

CLIMATOLOGIA DE LA CUENCA DEL RIO ITATA

MARTA HENRIQUEZ FERNANDEZ

Depto. de Historia y Geografía

Universidad del Biobío

Digitalizado por José Luis Quiroz

RESUMEN

La cuenca del río Itata se localiza en la VIII Región del país aproximadamente entre los 36°12' y los 37°19'S. Longitudinalmente se extiende de los 71°02' a los 72°50rW.

Por sus condiciones orográficas, la distribución de las precipitaciones medias anuales, y las correspondientes al mes más seco y más húmedo, se presenta en patrones lineales tanto en las vertientes costeras como andinas. Entre ambos cordones a nivel medio anual, se aprecia una diferencia de 1.300 mm a favor de la cadena andina. En la depresión central, se presenta un patrón concéntrico en torno a la solleta de 1.000 mm para aumentar en sus extremos oriental y occidental a 1.500 y 1.200 mm a los 200 metros.

Patrones similares se producen en las temperaturas, con una media anual de 10°C en la ladera andina de barlovento, y 11°C en la costera de sotavento. El valle central varía de 13°C a una célula más fría de 11°C en las cercanías de Bulnes y Chillán. En julio la media más fría se da en el sector andino con 4°C y la mínima media alcanza a 1°C. La cadena costera aumenta su temperatura media más fría a 5°C y la mínima media a 3°C.

En el valle para julio, las temperaturas medias presentan dos células térmicas, una fría de 6°C al N de la cuenca en las cercanías de Chillán, y una célula más cálida al S con 10°C en las cercanías de Pemuco. Similar situación se produce con las temperaturas mínimas medias del mismo mes, reduciéndose a 3°C la célula fría septentrional y a 5°C la célula cálida meridional de la cuenca.

Del punto de vista de la clasificación de los climas, el área está sometida a climas prehúmedos y húmedos mesotérmicos con sus respectivas variaciones internas.

ABSTRACT

The Itata river basin is located in the Biobio Region of Chile approximately between 36°12' and 37°19'S. Longitudinally, it goes from 71°02' to 71°50'W. Due to

the orographic conditions, the distribution of the mean annual precipitation and that corresponding to the driest and most humid months follow a linear pattern both in the coastal as well as in the Andean slopes. Between both ranges, a 1.300 mm surplus of the Andean chain is to be noticed. In the central depression, a concentric pattern around the 1.000 mm "isoyet" is presented increasing eastward and westward to 1.500 and 1.200 mm.

Similar patterns are followed by temperatures with an annual mean of 10°C in the Andean windward slope and 11°C in the coastal leeward slope. The temperature in the central valley varies from 13°C to a cooler cell of 11°C in the surroundings of Bulnes and Chillan. In July the coldest mean temperature, 4°C, is to be found in the Andean sector while the mean minimum reaches 1°C. Comparatively, the coastal range raises its coldest mean temperature to 5°C and its mean minimum to 3°C.

In the valley the July mean temperature forms two thermic cells, a northern one of 6°C near Chillan and a warmer southern cell of 10°C near Pemuco. A similar pattern is repeated by the mean minimum temperatures of the same month, with the northern cold cell falling to 3°C and the southern warmer one also decreasing to 5°C.

From the standpoint of climatic classification, perhumid and mesothermic humid climates predominate each bearing their respective internal variations.

1. INTRODUCCION

El estudio climático de la cuenca se enfrenta con un enfoque empírico inductivo al que Peña (1982) incorpora en las clasificaciones aplicadas o efectivas, pero que aportan un criterio de ordenación de los resultados que se esperan alcanzar.

Al mismo tiempo, el análisis se realiza a un nivel de resolución que Peña denomina meso-climatología. Según el autor, es en este nivel donde pueden "manejarse con más destreza las técnicas tradicionales de clasificación de los climas, basados principalmente en la manipulación de una información cuantitativa de tipo estacional (o puntual)". A esta escala, por lo tanto, se dan las bases de las exigencias climáticas de especies agrícolas factibles de planificar a futuro.

Así la evaluación o comportamiento temporo-espacial de la temperatura y precipitación se expresa en una primera fase, en mapas isoyéticos e isotérmicos, con un intento explicativo de las relaciones orográficas que incluyen en los patrones identificados y las características de la circulación de flujos.

En una segunda fase se determina el comportamiento climático según el método de Thornthwaite de 1948 y 1955 (Lorente, 1966 y Barry y Chorley, 1985), cuya taxonomía se basa en el índice hídrico anual, la eficacia térmica expresada

por la evapotranspiración potencial, el índice de aridez y la relación porcentual de la evapotranspiración total del verano con la total del año.

2. ANTECEDENTES Y METODOLOGIA

El uso al que se somete un área determinada estará casi invariablemente condicionado a los recursos disponibles. La decisión sobre el uso de la tierra, frente a tipos de uso alternativo o a la posible introducción de otros innovadores, requiere basarse en las limitaciones y potencialidades del ambiente.

El clima es uno de los recursos indispensables de evaluar para relacionarlo a los requerimientos de los cultivos, tanto existentes como posibles de introducir, ya que puede influir positiva o negativamente en su desarrollo.

Las características climáticas de una cuenca dependen de una serie de factores, siendo relevantes la acción de influencia de la faja climática latitudinal y las condiciones orográficas que le son propias.

Dichas influencias determinarán patrones de distribución espacial y temporal de los elementos meteorológicos disponibles.

En el presente caso se ha considerado la temperatura y precipitación que Mortensen y Bullard (1975) y Benacchio (1982), asignan como parámetros mínimos necesarios entre los requerimientos que las especies agrícolas exigen al medio para su óptimo desarrollo.

Además, limitaciones en relación a una adecuada red de estaciones climáticas, bien distribuidas geográficamente, con registros suficientemente largos y con datos completos condicionaron el estudio al empleo de los elementos climáticos anteriormente mencionados.

2.1. Temperatura. El escaso número de estaciones registradoras de este parámetro hizo indispensable la búsqueda de una técnica que permitiera en forma confiable la estimación de temperaturas medias, mínimas medias y máximas medias mensuales, en puntos de control seleccionados, considerando estaciones de apoyo al interior y exterior del área de la cuenca.

La técnica del gradiente vertical mediano (De Fina y Sabella, 1959; Peña, 1971 y Henríquez, 1984), permite la estimación de las temperaturas con aceptable aproximación en valles de montañas carentes de información. Supone la disminución constante de la temperatura media por cada 100 metros de altura, gradiente vertical, que no se recomienda como base para el estudio de toda una región, ya que el gradiente, por particularidades locales especialmente de relieve, podría ser muy pequeño o muy grande. Por tal motivo, se busca un gradiente que sea mediano de una serie de valores de cinco estaciones elegidas, lo cual da origen a diez gradientes distintos que, ordenados de mayor a menor, permiten la obtención del gradiente mediano según la siguiente fórmula:

$$GM = \frac{(a) + (b)}{2}$$

Donde:

GM = gradiente vertical mediano

a = gradiente vertical que ocupa el 5º orden

b = gradiente vertical que ocupa el 6º orden

Si el número de orden es impar, el gradiente mediano será el correspondiente al valor central de la serie ordenada.

A partir de las cinco estaciones seleccionadas se realiza una triangulación termométrica en un mapa topográfico del área, cuidando que los puntos indicativos de las estaciones cubran toda el área objeto de estudio y que uno de esos puntos ocupe el centro a distancias similares con los restantes.

En seguida se trazan las isotermas rectilíneas reducidas al nivel del mar. Para tal efecto, se multiplica la altura expresada en hectómetros por el gradiente mediano regional. El producto se suma a la temperatura media real de los puntos seleccionados con información disponible coincidentes con los vértices de los triángulos trazados. La distancia entre dos estaciones se divide por la diferencia de temperatura entre las dos localidades. El resultado permitirá dividir en décimos de grado la temperatura reducida al nivel del mar, a cada lado de los triángulos trazados. En seguida, se unen los puntos de igual monto de temperatura originando isotermas quebradas.

La última etapa corresponde al cálculo de las temperaturas medias reales de las localidades carentes de registros y que previamente se han ubicado en el mapa. Por interpolación, se estima según su ubicación entre las isotermas inmediatas, la temperatura de cada punto deseado. A la temperatura obtenida se resta el producto de la altura en hectómetros por el gradiente mediano, disponiendo así de las temperaturas medias al relieve.

2.2. Precipitación. El número de observatorios pluviométricos y su mejor distribución espacial, permitió fijarlos como puntos de control en relación a las temperaturas que se calcularon.

