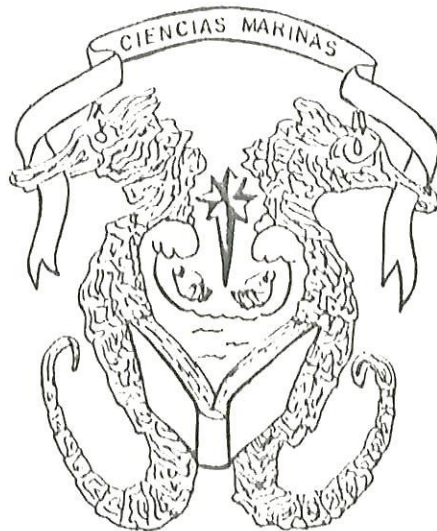




UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS



CARACTERIZACION DE ZONAS CLIMATICAS SINOPTICAS
EN LA PENINSULA DE BAJA CALIFORNIA

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE

OCEANOLOGO

PRESENTA

Jose' Fernando Miranda Reyes

Ensenada, B. C., Octubre de 1967.

CARACTERIZACION DE ZONAS CLIMATICAS BIROPTICAS EN
LA PENINSULA DE BAJA CALIFORNIA

TESIS
QUE PRESENTA
JOSE FERNANDO MIRANDA REYES

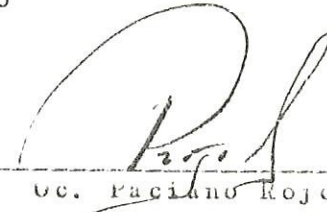
APROBADA POR



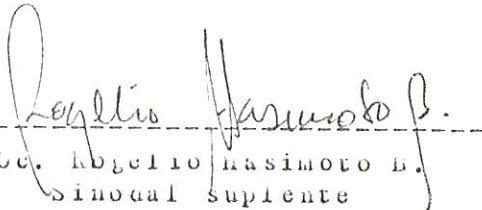
M.C. Sergio Reyes Coca
Presidente del Jurado



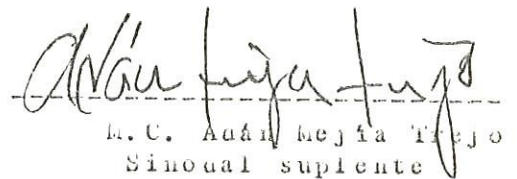
M.C. René Pinet Plasencia
Sinoaal propietario



Cc. Paciano Rojo Salazar
Sinoaal propietario



Cc. Rogelio Masimoto B.
Sinoaal supiente



M.C. Adán Mejía Trejo
Sinoaal supiente

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA

FAULTAD DE CIENCIAS MARINAS

CARACTERIZACION DE ZONAS CLIMATICAS SINOPTICAS EN
LA PENINSULA DE BAJA CALIFORNIA

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
O C E A N O L O G O
PRESENTA:
JOSE FERNANDO MIRANDA REYES

ENSENADA, B. C., MEXICO, OCTUBRE DE 1987.

DEDICATORIA

A MIS PADRES

Por su Sencillez, Aprensión y Amor

A MIS HERMANOS

Por la Perseverancia que han tenido para Conmigo

A ROSA

Con Carino

PARA ALEJANDRO CHAVEZ

Con Respeto

AGRADECIMIENTOS

Al M.C. Sergio Reyes Coca por el apoyo y ayuda moral que me brindó en los problemas que se presentaron, y por su magnífica dirección y aportación intelectual en el desarrollo de esta tesis. A los sinodales: M.C. René Pinet, M.C. Adán Mejía, Oc. Paciano Rojo y Oc. Rogelio Masimoto por sus atinados comentarios y valiosas sugerencias.

Al grupo de Meteorología: Téc. Met. Javier García López, por su ayuda en el procesamiento de datos, gráficas y observaciones; Oc. Enrique García, Oc. Luis Tejada, y a los Estudiantes Mauricio Reyes, Alejandro Souza y Davia Serrano que de una manera u otra contribuyeron en la elaboración de este trabajo.

A la División Hidrométrica de Ensenada a cargo del Sr. Vicente Guerrero, por haber proporcionado los paquetes de datos utilizados en este trabajo. En especial a los Dres. Víctor M. Muñoz Velázquez y Filiberto Santiago Juvencio por su participación en la digitalización de los datos.

Esta tesis se desarrolló en el grupo de Meteorología del Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, CICESE. Formando parte del proyecto "Variabilidad Climática de la Circulación Monzónica sobre México", clave: PCCNCA-051312, financiado por el CONACYT.

A mis padres y hermanos que con su paciencia y comprensión me brindaron un apoyo incommensurable.

A mis profesores y compañeros quisiera darles las gracias por su contribución en mi formación profesional. Y a todas aquellas personas que con sus generosas opiniones hicieron grata mi estancia en el CICESE.

RESUMEN

Con datos de lluvia y temperaturas media, mínima y máxima promedio, de las estaciones climatológicas de la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, teniendo un periodo de observación mínimo de 50 años, se caracterizan sinópticamente las zonas climáticas de la Península de Baja California. Mediante la aplicación de la transformación de raíz cúbica a los datos de lluvia se les acerca a una distribución Gaussiana, ya que principalmente en regiones áridas la distribución de frecuencia que presentan es asimétrica, esto se debe a su alta variabilidad temporal. Posteriormente se insertan ambos conjuntos de datos en las expresiones utilizadas para el cálculo de los índices de tropicalidad, mediterraneidad, aridez, evapotranspiración y eficacia de la lluvia. Los patrones climáticos sinópticos obtenidos se basan fundamentalmente, en la cantidad de lluvia precipitada, y en la oscilación de la temperatura durante las distintas épocas del año. Pudieron, de esta manera, caracterizar zonas extremadamente áridas en el Valle de Mexicali y el área de Bahía de Los Angeles; una franja árida longitudinal que recorre la Península del extremo Noroeste hasta Mulegé; y, regiones semi-áridas que se localizan al Norte y Sur de la Península. Como la Península de Baja California se encuentra dentro del cinturón de aridez cercano al Trópico y, está bordeada al Oeste por las aguas frías de la Corriente de California, y aguas un poco más cálidas al Este (Golfo de California), muestra una gran impredecibilidad climática de la lluvia. Esto es consecuencia de fenómenos regionales, perturbaciones tropicales y eventos Santa Ana; de interacción océano-atmósfera, El Niño/Oscilación del Sur; ó de Circulación General de la Atmósfera y Corriente de Chorro Subtropical, entre los principales. La influencia de esos fenómenos tanto locales como de escala planetaria hace que la predictibilidad interanual de la lluvia y temperatura sea demasiado complicada.

LISTA DE ACRONIMOS

A_c	Amplitud Térmica Crítica
A_e	Índice de Aridez Estival
A_m	Amplitud Térmica Media
ATMA	Amplitud Térmica Media Anual
C	Coefficiente de variación Estacional
E_g	Evapotranspiración Global
ENOS	El Niño/Oscilación del Sur
ϕ	Latitud en grados
IOA	Índice de Oscilación Austral
k_{me}	Índice de Mediterraneidad
k_p	Continentalidad Pluvial
k_{sm}	Razón entre Tropicalidad y Mediterraneidad
k_t	Continentalidad Térmica
k_{tr}	Índice de Tropicalidad
k	Constante de Proporcionalidad
L	Factor Térmico (depende de la Temperatura Media Anual)
n	Número de meses considerados (del 1 al 12)
NC	Región Norcentral
NW	Región Noroeste
OMM	Organización Meteorológica Mundial
\bar{P}	Precipitación Media Mensual
\bar{P}	Precipitación Media Anual
PE	Eficacia de la Precipitación según Thornthwaite
Pe	Eficacia de la Precipitación según Setzer
Q_2	Índice de Aridez (Emberger) según Dager
Q_G	Índice de Aridez de Giacobbe
Q_i	Índice de Aridez de Emberger según Stretta-Rosiño
Q_{SI}	Índice de Aridez Modificado por Stretta-Rosiño
SARH	Secretaría de Agricultura y Recursos Hídricos
σ	Desviación Estándar
SMIC	Estudio del Impacto del Hombre Sobre el Clima
SC	Región Surentral
SE	Región Sureste
\bar{T}	Temperatura Media Mensual
T_m	Temperatura Mínima Promedio
T_M	Temperatura Máxima Promedio

CONTENIDO

1	INTRODUCCION	1
1.1	Aspectos Generales	1
1.2	Antecedentes	5
1.3	Objetivo	8
2	MATERIALES Y METODOS	10
2.1	Area de Estudio	10
2.2	Red de Estaciones Climatológicas	12
2.3	Conjunto de Datos	15
2.4	Transformación de Datos	15
2.5	Estadísticas Básicas	17
2.6	Cálculo de Índices	18
2.6.1	Continentalidad Térmica	18
2.6.2	Continentalidad Pluvial	19
2.6.3	Coefficiente de Variación	20
2.6.4	Índice de Tropicalidad y Mediterraneidad	21
2.6.5	Índices de Aridez	23
2.6.5.1	Aridez Estival	23
2.6.5.2	Cociente de Emberger	23
2.6.5.3	Índice de Stretta-Mosito	25
2.6.5.4	Índice de Giacobbe	25
2.6.6	Evapotranspiración Global	26
2.6.7	Eficacia de la Lluvia	27
3	RESULTADOS	30
3.1	Continentalidad Térmica	30
3.1.1	Continentalidad Pluvial	32
3.2	Coefficiente de Variación Estacional	35
3.3	Índice de Tropicalidad y Mediterraneidad	41
3.3.1	Evolución Temporal del Índice de Mediterraneidad	44
3.3.2	Evolución Temporal del Índice de Tropicalidad	44
3.4	Índices de Aridez	46
3.4.1	Aridez Estival	46
3.4.2	Cociente de Emberger	49
3.4.3	Coefficiente de Emberger Modificado por Stretta-Mosito	51
3.4.4	Coefficiente de Giacobbe	54
3.5	Evaporación Global	54
3.6	Eficacia de la Lluvia	56
4.	DISCUSIONES	
4.1	Parámetros Básicos	64
4.2	Continentalidad Global	65
4.3	Variabilidad de la Lluvia	67
4.4	Tropicalidad versus Mediterraneidad	72
4.4.1	Evolución espacio/temporal de la Tropicalidad	72
4.4.2	Evolución espacio/temporal de la Mediterraneidad	74

4.5 Sequedad versus humedad	75
4.6 Eficiencia de la Lluvia	81
4.7 Evapotranspiración versus Aridez	82
6 CONCLUSIONES	84
6.1 Continentalidad Global	84
6.2 Coeficiente de variación	84
6.3 Tropicalidad vs mediterraneidad	86
6.4 Aridez	87
6.4 Aridez vs Evapotranspiración	87
6 BIBLIOGRAFIA	89

1 INTRODUCCION

1.1 Aspectos Generales

El clima siempre ha sido un elemento del medio ambiente, con distintos procesos (físicos, biológicos, etc.) que tienen lugar dentro de él, sin importar que cualesquier planta, animal o vida (social) humana se halla desarrollado en ese espacio.

Al efectuar algún análisis estadístico a los valores locales de las variables atmosféricas, (i.e., radiación, temperatura, presión, velocidad del viento, precipitación, etc.) se puede cuantificar la variación en espacio y tiempo de los elementos climáticos. Es decir, se podrían contemplar anomalías en las oscilaciones del clima en una región, y consecuentemente también, conocer los eventos que controlan tales anomalías, como ejemplo la temperatura superficial del océano o la distribución de la humedad en la atmósfera y/o sobre el suelo, (SDIC, 1971).

Generalmente se referencia al clima como el comportamiento promedio del sistema atmósfera-continente-crisósfera-océano (sistema climático), sobre periodos de observación relativamente grandes; más bien que, a las fluctuaciones diarias detalladas que conforman al

tiempo atmosférico, (Scneider y Dickinson, 1974).

Una condición o estado climático se puede entender como el promedio del conjunto de variables atmosféricas, oceánicas, hidrológicas, etc., para un periodo específico y en un dominio determinado del sistema Tierra-Atmósfera. A la diferencia entre dos condiciones climáticas con las mismas características se llama variación climática. La desviación entre el promedio de un número relativamente grande de condiciones climáticas, y de una condición climática en particular, de la misma índole, se le denomina anomalía climática. La variabilidad climática se presenta como la varianza entre varias condiciones climáticas de igual especie. Como resultado del tratamiento estadístico existen fluctuaciones llamadas ruido climático, sin interpretación física aceptable e impredecible sobre escalas de interés climatológico. Lo anterior conduce al análisis del cociente entre la magnitud de la variabilidad climática potencialmente predecible, de origen físico, y la magnitud de su ruido climático, de origen estadístico. En otras palabras, a la predecibilidad climática, (Kat. Acad. Sci., 1975).

Por ejemplo, si los estados o condiciones climáticas bajo consideración son promedios mensuales o anuales, entonces la variabilidad típica de primer interés es la variabilidad interanual de estas medias. Físicamente, una

cobertura de diferentes estados climáticos, puede ser
 producida por una amplia variedad de mecanismos que pueden
 englobarse en dos categorías: 1) aquellos responsables de la
 subsecuente divergencia de condiciones instantáneas de la
 atmósfera; empujando de diferentes condiciones iniciales que
 se denominan 'dinámicas internas'. Ahora bien, puesto que el
 intervalo de tiempo promedio que define a un estado
 climático es típicamente mayor que el límite de
 predictibilidad para un estado instantáneo; la variabilidad
 de las condiciones climáticas producida por una dinámica
 interna se acostumbra considerarla como un tipo de
 variabilidad inherente, no-forzada y de ahí impredecible; 2)
 otra fuente de variabilidad viene del impacto de diferentes
 condiciones límite o externas en el medio ambiente. En
 tanto, las relaciones predictivas definitivas no han sido
 establecidas entre todas las condiciones límite y los estados
 climáticos asociados, la variabilidad del estado climático
 forzada por condiciones límite externas es generalmente
 considerada, al menos, potencialmente predecible (Chervin,
 1936).

Como en la antigüedad, en la época actual, el
 establecimiento de ciudades, pueblos, etc., requiere un
 conocimiento previo del impacto ambiental que pueda ser
 tolerado por el sistema climático antes de que responda
 significativamente a las actividades del hombre.

Chervin (1966) hace un resumen de las actividades de la Organización Meteorológica Mundial (OMM) resultante los siguientes objetivos: a) mejorar el entendimiento de la variabilidad mensual y estacional, y la interacción del sistema atmósfera-continente-océano; b) determinar los límites de predictibilidad de las variaciones atmosféricas para las escalas mensuales y estacionales; y, c) desarrollar y probar rigurosamente la ejecución de modelos y esquemas de predicción, basados en principios físicos, dinámicos y estadísticos. Debe enfatizarse que las variaciones climáticas normalmente son más importantes en aquellas áreas donde las condiciones, para el soporte de la vida humana, son marginales. Este es el caso de la zona de transición entre climas sub-húmedos y semi-áridos. Aquí los caprichos de la lluvia -con más o menos evaporación potencial constante- fuertemente afectan la productividad agrícola y la economía humana.

Algunos de los factores y fenómenos que pueden determinar las condiciones climatológicas en una región son los siguientes:

- i) Radiación solar incidente,
- ii) intercambio de calor y radiación entre la atmósfera-continente-océano,
- iii) ubicación geográfica (latitud),
- iv) distancia o cercanía de los mares y continentes,

- v) Tipo de superficie (vegetación, agua, nieve, etc.),
- vi) Circulación general y regional de la atmósfera y océano.

La caracterización de las zonas climáticas, mediante adecuados, índices requiere de un análisis exhaustivo de los numerosos procesos físicos que interactúan dentro del sistema climático en su conjunto. Por ello es conveniente tratar de conciliar, con la debida prudencia, la aplicación de nociones bioclimáticas a las situaciones dinámicas. Cuando se contemplan problemas climáticos, biológicos, geográficos, etc., se pretende expresar algunos de los factores del clima a través de un coeficiente, el cual se espera que sea una medida indicadora de las condiciones tendientes a prevalecer en una región, i.e. la tendencia climática a una deficiencia o exceso de agua con repercusiones en la estructura del suelo, existencia de ríos, escurrimientos, lagos o desiertos. Es evidente que la humedad del suelo y la aridez son factores primordiales dentro de la biogeografía y bioclimatología; y como éstos no pueden medirse directamente es una buena justificación tratar de reemplazarlos por algún coeficiente adecuado a partir de datos climatológicos comunes.

1.2 Antecedentes

Williams (1948) hizo una descripción de la variación del

tiempo de máxima precipitación a lo largo de la costa Oeste de Norteamérica e indicó la falta de observaciones de largo período en la costa Oeste de Baja California. Hastings y Turner (1965) presentan un análisis estacional detallado de la marcha de lluvia, y asocian los patrones espaciales al desplazamiento estacional y a la intensificación del Anticiclón del Pacífico Nor-oriental. García y Rosino (1967) consideran que el patrón de gran-escala de Baja California se divide en tres provincias climáticas caracterizadas por lluvia de diferente origen. En su estudio acerca del desierto Central de la Península de Baja California, Aschmann (1967) señala que las masas de aire sobre Baja California producen escasa precipitación, y que están controladas por este Anticiclón, adquiriendo estabilidad por enfriamiento cuando pasan sobre la corriente fría de California a lo largo del Pacífico Oriental. Durante el invierno el Anticiclón se mueve hacia el Sur y las tormentas del invierno se transportan a lo largo de la costa Oeste, de Norteamérica. En la parte Sur de la Península durante verano, Aschmann (1967) señala, que el aire pierde estabilidad; y las tormentas tropicales, o los patrones sinépticos que inducen su viaje muy al Norte, producen una inestabilidad de estratos superiores, de tal manera, que las lluvias de convección con intensidad variable se esparcen, precediendo y acompañando a la tormenta principal. Acerca de la temperatura, Aschmann (1967) afirma que parece ser menos determinante que el

suministro de agua, aunque delimita el rango de ciertas especies de plantas y que la diferencia en la duración e intensidad del período de altas temperaturas puede ser un factor importante para la distinción entre las floras de las costas occidentales y orientales. Hales (1972) observa que la lluvia de verano a lo largo del Golfo de California, Sonora y Arizona está influenciada por las perturbaciones tropicales, originadas en el Pacífico Tropical Oriental. Rye (1972) hace una discusión detallada de la distribución estacional de lluvia en el occidente de los Estados Unidos de Norteamérica y Baja California, utiliza varios conjuntos de datos y literatura meteorológica/oceanográfica para explicar las principales características climáticas, y discute brevemente la influencia de fenómenos de gran escala. Douglas (1982) discute las anomalías de lluvia sobre el occidente de México, relacionadas a la temperatura marina superficial anormal sobre el Pacífico Tropical Oriental observada durante 1982. Recientemente, Reyes y Rojo (1985) utilizando análisis de componentes principales, estudian la variabilidad interanual del campo de lluvia, y la correlación existente entre la lluvia y el Índice de la Oscilación Austral (IOA). Reyes y Cadet (1987) discuten la importancia de la circulación de bajo-nivel monzónica en el noroeste de México. Sus resultados sugieren, que el Anticiclón del Pacífico Sur controla la entrada de humedad de bajo-nivel al noroeste de México y Baja California. Laget y Reyes (1987)

estudian la influencia tropical en la lluvia de Baja California, los resultados sugieren que durante eventos post-El Niño (ejemplo, cuando el IOA regresa a su normalidad o muestra una tendencia hacia la anomalía positiva) la circulación monzónica de bajo-nivel se intensifica, transportando así grandes cantidades de humedad del Pacífico tropical al suroeste de México, por lo tanto, aumentando la lluvia tropical de verano a lo largo del Golfo de California y de las provincias Sudeste y Central de la Península.

