ejes de penetración continental sobre las características de las temperaturas y de las precipitaciones de un área.

La información generada por las ecuaciones de regresión múltiple, permite calcular índices como los de evapotranspiración y al mismo tiempo, obtener el año térmico a través de la fórmula propuesta por CONRAD & POLLAK (PEÑA, 1972), lo que posibilita conocer, por ejemplo, los períodos, medidos en número de días, durante los cuales las temperaturas medias están por encima de un umbral teórico cualquiera o en sentido inverso, el período de receso vegetativo a partir del mismo umbral.

La ecuación de Conrad & Pollak es la siguiente:

$$D = \frac{30t_0 - b}{a - b} \quad D' = \frac{30a - t_0}{a - b}$$

donde:

- t_0 = umbral térmico elegido (10°C por ejemplo).
 a y b = promedios mensuales inmediatamente por encima y por debajo de dicho límite.
 D y D' = diferencia en días entre la mitad del mes que tiene la temperatura inferior o superior al límite y la fecha en que tal límite es alcanzado.

Por otra parte, los promedios mensuales de temperatura permiten la determinación de los regímenes térmicos, los que a su vez identifican climas con características de oceaneidad o continentalidad.

4.3. Las precipitaciones: Otro elemento climático de amplia significación para una región como la cuenca de Santiago es la pluviosidad. Las precipitaciones aumentan con la altura, producto del incremento de períodos de mal tiempo y de la influencia de las menores temperaturas en la condensación de la humedad, concentrada por efectos del componente orográfico.

Un factor importante y determinante en la distribución de las precipitaciones es la exposición de laderas. La orografía es la más eficaz de las barreras, que al actuar como biombo detiene, en barlovento, las masas de aire húmedo marítimo provocando en la vertiente de sotavento y en el área vecina del fondo de la cuenca la disminución de las precipitaciones, efecto conocido como sombra pluviométrica.

Un método para explorar el problema de la distribución de las precipitaciones en función de la altura es la regresión lineal, que pretende representar los gradientes diferenciados por exposición. GREGORY (1971), en un estudio realizado en Sierra Leona, propone completar dicho método con un análisis de regresión múltiple que permita estimar la precipitación teórica de un lugar de acuerdo con la siguiente expresión:

$$x_1 = 226,4 - 19,3 \log x_2 + 107,3 \log x_3 - 231,4 \log x_4 + 23,1 \log x_5$$

donde:

- x_1 = lluvia media anual en pulgadas.
 x_2 = distancia hacia el interior en millas.
 x_3 = longitud en grados oeste de Greenwich.
 x_4 = latitud en grados norte del Ecuador.
 x_5 = factor de altitud = altitud en pies/distancia al interior en millas.

Si bien esta ecuación explica el 74% de las precipitaciones registradas en Sierra Leona, el autor, buscando una solución al problema orográfico, agregó un x_6 o factor de relieve adicional, que corresponde a un valor entre +5 y -5, generado por la diferencia de altura entre dos mitades de un círculo de 20 millas de radio en el cual los semicírculos corresponden al sur-este y nor-este. De este modo un valor positivo indica una elevación hacia el norte o este y un valor negativo, un descenso. Esta división NE-SW busca representar las direcciones de las depresiones en el área de estudio. Al incorporar tal factor la ecuación aumentó a 89% su explicación.

Para el patrón nacional de precipitaciones de Chile, Romero (comunicación personal) elaboró la siguiente ecuación de regresión:

$$P = 1697,6 + 82,4x_2 + 0,15x_3 - 174,94x_4 + 19,16x_5$$

donde:

P = predicción de precipitaciones.

x_2 = latitud.

x_3 = altura.

x_4 = distancia al mar.

x_5 = distancia lineal en el mapa 1:1.000.000.

En el caso de la cuenca de Santiago, se ha estimado que dada su extensión y enclaustramiento general, la latitud y la distancia al mar carecen de significado. Sin embargo, se han incorporado otras variables como la distancia a la barrera orográfica, que se supone expresa la efectividad de la sombra pluviométrica y la distancia a los valles más próximos que comunican la cuenca con el mar y que son entendidas como áreas de penetración de masas de aire húmedo.

La fórmula lograda es la siguiente:

$$y = 285,0589 + 249,5845x_1 - 3,320311x_2 + 0,4435230x_3$$

donde:

x_1 = altura sobre el nivel del mar en km.

x_2 = distancia a la fuente húmeda en km.

x_3 = distancia a la barrera orográfica en km.

Esta ecuación fue generada con 44 puntos de control y con más de 20 años de observaciones.

4.4. La evapotranspiración potencial es un producto de la integración de una serie de elementos del clima, cuyo comportamiento obedece a su vez a la distinta conformación del paisaje. La evapotranspiración potencial (ETP) se refiere a "los requerimientos de agua por parte de un cultivo de referencia o tipo, consistente en una pradera de poca altura que cubre por completo el suelo". (PEGUY, 1970).

La ETP, según PEÑA & SCHNEIDER (1982), es la evaporación y transpiración que tendría lugar si hubiese suficiente agua almacenada como para hacer frente a la demanda. Si bien esta cantidad es difícil de precisar, se acepta que durante la estación lluviosa el suelo se satura con 100 milímetros de agua. Una vez que esto ha ocurrido, se manifiesta la evaporación efectiva que, durante al menos el comienzo de la estación seca, es igual a la potencial.

Como se observa, la evapotranspiración potencial es un elemento de suma importancia para determinar la capacidad hídrica de una región, a partir de la comparación de sus valores con los de precipitación real.

La ETP permite conocer más acertadamente los períodos secos y húmedos y los excedentes hídricos estacionales a través de los siguientes índices:

- Índice de humedad mensual = Razón entre las precipitaciones y la ETP del mismo mes.
- Índice de humedad estival = Razón entre las precipitaciones y la ETP acumulada de los tres meses más cálidos.
- Índice de humedad invernal = Razón entre las precipitaciones y la ETP acumulada de los tres meses más fríos.

Para el cálculo de la ETP se ha utilizado la fórmula de Turc, por requerir un menor número de parámetros, seleccionando sus términos según se trate del sector costero o de influencia oceánica y el sector interior-cordillerano o continental. De esta forma, el paisaje queda diferenciado por la carga de humedad efectiva derivada de los regímenes térmicos de Peña, Conrad, Gorscinzky y otros.

La fórmula ha sido compuesta con la original de Turc (PEGUY, 1970) y de CLIMDATA (PIZARRO, 1980).

Para el sector continental:

$$ETP = 0,4 \cdot \frac{T}{T + 15} (RS + 50) \left(1 + \frac{50 - HR}{70}\right) 1,19 + 18,78 \text{ mm/mes}$$

donde:

- ETP = evapotranspiración potencial.
 T = temperatura media mensual o anual en °C.
 Rs = radiación solar media mensual o anual teórica en cal/ cm²/ minuto.
 HR = Humedad relativa media mensual o anual en %.

4.5. *Los vientos*: En el caso de la cuenca de Santiago, el viento tiene durante gran parte del año dirección sur-oeste como componente regional, es decir, asociada a las influencias del anticiclón subtropical del Pacífico sur. Además, la velocidad del viento es de gran importancia en el desecamiento del suelo, por lo que Turc la consideró en el planteamiento de algunas de sus fórmulas de ETP. (PEGUY, 1970).

Para obtener una cartografía de vientos de la cuenca se aplicó el Análisis de Superficie de Tendencia, por medio del cual se puede obtener un plano que indique en qué sentido y monto aumenta la velocidad del viento. A esta cartografía se agrega la dirección del viento, el que está determinado por el flujo regional y la relación de éste con el relieve. Por ejemplo, los valles pueden orientar los vientos de acuerdo con su eje.

4.6. El Análisis de Superficie de Tendencia y su utilización en climatología consiste en una aplicación y expresión particular de la ecuación de regresión múltiple, es decir:

$$z = a_0 + x_i a_1 + y_i a_2$$

Se supone que el área de estudio es plana, no tiene variaciones altitudinales importantes y los elementos del clima se encuentran localizados por un sistema de coordenadas, que constituyen las únicas variables explicativas (independientes).

La superficie de tendencia, que resulta de la ecuación antes planteada, consiste en un plano horizontal con pendiente hacia uno de los puntos cardinales, que deja bajo sí, a igual distancia, todos los puntos localizados en el área. Es, en este sentido, una regresión lineal con expresión areal, que permite generar hipótesis comparando el plano con los valores reales medidos en los puntos de muestreo y que dieron origen a la ecuación. Con ello es posible crear una cartografía de residuos, que representa aquella porción de la variable estudiada no explicada por la ecuación. Para resolver este último problema se puede proceder a aumentar su complejidad de modo tal que se aproxime, en pasos sucesivos, a una superficie de planos múltiples (concavidades y convexidades) mediante ecuaciones cuadráticas y cúbicas polinomiales.

En el estudio de la cuenca de Santiago se realizó una serie de análisis de superficie de tendencia que identificaron las distribuciones de temperaturas, precipitaciones, humedad relativa y vientos, los que, como se ha visto, fueron sometidos con posterioridad al análisis de regresión múltiple (excepción hecha de la cartografía de vientos, donde se consideró suficiente el análisis de tendencia).

La ecuación de superficie de tendencia de la velocidad del viento es:

$$Z = 3,53 - 0,00171x_i + 0,5y_i$$

donde : x_i es coordenada norte-sur, e
 y_i es coordenada este-oeste

4.7. *La humedad relativa*: Turc consideró este elemento como parámetro significativo en su ecuación de ETP, puesto que dentro de un mismo paisaje se producen diferencias por efecto de la variación vertical u horizontal de la temperatura.

La regresión múltiple que se obtuvo para la humedad relativa es la siguiente:

$$HR \% = 61,170048 - 0,0102820x_1 + 0,2872554x_2 + 0,2069007x_3$$

donde:

- x_1 = altura sobre el nivel del mar en m.
 x_2 = distancia fuente húmeda más próxima en km.
 x_3 = distancia barrera orográfica en km.

4.8. Los índices de continentalidad permiten, a través de ecuaciones simples, conocer el grado de continentalidad u oceaneidad de un área, trabajando sobre la base de las amplitudes diarias, mensuales y anuales de la temperatura, que reflejan el control ejercido por las masas de aire húmedo. ZEPEDA & ROMERO (1981) han presentado y evaluado los diferentes índices en Chile.