Sin embargo, a fin de conocer lo más ampliamente posible la distribución mensual de las lluvias, se incluyó estaciones con registros de 3 y 10 años de observación. Los promedios de estaciones de series cortas fueron prolongadas por el método de proporciones (Antonioletti, 1970), según la siguiente fórmula:

$$-n = \frac{y}{x} \cdot \frac{-n}{x}$$

Donde:

-
y = promedio de la estación de serie corta que se desea prolongar.

-
x = promedio de la estación vecina de serie larga para los mismos meses o años que y.

—n
x = promedio de la estación de serie larga para un período de 20 o más años de observación.

—n
y = promedio prolongado de la estación que se desea estimar.

La relación entre altura y precipitación mediante el coeficiente de correlación de Pearson, permitió la estimación del gradiente pluviométrico regional hasta 1.200 metros . Del área montañosa andina no se dispuso de registros que sirvieran de referencia.

2.3. Evapotranspiración y clasificación climática. Amplia es la discusión respecto a la eficacia de los métodos de estimación de la evapotranspiración (Rovira, 1976; Grassi, 1975 y Lockwood, 1979). Sin embargo, hay dificultades prácticas en algunas ecuaciones empíricas porque los términos considerados son desconocidos o difíciles de medir. La dificultad señalada condujo a la elección del método de Thornthwaite que funciona a partir de datos meteorológicos de mayor disponibilidad tales como temperatura, y pluviosidad.

Thornthwaite sostiene que la evapotranspiración es la suma total de agua que se evapora del suelo y de la transpiración de los vegetales. En cada momento habrá una evapotranspiración en condiciones de suelo saturado, es la llamada evapotranspiración potencial que según el autor es función de la temperatura media del mes, siempre que se incorporen correcciones dependientes de la duración del día y del número de días del mes analizado.

Im

Perhúmedo	(A)	>100
Húmedo	(B ₄ -B ₁)	100-20
Subhúmedo	(C ₂)	0-20
Seco Subhúmedo	(C ₁)	-20 a 0
Semiárido	(D)	-40 a -20
Arido	(E)	-60 a -40

La ecuación desarrollada por Thornthwaite para la evapotranspiración potencial máxima posible mensual es:

$$PE = 1,6 \left(10 \frac{t}{I} \right)^a$$

Donde:

PE = evapotranspiración potencial en cm

t = temperatura media mensual en °C

I = suma para los doce meses de $(t/5)^{1514}$

a = función de I; $0,000000675 \cdot I^3 - 0,0000771 \cdot I^2 + 0,01792 \cdot I + 0,49239$

Calculada la evapotranspiración potencial mensual y anual, se determina el balance de humedad resultado de la interrelación entre la evapotranspiración potencial y la precipitación. Estos balances de humedad se han representado en diagramas típicos correspondientes a estaciones meteorológicas representativas de las diferentes zonas en que se dividió climáticamente la cuenca del río Itata. Dichos diagramas constituyen el resumen gráfico de las fichas hídricas confeccionadas para los puntos de control usados.

El sistema de clasificación climática está basado en dos factores principales: el índice de humedad (Im) y la eficacia térmica que deriva del valor de evapotranspiración potencial (PE), ya que ésta en sí misma es función de la temperatura.

PE		
Megatérmico	(A')	>114
Mesotérmico	(B' ₄ -B' ₁)	114-57
Microtérmico	(C' ₂ -C' ₁)	57-28,5
Tundra	(D')	28,5-14,2
Glacial	(E')	<14,2

La taxonomía agrega otros dos índices en la clasificación: el índice de aridez (Ia) y el porcentaje de la evapotranspiración potencial total del verano con respecto al total anual. En el primer caso se asigna la falta de agua estacional: pequeña o ninguna (r); moderada en verano (s); moderada en invierno (w); grande en verano (s₂) y grande en invierno (w₂). En el segundo, a porcentajes inferiores a 48% se asigna (a'); entre 48 a 68% (b'₄ a b'₁); de 68 a 88% (c'₂ c'₁) y a porcentajes mayores de 88 (d').

Con la data obtenida por los métodos citados, se confeccionaron mapas de isotermas, isoyetas y de clasificación climática, empleándose como base las cartas escala 1:250.000 del Instituto Geográfico Militar. Las hojas usadas son: Concepción, San Carlos, Los Ángeles y Laguna de La Laja editadas en 1986. La cartografía resultante se redujo con fines de publicación a una escala aproximada de 1:990.000.

3. ANTECEDENTES TOPOGRAFICOS DE LA CUENCA

El área en los sectores oriente y poniente está limitada por dos barreras orográficas.

La primera corresponde al sistema de la cordillera de los Andes, donde destacan las elevaciones de alineación norte-sur: los cerros Colorado (2.328 m) y otro próximo al paso Buraleo (2.830 m). La mayor altitud, sin embargo, se produce en la derivación de relieve de orientación este-oeste donde se localiza el cerro Nevados de Chillán (3.212 m), que separa los ríos Ñuble y Diguillín.

La segunda barrera es la estructura montañosa de la cordillera de la Costa, cuya elevación disminuye hacia el sur, siendo las más significativas los cerros Cayumanque (764 m), Queime (548 m), Quelteu (554 m) y Cato (519 m).

Al NE de la desembocadura del río Itata, el cordón costero penetra como una derivación hacia el interior de la depresión intermedia cuyas mayores elevaciones son los cerros Coiquén (908 m), El Rincón (729 m) Guallipén (774 m) los que junto a los cerros que componen la divisoria de aguas septentrional y la estribación que penetra al S. mediante los cerros Lincura (430 m), Lleuque (367 m), Curiniche (360 m) y Coipín (408 m), dan ciertas condiciones de enclaustramiento al área de Peñaflor, Pinchoco, Lorca y Minué.

En sus límites norte y sur la cuenca comienza a perder elevación manifestándose la depresión central como un plano abierto de 33 y 47 km de extensión. No se presentan relieves que excedan los 200 m de altitud.

La cuenca hidrográficase caracteriza también por estar interceptada por complejos sistemas de drenaje, cuyos ejes fluviales principales son los ríos Ñuble, Chillán, Diguillín, Paipai, y Cholguán que fluyen de oriente a poniente, todos tributarios del río Itata que se orienta predominantemente de sur a norte para adquirir rumbo sureste-noroeste a partir de la localidad de Confluencia.

Estos antecedentes configuran una cuenca cuyas condiciones orográficas facilitan la influencia de masas de aire de las áreas adyacentes.

4. DISCUSION Y RESULTADOS

La acción de influencia de la faja climática latitudinal está dada por la dinámica de los centros anticiclónicos y ciclónicos que se desplazan en el océano Pacífico.

La cuenca que astronómicamente se localiza entre los 36°12' y 37°19'S y entre los 71°02' y 72°50'W, corresponde en la clasificación genética a macroescala realizada por Peña y Romero (1977), en los llamados climas de influencia anticiclónicos y ciclónicos alternados. Más específicamente en la variante de climas de precipitaciones invernales regulares y períodos secos estivales (Peña, 1983 b).

Según dicha clasificación este tipo de clima se produce en el país entre los 34° y 38°S. Los períodos de mal tiempo se derivan de las condiciones ciclónicas durante el invierno, en la medida que las células de alta presión se desplazan hacia el norte. Durante los meses de verano, se producen días de buen tiempo originando una estación seca prolongada, producto de la fuerte influencia de las condiciones anticiclónicas cálidas que se desplazan a estas latitudes y que Romero (1985 a), atribuye a la presencia de la cordillera andina.

4.1. Vientos. Desde el punto de vista de la dirección de los flujos se evidencian en enero frecuencias dominantes SW y S. En julio adquiere mayor importancia el N por efecto de las depresiones que se localizan en el Pacífico (Devynck, 1970).

El factor relieve influye sobre los flujos de aire superficiales por lo que Devynck señala que los modelos simples se ven modificados, destacando para las estaciones de la depresión central (Linares y Chillán) el desarrollo de flujos de componente N, NE y ocasionalmente E en invierno. En tanto que, en verano, existe un desarrollo muy importante del S y SW. Estos componentes resultan de la orientación de la depresión central y de las bajas alturas (menos de 200 m) en los límites N y S de la cuenca. Al mismo tiempo, la inexistencia de los flujos NW y SE se debe a la presencia de las cordilleras de la Costa y de los Andes, respectivamente.

En la cordillera de los Andes, el viento está mayor y directamente afectado por los relieves. Los valles estrechos y profundos de orientación E - W de los ríos Ñuble y Diguillín canalizan los flujos generales, produciéndose además efectos térmicos importantes que se analizan más adelante.