Keyes et al., (1987), al hacer un análisis detallado de los datos de lluvia para la Península, presentan la aplicación de una transformación raíz cúbica con el fin de aproximar los datos a una función de distribución normal. Los autores comparan la influencia de latitudes medias y tropicales con la variabilidad espacio/tiempo del campo de lluvia en Baja California.

1.3 Objetivo

i) hacer una actualización de los datos de lluvia y temperatura (media, máxima y mínima) proporcionados por la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos (SARH); y, una evaluación sobre la confiabilidad de los mismos,

ii) Calcular los índices climáticos de aridez,

continentalidad, tropicalidad, evapotranspiración global, variación estacional de lluvia, efectividad de la precipitación, con el fin de caracterizar las zonas climáticas sinópticas en la Península de Baja California,

iii) Discutir la fenomenología que interviene en la predictibilidad climática de la lluvia y la temperatura.

2 MATERIALES Y METODOS

2.1 Area de Estudio

Las zonas áridas y semi-áridas mexicanas se extienden discontinuamente sobre aproximadamente 1,000,000 de km². La mayor parte de ellas cercanas al Trópico de Cáncer. Siendo la segunda en importancia la del desierto de Sonora que abarca los estados de Baja California, Baja California Sur y Sonora, (Medellín y Gómez, 1979).

Con una longitud de 1300 kms, aproximadamente, la península de Baja California se encuentra ubicada entre los 22° 42' y 32° 49' latitud Norte, y los 109° 24' y 117° 10' longitud Oeste, en el Noroeste de la República Mexicana, (Fig. 1). Delimitada al Este por el Golfo de California, que la separa de los estados de Sonora y Sinaloa, ambos en el continente; y al Oeste y Sur por el océano Pacífico. Se levantan cadenas montañosas con altitudes promedio de 1500 mts en la parte Norte desde la Línea Internacional hasta los 30.5° , en la parte media entre los 28° y 29° N y, la región Sur entre los 23° y 24° N. Entre éstas existen otras sierras de menor altitud, aunque ocasionalmente alcanzan los 1000 mts. Siguiendo el perfil de playa, a lo largo de la península, las sierras presentan pendientes más escarpadas hacia el lado del Golfo de California y, menos pronunciadas

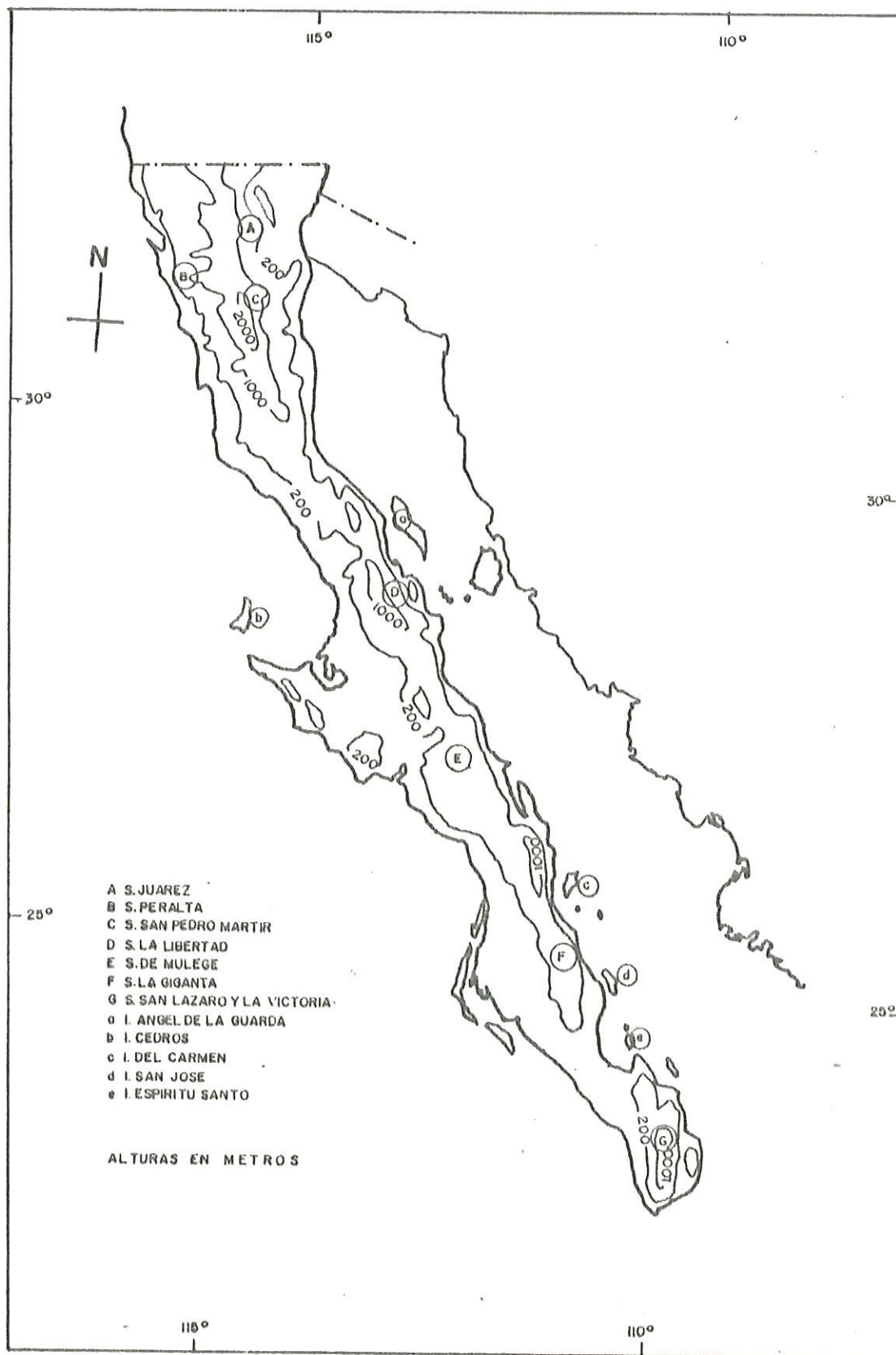


Fig. 1. Orografía de Baja California.

en las costas Oeste, conformando así algunos pequeños valles como el de Maneadero, San Vicente, Coihuetlan, Camahué, San Quintín, El Rosario, Llano el Berrendo, Vizcaíno, Llanura de Magdalena, Todos Santos, etc. La variación de la anchura en la Península alcanza su máximo, de 250 kms, un poco al Sur del paralelo 28° N, y un mínimo, aproximadamente de 45 kms, en la parte media entre el Trópico de Cáncer y los 25° N.

2.2 Red de Estaciones Climatológicas

En 1946, la Oficina de Hidrología dependiente de la Comisión Nacional de Irrigación extendió sus actividades creando la División Hidrométrica de Ensenada, la cual comenzó a operar en 1948. Contando a la fecha con un total de 146 estaciones climatológicas. Los datos proporcionados por esta División fueron seleccionados de manera tal, que únicamente se utilizaron los datos de las estaciones con períodos de observación iguales o mayores de 50 años. La densidad de las estaciones es más alta en los extremos Norte y Sur de la Península, mientras que en la región central el número/área de estaciones es menor, fig. 2. Algunas de las estaciones muestran discontinuidades en los registros de datos, probablemente debido a la ausencia del observador, lejanía de la estación, falta de mantenimiento, etc. Esta falta de datos en zonas donde pudieran existir diferentes zonas climáticas es muy importante, por ejemplo, para la ubicación

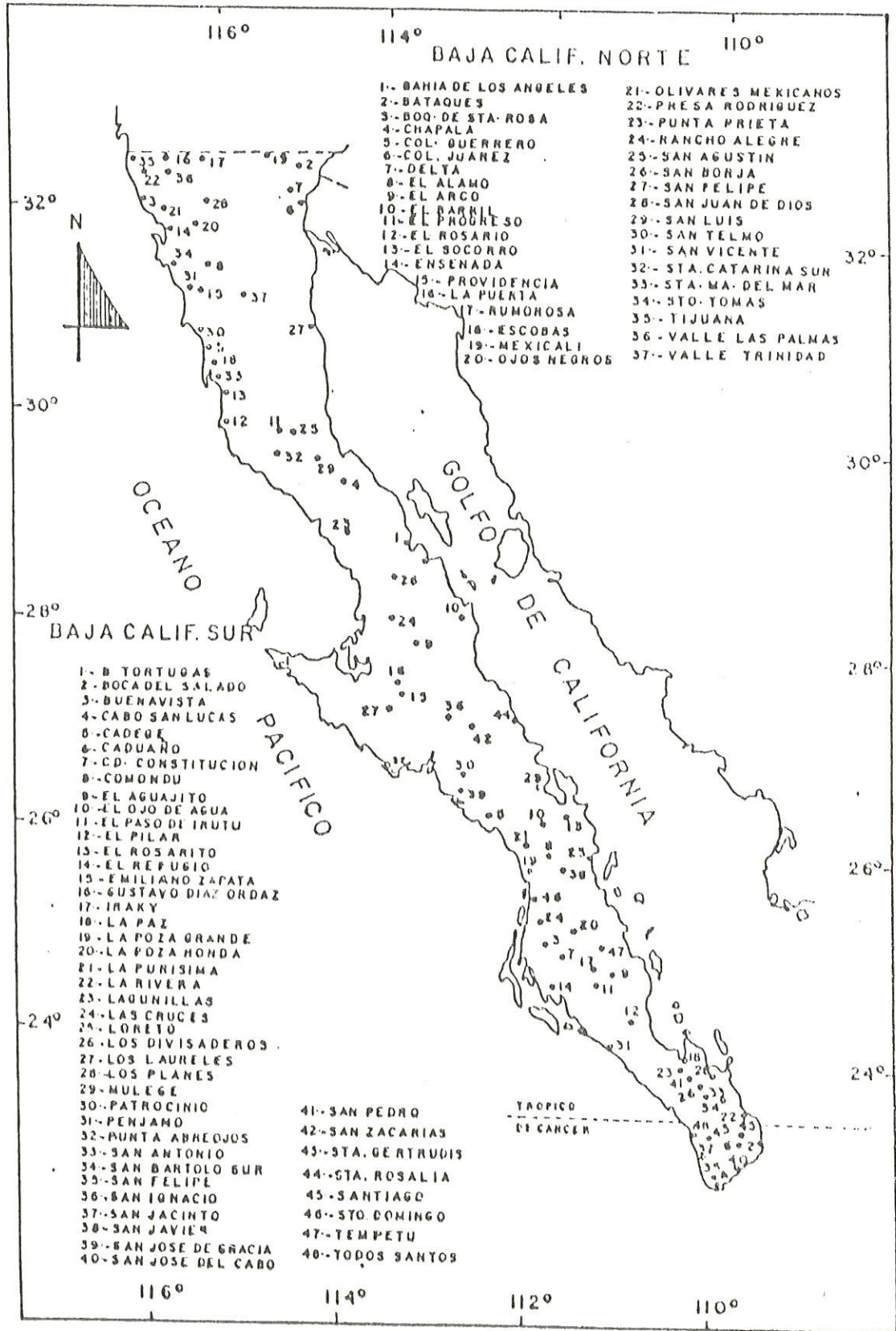


Fig.2 Red de estaciones climatológicas de la Península de Baja Calif.
(Tomado de Reyes y Rojo, 1985)

aproximada de las líneas divisorias entre regiones micro-bioclimáticas, i.e. diferentes ecotonos. En consecuencia, la detección de la variabilidad tanto espacial como temporal de los límites que pudieran alcanzar éstas se hace más complicada.

La falta de estaciones en las regiones montañosas y, también de instrumentos en las ya existentes, hace prácticamente imposible la cuantificación directa de la precipitación en forma de nieve, que en invierno, representa un considerable aporte de humedad en esas regiones.

Aun en redes de estaciones climatológicas bien organizadas, los errores de medición sistemáticos o involuntarios no son raros y se debe asegurar la suavización de esta contribución de ruido en las series de los registros, digamos por medio de promedios regionales. Esto con el fin de encontrar contribuciones separadas e identificar áreas donde la investigación sea necesaria e igualmente fructífera. Al mismo tiempo, se tiene que considerar la importancia de factores climáticos, en áreas y períodos particulares.

La confiabilidad del conjunto de datos debe considerarse al hacer cualquier análisis, puesto que, al poner atención en alguna zona de transición de interés, se tiene que hacer notar la forma y calidad de los datos. Es el caso de las

zonas áridas y semi-áridas, en donde las distribuciones temporales de lluvia presentan una forma asimétrica o en ocasiones bimodal.

2.3 Conjunto de Datos

Los parámetros proporcionados por la SARN son promedios mensuales de lluvia (mm), temperaturas ($^{\circ}$ C) media, máxima y mínima. Alrededor de 100 estaciones climatológicas en toda la península de Baja California presentan un margen de observación mayor de 30 años. Se buscó homogeneizar los datos al período de las estaciones con un lapso de observación a partir de 1955 hasta 1980. Es indudable que para comparaciones espaciales debe chequearse cuidadosamente la homogeneidad de los valores promedios de largo-plazo o climáticos. Además, desde el punto de vista de la agricultura, suministro de agua) el valor de las frecuencias e intensidades de los eventos mensuales, estacionales o anuales individuales es frecuentemente mayor y necesita un tratamiento estadístico de confiabilidad más específico. Generalmente, para muchos propósitos, es preferible considerar la variabilidad climática interanual.

2.4 Transformación de Datos

Algunas cantidades meteorológicas, tal como la lluvia,

ocurren en la naturaleza con distribuciones de frecuencia diferente a la normal o de manera no-gaussiana. Como en las regiones áridas y semi-áridas características, las funciones de distribución de los datos presentan una tendencia asimétrica, el valor del promedio (media) no coincide con el valor más frecuente (moda), sino que es menor y se acentúa en meses y años extremadamente secos o lluviosos. Así pues, es más fácil manejar y analizar los fenómenos mediante cálculos estadísticos, correlaciones entre variables, predicción estadística y descripciones cuantitativas de la variabilidad climática, si los datos se encuentran distribuidos normalmente o pueden acercarse a la 'normal'. Howell (1960) indica que varias transformaciones se han sugerido para convertir la distribución de frecuencia de la precipitación (lluvia) aproximadamente a la normal, las dos más usuales son la raíz cúbica (Stigg, 1953), y la distribución gamma incompleta (Thom, 1957). La transformación raíz cúbica de las series de lluvia consiste simplemente en extraer la raíz cúbica de cada término de la serie. Stigg (1953) considera que esta transformación es en efecto un mecanismo que remueve la asimetría y, en la práctica, remueve justo la cantidad necesaria que se encuentra en muchos de los datos de precipitación de las estaciones climatológicas individuales. Stigg (1970) sugiere que los datos de precipitación tienen una distribución normal vía transformación raíz cúbica debido a que son función producto de tres variables

intercorrelacionadas y con distribución normal: movimiento vertical de la atmósfera, contenido de humedad, y tiempo de curación (frecuencia). Howell (1960) compara este método con la distribución gamma incompleta y encuentra que dan virtualmente resultados idénticos sobre un amplio rango de distribuciones. Concluye que, las propiedades atribuidas a una de ellas, tal como su relación a la teoría física de la precipitación, puede aplicarse igualmente a la otra.

2.3 Estadísticas Básicas

Los conjuntos de datos de la Península consisten de promedios mensuales de lluvia, temperatura máxima, mínima y media. Primeramente se les aplica a las series de tiempo un análisis de su forma de distribución, si se comprueba que en efecto presentan asimetría se procede a normalizarlos, mediante alguna transformación.

Se obtiene el año climático para cada una de las estaciones con los parámetros de tendencia central: media y mediana; y de variabilidad: desviación estándar, sesgo y coeficiente de variación. En el caso de la lluvia, la media es extremadamente sensible a la asimetría y tiende a aumentar por los relativamente pocos valores grandes, causando que más de la mitad de las observaciones caigan debajo de la media.

2.0 Cálculo de índices

En esta sección se presentan los desarrollos mediante los cuales se calculan los diferentes coeficientes e índices para la caracterización climática en la península de Baja California.

2.0.1 Continentalidad Térmica

El coeficiente de continentalidad térmica, K_T , indica el grado en el que una área es afectada por las superficies continentales. La fórmula original presentada por Conrad (1940) fue modificada por Bagel (1977a) para expresarla de la siguiente manera:

$$K_T = \{ 1.7 * A_{TM} / \text{sen}(\psi + 10 + 9n) \} - 14 \quad \dots(1)$$

donde A_{TM} representa la amplitud térmica media anual, ATMA ($^{\circ}\text{C}$), (definida como la diferencia entre la temperatura media del mes más cálido y la del mes más frío, en el año climatológico), ψ es la latitud (grados) y n la altitud (km). Este coeficiente varía de 0 a 100 por ciento. Es importante hacer notar que la ATMA es afectada por: 1) variación de la insolación durante el año (varía con la latitud); 2) los patrones de calentamiento diferencial entre continente-oceano

(aumentan con la distancia de un gran cuerpo de agua); 3) presencia de agua y/o vapor de agua en la superficie del suelo o en la atmósfera (el agua reduce la AHA); 4) la circulación atmosférica actúa para minimizar el gradiente de temperatura entre océanos y continentes, Roughton (1965).

Esta es una medida empírica que intenta cuantificar la diferencia entre climas mediterráneos y continentales.

2.6.2 Continentalidad Pluvial

La continentalidad pluvial, k_p , está definida por el cociente de la precipitación total durante los seis meses más cálidos (llamados estivales), y la precipitación total durante los seis meses más fríos (invernales), del año climatológico, Baget (1977a):

$$k_p = \frac{P(5)+P(6)+P(7)+P(8)+P(9)+P(10)}{P(1)+P(2)+P(3)+P(4)+P(11)+P(12)} \quad \dots(2)$$

donde P indica la precipitación mensual y el número entre paréntesis el mes, respectivo, comenzando en Enero. Cuando k_p es mayor que 1 la lluvia es principalmente de origen tropical, y si k_p es menor que 1 indica que la lluvia de origen extratropical es mayor.

2.6.3 Coeficiente de Variación

Hastings (1965) define el coeficiente de variación, C , como la razón entre la desviación estándar y media de la muestra:

$$C = \sigma / \bar{P} \quad \dots(3-a)$$

donde;

$$\bar{P} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n P \quad \dots(3-b)$$

n representa el número total de elementos de la muestra, y \bar{P} la cantidad promedio del total de la muestra. Hastings (1965) afirma que, frecuentemente se utiliza como un criterio de la variabilidad temporal de la precipitación. Cuando una serie incluye un gran número de ceros, como en el caso de zonas áridas, las distribuciones de frecuencia son asimétricas positivamente. Si las distribuciones son no-normales, los coeficientes de variación son muy grandes.