4.9. *La construcción de cartas climáticas:* La cartografía resultante se ha basado en la carta topográfica I.G.M. escala 1:100.000 de la cuenca de Santiago, sobre la cual se superpuso una grilla de 5 x 5 minutos de latitud y longitud, que abarca el total de la cuenca. La elección de dicha grilla se debió al hecho de que la separación media entre las distintas estaciones meteorológicas oscilaba entre 5 y 10 minutos de latitud o longitud (1,8 km = 1 minuto), lo que aseguraba a cada estación meteorológica un área de influencia.

Por otra parte, desde los puntos localizados en cada intersección de la grilla se midió la altura sobre el nivel del mar, distancia a la fuente húmeda más próxima y a la barrera orográfica, lo que permitió predecir en situaciones homólogas, las características de los lugares que dieron origen a las ecuaciones de regresión. Con dichos valores se realizaron las siguientes cartas de isolíneas, siguiendo las proposiciones de SÁNCHEZ (1980):

- Temperaturas medias anuales.
- Temperaturas mínimas medias del mes más frío.
- Precipitaciones anuales medias.
- Humedad relativa media anual.
- Media anual de velocidad y dirección del viento.
- Período de receso vegetativo.
- Evapotranspiración potencial.

Al realizar la cartografía del período de receso vegetativo se utilizó, en primer lugar, el umbral de 10°C (empleado por otros investigadores en el caso de Chile). Seguidamente, estos valores se correlacionaron con los de las temperaturas mínimas medias del mes más frío, según lo propuesto por CONRAD & POLLAK (PEÑA, 1972).

El coeficiente de correlación obtenido por este método fue de 0,98, lo que dio lugar a una ecuación de regresión lineal entre la temperatura mínima media del mes más frío y el período de receso vegetativo y permitió, sobre la carta de isoterms mínimas, trazar la carta de receso vegetativo.

La ecuación de regresión es la siguiente:

$$Y = 259,814236 - 22,102834X_1$$

donde:

Y = período de receso vegetativo.

X₁ = temperatura mínima del mes más frío.

Para la elaboración de la cartografía de ETP se supuso que al interior de la grilla el área era homogénea, por lo que los elementos del clima tendrían un valor medio para toda la cuadrícula. Dicho valor corresponde al de las respectivas isolíneas que cubren el área superponiendo la grilla a cada una de las cartas climáticas, agregando a éstas las informaciones de pendientes, exposiciones y alturas, consideradas también como valores medios por cuadrícula.

4.10. La cartografía de unidades climáticas se origina en la identificación de áreas, basándose en el estudio de la cartografía de isolíneas y de unidades homogéneas descritas anteriormente.

Las cartas de elementos fueron superpuestas entre sí, dando origen a una cartografía de síntesis. De este modo se observó que los elementos que mejor identifican unidades dentro de la cuenca son las precipitaciones, las temperaturas medias anuales y la ETP, que a su vez es resultado de la interrelación de una serie de elementos climáticos y morfológicos. Sectores de la cuenca como el centro del valle, las vertientes de sotavento y barlovento y el área próxima al río Maipo son claramente identificadas en las tres cartas, ya sea por el comportamiento de las isolíneas como por la carta de ETP.

Finalmente, se agregó el resto de los elementos y parámetros climáticos, determinándose cinco unidades sintéticas.

5. ANALISIS Y DISCUSION DE LA CARTOGRAFIA DE LOS ELEMENTOS DEL CLIMA DE LA CUENCA DEL RIO MAPOCHO

5.1. EL COMPORTAMIENTO DINAMICO:

Al analizar el clima de la cuenca del río Mapocho a una escala de análisis 1:100.000, es posible observar relaciones entre la dinámica atmosférica y el relieve circundante, que, desde el punto de vista topoclimático, sugiere el siguiente comportamiento.

Las masas de aire primarias, de carácter oceánico, que afectan a la cuenca, pueden ser transformadas en su base por el contacto con la superficie rugosa del suelo, de distinta naturaleza según los paisajes. En forma general, existen dos vías de penetración hacia la cuenca: la primera traspone la cordillera de la Costa, la que actúa como biombo, desecando esta masa de aire, por lo que la ladera situada a sotavento de este cordón recibirá menor humedad que las áreas alejadas o aquellas ubicadas a barlovento. Igualmente, por efectos del biombo climático, las temperaturas presentarán amplitudes diarias y anuales más marcadas. Por otro lado, el ascenso forzado de masas de aire, logra que las precipitaciones, que se concentran fundamentalmente en invierno, aumenten fuertemente por efecto de la altitud sobre la ladera de barlovento.

Una segunda vía de ingreso de masas de aire a la cuenca es a través del valle del río Maipo, que comunica a la cuenca del Mapocho con el océano. Estas masas de aire presentan menos transformaciones que las descritas anteriormente, lo que se refleja en un mayor monto de precipitaciones distribuidas homogéneamente en la zona próxima al valle del Maipo, en una más alta influencia térmica del océano y elevados valores de humedad atmosférica.

El valle del río Maipo refleja la influencia oceánica a través de la dinámica de brisas de mar a continente y v/v, según se trate del día y la noche, respectivamente. Mediante estas brisas, masas de aire húmedas penetran al interior de la cuenca aguas arriba del sistema de drenaje, durante el día. En la noche, el enfriamiento radiativo, permite la formación de nieblas de advección en los valles y áreas continentalizadas.

El particular comportamiento de las temperaturas de la cuenca se debe a la subsidencia de masas de aire del sistema anticlinal del Pacífico, produciéndose una capa de inversión térmica cerca de los 1.200 m s.n.m. en verano y de los 800 m s.n.m. en invierno. Por lo tanto, las temperaturas aumentan con la altura, para luego de superar el nivel de inversión térmica, recuperar su gradiente normal (ULRIKSEN, 1980 a y b).

Las temperaturas no sólo presentan gradientes altimétricos, sino que también un gradiente derivado de su relación con la humedad. Este fenómeno se observa en aquellas áreas bajo la influencia oceánica como el valle del Maipo, a partir del cual las temperaturas mínimas y máximas tienden a ser más marcadas en la medida que aumente la distancia.

Por efecto de la barrera orográfica de la cordillera de la Costa también se producirá un gradiente térmico horizontal, ya que la zona bajo la influencia del biombo presenta una mayor continentalización, que se expresa en una mayor amplitud térmica diaria y anual.

A los sistemas de circulación previamente descritos, se agregan los de circulación interna de la cuenca, que son producto del calentamiento diferencial de los planos que la conforman. Las vertientes, durante el día, se calientan más que el fondo del valle, como consecuencia de que a mayor altura el espesor atmosférico es menor y la carga de radiación más alta, lo que sumado a la existencia del nivel de inversión térmica, posibilita mayores temperaturas. Las vertientes occidental, oriental y norte están expuestas a una mayor carga de radiación ya que, en línea general se presentan durante las diferentes estaciones del año y horas del día, como planos perpendiculares al eje de los rayos del sol, lo que permite una mayor concentración de energía por superficie, a diferencia de los fondos de valle, que por su posición (tangencial, en relación a los rayos del sol) reciben menor energía. Se originan así, centros de bajas y altas presiones locales, entre los cuales se producen flujos catabáticos de aire. Este proceso se invierte durante la noche, cuando el valle se conserva caliente por más tiempo que las vertientes, sobre todo las andinas. Como resultado, los centros de bajas y altas presiones se invierten, dando lugar a los vientos anabáticos (RUTLAND, 1973; GEIGER, 1966).

5.2. LA TOPOCLIMATOLOGIA DE LA CUENCA DEL RIO MAPOCHO

De acuerdo con los planteamientos presentados en el comportamiento dinámico y la cartografía de parámetros climáticos de la cuenca de Santiago, es posible dividir el área en cinco unidades típicas:

- a) Vertiente de sotavento de la cordillera de la Costa.
- b) Vertiente de barlovento de la cordillera de los Andes; piedmont y valles alto-andinos.
- c) Area central de la cuenca de características continentales.
- d) Area de influencias oceánicas y franja de penetración del valle del Maipo.
- e) Area noroccidental de la cuenca de morfología mixta.

a) Este sector de la cordillera de la Costa (Fig. 1) tiene un monto de precipitaciones que fluctúa entre 600 y 300 mm desde la cumbre al pie de la vertiente, es decir, en 1.000 m de altura relativa.

Las temperaturas medias anuales oscilan entre 13,5° y 15° (Fig. 2) incrementándose de pie a cumbre de vertiente en un gradiente de + 0,15°C / 100 m. La altura promedio de este cordón permite la presencia de nieve sólo en invierno y en cotas superiores a los 2.000 m, por lo que las cumbres no tienen importancia en la generación de masas de aire frío descendente. La existencia de la inversión termodinámica de altura, localizada en verano a los 1.000 m s.n.m. (ULRIKSEN 1980b), explica el referido aumento de la temperatura con la altura y motiva por otra parte una fuerte estratificación del aire. Al observar la estadística, se determina que en promedio más del 70% de los días del año presenta calmas durante la noche y parte de la mañana (Fig. 5), que sólo son modificadas por las turbulencias causadas a su vez por el aumento de temperatura o por aproximaciones frontales. La dificultad en la penetración del flujo oceánico es visible a través de una cubierta típica de nubes o neblinas sobre las cumbres costeras. El viento dominante de esta unidad proviene del valle del Maipo y tiene una componente sur-surweste y una velocidad media de seis a nueve nudos. La temperatura media del mes más frío presenta un gradiente de + 0,1°C/100 m en la ladera bajo la capa de inversión térmica, para luego retomar su decrecimiento. De sur a norte la temperatura mínima disminuye de 1,5 a 1,0°C (Fig. 3).

La humedad relativa varía de 65% a 60% de pie a cumbre de vertiente y entre 65% a 55% de sur a norte, decayendo al aumentar la distancia al valle del Maipo (Fig. 6)

La evapotranspiración potencial presenta un promedio anual entre 110 y 130 mm desde el centro al norte de la unidad (Fig. 7) en tanto que desde el centro hacia el sur varía entre 110 y 85 mm. El efecto de la distribución de la radiación solar según diferencias de altura y exposición es notorio, logrando que la ETP oscile entre 95 y 135 mm al aumentar la altura y de 80 a 130 mm al pasar de una exposición sur a una norte (umbria a solana).

En cuanto al periodo de receso vegetativo, o número de días en que la temperatura media está bajo los 10°C, alcanza a 140 días al año (Fig. 8).

b) La ladera de barlovento de la cordillera de los Andes se extiende de norte a sur a lo largo de 100 km considerando tanto las inflexiones de las quebradas de Ramón y Macul, como el sector de vertientes del Cajón andino del río Mapocho. Tiene esta unidad una altura media de 2.500 m s.n.m., por lo que el relieve relativo es una pared de 1.700 m promedio (Fig. 1).