Otro efecto orográfico derivado principalmente de las grandes alturas y macidez de las estribaciones E - W de la cordillera, especialmente la compuesta por los Nevados de Chillán, es la sombra pluviométrica que se produciría a partir de los 1.200 m en el valle a sotavento de la cumbre, fenómeno que se manifiesta en la estación La Punilla (Figura 1).

Por otro lado, y a nivel más local, las desigualdades térmicas entre el océano y el continente generan brisas que se manifiestan especialmente en condiciones de buen tiempo, haciendo que esta influencia penetre por las zonas bajas de la cordillera costera y por el abra de 2 km de la boca del río Itata para dirigirse aguas arriba de los ejes fluviales. Este efecto se produce hacia el mediodía con mayor fuerza, en condiciones de diferente calentamiento entre el mar y el interior, suficiente para vencer la fuerza de rozamiento. Cuando los efectos son máximos por la tarde, la brisa térmica se agrega al viento general del S y SW del anticiclón del Pacífico.

Los vientos del E que circulan de tierra a mar serían casi inexistentes, al menos en verano, por la oposición de los vientos de los centros de alta presión del océano y porque durante la noche la corriente de Humboldt, de características frías, tiene diferencias de temperaturas casi despreciables con el interior y su rol fundamental es acentuar los efectos de brisas marinas durante el día.

4.2. Distribución de las precipitaciones. Los regímenes pluviométricos anuales de la cuenca son predominantemente bimodales, concentrando los máximos montos de pluviosidad en los meses de mayo a julio, siendo este último el mes más lluvioso. Las menores precipitaciones se manifiestan generalmente de diciembre a marzo, destacando enero como el más seco.

En el comportamiento espacial de las situaciones de enero, julio y anual de las precipitaciones, fue posible detectar dos patrones isoyéticos relacionados con la orientación y elevaciones del relieve. (Figuras 1, 2 y 3). El esquema lineal de las isoyetas en dirección N - S se produce en los sectores montañosos costeros y andinos. Estos últimos fueron considerados sólo hasta 1.200 m. Las isoyetas medias anuales en la vertiente andina (500 a 1.200m) presentan máximos de 2.000 a 2.500 mm. En la costa se reducen a 1.200 mm, hecho que se explica por presentar menos elevación y constituir la vertiente de sotavento de la cadena y recibir masas de aire con menor carga de humedad.

En julio, el mes más húmedo del año, el área andina, presenta valores de pluviosidad del orden de 300 a 500 mm. En tanto que en enero los valores disminuyen entre 30 y 40 mm.

La costa presenta en julio 400 mm en las zonas de menor altura, mientras que en el N, asociada a mayores elevaciones, asciende sobre 600 mm. En enero dichos montos son inferiores a 40 y superiores a 50 mm en el N donde se incrementa la altura.



Figura 2

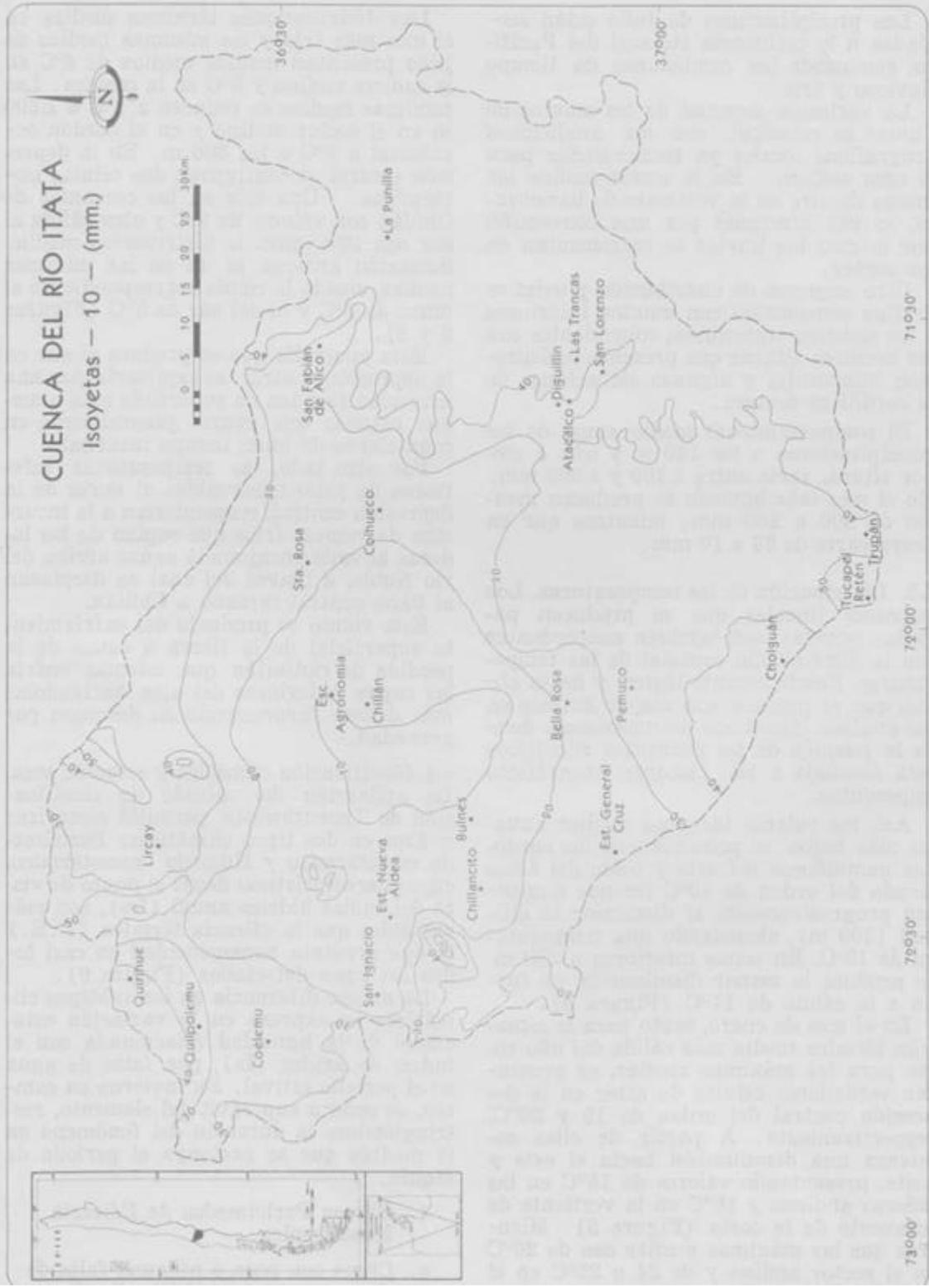


Figura 3

Las precipitaciones de julio están asociadas a la influencia ciclónica del Pacífico, generando las condiciones de tiempo lluvioso y frío.

La variación espacial de los montos de lluvias se relaciona con las condiciones orográficas locales ya mencionadas para el caso costero. En el sector andino las masas de aire en la vertiente de barlovento, se ven afectadas por una convección por lo cual las lluvias se incrementan en ese sector.

Otro esquema de distribución pluvial es de tipo concéntrico con montos inferiores a los sistemas anteriores, coincidentes con las menores alturas que presenta la depresión intermedia y algunas elevaciones de la cordillera costera.

El comportamiento medio anual de las precipitaciones a los 100 m y aún a menor altura, varía entre 1.400 y 1.000 mm. En el mes más húmedo se producen montos de 300 a 200 mm-, mientras que en enero varía de 30 a 10 mm.

4.3. Distribución de las temperaturas. Los patrones lineales que se producen para las isoyetas son también concordantes con la distribución espacial de las temperaturas. Condicionante lógica, y hasta obvia, que se produce con mayor énfasis en los análisis climáticos de mesoescala donde la relación de los elementos climáticos está asociada a los factores orográficos imperantes.

Así, los valores térmicos medios anuales más bajos se presentan en los cordones montañosos del este y oeste del área, siendo del orden de 10°C los que aumentan progresivamente al disminuir la altitud (200 m), alcanzando una temperatura de 13°C. En zonas inferiores a 200 m se produce la menor disminución en torno a la célula de 11°C (Figura 4).

En el mes de enero, tanto para la situación térmica media más cálida del año como para las máximas medias, se presentan verdaderas células de calor en la depresión central del orden de 19 y 28°C, respectivamente. A partir de ellas comienza una disminución hacia el este y oeste, presentando valores de 15°C en las laderas andinas y 16°C en la vertiente de sotavento de la costa (Figura 5). Mientras que las máximas medias son de 20°C en el sector andino y de 24 a 25°C en el costero (Figura 7).