Es evidente que los valores muy grandes de C no tienen significado en términos de la estadística normal, pero no es necesario que por eso el climatólogo de zonas áridas - que constantemente está relacionado con ellos- se vea obligado a

evitarlos. Existen razones prácticas para no hacerlo así: la media aritmética, la desviación estándar y el coeficiente de variación están tan fuertemente entrelazados en la literatura que la persona que evita su utilización frecuentemente es incapaz de comparar sus resultados con otros o incorporar su trabajo a la climatología descriptiva. Sin embargo, se sospecha que, no obstante la incongruencia aparente, tales coeficientes pueden tener un significado adecuado en términos de probabilidad de la lluvia y posiblemente también tengan otro; por ejemplo, en la interpretación del grado de stress relativo que un medio ambiente árido impone sobre su Biota.

2.0.4 Índice de Tropicalidad y Mediterraneidad

Para representar la influencia de latitudes medias (mediterraneidad) y de latitudes bajas (tropicalidad), en los regímenes de lluvia, se utiliza la razón, k_{sw} , de la cantidad de lluvia climática de los meses de verano (Julio-Octubre), k_{tr} , sobre el período climático de lluvia invernal (Diciembre-Marzo), k_{me} ; como se explicará más adelante, durante los meses de invierno se tiene una lluvia originada en el Pacífico del Norte, mientras que durante el verano, la lluvia es de origen tropical. Similarmente, la evolución temporal de los respectivos campos (verano o invierno) se obtiene como la razón de la cantidad total de lluvia durante

la respectiva temporada sobre la lluvia total anual media.

Estos dos coeficientes muestran las influencias climáticas antagónicas: por un lado de latitudes medias con una concentración de las precipitaciones en el invierno (coeficiente de mediterraneidad), k_{me} , y por otro lado, las tropicales, concentradas en el verano (coeficiente de tropicalidad), k_{tr} .

Para medir el grado de tropicalidad, Reyes et al (1987) proponen la siguiente expresión:

$$k_{tr} = 100 \times \frac{P(7)+P(8)+P(9)+P(10)}{\bar{P}} \quad \dots(4)$$

donde \bar{P} representa la lluvia total anual promedio.

La influencia mediterránea se obtiene mediante la expresión:

$$k_{me} = 100 \times \frac{P(1)+P(2)+P(5)+P(12)}{\bar{P}} \quad \dots(5)$$

Igualmente, la evolución temporal de los respectivos campos (verano o invierno) se obtiene como la razón de la cantidad de lluvia durante la estación respectiva sobre la

cantidad de lluvia anual media climática.

2.6.5 Índices de Aridez

2.6.5.1 Aridez Estival

Deget (1977a) analiza la relación propuesta por Emberger (1941) mediante la cual se caracteriza el grado de aridez de un clima a través del cociente de aridez estival, Λ_e , que se expresa por:

$$\Lambda_e = \frac{r_e}{\bar{T}_m} \dots (6)$$

donde r_e es el total de la precipitación estival y \bar{T}_m la media de las temperaturas máximas del mes más cálido. Este índice varía en el mismo sentido que las precipitaciones. Emberger (1944) propone adoptar $\Lambda_e = 7$ como límite para distinguir las condiciones secas de otras. Cavides y Deget (1984) modifican el valor del cociente y muestran que el valor de Λ_e debe estar entre 0 y 5 para que una estación sea mediterránea.

2.6.5.2 Cociente de Emberger

Se origina por la búsqueda de una expresión sintética

del clima mediterráneo capaz de dar cuenta de la aridez. Generalmente no se puede utilizar un sistema de caracterización que no considere los datos disponibles en las estaciones climatológicas, i.e. precipitación y temperatura. Este índice conlleva consideraciones bio-climáticas de que la vida vegetal se desarrolla entre dos polos térmicos en una región, es decir, la diferencia entre T_m y el promedio de las temperaturas mínimas del mes más frío \bar{T}_m , esta amplitud llamada crítica, A_c , (ver Fig. 10a), se diferencia de la ATMA, en que la primera considera las temperaturas extremas y la ATMA únicamente lo hace con las temperaturas promedio. Emburger introduce también la amplitud térmica crítica ($T_m - \bar{T}_m$), dando así una ventaja de poder considerar dentro del cociente, el grado de continentalidad y humedad atmosférica, o sea, la evaporación. Este cociente, modificado por Daget (1977b) para trabajar las temperaturas en grados centígrados se expresa de la siguiente manera:

$$\alpha_2 = \frac{2000 * \bar{P}}{(\bar{T}_m - \bar{T}_m + 540.4) * (\bar{T}_m - \bar{T}_m)} \dots (7)$$

Asociado en un climograma con \bar{T}_m , el valor de α_2 permite definir estados y variantes del clima mediterráneo. Este método de caracterización es una manera sintética de considerar los balances hídrico y térmico anuales.

2.6.5.3 Índice de Stretta-Mosiño

El coeficiente pluvio-térmico propuesto por Emberger, es modificado por Stretta-Mosiño (1963), que incorporan nuevos límites a la fórmula original, localizando las líneas quebradas del climograma, por rectas e invirtiendo términos, y obtienen así la fórmula:

$$\alpha_{ST} = (\bar{T}_m + 45) / \alpha_i \quad \dots(8-a)$$

donde α_i es el coeficiente de Emberger, definido por ellos como:

$$\alpha_i = 100 * \bar{P} / (\bar{T}_m^* - \bar{T}_m^*) \quad \dots(8-b)$$

El índice modificado aumenta con la aridez (o con la deficiencia de la lluvia).

2.6.5.4 Índice de Giacobbe

El grado de aridez para un clima es, para un período dado, caracterizado por el índice de Arido-humedad, propuesto por Giacobbe (1959);

$$\alpha_G = 100 * \bar{P} / (\bar{T}_m * \Lambda_e) \quad \dots(9)$$

2.0.0 Evapotranspiración Global

De entre las muchas fórmulas que permiten una evaluación del balance hídrico estacional, la mayoría necesita conocer factores climáticos, raramente registrados en las estaciones climatológicas: radiación global, duración de la insolación, efecto de la superficie, etc. Como las expresiones que utilizan éstos factores son muy complicadas se necesita una definición más sencilla que facilite la aplicación eficaz a los problemas de climatografía de escala sinóptica, esta fórmula que nace de la evapotranspiración (definida como la evaporación total del suelo y evaporación incorporada por transpiración de la vegetación) global una expresión descriptiva anual, propuesta por Turc (1951) como:

$$E_g = \bar{P} / (0.9 + \bar{P}^2 / L^2)^{\frac{1}{2}} \quad \dots(10-a)$$

donde L es un factor térmico en función de la temperatura media anual \bar{T} :

$$L = 300 + 25\bar{T} + 0.05\bar{T}^2 \quad \dots(10-b)$$

Esta formulación empírica describe una medida del balance hídrico global a nivel regional.

2.6.7 Eficacia de la Lluvia

Por eficacia de la lluvia (precipitación), se entiende a la cantidad de agua que efectivamente permanece en el suelo y determina finalmente la condición de vida sobre la superficie de la tierra. Así que es necesario, de alguna manera, considerar que parte de la precipitación se evapora. Sin tomar en cuenta los factores no-meteorológicos, tales como escurrimientos, tipo de vegetación y, pendiente, permeabilidad y profundidad del suelo.

La imposibilidad de una comparación directa entre la precipitación y la evaporación se deriva del hecho de que la primera es realida y la segunda es hipotética. Los evaporímetros instalados en las zonas desérticas muestran una evaporación anual promedio medida aproximadamente de 3000 mm, pero es evidente que la evaporación real es mucho menor, por la simple razón que no existe tanta agua disponible, como la registrada por estos instrumentos.

Una de las expresiones que propone la eficacia de la lluvia fue hecha por Thornthwaite (1931), está representada por la fórmula siguiente:

$$PE = \sum_{i=1}^n 1.05^{\left(\frac{\bar{P}}{\bar{T} + 12.2}\right)} \text{EXP}(10/9) \dots (11-a)$$

donde P es la precipitación mensual (mm), a cada uno de los 12 meses. De acuerdo con Thornthwaite, el clima es húmedo si el valor de PE se encuentra entre 64 y 127, sub-húmedo de 32 a 64, semi-árido de 16 a 32 y, menor de 16 árido.

Por considerar que la fórmula de Thornthwaite, no concorda con ciertos climas, Setzer (1945), deriva una expresión basada en la Ley de Van't Hoff, la que establece que la velocidad de las reacciones químicas se duplica cuando la temperatura aumenta. Utilizando este concepto, llega a una nueva expresión de la efectividad de la lluvia del tipo Thornthwaite:

$$P_e = \sum_{i=1}^n (P / k^L)_n \quad \dots(11-b)$$

donde P_e es la efectividad de la lluvia, k un factor que depende de la temperatura y a cada uno de los 12 meses. Esta fórmula puede aplicarse en climas fríos, ya que a $0^\circ C$ el denominador es igual a 1, y la efectividad de la lluvia llega a ser igual a la cantidad de lluvia real, y es correcto puesto que la evaporación es muy pequeña a $0^\circ C$. Las reacciones físico-químicas aumentan a una razón que es menor de 2 para cada aumento de $10^\circ C$, por este motivo y considerando la influencia de la temperatura sobre todos los procesos de cambio que ocurren en la superficie de la tierra,

incluyendo intemperismo de rocas, formación de suelo, y nutrición de plantas, es razonable tomar el factor de $k = 1.07$, ó la raíz décima de 2, que es el utilizado como constante proporcional dentro de la expresión anterior. El rango usado por Seitzer (1945), es de: 200 sub-árido, 150 semi-árido, y 65 ó menos árido.

5 RESULTADOS

5.1 Continentalidad Térmica

Para caracterizar una zona influenciada por el gradiente térmico propio de superficies continentales el valor de K_p debe exceder de 25. Valores iguales a éste o superiores se presentan en cuatro regiones, fundamentalmente son las que se encuentran cerca de las zonas montañosas, (Fig. 5). La mayor de estas se ubica desde el Valle de Mexicali hasta Punta San Fermín, aproximadamente, siguiendo las falda de la Sierra de Juárez y San Pedro Mártir, y el litoral del Golfo de California. Aquí se localizan valores que van de 29 en San Felipe hasta 37 en Rito, Son. La segunda zona, podría decirse que es interrumpida, y se divide en dos sectores uno frente a la Isla Angel de la Guarda; y la otra entre la Sierra de San Julián, ésta zona apenas rebasa el límite del coeficiente. La tercera se localiza entre los 27° N y los 28° N, a un lado de la Sierra de Mulogé, con valores que alcanzan 30. La última se localiza en la parte final de la Península, teniendo valores de hasta 34 en la Sierra de la Victoria.

Los valores mínimos se extienden por las costas occidentales a partir de Tijuana hasta los 26° N, esta franja presenta una interrupción ocasionada por la Sierra La Peralta

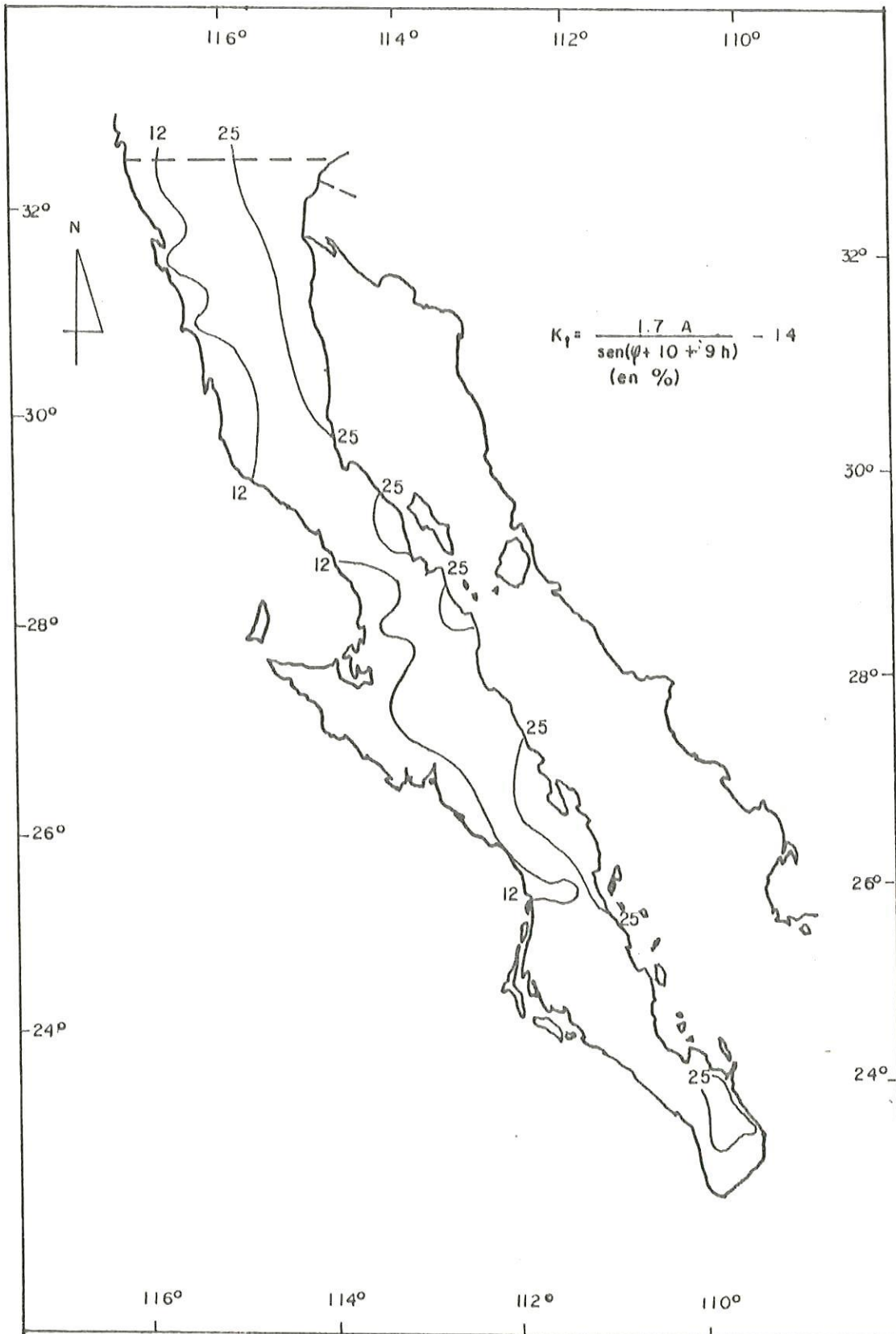


Fig. 3 Continentalidad Térmica

que eleva los valores de 10 en Tijuana a 16 en Santo Tomás. En la región de la Sierra de Juárez y San Pedro Mártir se obtuvieron valores de 15 en el lado occidental y de 21 a 23 del lado oriental. La mayor parte de la Baja California Sur presenta valores entre los 11 y 25, excepto la franja de 10, a lo largo del litoral occidental alcanzando La Póza Grande un valor de 10.6.

En la Fig. 4, se aprecia la ATMA mostrando los valores más altos en las costas del Golfo de California y en particular en la zona del Valle de Mexicali y San Felipe con valores de 20° y 16° C, respectivamente. Los valores mínimos se presentan hacia el lado del océano Pacífico, con amplitudes máximas de 10° C. De Norte a Sur, la Península es recorrida en la parte media por una amplitud de 12° C. Se hace notorio que entre los dos litorales existe un gradiente pronunciado hacia el Golfo de California disminuyendo en la vertiente del Pacífico. Este gradiente recorre la Península de Norte a Sur con un valor de 12° C en su parte media.

3.1.1 Continentalidad Pluvial

La Fig. 5 presenta la razón entre las precipitaciones estivales e invernales, con intervalos de 0.2, esto indica que entre más pequeño sea el valor, la influencia invernal es mayor; es decir la cantidad total de lluvia invernal excede

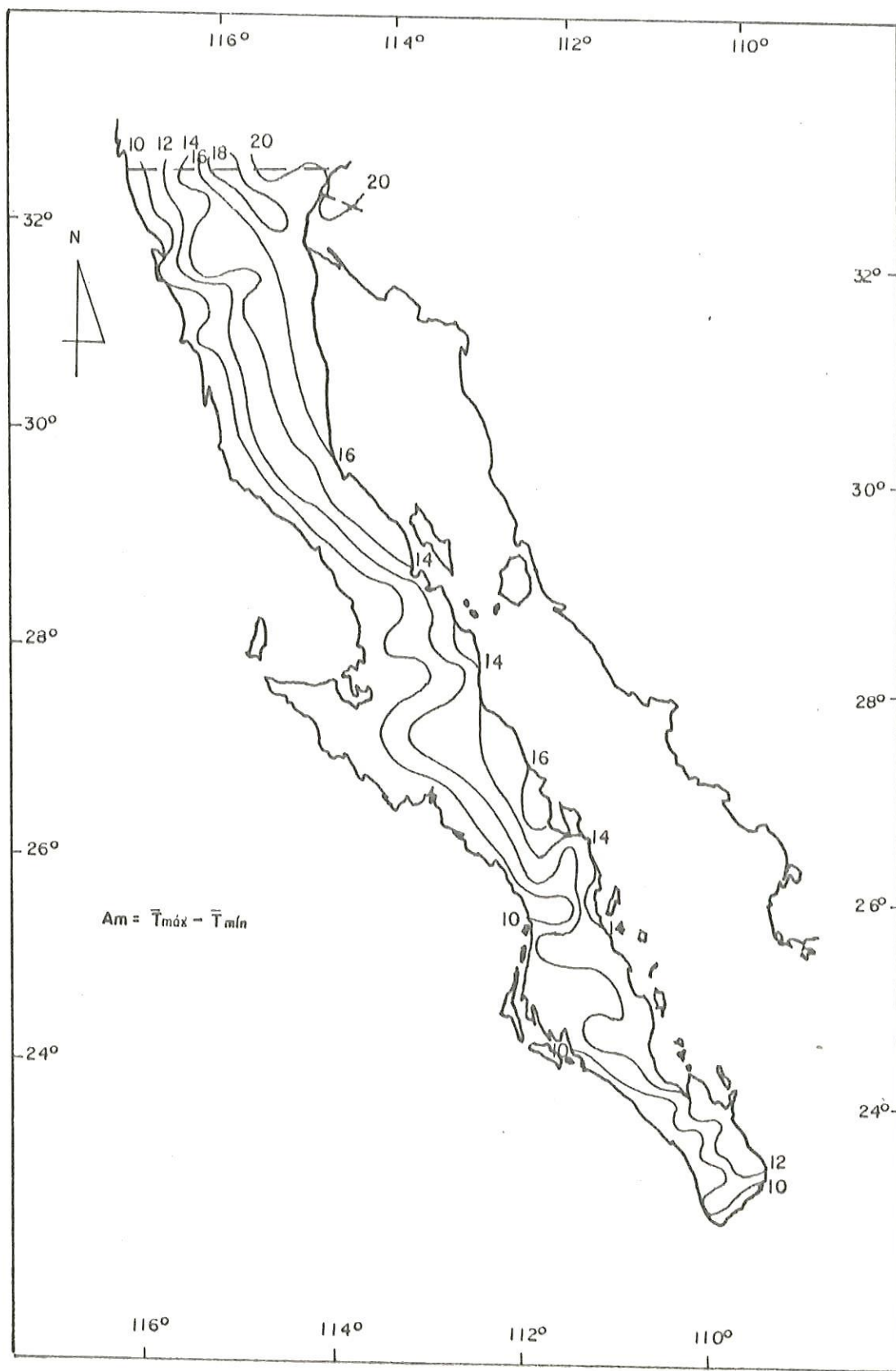


Fig. 4 Temperatura Media Anual.