La unidad es la vertiente de ascenso de la cuenca, donde las masas de aire sufren una convección forzada, sean ellas componentes del flujo regional o de sistemas locales, provocando, por lo tanto, importantes gradientes. De este modo, las precipitaciones aumentan de 450 a 900 mm entre los 850 y los 2.000 m s.n.m. (Fig. 4). Sin embargo, a mayor altura las precipitaciones se transforman en sólidas. Por otra parte, las temperaturas medias anuales aumentan de 15°C a los 700 m a 17°C a los 1.000 m s.n.m., es decir, en el límite de la inversión termodinámica de altura. Superado éste, disminuyen de 16° a 9°C. Al respecto, se debe señalar que la gradiente positiva de temperatura es menor en las zonas próximas al Maipo, esto es, como consecuencia de la influencia húmeda (Fig. 2).

De acuerdo con lo anterior es posible dividir esta unidad en dos ámbitos típicos: uno por debajo del nivel de inversión, caracterizado por gradientes térmicos positivos y otro por sobre dicho nivel, en el que los gradientes manifiestan signo negativo, posibilitando que las precipitaciones pasen a sólidas en la proximidad de los 2.000 m s.n.m.; esta situación tendrá efectos en la distribución de la humedad relativa y los vientos.

Las temperaturas mínimas medias del mes más frío (Fig. 3) muestran también un fuerte gradiente negativo, con una disminución de 4° a 0°C en la zona próxima al Maipo y de 3° a 0°C en las zonas más alejadas; encontrándose, incluso, gradientes de 1,5° a 0°C en áreas enclaustradas, alejadas del efecto regulador del valle del río Maipo. Estos gradientes altimétricos por sectores muestran cómo de sur a norte la isólinea de 0°C es alcanzada con más facilidad a causa de la mayor continentalidad.

El comportamiento térmico de la unidad causa una serie de intercambios de aire entre las partes altas y bajas de la vertiente, pues el calentamiento diferencial del valle con relación a la vertiente genera un sistema de circulación de valle-montaña durante el día y de montaña-valle durante la noche (ULRIKSEN, 1980a).

La altura de esta unidad permite un fuerte enfriamiento del aire que asciende por ella, efecto visible como una corona de nubes convectivas. Un fenómeno similar pero originado en la relación

del relieve con un sistema frontal da lugar a una capa de nubes bastante densas responsables del aumento de las precipitaciones. De igual forma, son observables las turbonadas típicas de algunos veranos, de origen convectivo.

El cambio de temperatura por efecto de la altura permite que durante la noche descienda aire, que da lugar a franjas frías (GEIGER, 1967; RUTLAND, 1973), típicas del piedmont andino. Este fenómeno se produce fundamentalmente en invierno, que es cuando la vertiente presenta una cubierta de nieve, que además de tener un alto albedo, enfría el aire circundante, que al ser más denso, desciende por la vertiente.

La humedad relativa no presenta grandes diferencias con lo observado en la unidad vertiente de sotavento. La distancia al río Maipo y la altura son las principales condicionantes de la disminución de sus valores, por lo que a los 1.000 m s.n.m. el promedio anual es de 60% en tanto que a los 1.900 m s.n.m. el promedio alcanza sólo a 50% y hasta un 45% sobre los 2.000 m s.n.m. (Fig. 6).

Según se ha visto anteriormente, esta unidad es tanto receptora como generadora de masas de aire, por lo que se observan vientos que oscilan entre 3,5 y 7,5 nudos de sur a norte, bajo los 1.000 m de altura. Sobre esta cota la información es muy escasa, motivo por el cual la cartografía de vientos presenta isotacas sólo hasta áreas próximas o levemente superiores a dicha altura (Fig. 5). Se ha demostrado, sin embargo, que los vientos se aceleran y cambian de componente sur-oeste a sur, en la medida que aumenta la altura (ULRIKSEN, 1984). Esto permite inferir que la información obtenida para la estación Las Melosas y otras próximas a ésta, a asimilar o superior altura, en el período 1978-1981, puede ser aplicada a esta unidad. De este modo, se tiene que en las partes altas de la vertiente, el viento posee componente sur y una velocidad media diaria superior a 10 nudos y una velocidad nocturna y matinal superior a 3 nudos. Debe considerarse también el hecho que durante los ascensos o descensos de masas de aire a través de los cajones andinos, éstas sufrirán fuertes aceleraciones llamadas Jets o Chorros al toparse con secciones más angostas de dichos pasos.

El calentamiento diferencial de la vertiente no sólo implica la dinámica anterior sino que también, una mayor evapotranspiración potencial, fenómeno que se ve favorecido con la altura y el gran número de secciones de la vertiente que ofrecen exposiciones norte, este o oeste, siendo estas últimas las más típicas, lo que permite la llegada de una gran cantidad de radiación solar directa (Fig. 7). A lo anterior debe sumarse el hecho de que a mayor altura hay menor humedad, por lo que la ETP oscila entre 120 y 150 mm entre los ríos Mapocho y Maipo. Desde el Mapocho y hasta el cordón de Chacabuco la ETP varía entre 80 mm, promedio anual en ladera de umbría, hasta 120 mm en las vertientes de exposición oeste. La importancia de la altura queda expresada al observar que la ETP aumenta de 110 a 155 mm entre los 800 y 2.000 m s.n.m. Para alturas superiores, y debido a que no existe vegetación continua, no se calculó la ETP.

En cuanto al período de receso vegetativo (Fig. 8) aumenta de 60 a 180 días desde los 700 a los 3.000 m s.n.m. en el sector sur del río Mapocho, en tanto que al norte de éste, lo hace entre 100 y 180 días por efecto de la mayor distancia al río Maipo, lo que redundará en un mayor grado de continentalidad.

c) Área central de la cuenca de características continentales: Como lo indica su denominación, esta unidad se caracteriza por la continentalidad que afecta a los elementos del clima, debida a la pérdida de la influencia del valle del Maipo y a un mayor grado de enclaustramiento.

Esta área es un amplio fondo de valle, localizado bajo la cota de los 800 m s.n.m., con una altura promedio de 650 m. Esta unidad ocupa alrededor del 45% de las tierras planas bajo 10° de pendiente de la cuenca (Fig. 9).

Esta área está bajo los efectos de la sombra pluviométrica de la cordillera de la Costa y el aumento gradual de la altura hacia el este, circundada por la isoyeta de 300 mm (Fig. 4), más del 70% de esta unidad alcanza un promedio de 250 mm anuales. Igualmente, ofrece una disminución de 300 a 230 mm de sur a norte, lo que indica un aumento de la aridez y continentalidad.

La temperatura media de la cuenca aumenta de 14,8° a 15,5°C en dirección este a oeste, indicando al parecer la mayor continentalidad del área próxima al cordón costero (Fig. 2). Esta situación se reafirma por el hecho de que durante el verano las temperaturas máximas medias mensuales alcanzan fácilmente los 30°C. Esta situación se repite también en las otras estaciones del año, logrando hacer que, en promedio, esta unidad sea más cálida y más fría que el resto de la cuenca.

El mayor calentamiento diurno de esta unidad respecto del área más austral la convierte en un centro de baja presión local y en unidad receptora de masas de aire, lo que se ve reforzado por el libre paso del flujo regional, que en esta unidad no encuentra obstáculo y fluye desde el sur-oeste con una velocidad media que oscila entre 4 y 8 nudos, lo que otorga un promedio para la unidad de 6 nudos (Fig. 5). Por contrapartida el fuerte descenso de la temperatura durante la

noche genera, por efecto de la estratificación nocturna del aire a causa de la subsidencia atmosférica e inversiones térmicas radiativas, calmas matinales que alcanzan a cerca del 100% de los días del año. Estas mismas calmas son las que permiten la concentración de nieblas matinales, sobre todo en el sector centro-oeste de la unidad. Las bajas temperaturas condensan la humedad, que incluye la proveniente del sistema Maipo-Mapocho.

Desde el punto de vista de la ETP, la homogeneidad mostrada en la distribución de las temperaturas, humedad relativa y radiación solar (la unidad es prácticamente horizontal y de baja altura), ha determinado que sus valores acancen un promedio de 100 mm, variando entre 90 y 110 mm en aquellas zonas donde la exposición o altura presenta ligeras modificaciones (Fig. 7).

En cuanto al período de receso vegetativo se puede decir que éste disminuye de 140 a 80 días de oeste a este (Fig. 8), lo que señala que de aumentar la distancia a la barrera orográfica se reduce el efecto de continentalidad local.

Es importante señalar que en esta unidad se encuentra el núcleo urbano de la ciudad de Santiago, el que indudablemente participa de la génesis climática de la cuenca del río Mapocho. La ciudad, por ejemplo, es capaz de generar un núcleo o isla de calor, especialmente durante la noche, que funciona como un centro local de baja presión, originando un circuito con su entorno. Igualmente afecta la humedad relativa y absoluta y las precipitaciones en comparación a las áreas vecinas. Todas estas situaciones son significativas en estudios de carácter local (climatología urbana). (OKE, 1979; RUTLANT & ULRIKSEN, 1977).

d) Area de influencia oceánica: franja de penetración del valle del río Maipo.

Esta unidad limita al sur con el cauce del río Maipo, al norte con Pudahuel o área central de características continentales, al este con la vertiente occidental de la cordillera de los Andes y al oeste con la vertiente oriental de la cordillera de la Costa y la confluencia de los ríos Mapocho y Maipo. Completa el total de la superficie de fondo de la cuenca, cubriendo aproximadamente el 50% de ésta. Se extiende bajo la curva de nivel de los 400 m s.n.m. en el surweste y bajo la de 750 m s.n.m. en el límite del piedmont andino. Su altura media es de 600 m s.n.m.

En esta unidad de penetración de masas de aire desde el océano a través del valle del Maipo, permite vencer el enclaustramiento y caracterizarla como ámbito menos continentalizado, rasgo que, sin embargo, se acentúa de norte a sur.

Las temperaturas y precipitaciones son los elementos que mejor caracterizan la penetración oceánica. Es así como la temperatura mínima del mes más frío es la más alta para la cuenca (Fig. 3), entre 2° y 4°C de weste a este, con un máximo de 5°C en la zona de la confluencia Mapocho-Maipo; en tanto que el resto de la cuenca no supera los 2°C. De este modo, el promedio de la unidad alcanza los 3,5°C. Por otra parte, las temperaturas medias anuales oscilan entre 13°C en la zona de confluencia y 15°C en el límite este, que es el área de mayor altura. El promedio para la unidad es de 14°C, lo que resulta entre 0,5° y 1,5°C más bajo que la temperatura media de las otras unidades.