Las distribuciones térmicas medias en el mes más frío y las mínimas medias de julio presentan montos medios de 4°C en la cadena andina y 5°C en la costera. Las mínimas medias se reducen a 1°C a 1.200 m en el sector andino y en el cordón occidental a 3°C a los 300 m. En la depresión central se configuran dos células isotérmicas. Una fría en las cercanías de Chillán con valores de 6°C y otra cálida al sur con 10°C para la distribución media. Situación análoga se da en las mínimas medias, siendo la célula correspondiente al norte de 3°C y la del sur de 5°C (Figuras 6 y 8).

Esta anomalía que se produce al sur en la depresión central se explicaría por una inversión térmica de superficie más o menos extensa que ocurre generalmente en condiciones de buen tiempo invernal.

Por otro lado, las temperaturas inferiores de julio observables al norte de la depresión central, responderían a la incursión de vientos fríos que soplan de las laderas al valle encajonado aguas arriba del río Ñuble, a través del cual se desplazan al llano central cercano a Chillán.

Este viento es producto del enfriamiento superficial de la tierra a causa de la pérdida de radiación que además enfría las capas inferiores del aire haciéndolas más densas favoreciendo su descenso por gravedad.

4.4- Clasificación climática y estación seca. La aplicación del método de clasificación de Thornthwaite permitió sectorizar el área en dos tipos climáticos: Per húmedo mesodérmico y Húmedo mesotérmico, cuyas características desde el punto de vista del índice hídrico anual (Im), son más variables que la eficacia térmica (P.E.) la que presenta homogeneidad en casi todos los tipos detectados (Figura 9).

La mayor diferencia en los subtipos climáticos se expresa en la variación estacional de la humedad relacionada con el índice de aridez (Ia), por falta de agua en el período estival. En invierno en cambio, se genera superávit del elemento, restringiéndose la duración del fenómeno en la medida que se prolonga el período de sequía.

1. Climas Perhúmedos de Eficacia Mesotérmica.
 - a. Clima con poca o ninguna falta de agua durante el año. (AB₁ra'). Se manifiesta en la faja longitudinal N a S de la vertiente barlovento de la cordillera de los Andes entre 600 y 1.200 m (Fig 9).