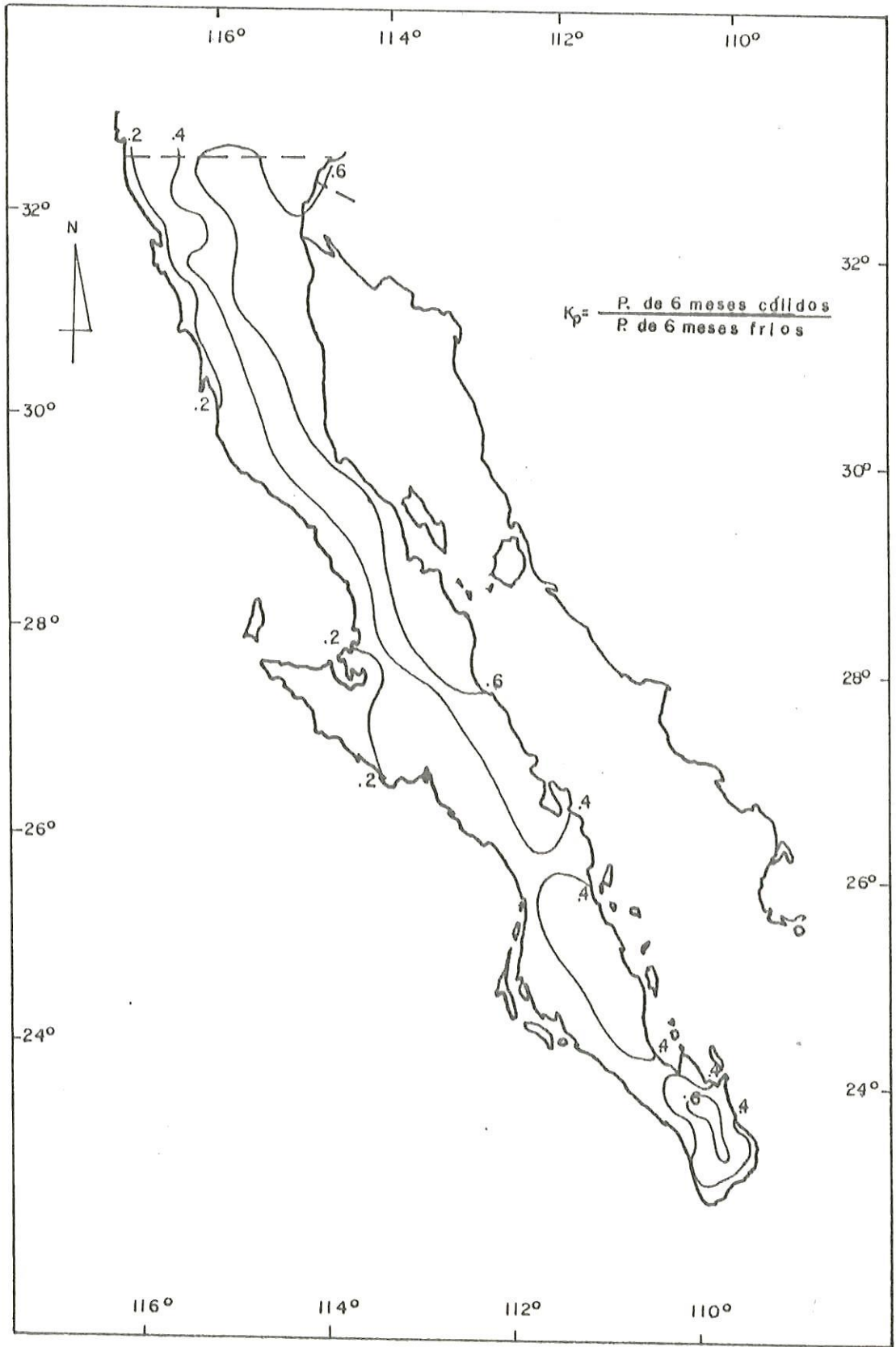


Fig. 5 Continentalidad Pluvial.

a la estival. Se puede apreciar que la región con el valor más alto se localiza alrededor de los 28° N y en el lado oriental de la península, 1.0 en Sta Gertrudis y 0.9 en El Barril. A partir de allí, y extendiéndose hacia el Valle de Mexicali entre los dos litorales, se obtienen valores de 0.6 en San Borja y de 0.5 a 0.7 en la región del Valle de la misma zona. La parte a lo largo del litoral occidental presenta los mínimos valores desde El Rosarito a Tijuana, teniendo valores de 0.3 y 0.2, respectivamente. En la Sierra La Giganta los valores alcanzan 0.5, y en la parte final de la península la Sierra San Lázaro tiene 0.6 y 0.5 en sus laderas.

3.2 Coeficiente de Variación Estacional

Se calcularon los coeficientes de variación para cada estación del año; invierno, primavera, verano y otoño, haciéndose para cada puesto climatológico. Los valores que se obtienen en efecto presentan gran variación principalmente en Baja California Sur con cantidades, en la primavera, de 4.48 en Boca del Salado, 4.48 El Rosarito y San José del Cabo 4.5. En el Norte solamente se encuentra que San Vicente presenta un valor mayor de 4, Tabla 1. Para poder cualificar el valor del coeficiente se le asigna, según Hastings (1965), el número 1 a la cantidad más pequeña del coeficiente y el número 4, que son las cuatro estaciones del año.

En la Fig. 6-a, se muestran los valores obtenidos en el invierno, puede apreciarse la muy poca variabilidad de la lluvia en esta temporada, es decir, la mayoría de las estaciones climatológicas presentan el menor coeficiente de variación en estos meses. El valor asignado de 1 para la escasa variabilidad se distribuye homogéneamente por toda la península, exceptuando algunos puntos aislados principalmente en ambos litorales, no obstante, tienen el siguiente valor asignado a la variabilidad. Esto tal vez se deba, a que la lluvia de carácter frontal sea uniforme. puede verse que el coeficiente presenta la menor variación en toda la extensión de la península exceptuando algunos puntos aislados en ambos litorales. En la vertiente del Pacífico El Rosario, Bahía Tortugas, Punta Abreojos y, de La Poza Grande cuando la vuelta a la Península por todo el litoral hasta Los Planes. En el Golfo La Paz, El Rosarito, Tepenta, Bahía de los Angeles y San Felipe.

La Fig. 6-b, muestra los valores menores únicamente en la región noroeste a partir de San Telmo hasta Tijuana, comprendiendo parte de las Sierras de Juárez y La Peralta. El coeficiente aumenta en la vertiente del Golfo desde el valle de Mexicali y aproximadamente en los 28° N abarca lo anexo de la Península, con valores máximos para la primavera.

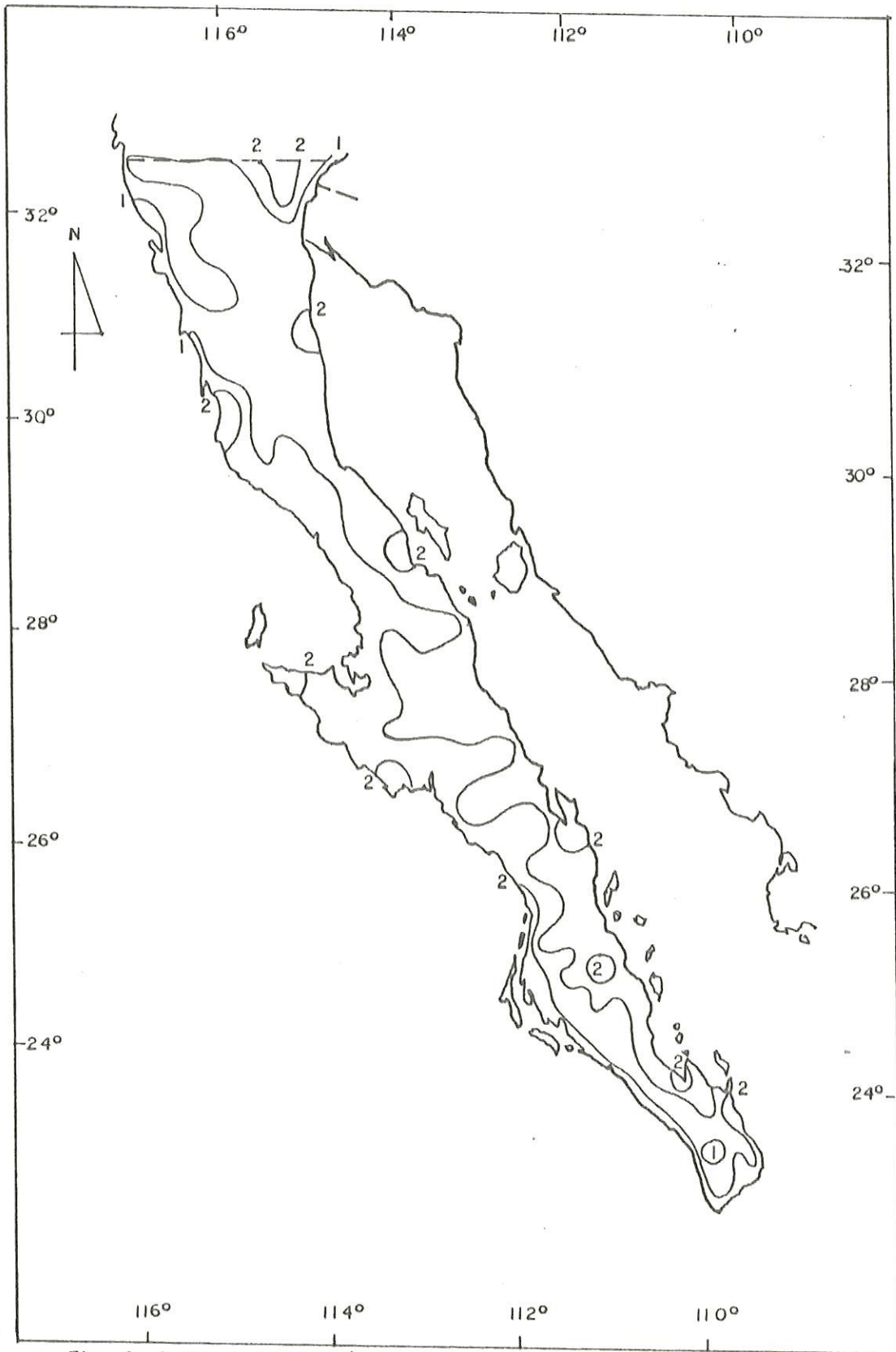


Fig. 6a Coeficiente de Variación Estacional para Invierno.

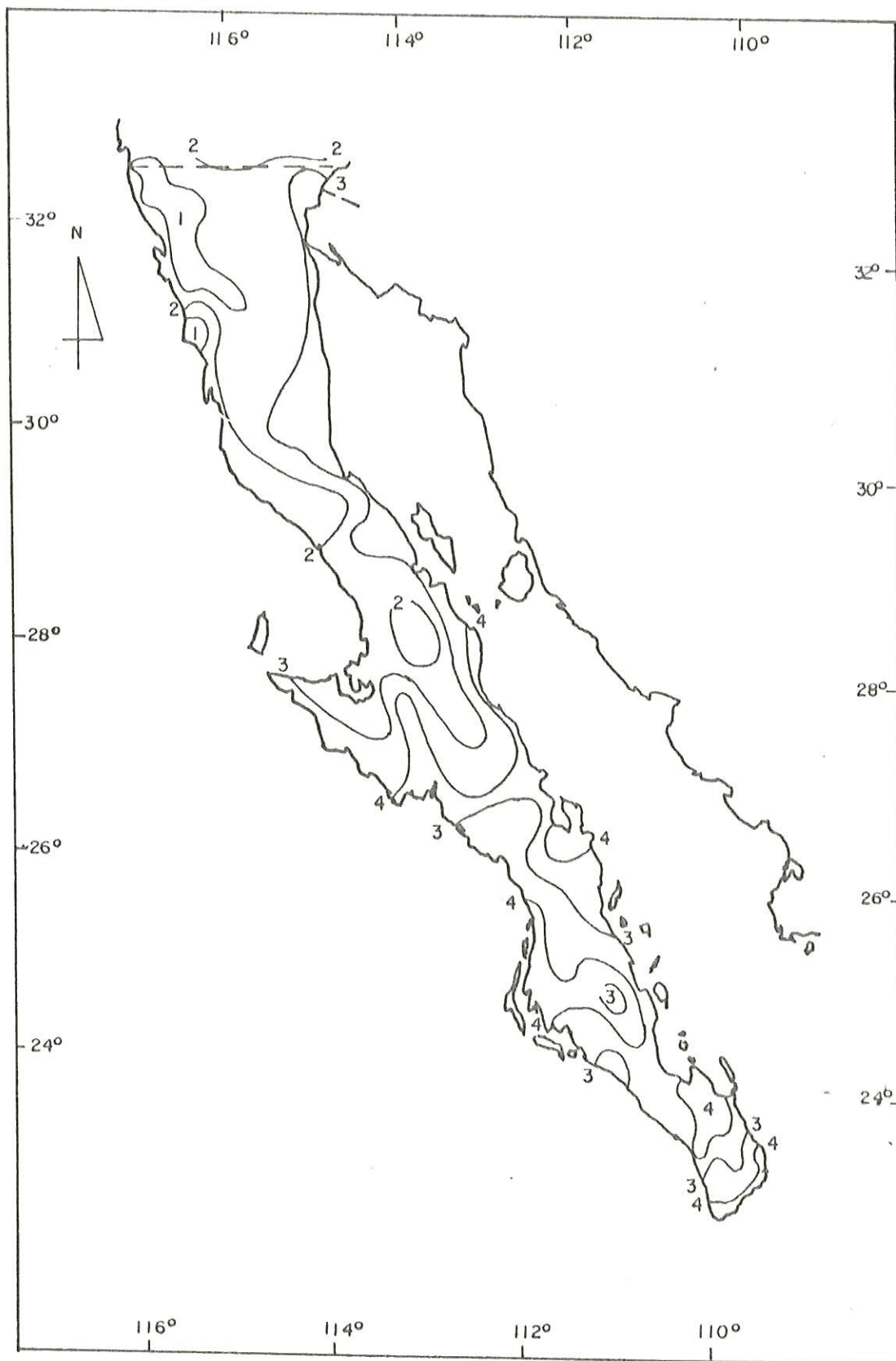


Fig. 6b Coeficiente de Variación Estacional para Primavera.

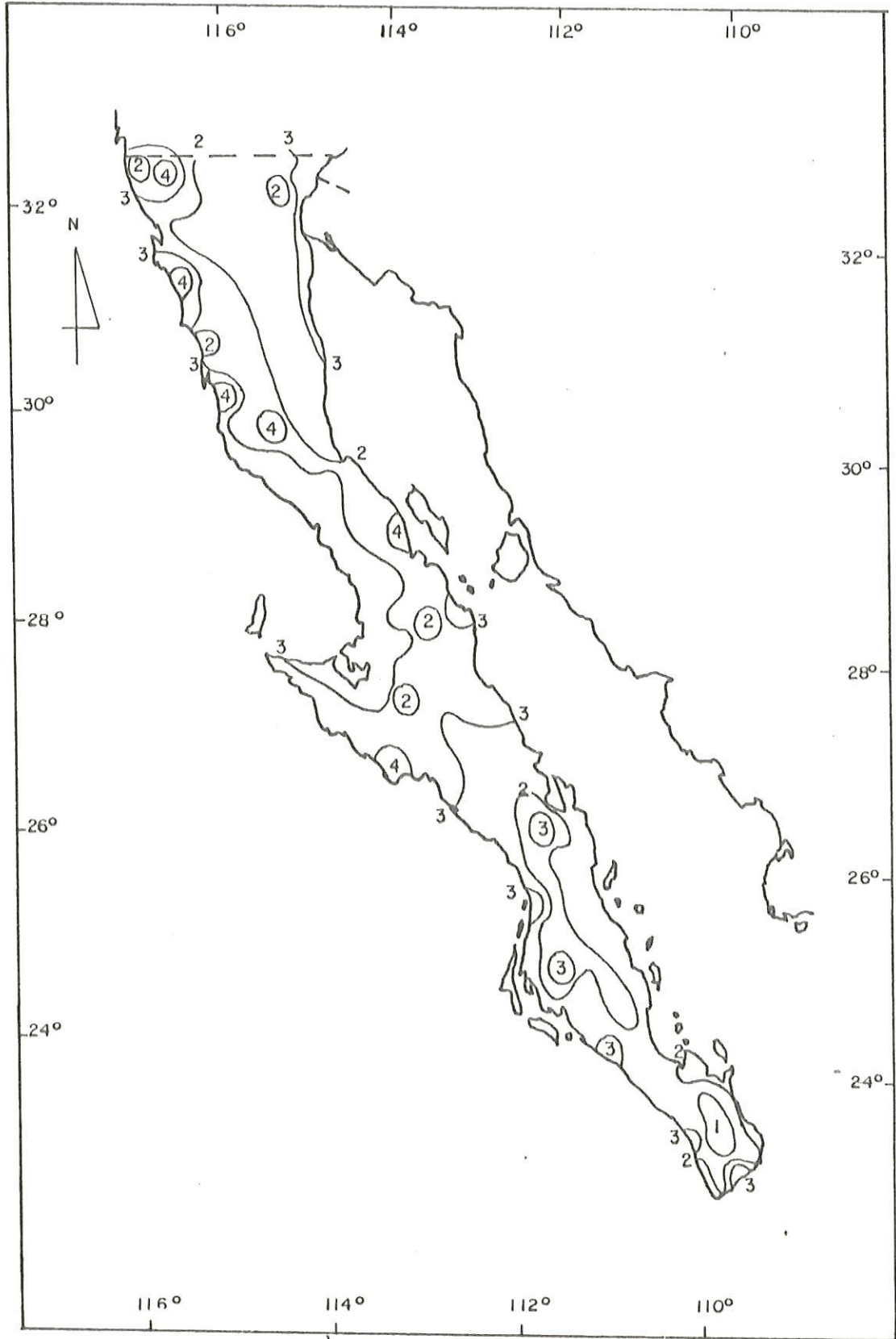


Fig. 6c Coeficiente de Variación Estacional para Verano.

En el verano, Fig. 6-c, los valores se heterogeneizan. Ahora la menor variación se presenta en la región de Sierra San Lázaro y La Victoria, al final de la península. En las laderas de la porción Norte se localiza la máxima variación, no así en las partes altas de las mismas montañas. El valor máximo de variación se ubica en Punta Abreojos, Bahía de los Angeles, El Progreso, El Socorro, San Vicente y Valle de las Palmas, estos sólo como puntos aislados.

La Fig. 6-d, que presenta la variación en otoño, tiene los menores en dos regiones y dos puntos aislados. Las regiones son, en el noroeste desde El Progreso hasta Enseñada paralela a las montañas y costa; la otra en la punta de la península, en las Sierras de San Lázaro y La Victoria. Los puntos aislados son San Javier y Emiliano Zapata. Es de hacer notar que tres puntos presentan un rango de 3 en esta temporada son Punta Abreojos, San Felipe y Bataquez.