Desde el punto de vista de las precipitaciones (Fig. 4), éstas alcanzan entre 350 mm en el oeste y 500 mm en el este, en tanto que de norte a sur, oscilan entre 300 y 425 mm. Ambas gradientes reflejan la importancia tanto de la altura (componente orográfico) como de la distancia al río Maipo. Lo anterior otorga como promedio 375 mm, presentando su máximo monto al pie de la cordillera de los Andes. En esta unidad llueve en el año 125 mm más que en el centro de la cuenca.

Es indudable que el viento es un elemento característico de esta unidad, puesto que su desplazamiento permite la humectación constante, dando como resultado un área más fresca (Fig. 5). Además, el ascenso de masas de aire en las vertientes andinas permite un aumento significativo de las precipitaciones.

El viento refleja el componente regional, afectado en su orientación por el cauce del río Maipo. Es así como se observan dos orientaciones principales: un viento local desde el suroeste, causado por la diferencia de temperatura media entre esta área y el centro del valle, reforzado por el flujo regional. Y otro, desde el oeste, que ha sido determinado por el cauce del río Maipo y que refleja la dinámica de vientos de valle-montaña, reforzado por el sistema mar-continente. La velocidad media es de 2,5 a 3 nudos, en la franja próxima al Maipo, hasta 6,5 nudos en la franja norte.

Por otra parte, es importante reconocer que el descenso de las masas de aire desde el cajón andino del Maipo influye sobre los vientos, en tanto que el cajón andino del valle del Mapocho sustenta un sistema de vientos de componente weste surweste, de aproximadamente 6 nudos de velocidad media, que penetra por él desde el sector bajo de la cuenca.

El fenómeno más característico de esta unidad es la evapotranspiración potencial en promedio bastante más baja que la del resto de la cuenca. Este fenómeno ha quedado representado cartográficamente, como 3 franjas elipsoidales concéntricas orientadas en un eje surweste-

noreste (Fig. 7). La primera, de mayor altura, presenta valores de E_{TP} que oscilan entre 100 y 110 mm promedio mensual, desarrollándose fundamentalmente sobre los conos de deyección de los ríos Mapocho y Maipo y de las quebradas de Macul y Ramón; la siguiente franja es de 80 mm promedio y se expresa claramente hacia el centro de la unidad; la última franja es la de menos de 80 mm de E_{TP} , que predomina en torno al cauce del río Maipo, penetrando hacia el interior de la unidad unos 14 km. Lo anterior es el reflejo indudable del descenso de la temperatura hacia el sur, el aumento de la humedad relativa diurna, que es en promedio 73% y la disminución importante de la radiación solar, tanto por el hecho de ser esta unidad la de menor altura, como por ser la más húmeda durante el día. Las condiciones particularmente moderadas de esta unidad posibilitan que el período de receso vegetativo sea el menor de la cuenca y fluctúe sólo entre 40 y 80 días.

e) Area noroccidental de morfología mixta de la cuenca.

Al aplicar las ecuaciones de regresión múltiple a esta unidad en particular, se observó que los valores predichos alcanzaban altos residuos, principalmente debido a la escasa incidencia de la distancia del río Maipo. Al incorporar la distancia al río Aconcagua, éstos disminuyeron ostensiblemente, lo que permitió explicar la menor aridez de esta área en comparación con el centro de la cuenca.

Se caracteriza esta unidad en su aspecto morfológico, por una sucesión de promontorios de no más de 1.000 m de altura, los que separan una serie de pequeños valles y planicies, destacando entre los primeros el de Tiltill, que está orientado de sur a norte. Los límites de esta unidad son los perímetros de un triángulo que une las zonas de Caleu por el noroeste, Chacabuco por el noreste y Batuco por el suroeste. Es importante, además, la ladera que surge de la unión del cordón de Chacabuco con la cordillera de la Costa y que se presenta como una franja continua entre los 700 y 1.600 m s.n.m., lo que determina que el fondo de valle se desarrolle bajo la cota de los 800 m s.n.m. Esta unidad representa algo más del 10% del total de la cuenca.

La temperatura oscila entre 15°C en la cumbre y 14°C en el valle, es decir, una variación de 1°C en 900 m de altura (Fig. 2) encontrándose esta unidad por debajo de la inversión termodinámica. La temperatura mínima del mes más frío varía entre 1° y 2°C de valle a cumbre (Fig. 3).

Si bien estos aspectos permitirían mantener la hipótesis referente a la influencia del valle del Aconcagua como vía de penetración de masas de aire a la cuenca del río Mapocho, es necesario no subestimar el efecto de barrera del cordón de Chacabuco. De esta manera, las condiciones climáticas aquí observadas podrían más bien reflejar el efecto de la localización de las estaciones meteorológicas. Es preciso indicar, en primer lugar, que las estaciones que sirven de base para la generación de la cartografía de isolíneas son Caleu, Rungue, Tiltill y Batuco, de las cuales sólo Rungue y Caleu registran la totalidad de los parámetros meteorológicos.

En segundo lugar, estas estaciones de registro parecen estar claramente influidas por la localización del embalse en el caso de Rungue, del mismo modo que la laguna de Batuco modificaría los registros de la estación del mismo nombre.

Las precipitaciones presentan un fuerte gradiente desde 300 mm anuales en la base, hasta 600 mm en las cumbres. Las isoyetas se presentan paralelas a las curvas de nivel (Fig. 4). El promedio para la unidad es de 450 mm anuales. Estos montos debieran igualmente contemplar los problemas de localización a que se ha hecho referencia, aunque es posible suponer el paso ocasional de masas de aire húmedo desde el valle del Aconcagua, a través de algunos portezuelos, tales como el valle de Caleu y algunos sectores bajos del cordón Chacabuco-cordillera de la Costa.

La humedad relativa oscila entre 70% en el sector bajo y 55% en el sector de cumbres (Fig. 6).

Los vientos de la unidad están originados en el flujo regional, presentando una componente general suroeste (Fig. 5); sin embargo, dado el número de valles, el viento presentará una dirección de acuerdo con la orientación de sus ejes. Es así como en el valle de Tiltill la dirección del viento es sur. Por otra parte, la velocidad del viento disminuye de sur a norte desde 6,5 en el centro de la cuenca, hasta 2,5 nudos al pie de las vertientes de exposición sur. El período de calmas es de alrededor de un 65% de las mañanas durante todo el año. Sin embargo, en situaciones locales como Caleu, no se presentan calmas e incluso el viento tiene una dirección oeste.

Es importante en esta unidad el sistema dinámico de valle-montaña como producto del calentamiento diferencial de las vertientes y los fondos de valles. La velocidad promedio del viento es de 4 nudos. Sin embargo, esta situación, a escala local, puede ser diferente debido a los jets producidos por el estrechamiento de los valles.

La evapotranspiración potencial varía entre 100 mm en el fondo de los valles y 130 mm en las cumbres, en tanto que lo hace entre 80 y 125 mm desde las umbrías hasta las solanas (Fig. 7).

El período de receso vegetativo alcanza a 160 días en el sector de cumbres y 140 en el sector de valles, reflejando al igual que la E_{TP} , la influencia de la topografía (Fig. 8).

6. DISCUSION: LAS ASOCIACIONES Y CORRELACIONES ESTADISTICAS, ANALISIS DE RESIDUOS

Al determinar los parámetros climáticos que mejor identifican la topoclimatología de la cuenca del río Mapocho, se definieron las variables independientes que son causales de su expresión areal. La predicción en climatología, a partir de las ecuaciones de regresión, se enfrenta con el problema de no poder considerar todas las variables que participan en un hecho climático, por lo que se producen diferencias o residuos, más o menos importantes, dependiendo de la calidad y número de variables consideradas entre la realidad y la explicación así alcanzada. Los residuos deben ser estudiados y si es posible, dar origen a nuevas hipótesis que mejoren el grado de explicación (Fig. 9).

a) La predicción de temperaturas:

Las relaciones entre la variable dependiente temperatura media anual y las variables explicativas altura, distancia a la fuente húmeda y distancia a la barrera orográfica dieron origen a una ecuación con coeficientes de regresión positivos en las variables, lo que significa que las temperaturas se incrementan al aumentar dichos factores, es decir, confirman los planteamientos hipotéticos.

Los residuos son los siguientes:

	Valor real de T	Valor predictivo de T	Residuo	% Res.
Pudahuel	13,5	13,7	-0,222	1,6
Q. Normal	14,4	14,3	0,143	0,09
C. Calán	16,0	15,7	0,367	0,29
Sn. Joaquín	15,6	14,2	1,316	8,4
Cerrillos	14,1	13,8	0,254	1,8
El Bosque	13,7	14,1	- 0,403	2,9
Pirque	13,5	13,9	- 0,423	3,1
Tobalaba	14,3	15,1	- 0,880	6,1
Sn. José	13,5	13,5	- 0,024	0,16
	$\bar{x} = 14,2$	$\bar{x} = 14,2$	$\bar{x} = 0,008$	$\bar{x} = 2,9$
	$\sigma = 0,8$	$\sigma = 0,6$	$\sigma = 0,5$	$\sigma = 2,5$

Correlación entre valor real y valor predictivo: 0,73

La ecuación de regresión para la temperatura mínima media del mes más frío presenta valores negativos que señalan el hecho que éstas disminuyen con la altura y que poseen un gradiente normal y, por otra parte, que las temperaturas son más bajas a mayor distancia de la fuente húmeda. Por el contrario, la tercera variable explicativa determina un aumento de las temperaturas al alejarse de la barrera orográfica y, por lo tanto, al dejar el efecto de biombo o de enclaustramiento, que tiende a extremar las temperaturas.