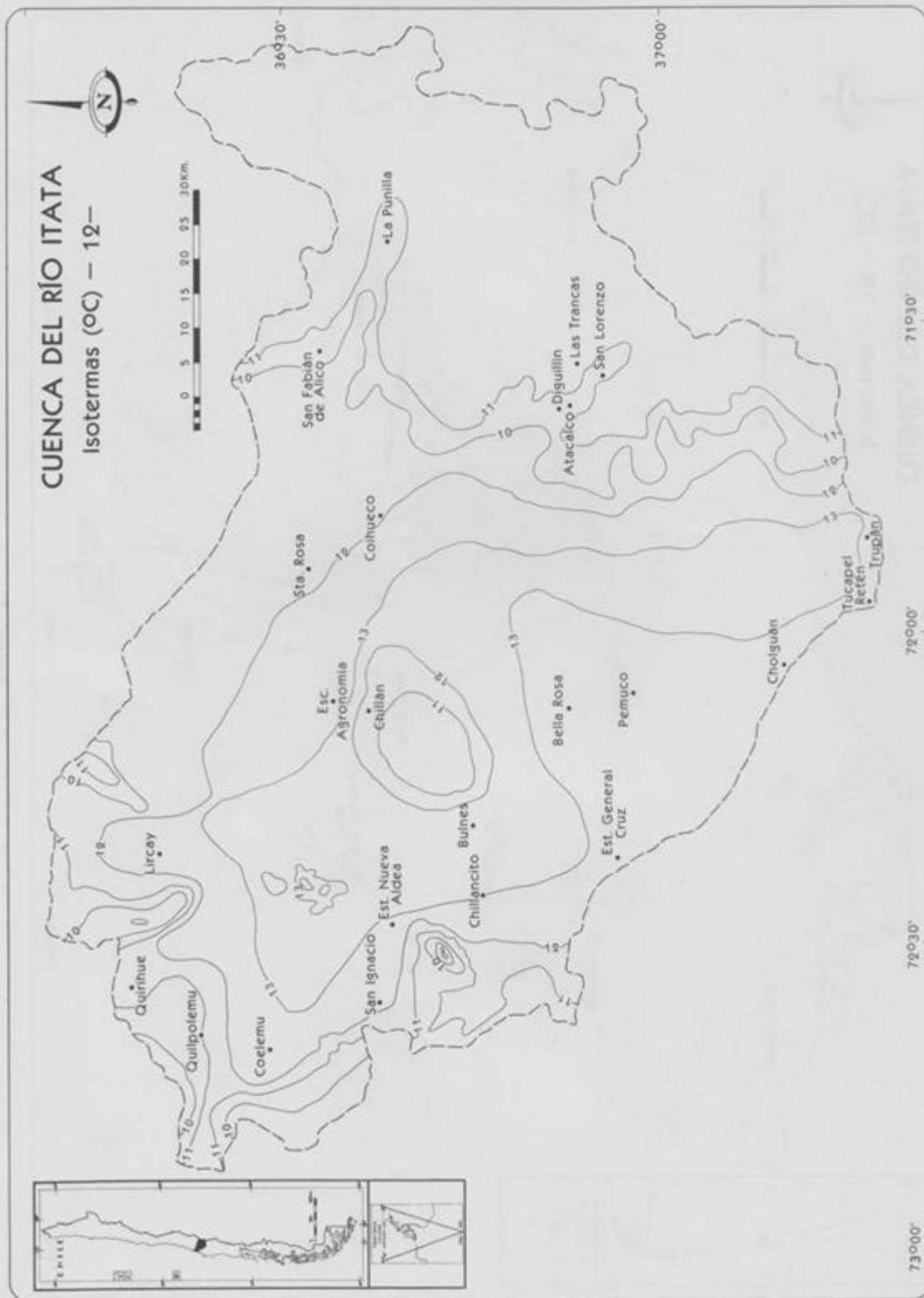


Figura 4

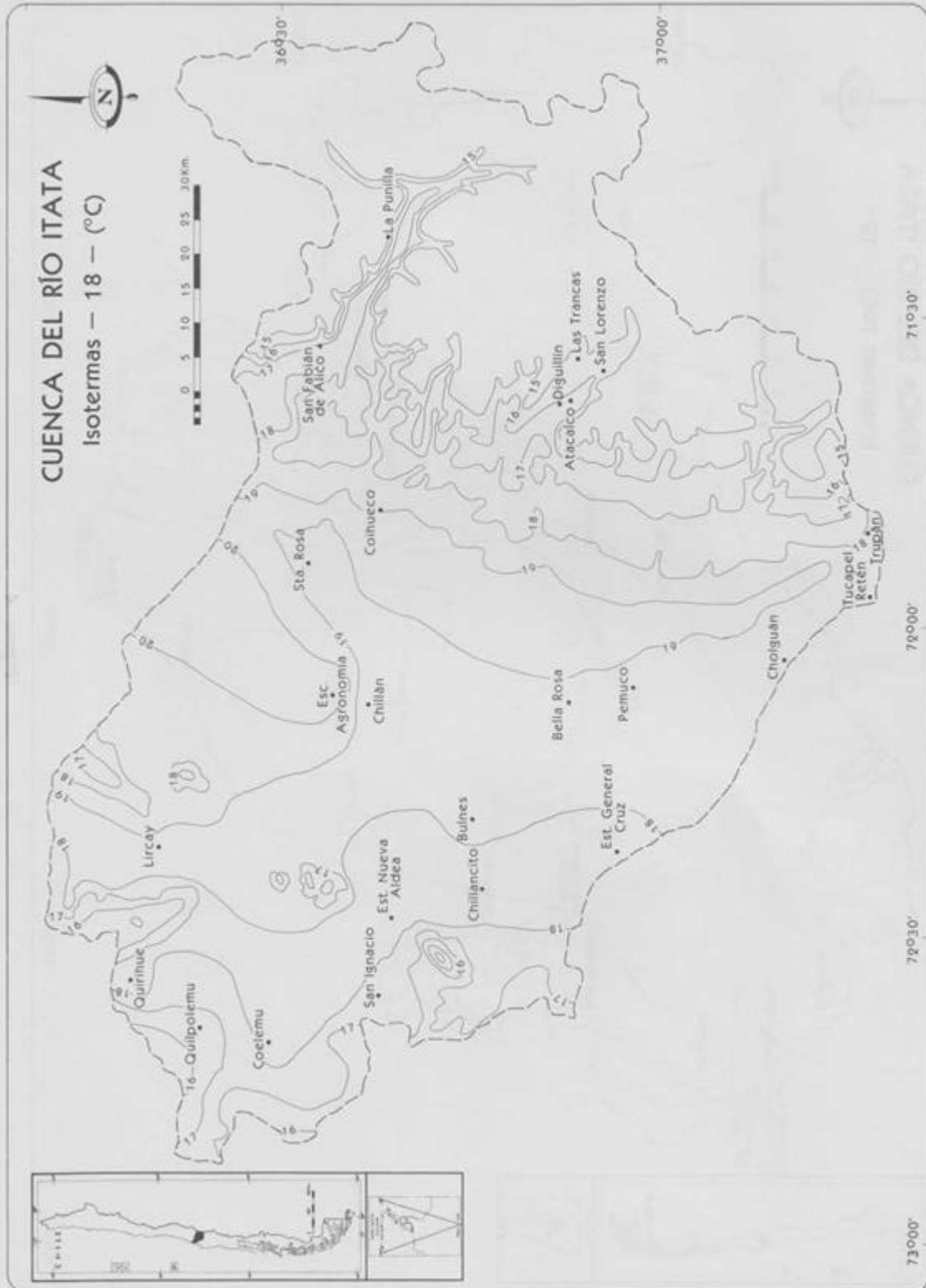


Figura 5

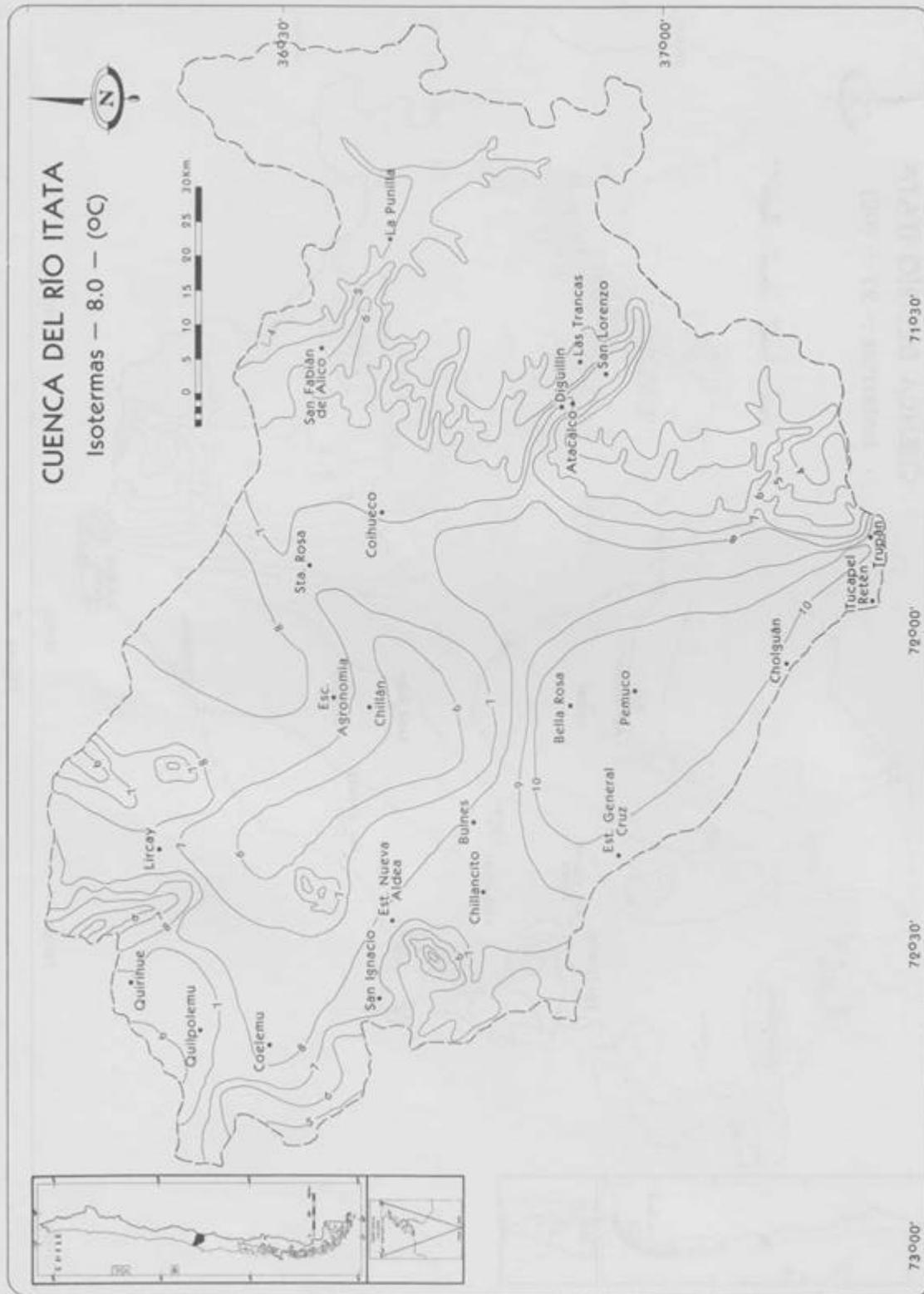


Figura 6

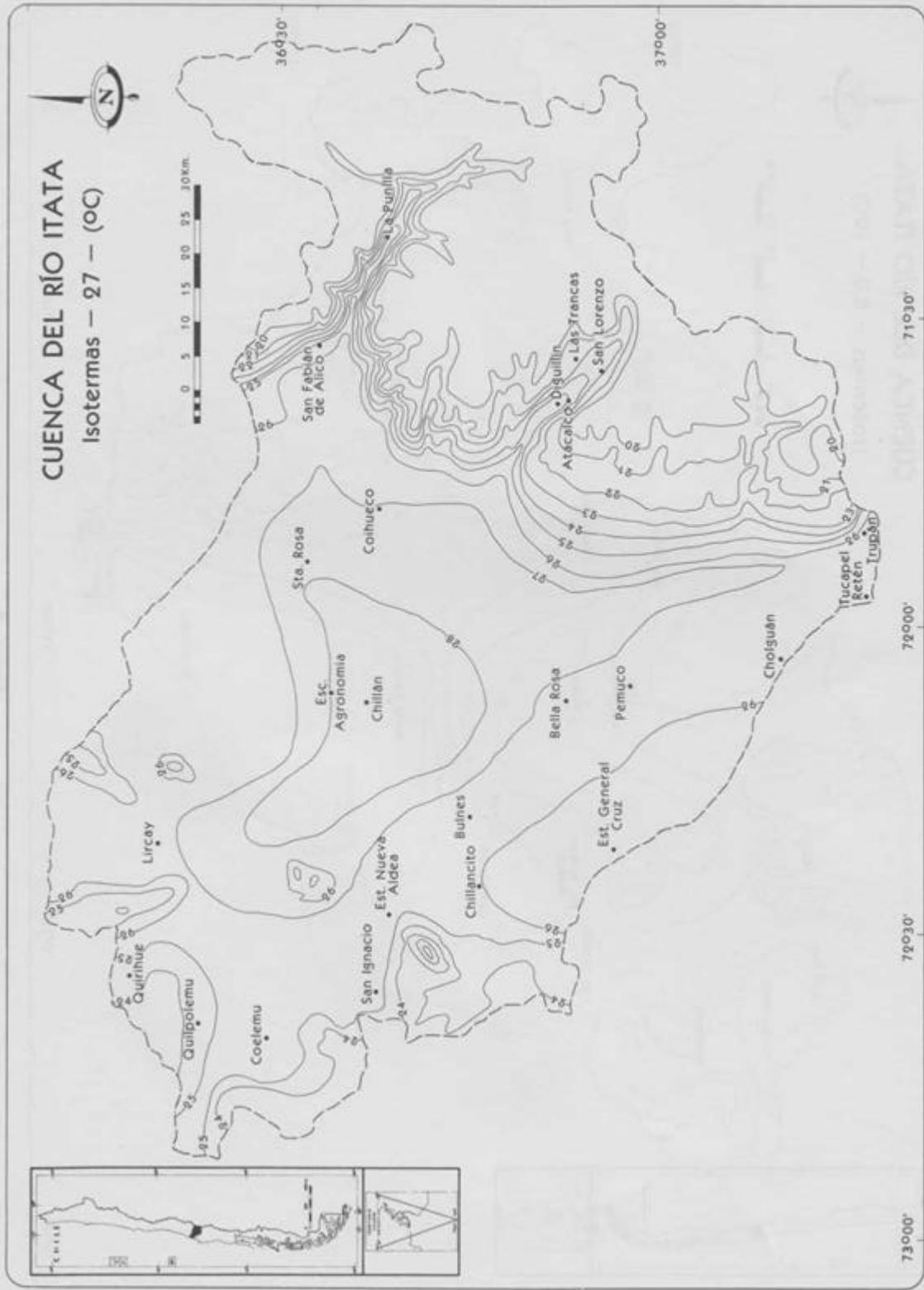


Figura 7

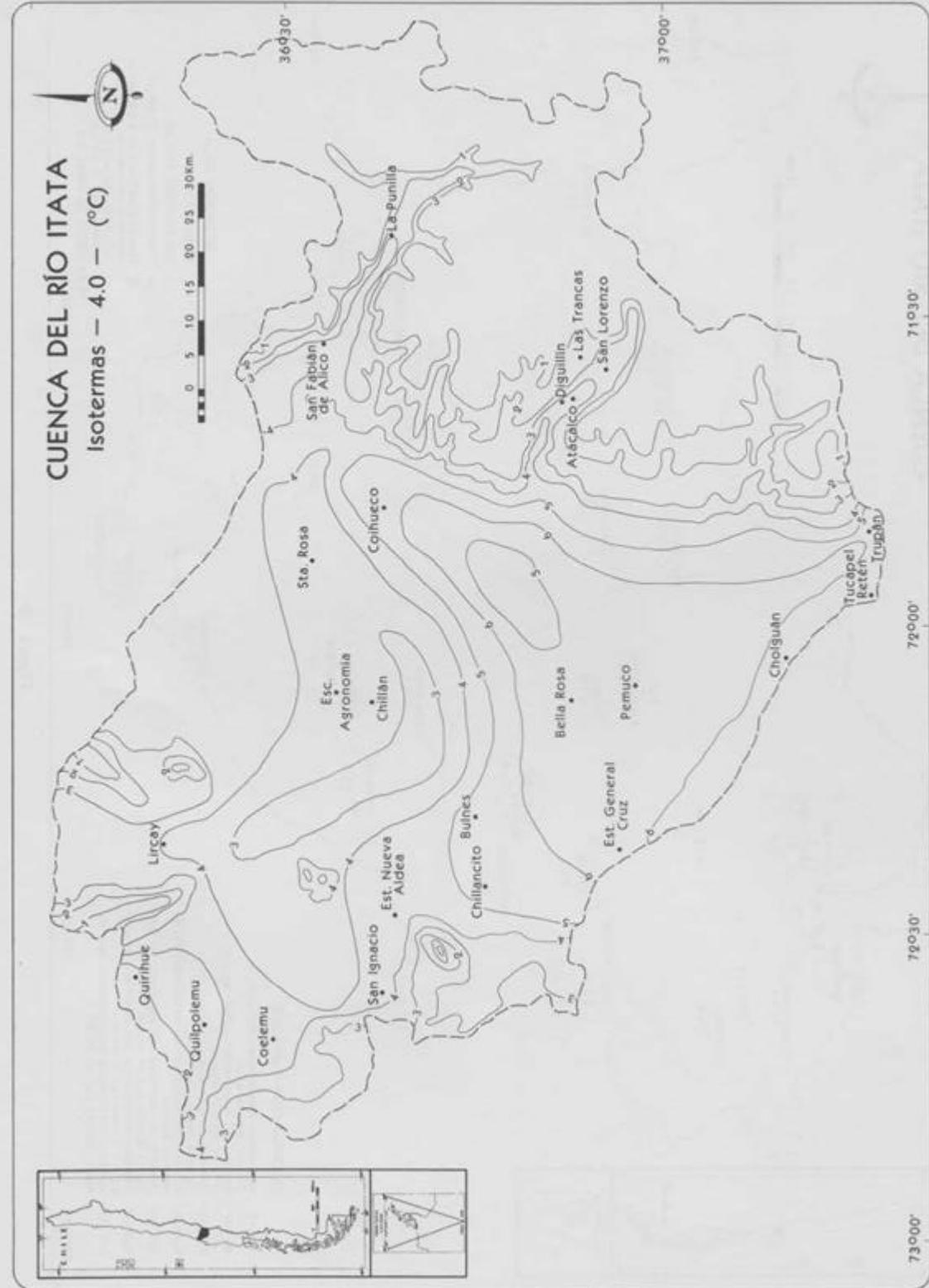


Figura 8

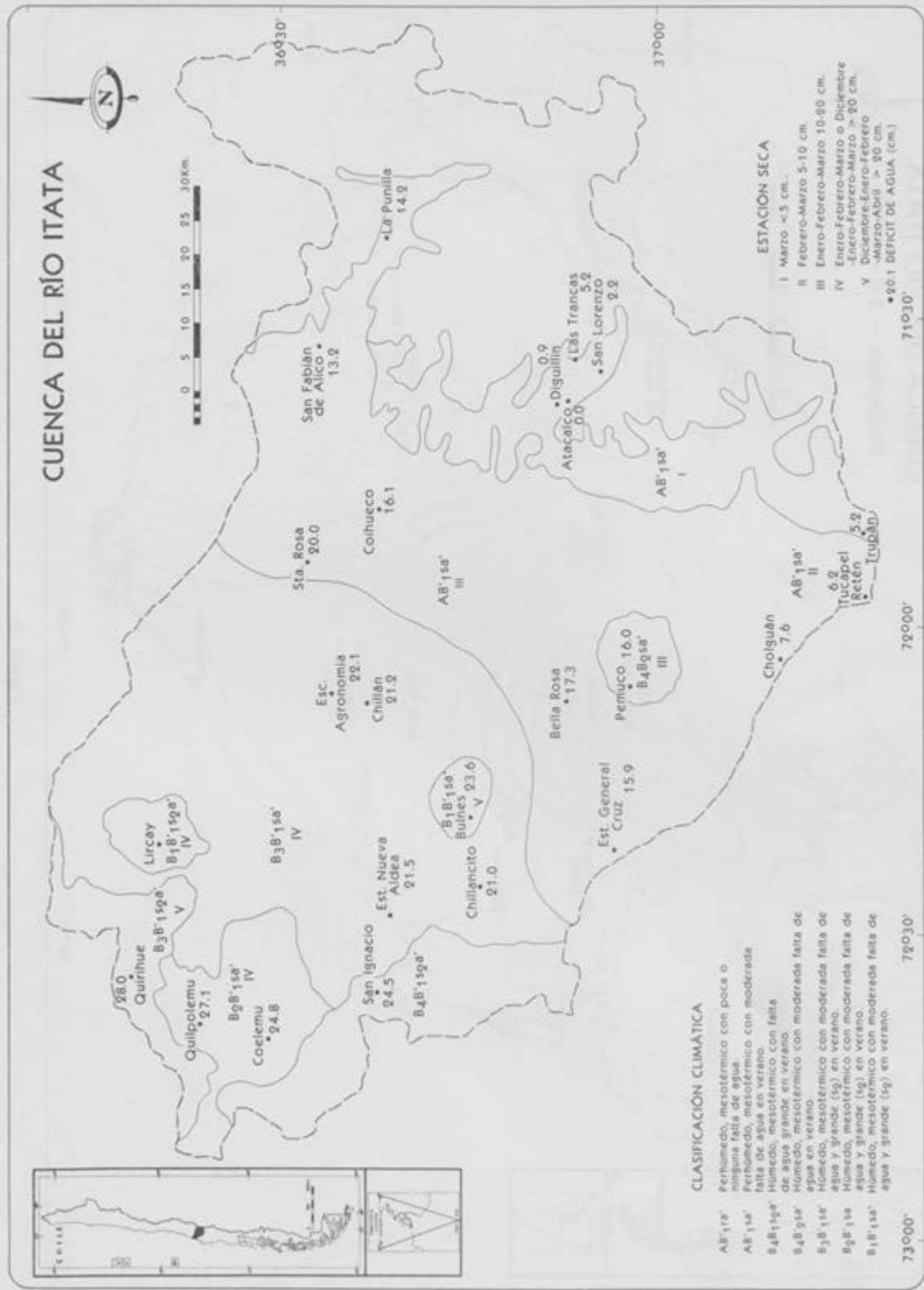


Figura 9

Del punto de vista del balance medio anual de humedad, el sector presenta los menores déficit de agua de toda la cuenca (0 a 5 cm), lo que le asigna características de humedad favorables para el desarrollo de bosques de roble (*Nothofagus obliqua*), raulí (*Nothofagus alpina*), lenga (*Nothofagus pumilio*) y de ñirre (*Nothofagus antártica*) (Quintanilla, 1983).

La falta de agua, cuando se produce, no supera un mes de déficit. Para representar ese caso excepcional del sector, se ha confeccionado el balance medio anual de humedad correspondiente a la estación de Diguillín (Figura 10a).