3.3 Índice de Tropicalidad y Mediterraneidad

Primeramente los valores de la proporción entre lluvia de origen tropical y de origen de latitudes medias se dividieron en cuatro rangos, a decir: i) menores de 0.5; ii) entre 0.5 y 1.0; iii) de 1.0 a 2.0; y, iv) mayores de 2.0 (Fig. 7). Claramente se distinguen las zonas de influencia tropical y semi-tropical; y las de influencia mediterránea,

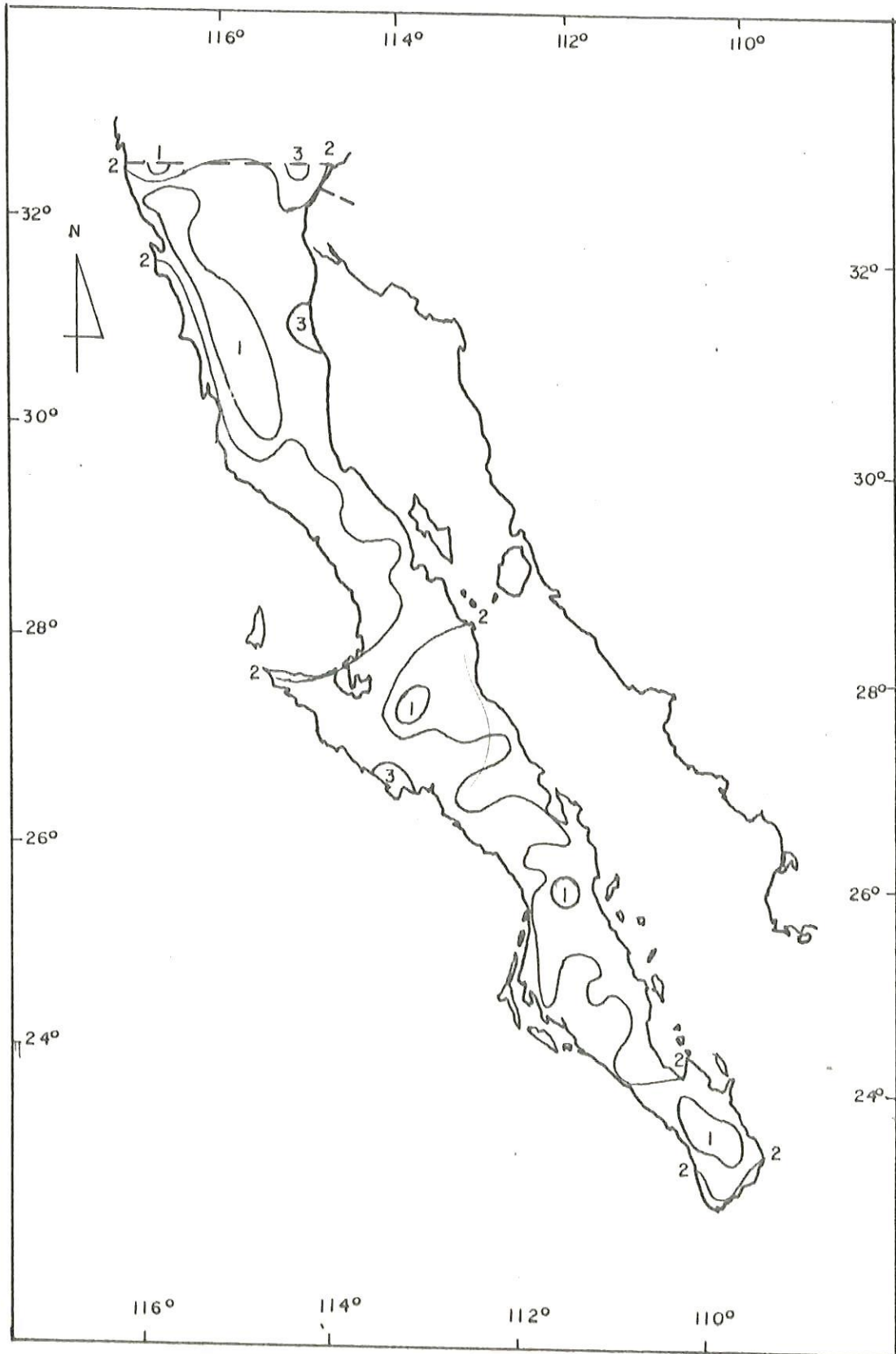


Fig. 6d Coeficiente de Variación Estacional para Otoño.

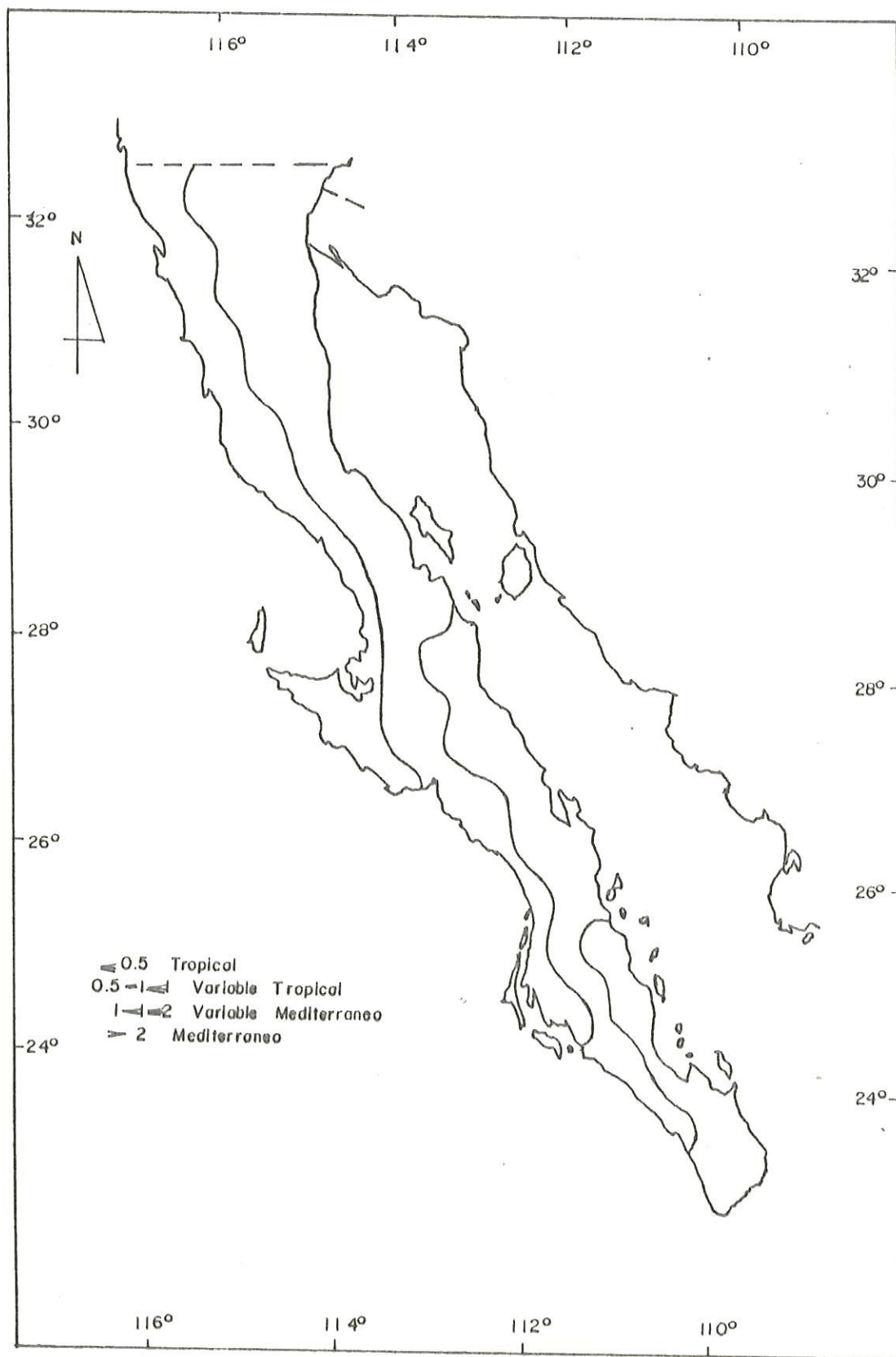


Fig.7 Razón entre Lluvia Tropical e Invernal.

mayores de 2.0. Esto hace que en la Península se presenten a escala sinóptica las regiones siguientes: 1) la noroeste predominantemente mediterránea; 2) la sureste contrariamente, presenta una dominancia tropical; 3) norcentral, NC, que muestra gran influencia mediterránea; y, 4) surcentral, SC, tiene una marcada influencia tropical. Para considerar los valores siguientes de la evolución de los dos campos, hay que tener en cuenta que están dados en porcentaje.

3.3.1 Evolución Temporal del Índice de Mediterraneidad

En la Fig. 3, se aprecian los valores contrastantes entre las regiones noroeste (NO) y sureste (SE), la primera con valores notoriamente altos, mayores de 70, especialmente durante los inviernos de 1965-66, 1977-78, y 1982-83. Contrariamente, la región SE solo muestra valores menores de 50 y, relativamente grandes en el invierno de 1982-83 para su porción Norte. Igualmente, pero un poco más complicado, el análisis para las zonas intermedias es el siguiente: NC tiene valores considerablemente altos durante los inviernos de 1962-63, 1965-66, 1977-78 y 1982-83; en cambio la SC solamente muestra valores relativamente grandes durante el invierno de 1982-83.

3.3.2 Evolución Temporal del Índice de Tropicalidad

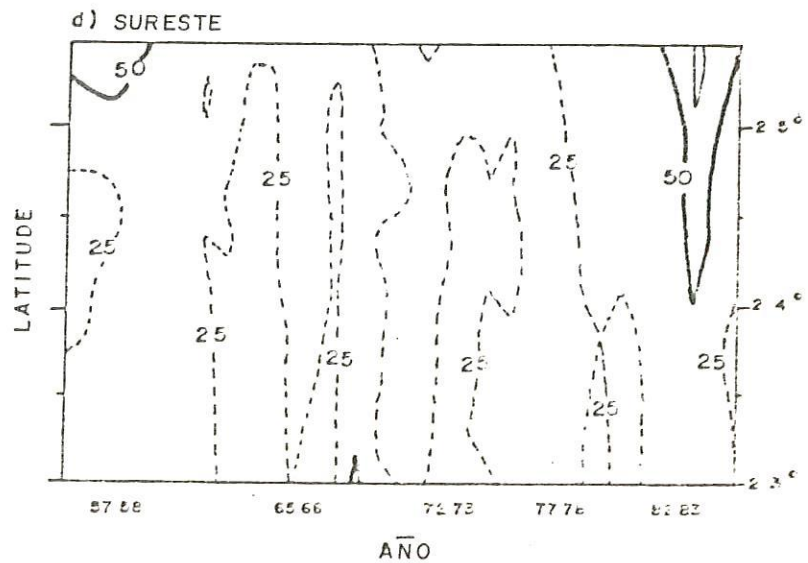
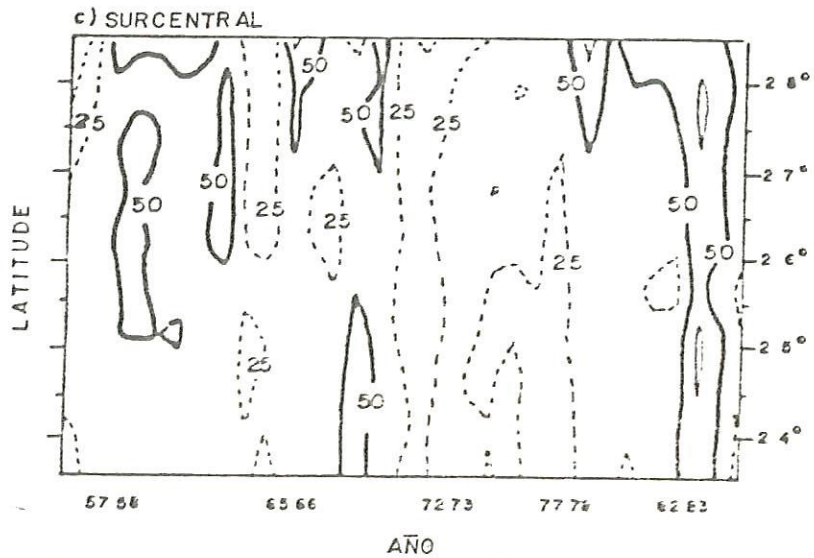
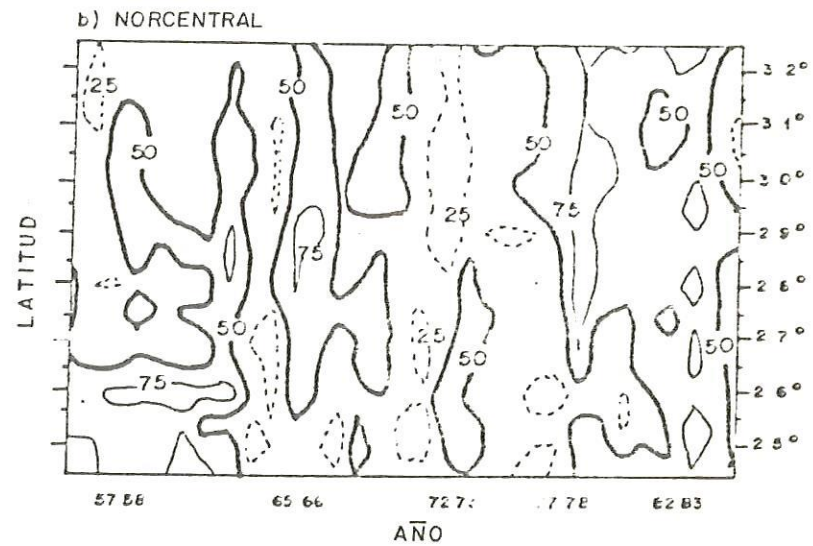
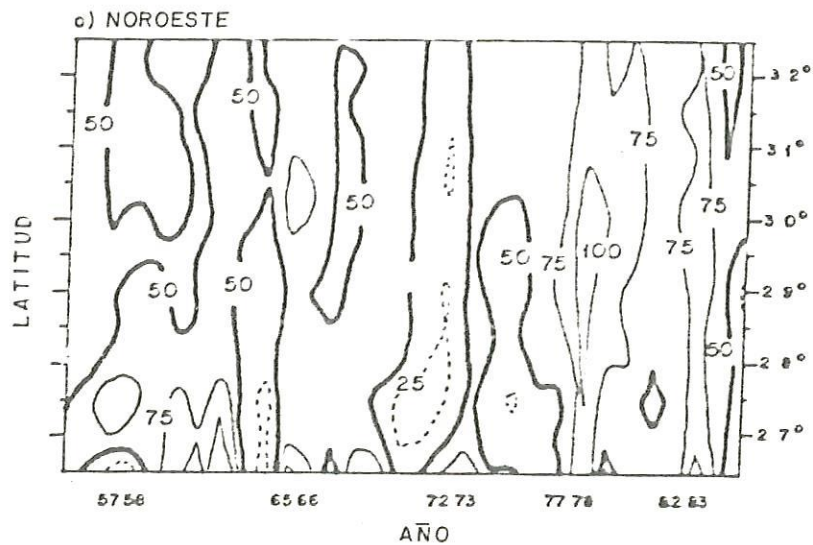


Fig. 8.- Sección transversal tiempo/latitud del índice de lluvia invierno. Las unidades son en porcentaje.

La evolución de éste índice muestra características opuestas en comparación con el índice de mediterraneidad, (Fig. 9). En éste caso los valores altos corresponden a la región SE, mayores de 70, y son observados durante los veranos de 1957-58, 1962-63-64, 1971-72, 1976-77 y 1981-82-83-84. La zona NO casi siempre tiene valores abajo de 30, aunque presenta valores entre 30 y 70 para su porción Sur, durante los veranos de 1957-58, 1961-62, 1966-67, 1971-72, 1977-78 y 1982-83. Las otras dos regiones, NE y SW, muestran una vez más la marcada variabilidad temporal.

3.4 Índices de Aridez

3.4.1 Aridez Estival

La Fig. 10, muestra los valores del índice de aridez, A_e , mínimos en tres zonas, dos del lado del Pacífico, una comprendida entre Santo Tomás y San Vicente, y al Sur de la Colonia Guerrero; y la otra en el Valle de Mexicali. En la región montañosa del Norte de la Península se presentan los valores más altos, de esta región, siendo de 5 en San Juan de Dios Norte. El resto de B. C. Norte hasta los 26° N tiene un valor de 1. Entre la Sierra de Mulégé y La Giganta se ubican valores de 3 a 5, en la parte Sur de ésta última se encuentran valores, entre los litorales, de 4. En la región Sur de la Sierra La Giganta también hay valores de 4, al

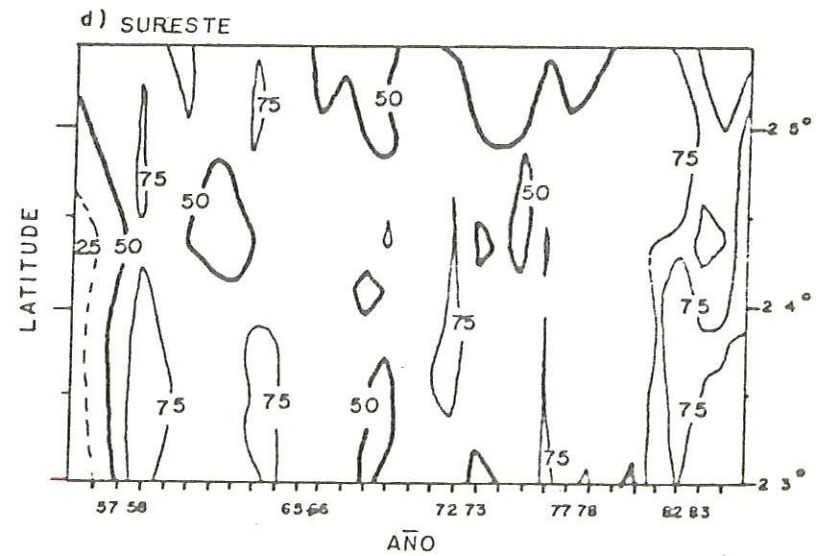
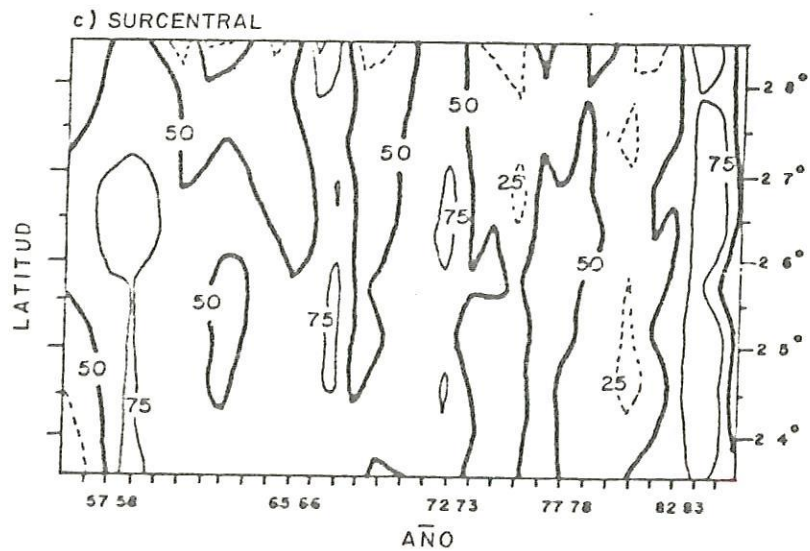
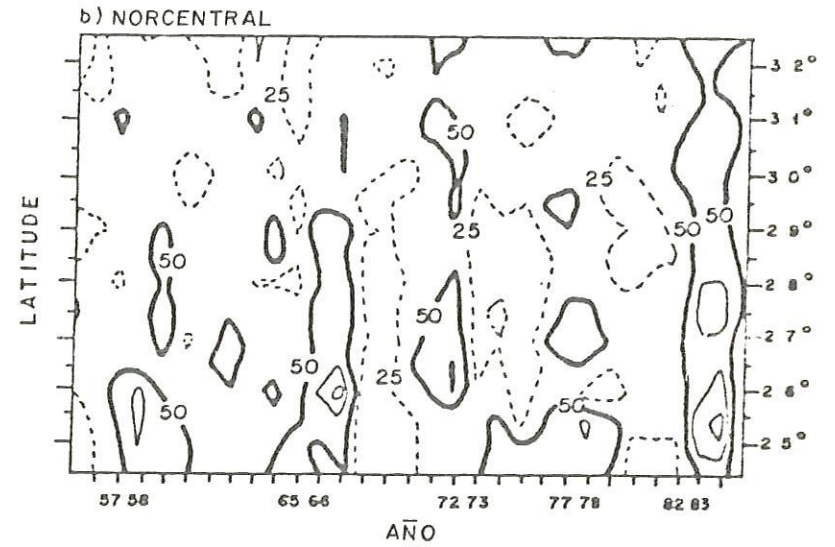
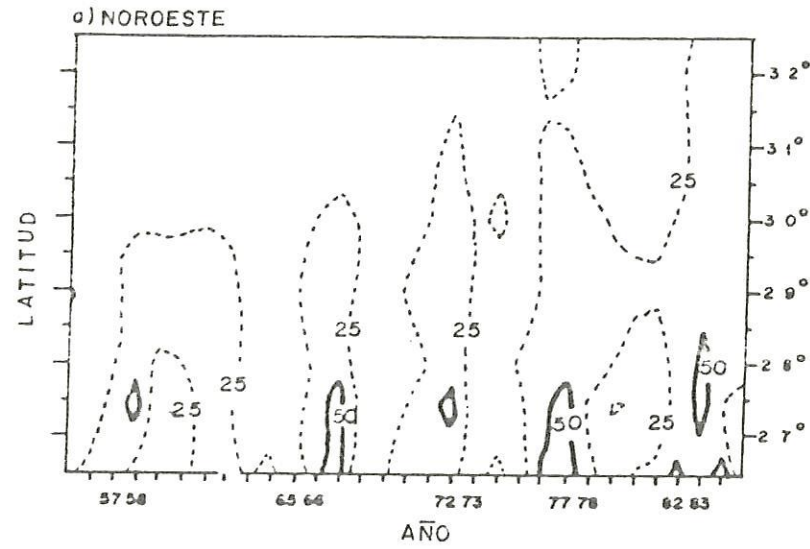


Fig. 9.- Tiempo/Latitud Sección transversal del índice de lluvia de verano. Las unidades son en porcentaje.