La siguiente tabla presenta los residuos:

	Valor real de T	Valor predictivo de T	Residuo	% Res.
Pudahuel	2,7	2,4	0,300	11,1
Q. Normal	3,7	3,6	0,100	2,7
Sn. Joaquín	4,3	3,9	0,400	9,3
Cerrillos	3,9	3,3	0,600	15,3
El Bosque	2,8	3,8	- 1,000	35,7
Pirque	3,1	3,4	- 0,300	9,6
Tobalaba	3,4	4,3	- 0,900	26,4
Sn. José	2,8	1,4	1,400	50,0
Rungue	1,9	1,5	0,400	21,0
Las Melosas	2,4	0,7	1,700	70,8
	$\bar{x} = 3,1$	$\bar{x} = 2,8$	$\bar{x} = 0,27$	$\bar{x} = 25,1$
	$\sigma = 0,6$	$\sigma = 1,1$	$\sigma = 0,82$	$\sigma = 20,3$

Correlación entre valor real y valor predictivo: 0,74

En lo que respecta a la temperatura media anual para estaciones sobre los 1.000 m s.n.m. y teniendo en cuenta su localización por encima del nivel de inversión térmica, a la ecuación de regresión múltiple se le cambió el valor del parámetro de la variable altura, por uno negativo. Con dicha modificación la correlación simple entre temperatura y altura es $-0,904$ y determina un gradiente de $-0,4$ grados por cada 100 m de altura.

Las estaciones consideradas para obtener este valor fueron las siguientes:

Las Melosas	= 1.600 m
El Teniente	= 2.134 m
El Yeso	= 2.475 m
El Cristo Red.	= 3.830 m

Y los residuos los que se indican a continuación:

	Valor real de T	Valor predictivo de T	Residuo	% Res.
Las Melosas	14,1	13,4	0,70	4,9
El Teniente	10,1	10,3	-0,20	1,9
el Yeso	7,1	7,9	-0,80	11,2
El Cristo Red.	5,2	4,8	0,40	7,6
	$\bar{x} = 9,1$	$\bar{x} = 9,1$	$\bar{x} = 0,02$	$\bar{x} = 6,4$
	$\sigma = 3,3$	$\sigma = 3,1$	$\sigma = 0,57$	$\sigma = 3,4$

Correlación entre el valor real y valor predictivo: 0,98

b) *La predicción de precipitaciones:*

Los coeficientes positivos de las variables demuestran que las precipitaciones aumentan con la altura (el componente orográfico de GREGORY, 1967), y con la distancia a sotavento de una barrera o biombo climático. Por otra parte, el valor negativo del coeficiente de la variable distancia a la fuente húmeda indica una disminución de las precipitaciones al alejarse de ésta. Todo lo anterior confirma los planteamientos hipotéticos y la importancia otorgada al valle del río Maipo en el control de los climas de la cuenca del río Mapocho.

La tabla de residuos es la siguiente:

Residuos	Valor Real de Pp.	Valor predictivo de Pp.	Residuo	% Res.
Caleu	524,2	498,8	25,44	4,8
Rungue	304,79	263,3	-58,52	19,2
Tiltil	386,0	313,5	72,44	18,7
Chacabuco	260,0	216,8	43,13	16,5
Polpaico	343,7	222,4	121,36	35,3
Colina	337,2	226,6	110,63	32,8
Batuco	270,5	232,4	38,16	14,1
V. Hermosa	251,8	274,4	-22,63	8,9
Los Rulos	267,7	421,0	-153,23	57,2
Huinganal	328,7	371,3	-42,66	12,9
Pudahuel	260,0	288,0	-28,07	10,7
Apoquindo	330,5	407,5	-77,04	23,3
C. Calán	387,2	420,5	-33,39	8,6
Tobalaba	357,3	383,7	-26,32	7,3
Q. Normal	290,2	333,2	-42,99	14,8
Macul	359,2	411,6	-52,42	14,5
El Llano	365,2	371,9	-6,79	1,8
Sn. Joaquín	361,5	383,3	-21,89	6,0
Cerrillos	277,0	351,2	-74,20	26,7
Maitenes	468,8	470,5	-1,66	0,3
La Florida	404,5	440,3	-35,82	8,8
La Cisterna	334,2	382,8	-48,69	14,5
Marruecos	374,0	360,1	-13,80	3,6

Residuos	Valor Real de Pp.	Valor predictivo de Pp.	Residuo	% Res.
El Canelo	615,3	513,0	102,30	16,6
El Bosque	312,0	393,9	-81,87	26,2
La Obra	591,0	498,0	92,98	15,7
Sn. Bernardo	348,7	397,8	-49,17	14,1
Malloco	376,5	360,0	16,41	4,3
Río Colorado	409,8	513,2	-103,37	25,2
Pte. Alto	512,5	476,8	35,62	6,9
Sn. José	526,8	547,8	-20,92	3,9
Pirque	450,5	443,5	6,94	1,5
Melipilla	406,0	330,5	75,44	18,5
Sn. Alfonso	540,7	559,4	-18,76	3,4
Jahuel	434,2	389,4	44,70	13,0
El Manzanito	878,8	690,4	188,49	21,4
Viluco	480,0	362,7	117,21	24,4
El Tránsito	410,2	353,8	56,30	13,7
El Volcán	682,7	659,9	22,70	3,3
Queltehues	694,5	625,9	68,61	9,8
C. Las Rosas	415,7	584,8	-169,07	40,6
Las Melosas	781,0	666,3	114,62	14,6
R. de Los Valles	290,0	413,2	-123,25	42,5
C. de Paine	368,5	343,1	25,45	6,9
	$\bar{x} = 417,4$	$\bar{x} = 412,9$	$\bar{x} = 6,9$	$\bar{x} = 15,6$
	$\sigma = 140,9$	$\sigma = 117,7$	$\sigma = 75,4$	$\sigma = 11,9$

Correlación entre el valor real y el valor predictivo: 0,84

c) *La predicción de humedad relativa:*

Los coeficientes positivos indican un aumento de la humedad relativa al alejarse de la fuente húmeda, pudiendo deberse éstos a la incidencia que sobre los valores registrados como media diaria, alcanzan los altos porcentajes de las 8,00 y las 20,00 horas. Por otra parte el valor positivo de la variable distancia a la barrera orográfica indica la pérdida del efecto de biombo climático y por ende la disminución de la continentalidad.

Los residuos aparecen indicados en la tabla siguiente:

Residuos	Valor real de HR	Valor predictivo de HR	Residuo	% Res.
Rungue	64,4%	62,9%	1,5%	2,3
Pudahuel	68,3%	69,0%	-0,7%	1,0
Santiago	67,7%	69,1%	-1,4%	2,0
Tobalaba	62,0%	69,1%	-7,1%	11,4
Cerro Calán	65,3%	67,8%	-2,5%	3,8
Cerrillos	69,0%	65,8%	3,2%	4,6
El Bosque	67,2%	65,1%	2,1%	3,1
San Joaquín	63,4%	65,8%	-2,4%	3,7
Pirque	65,2%	60,4%	4,8%	7,3
Las Melosas	49,6%	46,3%	3,3%	6,6
	$\bar{x} = 64,2\%$	$\bar{x} = 64,1\%$	$\bar{x} = 0,08\%$	$\bar{x} = 4,5$
	$\sigma = 5,3\%$	$\sigma = 6,5\%$	$\sigma = 3,4\%$	$\sigma = 2,9$

Correlación entre el valor real y el valor predictivo: 0,85

d) *La predicción de velocidad de vientos:*

En el modelo hipotético de los climas de la cuenca del río Mapocho se determinó que el régimen de vientos era producto de dos tendencias generales: el viento regional de componente suroeste y el viento generado localmente, producto del calentamiento diferencial de la cuenca. La cartografía de vientos demuestra que el viento regional adquiere una componente de marcada dirección

sursuroeste al pasar por zonas próximas a los cordones andinos y costeros (alineamiento paralelo a los cordones).

La velocidad del viento es un elemento difícil de cartografiar puesto que su medición es particularmente sensible al área que rodea al instrumento; sin embargo, es posible determinar el sentido y monto del aumento de la velocidad para toda el área plana excluyendo las complejas situaciones de vertientes. El análisis de superficie de tendencia, por medio del cual se generó una cartografía de isotacas, presenta un claro aumento de velocidad hacia el centro de la cuenca, a la vez que indica que este aumento es más gradual en el sector próximo a la cordillera de los Andes y más fuerte en el sector paralelo a la cordillera de la Costa. Es posible que en esto sean significativas las diferencias térmicas entre el área de influencia del valle del Maipo y el centro de la cuenca, como también la menor rugosidad de esta última.

La ecuación de tendencia es la siguiente:

$$z = 3,53 - 0,00171 x_i + 0,5 y_i$$

que indica un aumento de la velocidad del viento de sur a norte del valle con una leve pendiente de oeste a este.

Los residuos son los siguientes:

Residuos	Valor real de V	Valor predictivo de V	Residuos	% Res.
Rungue	4,0 nudos	3,7 nudos	+ 0,3	7,5
Pudahuel	7,8 nudos	7,4 nudos	0,4	5,1
Santiago	5,5 nudos	6,6 nudos	- 1,1	20,0
Cerrillos	6,4 nudos	5,9 nudos	0,5	7,8
Tobalaba	5,8 nudos	6,6 nudos	- 0,8	13,7
San Joaquín	5,7 nudos	5,9 nudos	- 0,2	3,5
El Bosque	7,4 nudos	5,2 nudos	2,2	29,7
Pirque	3,7 nudos	5,2 nudos	- 1,5	40,5
Melipilla	3,0 nudos	2,7 nudos	+ 0,3	10,0
	$\bar{x} = 5,4$	$\bar{x} = 5,4$	$\bar{x} = - 0,3$	$\bar{x} = 15,3$
	$\sigma = 1,5$	$\sigma = 1,3$	$\sigma = 1,1$	$\sigma = 11,8$

Correlación entre el valor real y el valor predictivo: 0,75

e) Cálculo de Evapotranspiración Potencial:

De acuerdo con la fórmula de Turc, es necesario contar con las informaciones de temperatura, humedad relativa y radiación solar media anual. Para determinar esta última variable y teniendo en cuenta el significado que asumen las laderas, se requirió previamente una cartografía que definió 5 niveles de pendiente entre los 0 y 45 grados, a lo cual se agregó la identificación de exposiciones y al menos 5 niveles de altura del relieve entre 300 y 2.000 metros s.n.m. A partir de dichos datos se procedió al cálculo teórico de radiación solar de acuerdo con HUBER (1977).

Debido a que este método supone una atmósfera despejada, los resultados obtenidos fueron relacionados con la nubosidad, considerando que la media de cielo cubierto alcanza a 2,2/8 anual. Esto implicó reducir el valor de radiación media anual teórica en un 27,5% lo que permitió a su vez estimar valores con un 15% de diferencia entre el real y el teórico.

Posteriormente se elaboró una grilla sobre la carta 1:100.000 conformada por cuadrángulos de 4 por 4,4 km (5 por 5 minutos de latitud-longitud), al interior de la cual se incluyó la totalidad de las variables.