Los suelos especialmente de fondo de valles varían en textura de francos a francoarenosos predominando estos últimos. En sectores de mayor pendiente, los suelos son poco desarrollados e interrumpidos por afloramientos rocosos.

b. Clima con moderada falta de agua en verano ($AB'_1 sa'$). Se extiende en el área longitudinal centro oriental de la depresión central entre 180 a 600 m de altura.

El balance medio anual de humedad está representado por las estaciones de San Fabián (a $36^{\circ}34'S$, $71^{\circ}36'W$ y 500 m/nm) y Santa Rosa (a $36^{\circ}32'S$, $71^{\circ}52'W$ y 217 m/nm). Estaciones en que el período seco dura tres meses, desde enero a marzo, con montos de 10 a 20 cm de agua. Condición de excepción, presenta la zona SE de esta unidad climática, en las cercanías de Cholguán y Tucapel, cuyo período deficitario se da en sólo dos meses con valores menores entre 5 y 10 cm (Figura 10 b y b').

Así, los mayores déficits se observan en zonas de valles con características de suelos franco arenosos y, los menores, en sectores de suelos arenosos y franco arcillosos. Estos suelos tienen predominantemente uso agrícola en el sector N y plantaciones, de *Pinus Radiata* en el S, manifestándose también matorrales bajos de boldo y litre.

2. Climas Húmedos Mesotérmicos.

a. Subtipo climático que presenta gran deficiencia de agua en verano ($B_4B'_1S_2a'$). Se produce en la vertiente de sotavento de la cordillera de la Costa.

El balance medio anual de humedad representativo de las áreas costeras bajas, 120 metros aproximadamente, arroja una deficiencia de agua superior a 21 cm (Figura 10 c), en suelos que varían de franco arenosos a arcillosos en los sectores más elevados y de mayor pendiente. Se presentan además áreas desprovistas de vegetación donde el desarrollo del suelo es incipiente o hay afloramientos rocosos sometidos a fuerte intemperismo. Según Quintanilla, los cordones bajos de esta cordillera presentan una baja discontinua de bosques puros de *Nothofagus* donde predomina el hualo, roble colorado o roble maulino (*Nothofagus alessandri*). En muchos sectores estos bosques han sido desplazados por plantaciones de pino insigne o por cultivos agrícolas (trigo, maíz, vid). En áreas de menor altitud se encuentran matorrales de boldo y litre.

b. Clima con deficiencia de agua moderada en verano ($B_4B'_2sa'$). Se presenta en un área de reducida extensión adyacente a la localidad de Pemuco, cuyo período de déficit se da en tres meses con montos de 16,7 a 20 cm de agua en suelos de tipo arcillosos (Figura 11 d).

c. Climas con falta de agua moderada (B_3B_1sa') a grande ($B_3B'_1s_2a'$) en verano. Se manifiesta en el sector longitudinal centro occidental de la depresión central y se prolonga a la vertiente NE de la cordillera de la Costa.

Los déficits se representan a través del balance medio anual de humedad, en el diagrama de la estación de Nueva Aldea $36^\circ 39'S$, $72^\circ 27'W$, y 30 m/nm (Figura 11 e), los que varían de 21 a 22,5 cm en el centro occidental de la depresión durante el período de diciembre a marzo, en suelos de textura franco arenosos a arenosos.

En cambio, el sector noroccidental de la cadena costera es el más deficitario, presentando valores del orden de 28 cm de agua y durante un período más prolongado que va desde diciembre hasta abril.

Los suelos varían de franco-arcillosos a arenosos en las zonas de menor altitud. El balance medio anual de humedad se ha representado por el diagrama correspondiente a Quirihue ($36^\circ 17'S$, $72^\circ 33'W$ y 257 m/nm) (Figuras 11 f) .