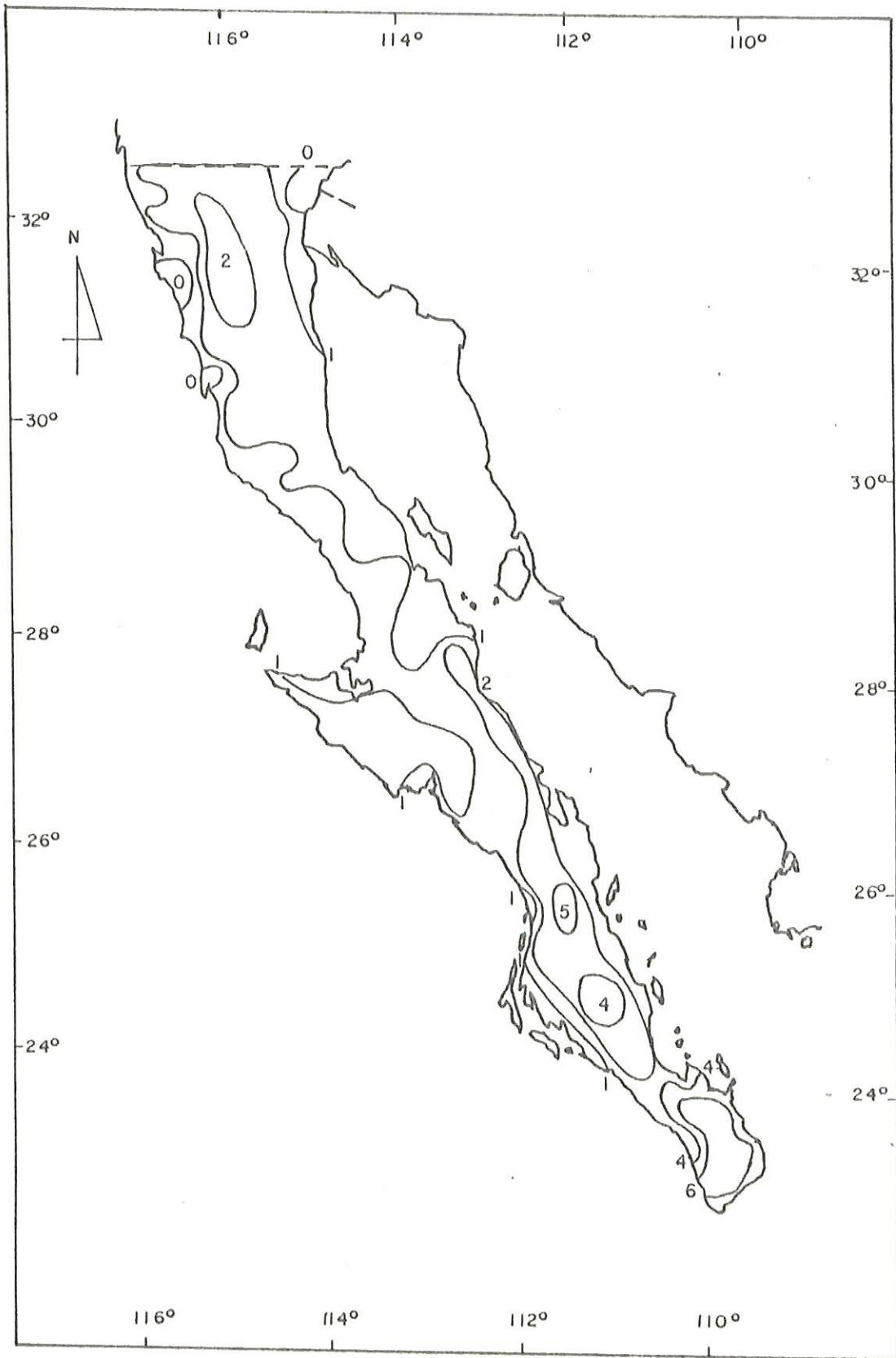


Fig. 10 Aridéz Estival.

igual que en la Sierra de Mulegé de 5, ambos entre los litorales. Posteriormente, en la zona más angosta de la península, disminuyendo el valor para después aumentar drásticamente en toda la región de la Sierra La Victoria y San Lázaro, con valores que van de 6 a 11. En la región Sur de la Sierra La Giganta también hay valores de 4, al igual que en la Sierra de Mulegé, de 5, ambos entre los litorales.

3.4.2 Cociente de Emberger

En la Fig. 11, se ubican dos zonas con los valores más altos, el extremo noroeste, desde Tijuana a El Rosario, aproximadamente, San Juan de Dios 34; y en la parte final de la península desde La Paz hacia el Sur. También entre las Sierras de Mulegé y la Giganta hay valores relativamente grandes, en El Ojo de Agua 16 y San Javier 29. En la zona noreste, el valle de Mexicali, se encuentran las mínimas cantidades, de 4 en Bataquez, Delta y Killo, Son. En la parte media de la península, en Rancho Alegre, un poco al Norte de los 26° N, se alcanzan valores de 13. De aquí hacia el Norte, desviándose en los 30° N hacia el Golfo de California, se extiende una zona que no rebasa el valor de 13; hacia el Sur también se extiende y a la altura de Mulegé de lado del Golfo sólo abarca el litoral, hasta Tepentú, al igual que lo hace en el litoral del Pacífico a la misma altura, pero alcanzando el Sur hasta El Refugio.

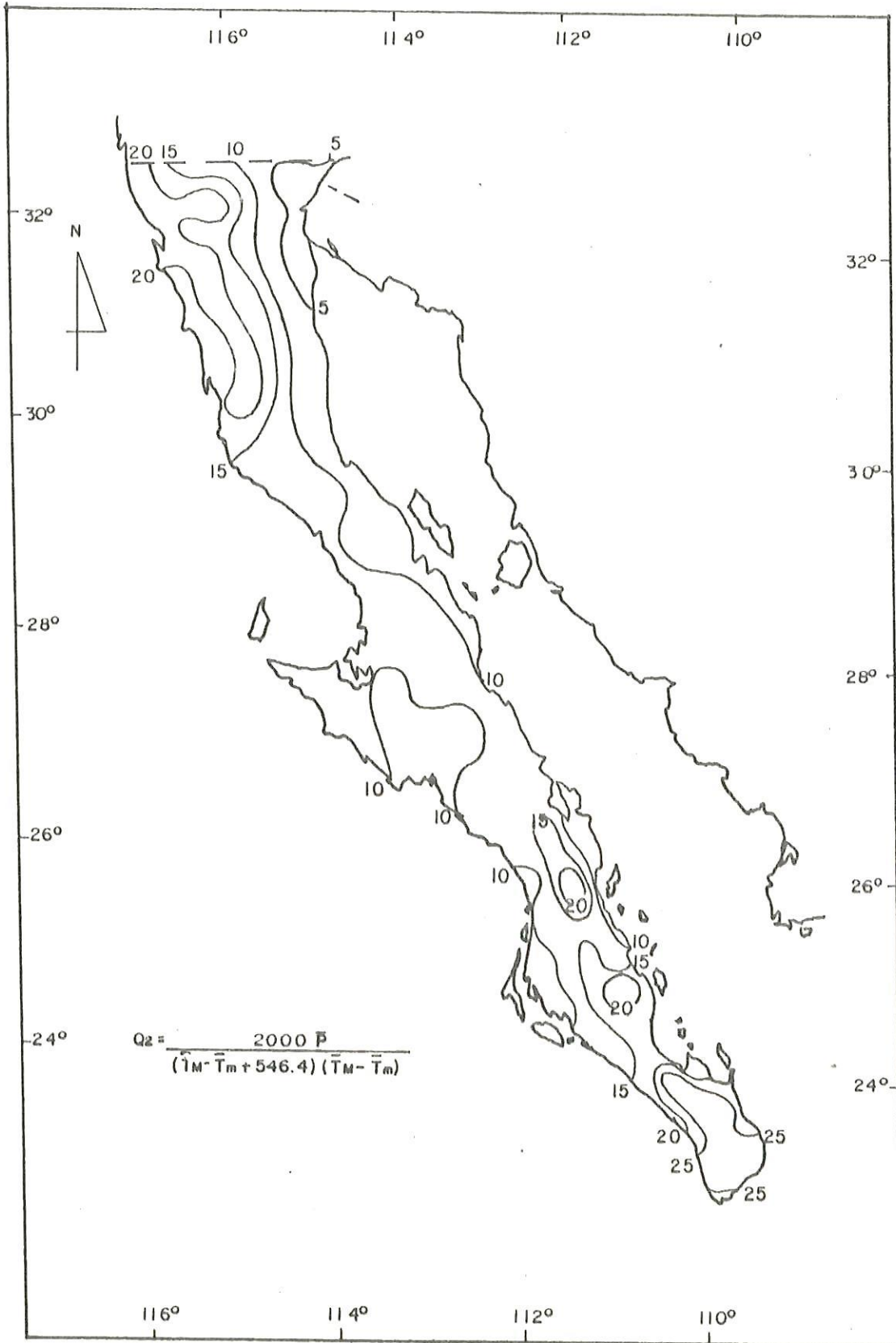


Fig. II Coeficiente de Emberges

La porción Norte de la península, presenta en la zona Oeste un clima árido, superior e inferior; en San Juan de Dios se tiene clima semi-árido inferior muy frío. Al Este, el Valle de Mexicali, prevalece el árido inferior; aquí comienza una franja con clima per-árido medio y superior.

5.4.3 Coeficiente de Emberger modificado por Stretta-Losinó

Este coeficiente arroja valores muy similares al calculado anteriormente, aunque con valores dentro de un rango menor. Principalmente muestra los valores mayores a partir de El Rosario a Tijuana; y en el Sur la región de las Sierras San Lázaro y La Victoria con valores de 15 en Cabo San Lucas a 34 en Santa Gertrudis. En la parte noreste, están los valores mínimos del orden de 2 en Bataquez y 3 en Mexicali. Las Sierras de Mulegé y La Giganta presentan valores substancialmente altos, 21 en San Javier y en El Aguajito 14, a pesar de que la franja que recorre la península, con valores relativamente bajos, casi la cubre, fig. 12.

La fig. 13, que en efecto demuestra la gran sensibilidad inversamente proporcional a la cantidad de lluvia, los valores menores ahora los ubica en los extremos de la Península: al Sur desde La Paz hasta Cabo San Lucas y en el noroeste de

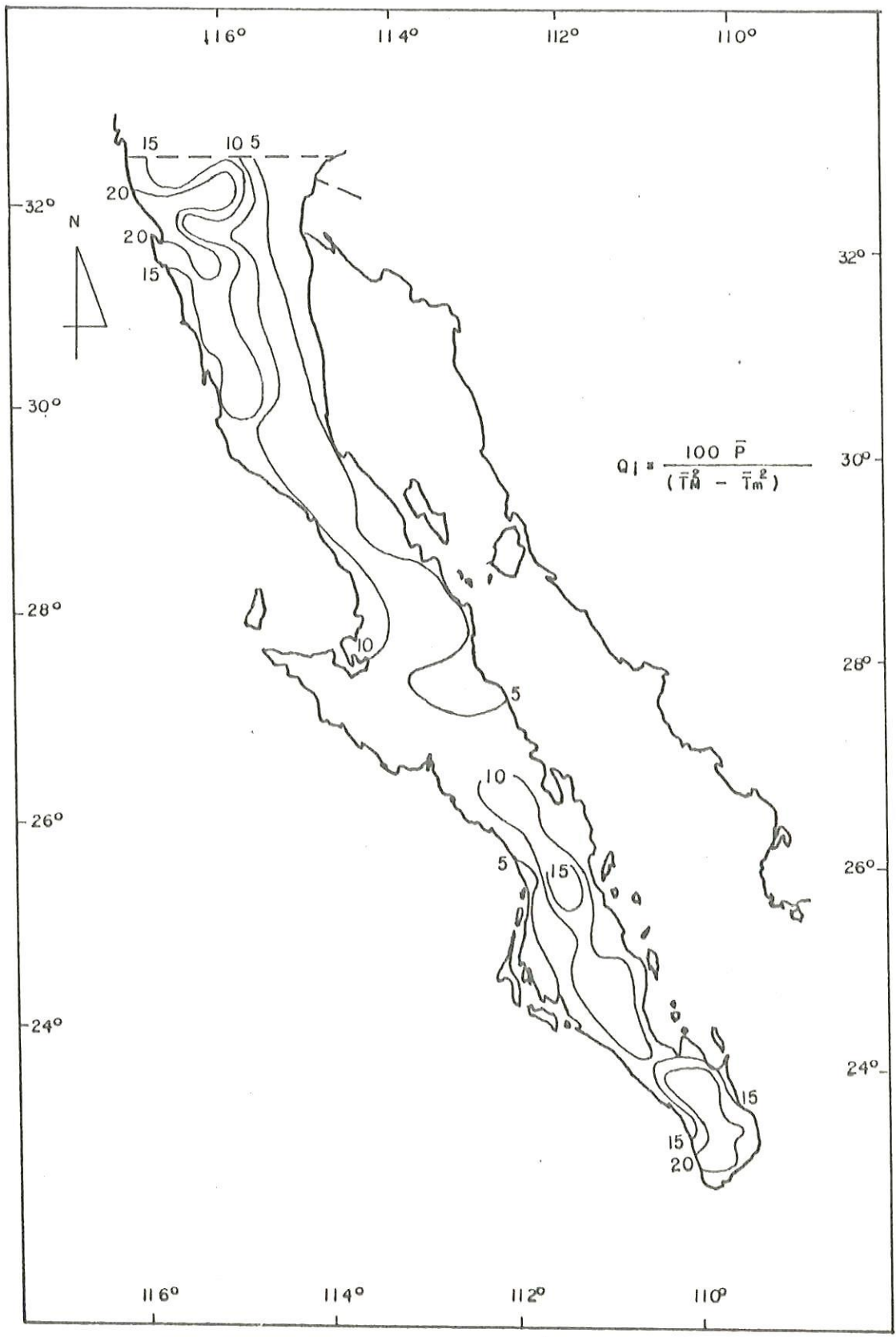


Fig.12 Coeficiente Emberger según Stréffa-Moslño

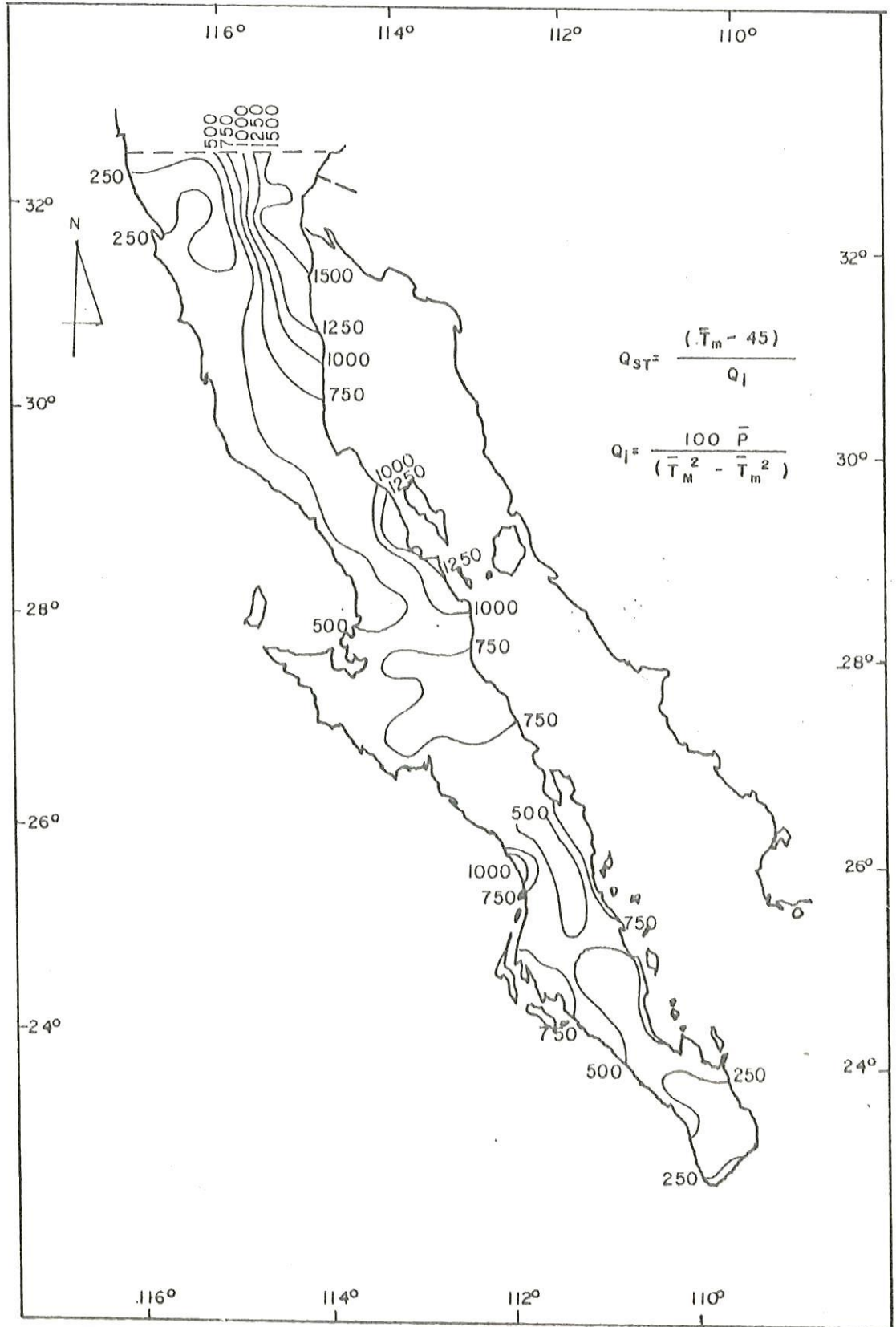


Fig. 13 Coeficiente de Emberger según Sireta-Mosiño.