El resultado de lo anterior fue la generación de 232 ecuaciones de ETP, que se resumen en la siguiente tabla de frecuencias absolutas y relativas por intervalos:

La Mediana del área de la cuenca bajo los 2.000 m s.n.m., donde se supone la existencia de suelos y de praderas es de 102,8 mm anuales.

Al analizar la cartografía resultante se observa la concentración de los valores más frecuentes entre 95 y 105 mm, al centro de la cuenca. Por el contrario, los rangos inferiores se localizan en la zona próxima al Maipo. Las vertientes, salvo las de exposición sur, sureste o surweste, son todas áreas de alta ETP, entre 105 y 135 mm o más, si se avanza en altura. El sector noroccidente de la cuenca presenta un panorama complejo producto de los cambios reiterados de altura.

La aproximación de estos cálculos teóricos a los valores reales medidos en estanques es alta en comparaciones efectuadas en el Norte Chico (La Serena, Ovalle, Vicuña y otros), donde se obtuvieron correlaciones del orden de 0,94 entre ambos.

Valores de ETP, media anual.

(mm)	F	F%
75 ----- 85	25	10,7
85 ----- 95	44	18,9
95 ----- 105	80	34,4
----- Med.		
105 ----- 115	45	19,3
115 ----- 125	13	5,6
129 ----- 135	16	6,8
135 ----- 145	6	2,5
145 ----- 155	2	0,8
155 ----- 165	0	0,8
165 ----- 175	1	0,4

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- GEIGER R. 1967. The climate near the ground. Harvard University Press. Harvard.
- GREGORY, S. 1971. The orographic component in rainfall distribution patterns. En: quantitative and qualitative geography: La nécessité d'un dialogue. H.M. French and J.B. Racine (Eds). Univ. of Ottawa. Canadá: 34-35
- HUBER, A. 1977. Aporte a la climatología y climaecología I: Radiación Potencial. Medio Ambiente 2 (2): 22-34.
- OKE, T. 1979. Boundary layer climates. Methuen, London.
- PEGUY, P. 1970. Précis de climatologie. Masson. Paris.
- PEÑA, O. 1972. Temperaturas en Chile Central. Influencias del océano y el relieve sobre su comportamiento medio. R. Geogr. de Valparaíso. 4 (1-2): 42-63.
- PEÑA, O. 1975. Para la comprensión y el uso de algunos conceptos climatológicos. Notas geográficas N° 6. Univ. de Chile, Valparaíso.
- PEÑA, O. & H. SCHNEIDER 1982. Diccionario de climatología. Ediciones Universitarias de Valparaíso. 1975. Valparaíso.
- PEREIRA, L. & J. TARIFA 1972. Análisis de Regressao como subsidio ao das cartas de isotermas e isoietas. R. Brasileira de Geogr. 34(2): 115-129.
- PIZARRO, J. et als. 1980. Evaluación y zonificación de recursos climáticos de la IV Región. Tesis Facultad Cs. Agrarias y Forestales. Univ. de Chile. Inédita.
- RUTLANT, J. 1973. Factores meteorológicos en la contaminación atmosférica de Santiago. Publ. N° 164, Depto. Geofísica, Univ. de Chile.
- RUTLANT, J. & P. ULRIKSEN 1977. Campaña de mediciones meteorológicas. Santiago, noviembre de 1976. Informe Dpto. de Geofísica. Universidad de Chile.
- SÁNCHEZ, M. 1974. Methodo sencillo da elaboracao das isolineas. Bol. Geogr. Teorética 4(7-8): 51-60.
- ULRIKSEN, P. 1980 a. Variaciones diarias de la altura de la capa de mezcla sobre Stgo. R. Tralka 1(2): 143-151.
- ULRIKSEN, P. 1980 b. Factores meteorológicos que influyen en la contaminación atmosférica de Santiago. R. Tralka 1(2): 189-209.
- ULRIKSEN, P. 1984. Comunicación personal. Curso de contaminación atmosférica. Escuela Temporada. Univ. de Chile.
- ZEPEDA, H. & H. ROMERO 1981. Evaluación de los índices de continentalidad climática en Chile. Noticiario mensual. Museo Nacional de Historia Natural. 24(291): 3-13.

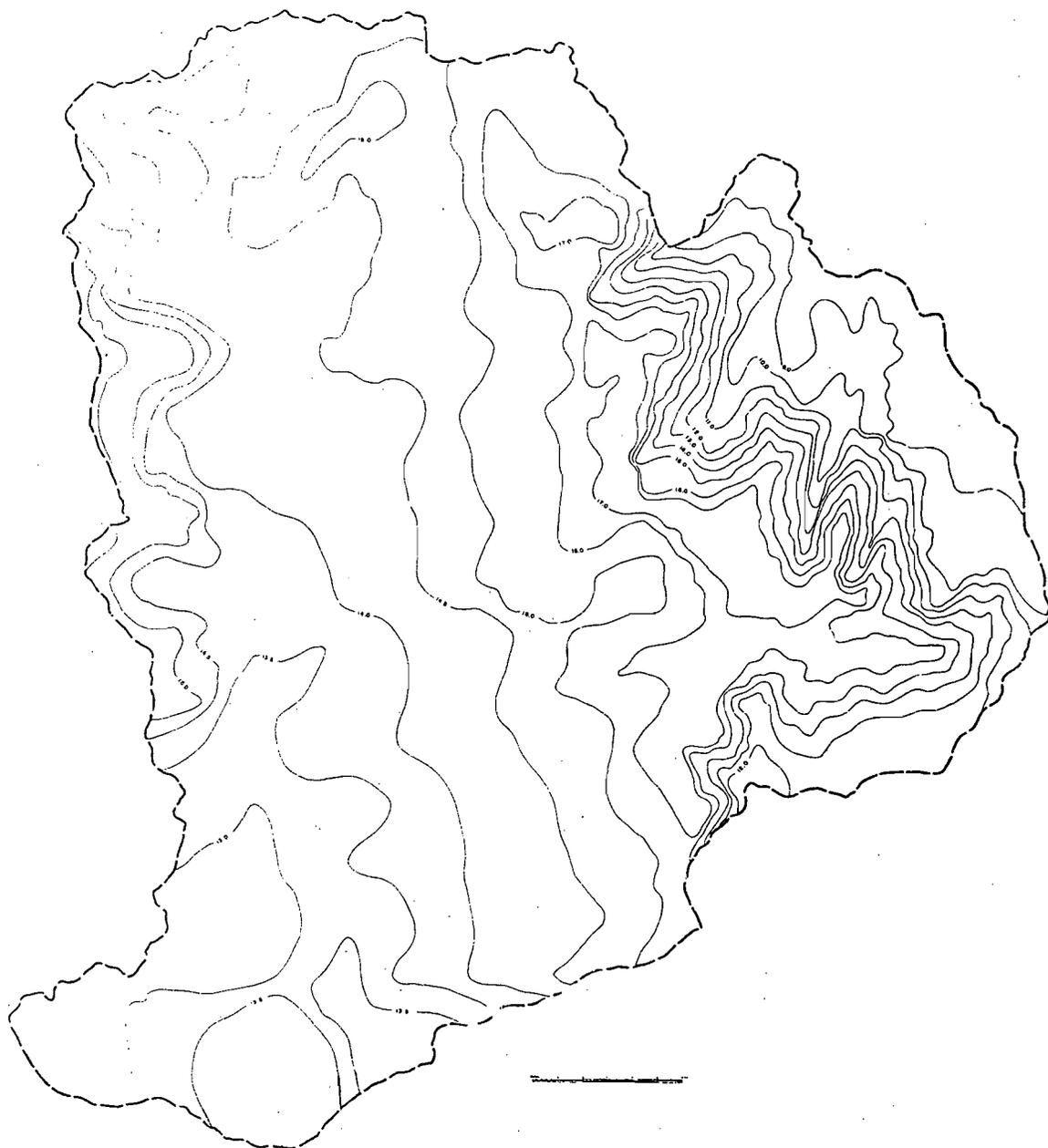


Fig. 2. Temperatura media anual de la cuenca del río Mapocho.

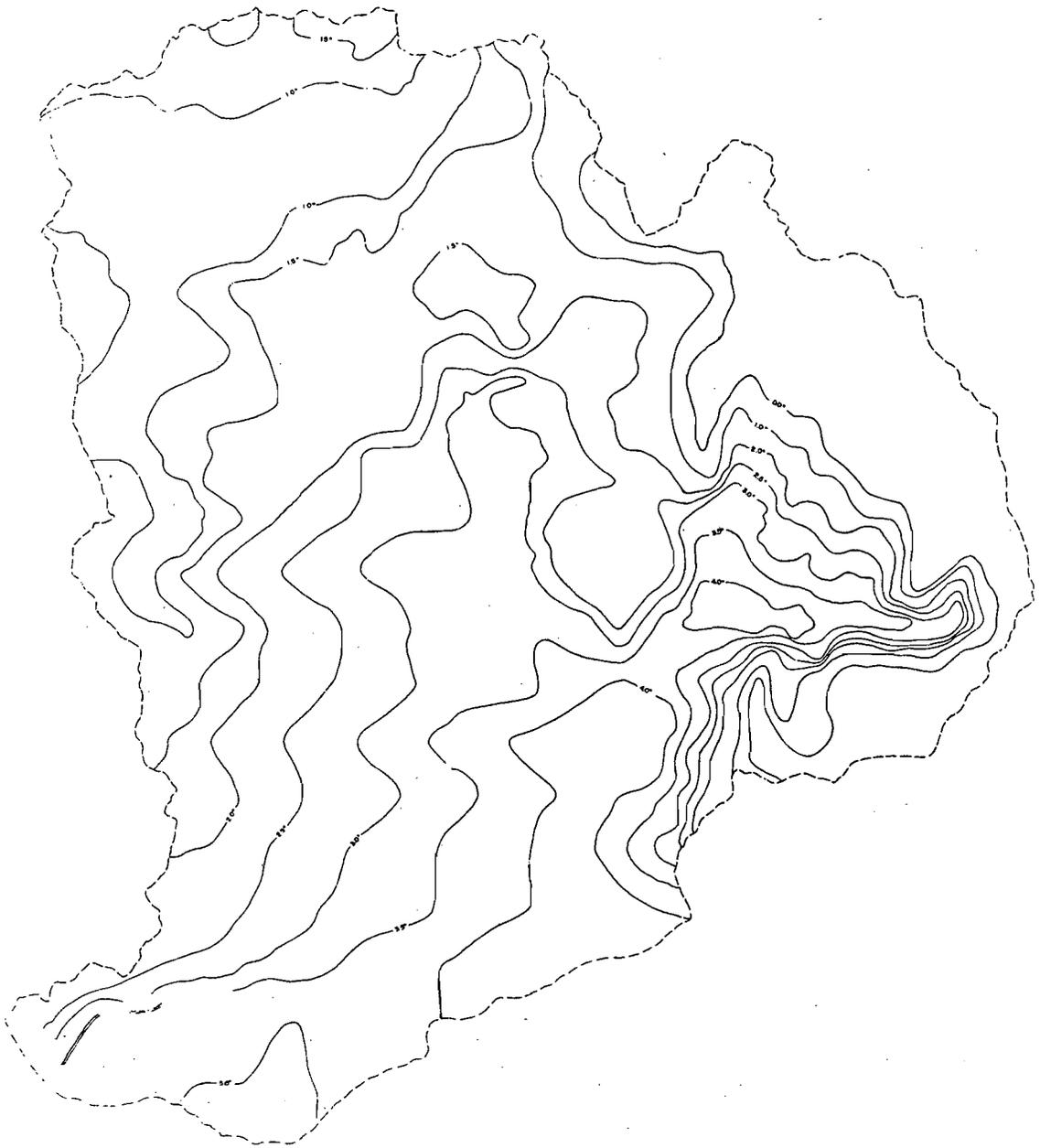


Fig. 3. Temperatura mínima media mensual del mes de julio en la cuenca del río Mapocho.