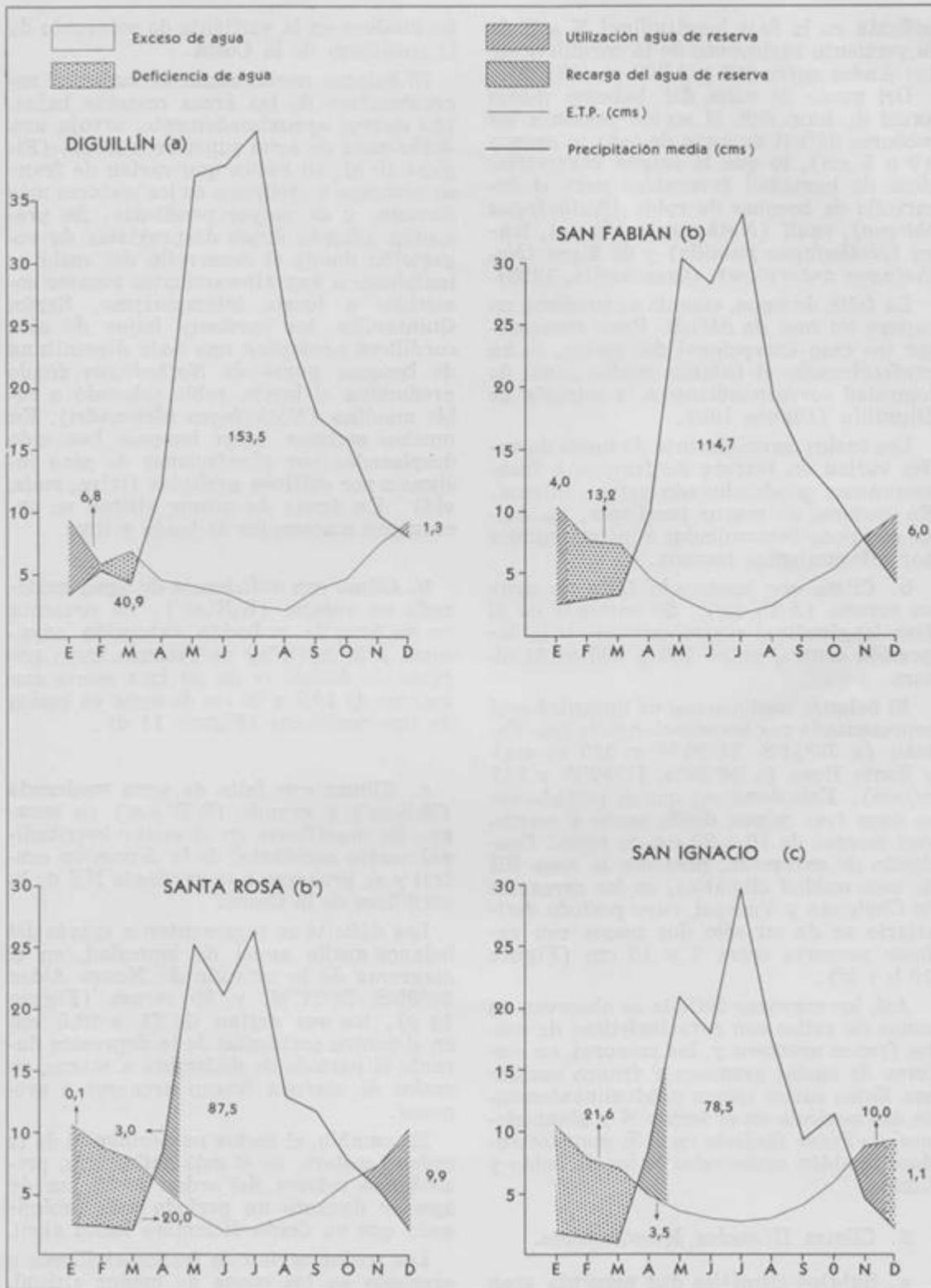


Figura 10

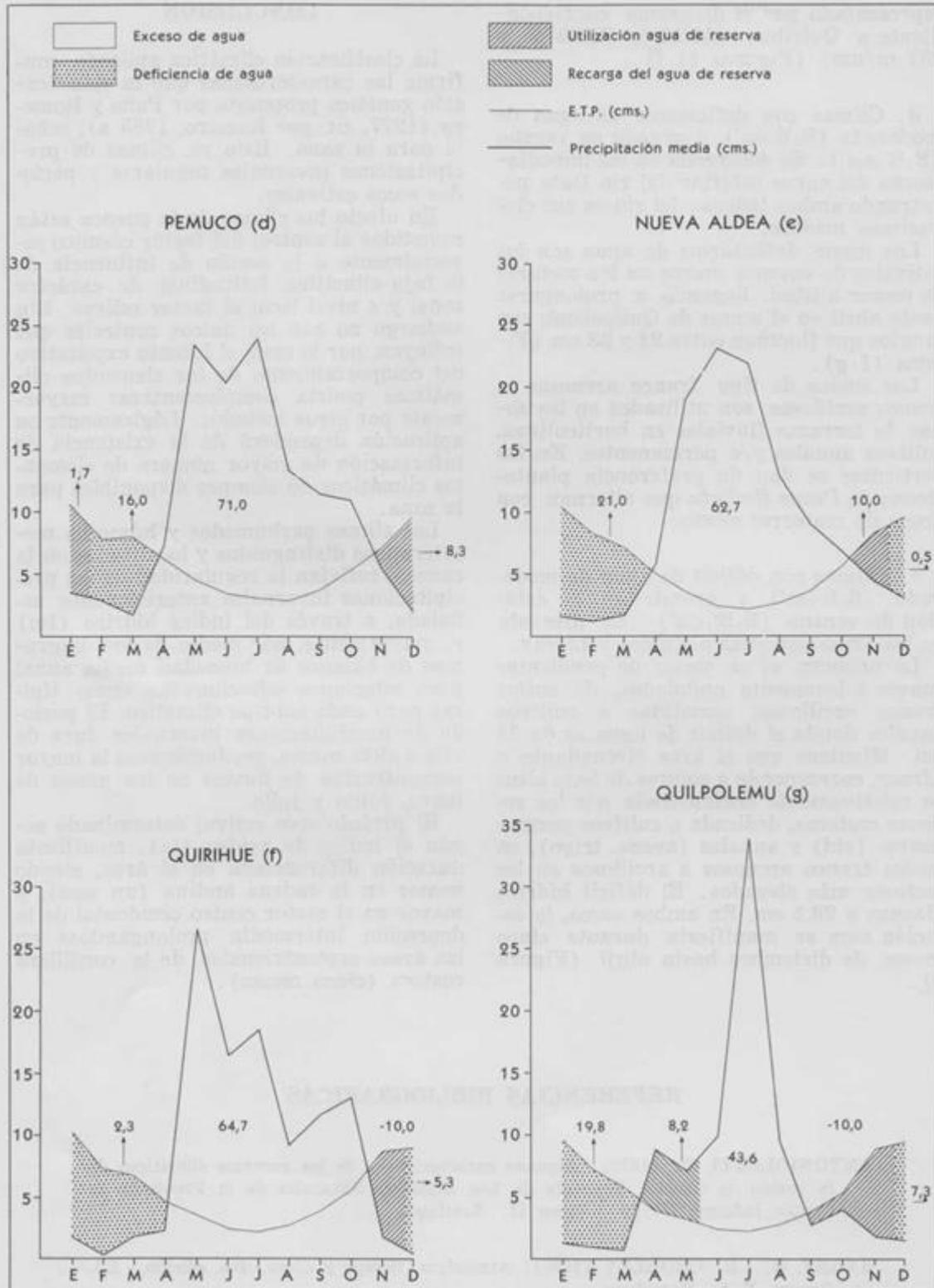


Figura 11

d. Climas con deficiencia de agua de moderada ($B_2B'_1sa'$), a grande en verano ($B_2B'_1S_2a'$). Se desarrolla en las inmediaciones del curso inferior del río Itata penetrando ambas laderas del río en sus elevaciones medias.

Los meses deficitarios de agua son los estivales de enero a marzo en los sectores de menor altitud, llegando a prolongarse hasta abril en el sector de Quilpolemu con montos que fluctúan entre 24 y 28 cm (Figura 11 g).

Los suelos de tipo franco arenosos a franco arcillosos son utilizados en las zonas de terrazas fluviales en horticultura, cultivos anuales y/o permanentes. En las vertientes se dan de preferencia plantaciones de *Pinus Radiata* que alternan con áreas de matorral mixto.

e. Climas con déficit de agua de moderado ($B_1B'_1sa'$) a grande en la estación de verano ($B_1B'_1s_2a'$). Se presenta en las áreas cercanas a Bulnes y Lircay.

La primera es un sector de pendientes suaves a levemente onduladas, de suelos franco arcillosos, sometidas a cultivos anuales donde el déficit de agua es de 23 cm. Mientras que el área circundante a Lircay, corresponde a colinas de baja altura relativamente enclaustrada por los relieves costeros, dedicada a cultivos permanentes (vid) y anuales (avena, trigo), en suelos franco arenosos a arcillosos en los sectores más elevados. El déficit hídrico alcanza a 28,1 cm. En ambos casos, la estación seca se manifiesta durante cinco meses, de diciembre hasta abril (Figura 9).

CONCLUSION

La clasificación climática aplicada confirma las características que la clasificación genética propuesta por Peña y Romero (1977, cit- por Romero, 1985 a), señala para la zona. Esto es, climas de precipitaciones invernales regulares y períodos secos estivales.

En efecto los climas de la cuenca están sometidos al control del factor cósmico especialmente a la acción de influencia de la faja climática latitudinal de carácter zonal y a nivel local al factor relieve. Sin embargo no son los únicos controles que influyen, por lo cual, el intento explicativo del comportamiento de los elementos climáticos podría complementarse mayormente por otros métodos. Lógicamente su aplicación dependerá de la existencia de información de mayor número de elementos climáticos no siempre disponibles para la zona.

Los climas per húmedos y húmedos mesotérmicos distinguidos y localizados en la cuenca, reflejan la regularidad de las precipitaciones invernales anteriormente señalada, a través del índice hídrico (I_m) y, mayormente, por medio de los diagramas de balance de humedad media anual para estaciones seleccionadas como típicas para cada subtipo climático. El período de

precipitaciones invernales dura de seis a siete meses, produciéndose la mayor concentración de lluvias en los meses de mayo, junio y julio.

El período seco estival determinado según el índice de aridez (Ia), manifiesta duración diferenciada en el área, siendo menor en la cadena andina (un mes), y mayor en el sector centro occidental de la depresión intermedia prolongándose en las áreas septentrionales de la cordillera costera (cinco meses) .

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

ANTONIOLETTI, R. (1970): Algunas características de los recursos climáticos de la región de Cautín. Separata de Los Recursos Naturales de la Provincia de Cautín Informe N° 29 - Tomo II. Santiago.

BARRY, R. - R. CHORLEY (1985): Atmósfera, tiempo y clima. 4ta. edición - Ed. Omega, S. A. Barcelona.

BENACCHIO, S. (1982): Algunas exigencias agroecológicas en 58 especies de cultivo con potencial de producción en el trópico americano. FONAIAP-MAC Maracay. Venezuela.

DE FINA, A. L. SABELLA (1959) : Cálculo de las temperaturas medias de localidades montañosas carentes de observaciones termométricas. Fac. De Agronomía 3ra. Época. T.XXXV. Public. N° 66. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. B. Aires. Argentina.

DEVYNCK, J.L. (1970): Contribución al estudio de la circulación atmosférica en Chile y el clima de la Región del Bío-Bío, Universidad de Concepción. Depto. de Geofísica - Concepción.

GRASSI, C. (1975) Estimaciones de los usos consuntivos de agua y requerimientos de riego con fines de formulación de proyectos. CIDIAT. Mérida, Venezuela.

HENRIQUEZ, M. (1984) : Clasificación y evaluación de tierras con fines agrícolas en la cuenca del río Pueblo Llano. Tesis M.Sc. Universidad de los Andes, Mérida. Venezuela.

LOCKWOOD, J. (1979) : World Climatology. An environmental approach. Edward Arnold. Great Britain.

LORENTE, J.M. (1966): Meteorología. Edit. Labor. Barcelona.

MORTENSEN, E. E. BULLARD (1975): Horticultura tropical y subtropical. Impresora Galves - México.

PEÑA, O. (1971): Une expression synthétique du régime annuel du gradient thermique moyen. Extrait de la Revue de Géographie Alpine. Tome LIX - Fascicule 4. Imprimerie Allier. Grenoble.

PEÑA, O. (1982a.) Comentarios sobre las clasificaciones climáticas en uso y proposiciones de revisión en el caso chileno. Rev. Geográfica N° 96: 67-90; I.P. G. H. México.

PEÑA, O. (1982b.): Proposition et vérification d'une classification Génétique des climats chiliens. L'Espace Géographique, N° 4, 307-315. Paris.

PEÑA, O. H. ROMERO (1977): Sistemas en Climatología. Aplicación a una clasificación genética de los climas chilenos. Notas Geográficas N° 8. Depto. Geografía, Universidad de Chile, Valparaíso.

QUINTANILLA, V. (1983) : Biogeografía. Colec. Geografía de Chile I.G.M. Santiago.

ROMERO, H. (1985 a.): Geografía de los Climas. Colec. Geografía de Chile, I.G.M. Santiago.

ROVIRA, A. (1976) : Selección de fórmulas para estimar evapotranspiración potencial en Chillán - Chile. Rev. Notas Geográficas N° 7. Universidad de Chile. Depto. de Geografía - Valparaíso,