Santo Tomás a Tijuana, incluyendo gran parte de la Sierra de Juárez y San Pedro Mártir. Consecuentemente las cantidades mínimas que anteriormente presentaba el Valle de Mexicali y la zona litoral del Golfo, ahora son máximas y se divide en dos: una de los 30.5° N a Mexicali y la otra entre los 26.5° N y 29.5° N abarcando el litoral frente a las Sierras de La Asamblea y La Libertad. Y en esencia se siguen conservando valores intermedios en la franja que va de noreste a Sur envolviendo a la Sierra de Muléché, ésta con valores relativamente bajos, en San Javier del orden de 259.

3.4.4 Coeficiente de Giacoble

La fig. 14, presenta una franja un poco más extendida hacia el Sur del Valle de Mexicali, alcanzando la estación de El Barril. La región que comprende la franja anterior con valores menores o iguales a 10 recorre la Península de noreste a Sur llegando a la Sierra de Muléché. En la Sierra La Giganta y un poco más al Sur hasta los 24.5° N los valores aumentan considerablemente, llegando a 19 en El Paso de Irith. La región que se localiza de La Paz hacia el Sur tiene valores de 40 para este coeficiente, en Santa Gertrudis. En la zona noroeste se incrementan los valores de 15 en El Rosario a 29 en la Boquilla de Santa Rosa, abarcando la Sierra de Juárez con 27 en San Juan de Dios Norte.

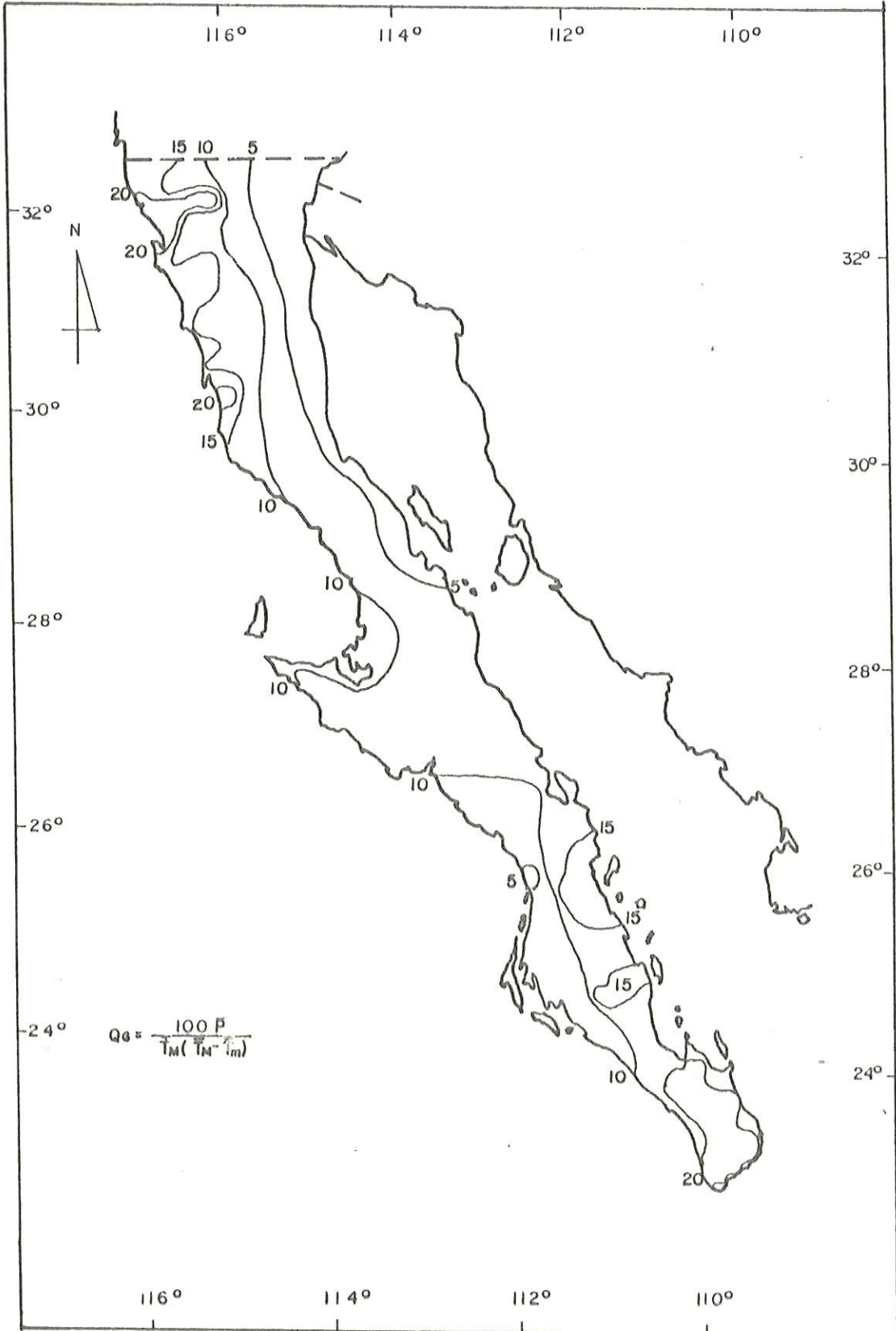


Fig. 14 Coeficiente de Jacobbe.

3.5 Evapotranspiración Global

La Fig. 15 muestra una alta evaporación global anual exactamente al final de la península con valores de 500 mm en Santa Gertrudis, disminuyendo hacia el Norte hasta La Paz con 200 mm; y una franja central que cubre parte de la Sierra La Giganta y la parte Norte situada frente a la Sierra de Mulé. En la región noroeste también se presentan valores grandes en San Telmo, con 200 mm aumentando en La Providencia 269 mm, y alcanzando un máximo, de 374 en San Juan de Dios, comprendiendo gran parte de la Sierra de Juárez y San Pedro Mártir, llegando hasta Tijuana con 230 mm. La mayor parte de la península tiene valores que fluctúan de los 100 a 150 mm. La zona del Valle de Mexicali presenta cantidades mínimas valores de 65 mm en Bataquez y 65 mm en la estación Delta. Esta zona se extiende por el litoral del Golfo de California hasta Bahía de los Angeles con 66 mm. Es de hacer notar que las Sierra de Mulé y La Giganta presentan valores casi de 500 mm y de 250 mm, respectivamente, a pesar de que están rodeadas de valores menores de 150 mm.

3.6 Eficacia de la Lluvia

Para el caso de la Fig. 16, se encuentra que los valores máximos se localizan en la región noroeste con 54 en San Juan de Dios. En el paralelo 26° N, aproximadamente, y al Sur, se

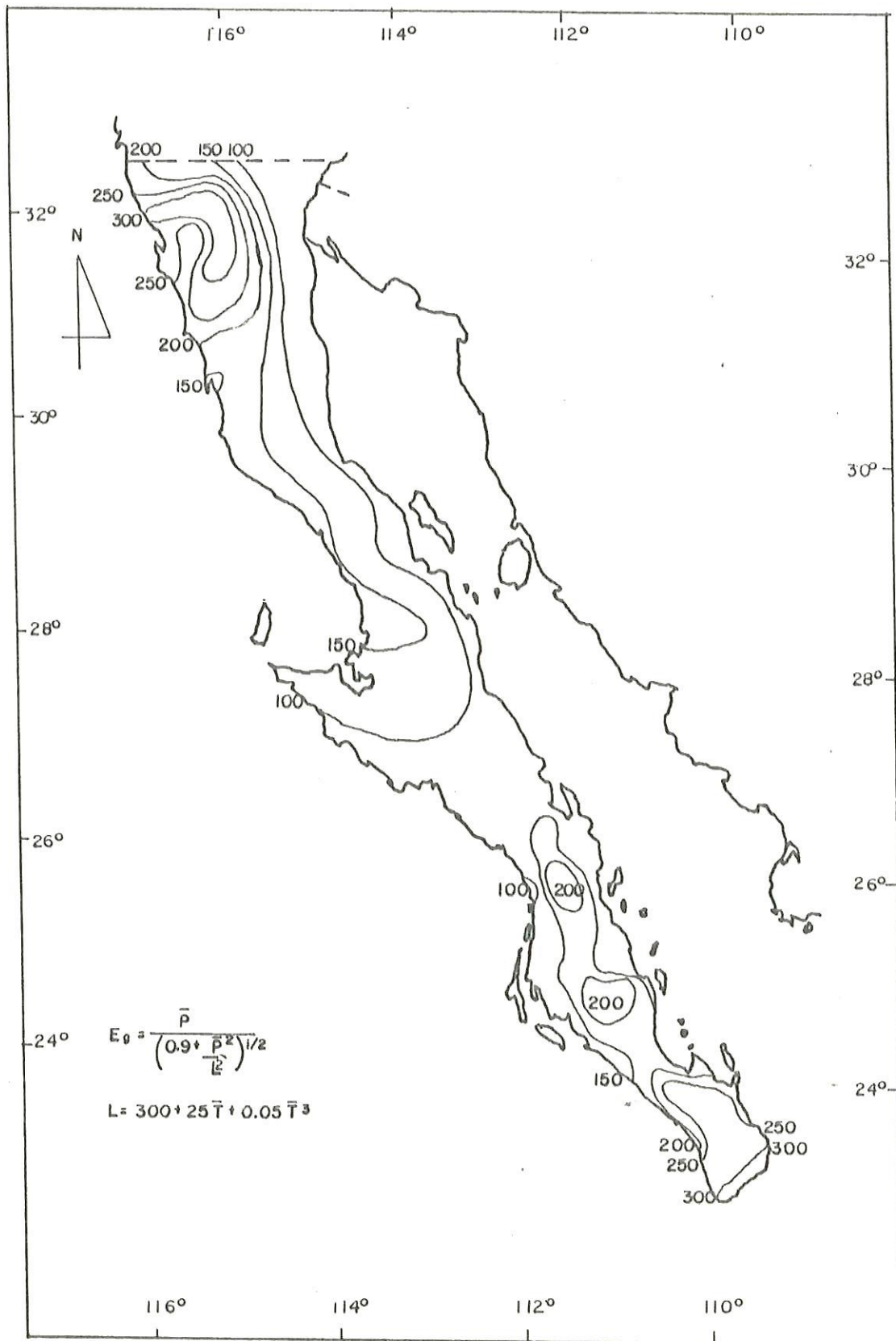


Fig. 15 Evapotranspiración Global

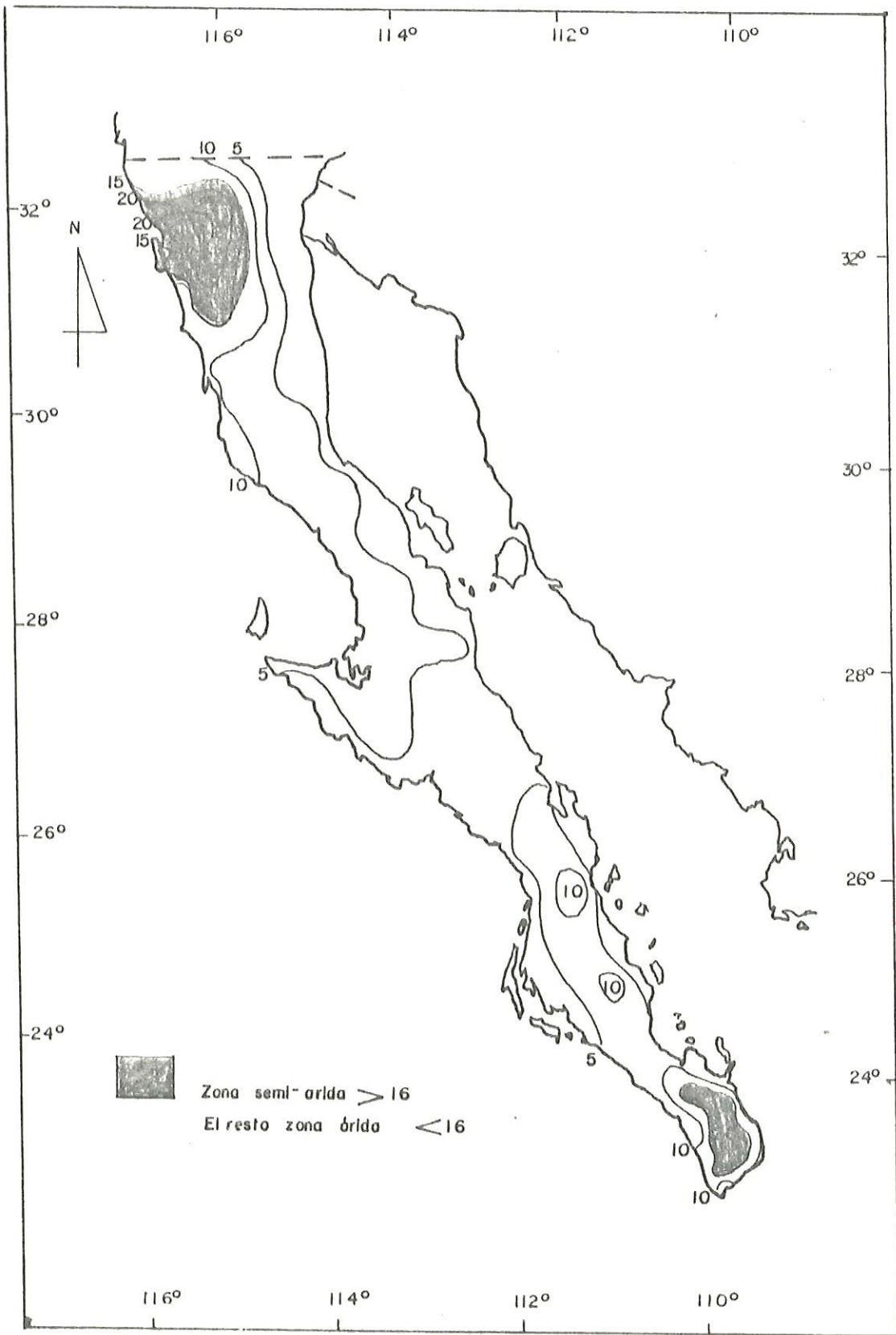


Fig. 16 Eficacia de lluvia según Thornthwaite.

localizan dos zonas con valores relativamente altos, al Sur de la Sierra de Mulegé y, al Sur de la Sierra La Giganta. La región de las Sierras de San Lázaro y La Victoria se encuentran también valores muy altos, 24 en Caguatón. De manera general, puede decirse que desde el Valle de Mexicali se extiende una franja que cubre la mayor parte de la península, con valores menores de 8.

Los valores de la fig. 17, muestran dos zonas con efectividad de la lluvia muy alta, son los extremos de la península, el noroeste con 213 en San Juan de Dios, y en el Sur 91 en Caguatón. Se presenta una pequeña zona alrededor de San Javier donde alcanza 74. La región del Valle de Mexicali, al parecer se divide en dos, una extrema con valores de 20 llegando, aproximadamente, a Puertecitos, la otra región se localiza frente a las Sierras La Asamblea y San Julián, en la vertiente del Golfo. Otras dos franjas, con el mismo valor que la anterior, se encuentran a la altura de las Sierras Mulegé y La Giganta una en cada litoral.

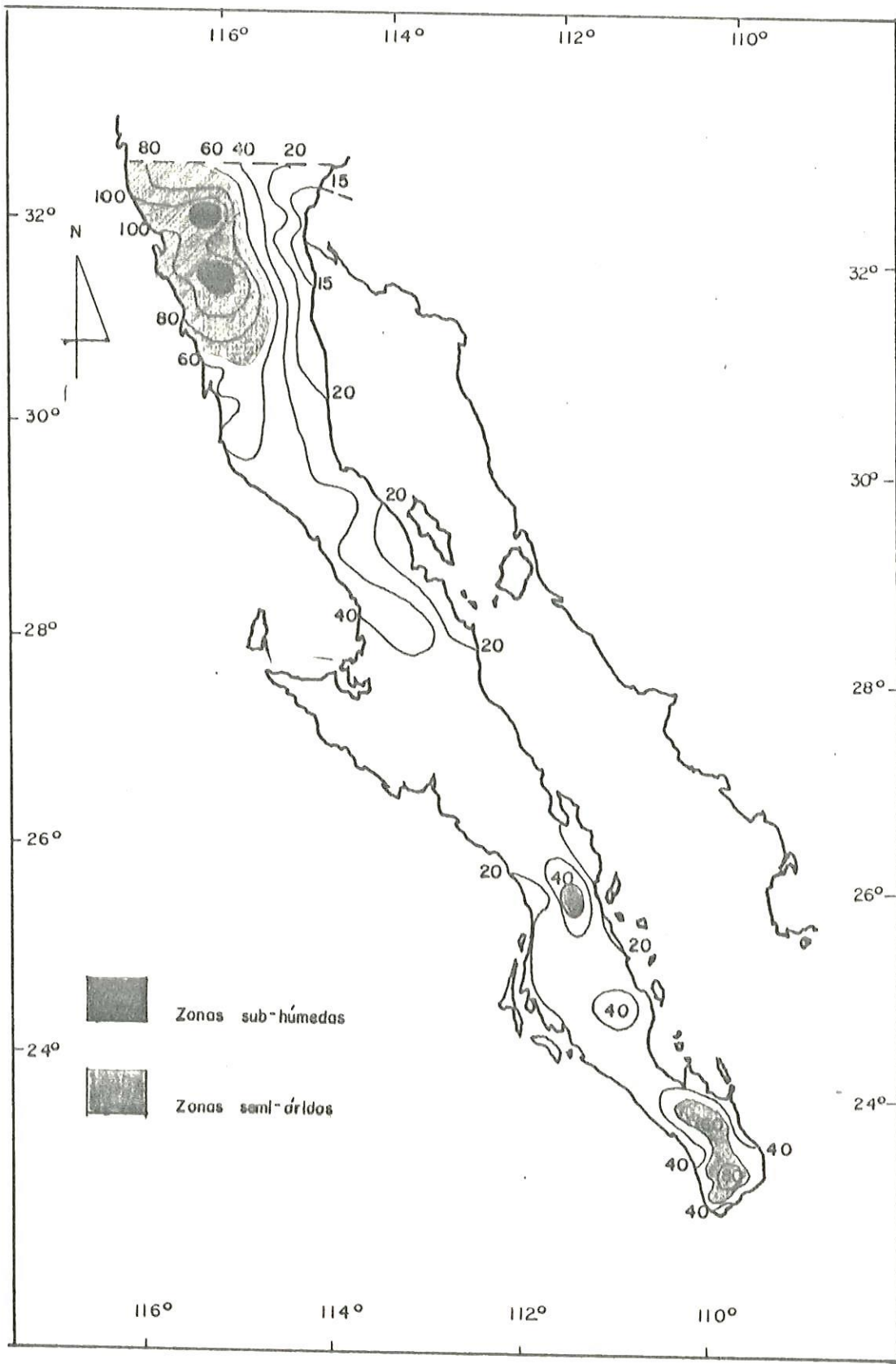


Fig. 17 Eficacia de lluvia según Setzer.