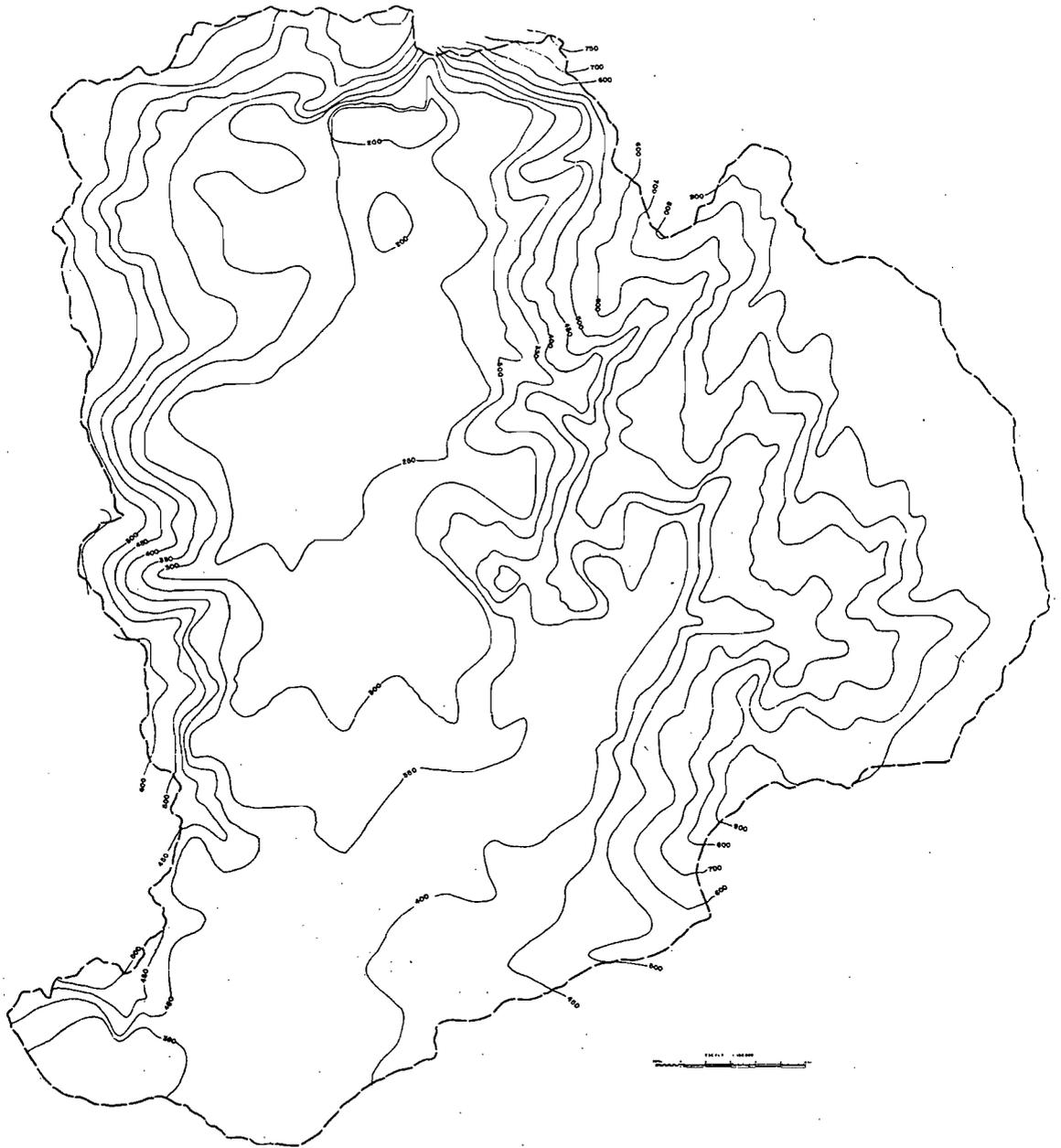


Fig. 4. Sumas medias anuales de precipitaciones en la cuenca del río Mapocho.

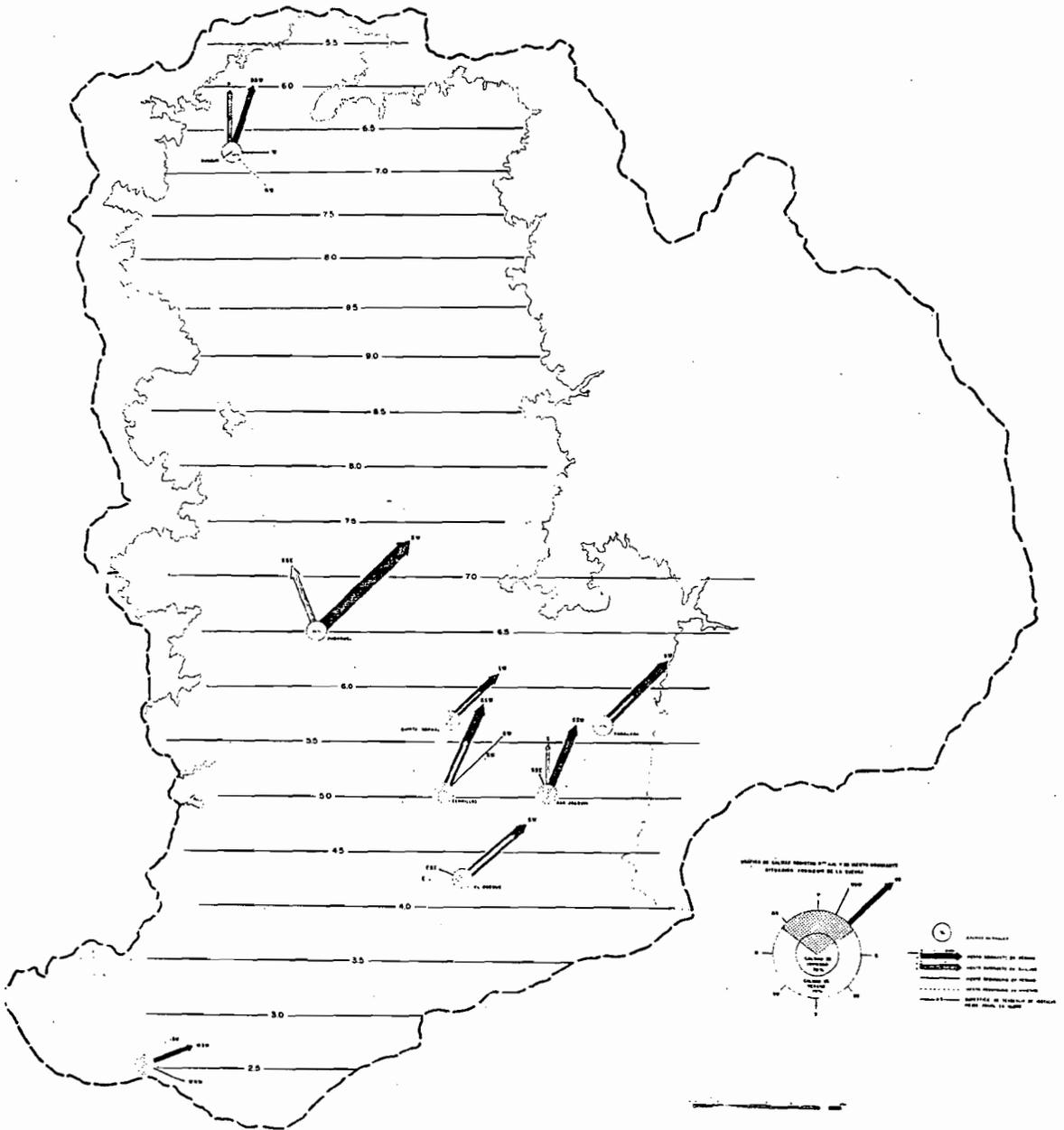


Fig. 5. Rumbo e intensidad de los vientos en la cuenca del río Mapocho.

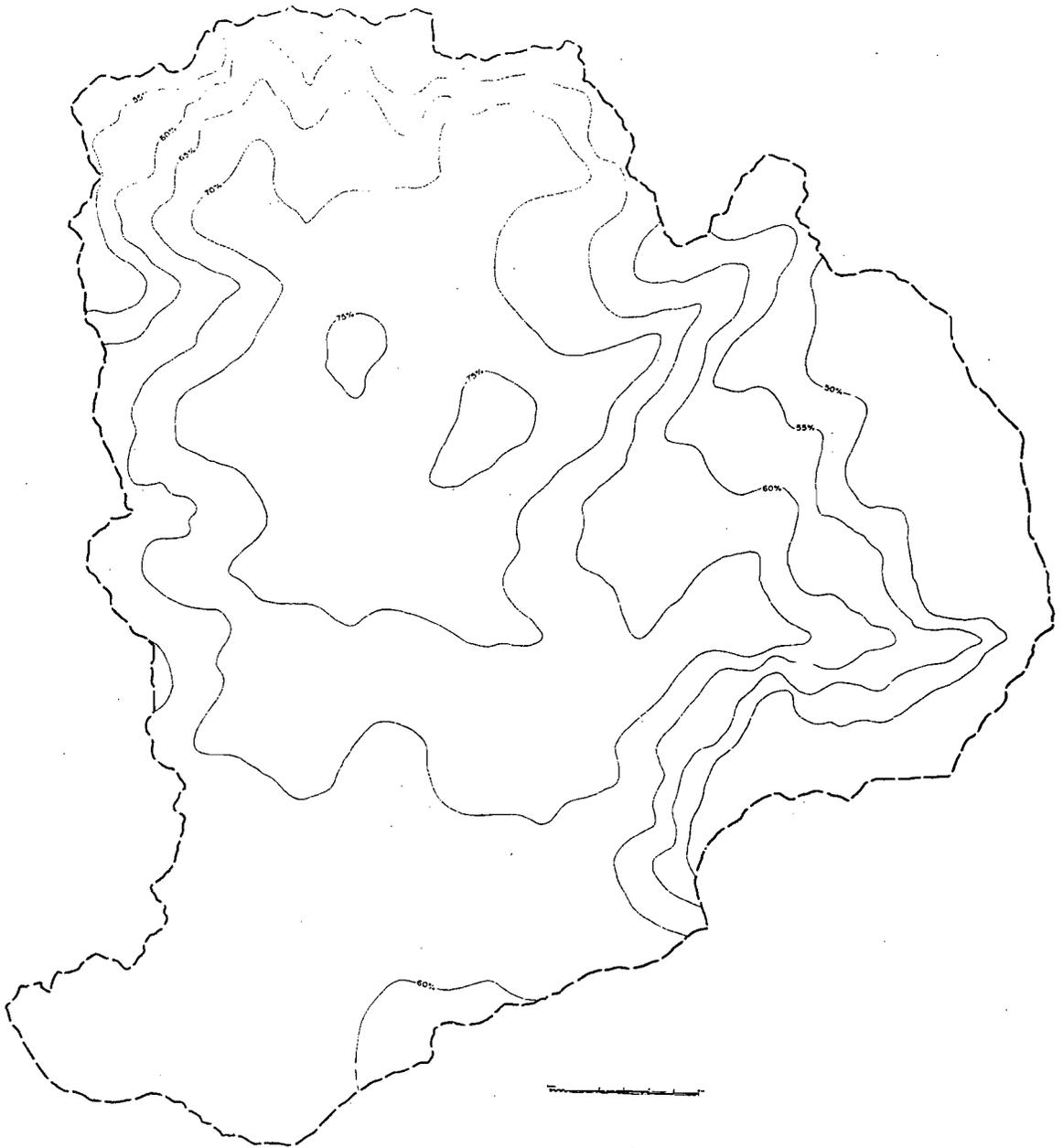


Fig. 6. Humedad relativa media anual en la cuenca del río Mapocho.

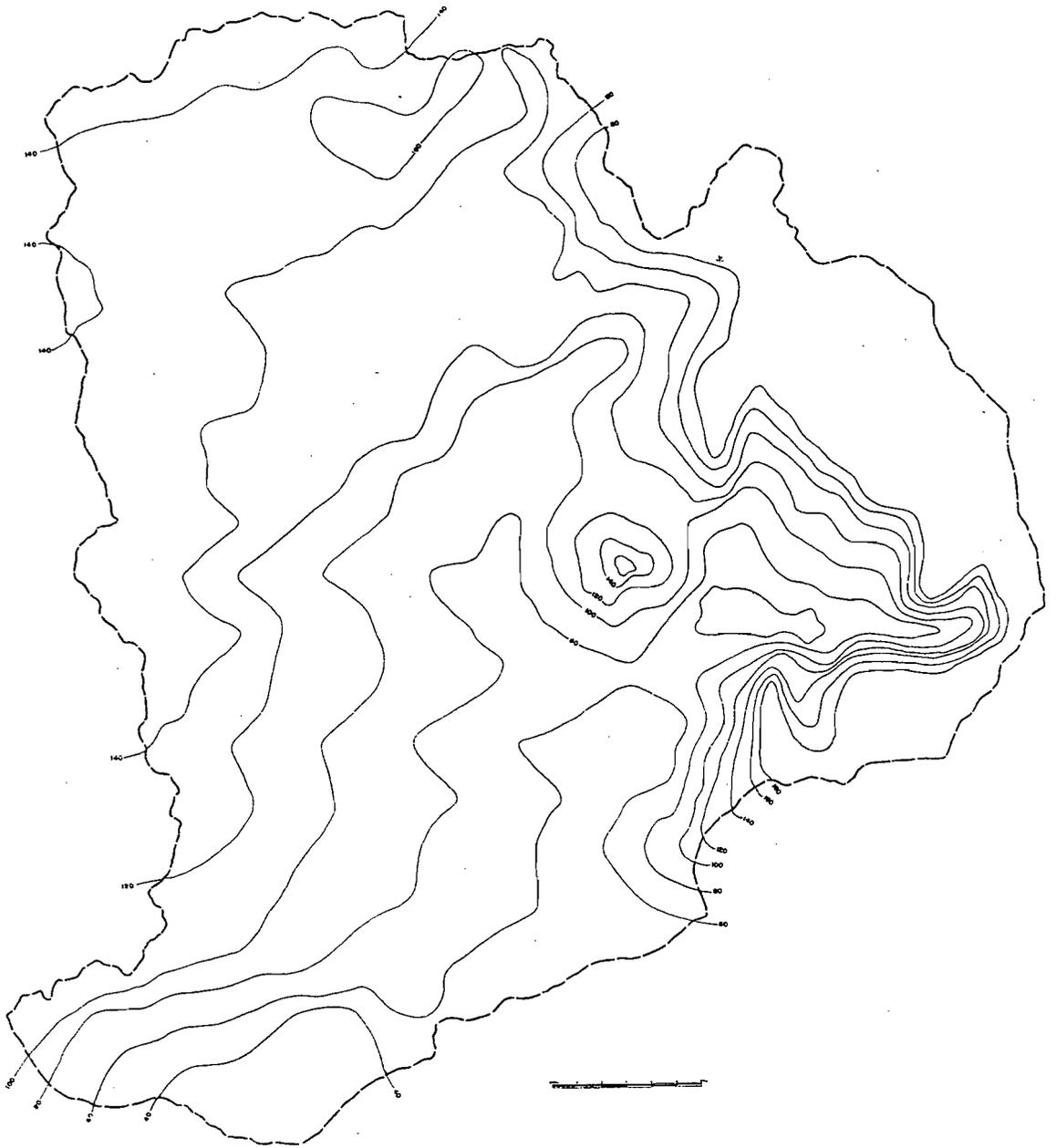


Fig. 8. Duración (en días) del período de rëceso vegetativo en la cuenca del río Mapocho.

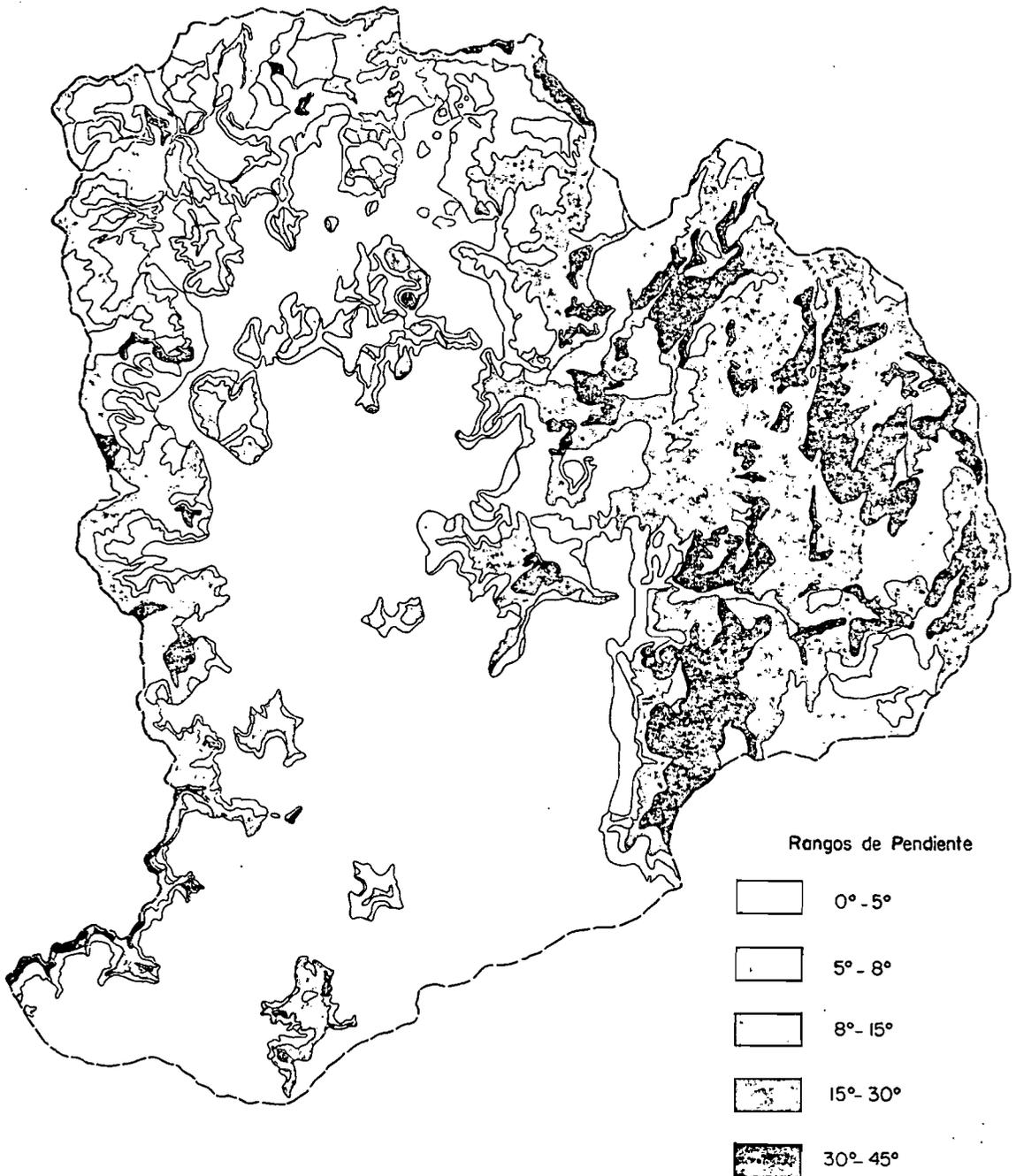


Fig. 9. Pendientes medias en la cuenca del río Mapocho.