4 DISCUSIONES

4.1 Parámetros Básicos

En esta sección se presentan los promedios anuales de los parámetros básicos (precipitación total anual, Fig. 18, temperatura mínima del mes más frío, Fig. 19, temperatura máxima del mes más cálido, Fig. 20) obtenidos en el periodo de estudio y se presentan también aquellos mapas obtenidos por otros autores. En esta tesis no se pretende hacer una comparación entre tales campos, sino solamente mostrar la alta variabilidad climática observada para los distintos periodos de estudio escogidos por los diferentes autores.

En la Fig. 21, se muestran los histogramas obtenidos para tres estaciones climatológicas de las distintas regiones características observadas en la Península. De las tres que componen la NW dos tienen una tendencia bimodal y la otra con un régimen netamente invernal. La NE con una tendencia bimodal con la mayor cantidad en Agosto, Septiembre y Octubre. La Fig. 22 presenta los histogramas de las regiones Media y Sur de la Península. A la izquierda puede verse la asimetría en la parte media de la Península, pero en la zona Sur se observa un régimen netamente tropical, propiamente

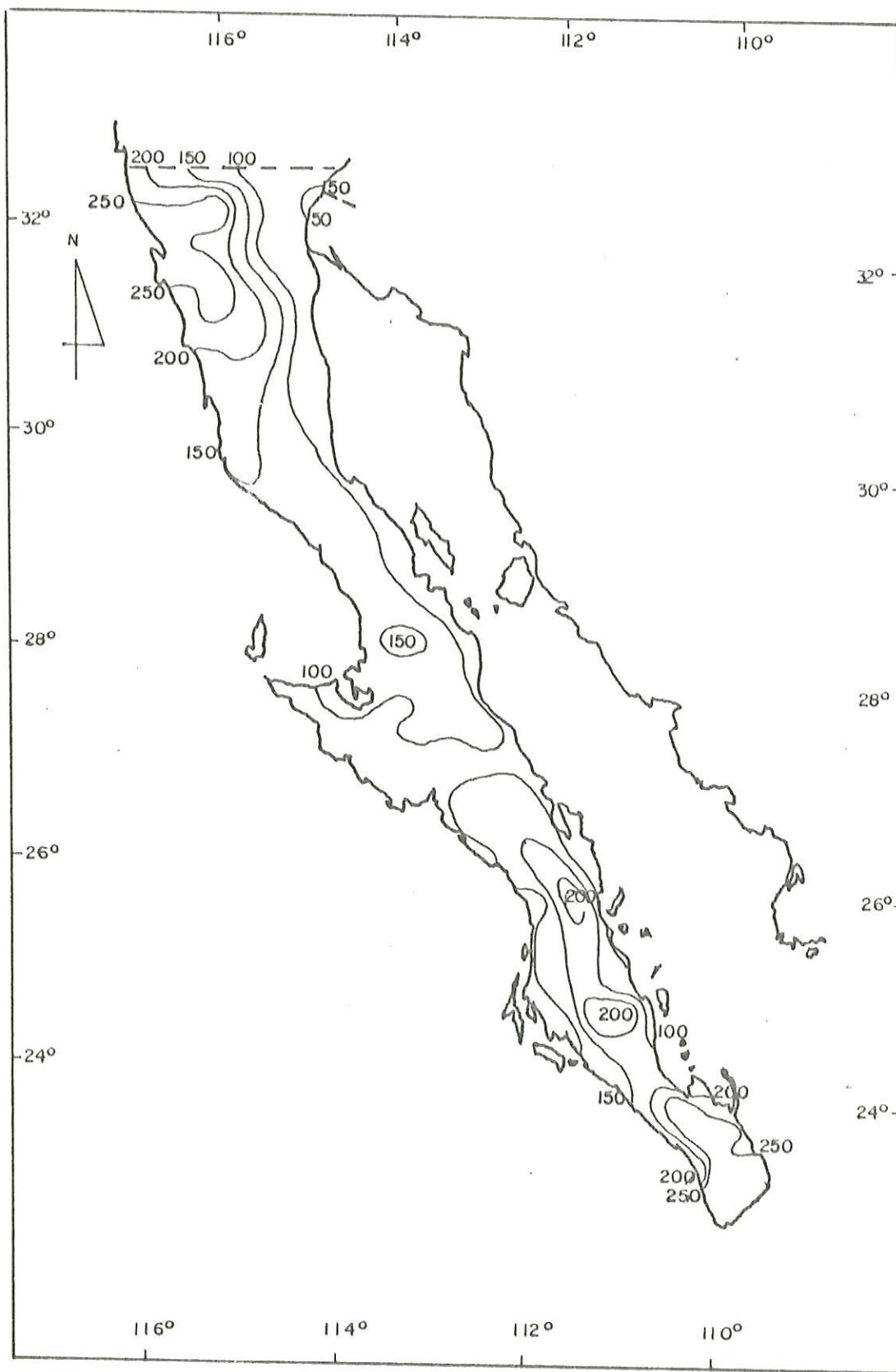


Fig.18 Precipitación Total Anual. (mm)

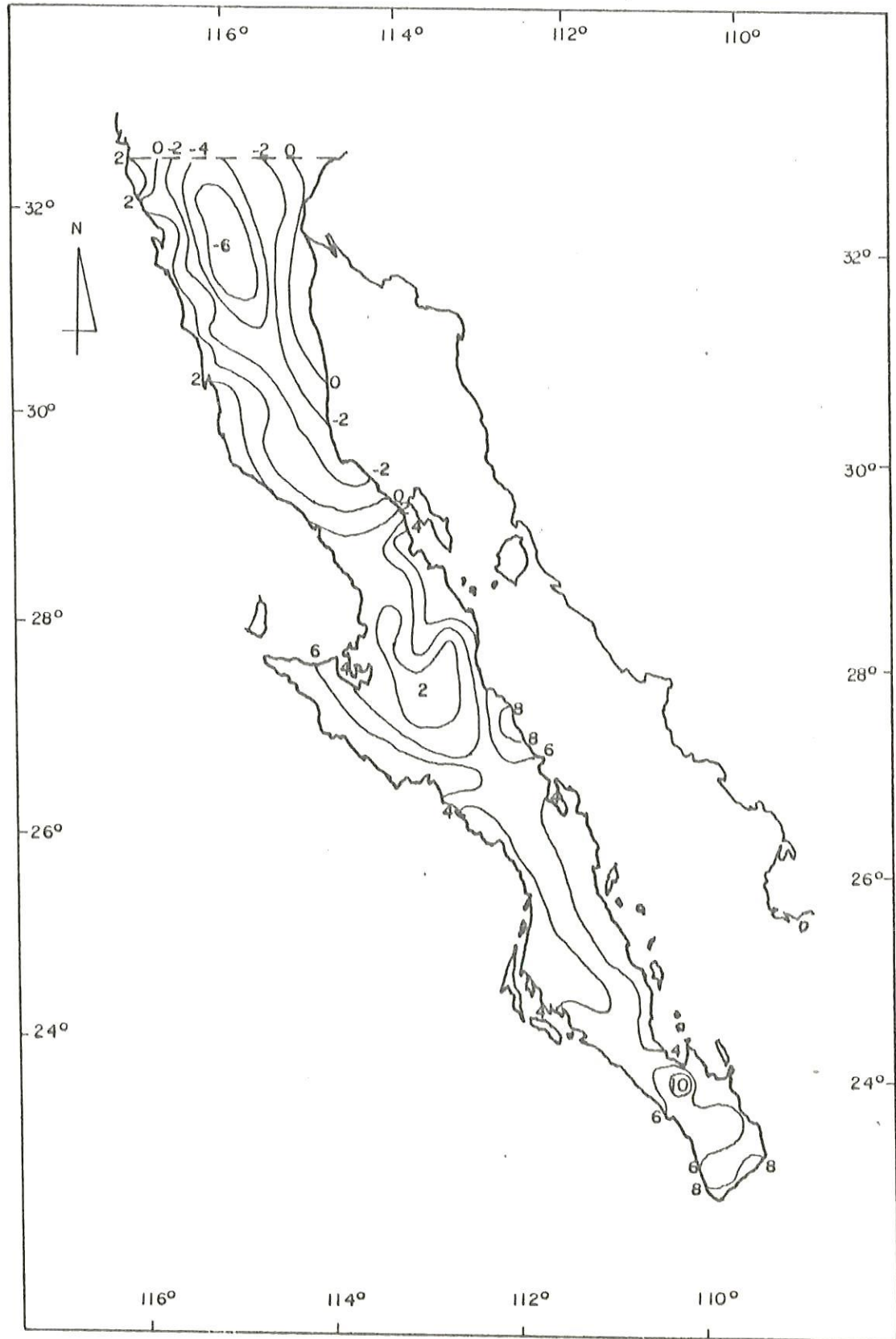


Fig.19 Temperaturas Mínimas del Mes más Frío (°C)

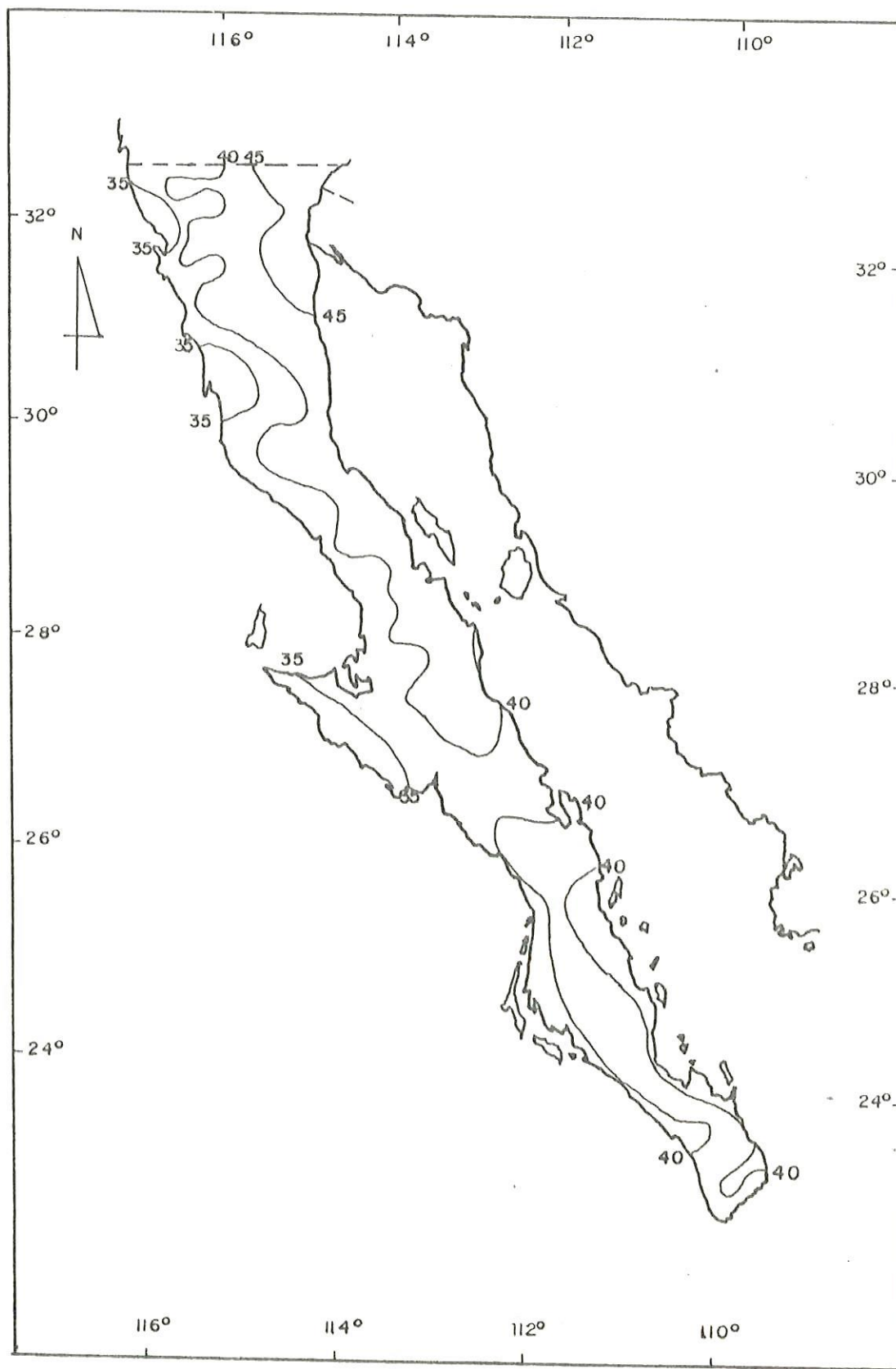
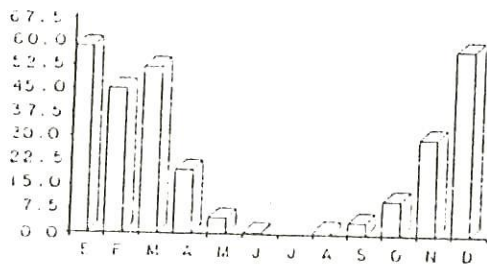
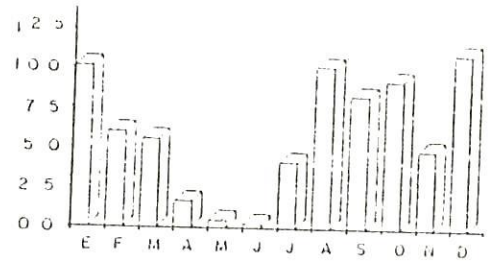


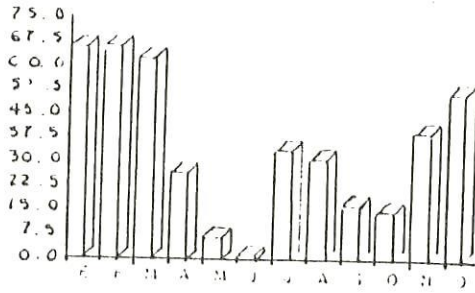
Fig. 20 Temperaturas Máximas del Mes mas Cálido (°C)



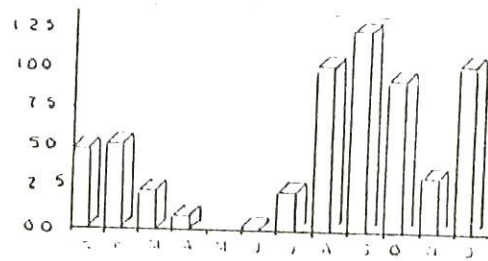
PICESR



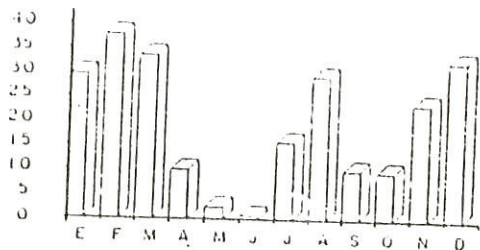
PTOMEX



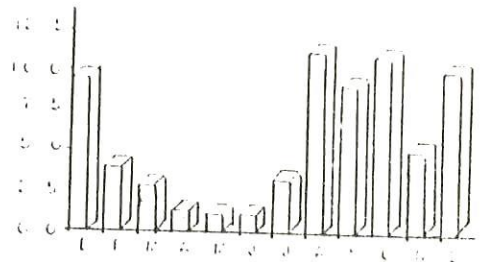
PTOZM



PTGEM



PTOVL

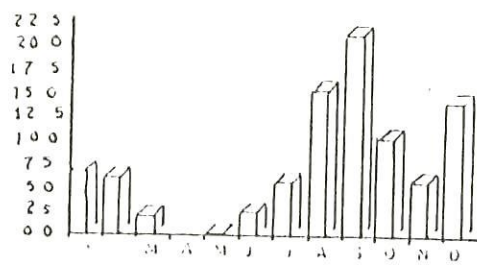


PTOVL

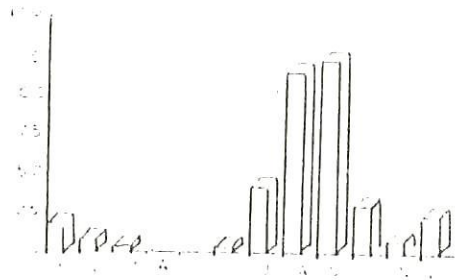
NOROESTE

NORESTE

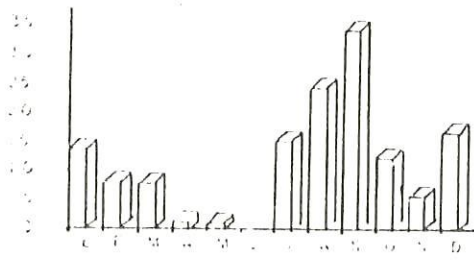
Fig. - 21



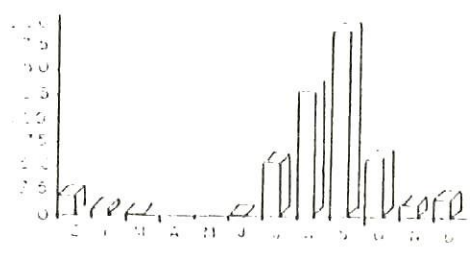
PT028A



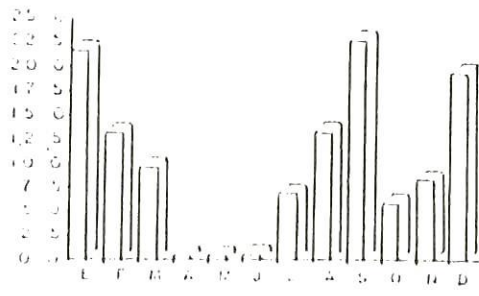
PT028C



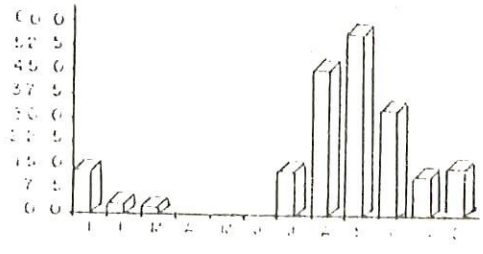
PT028E



PT028G



PT028I



PT028K

CENTRAL

SUR

Fig.- 22

cielo.

4.2 Continentalidad Global

Como se aprecia en la Fig. 5, las zonas que presentan una influencia continental térmica importante son aquellas que tienen un valor de K_T igual o mayor de 25. Las cuatro regiones encontradas con estos valores se localizan en las inmediaciones de las sierras considerablemente altas, sugiriendo esto que el factor orográfico controla fuertemente al efecto térmico en esas regiones. Además de localizarse en el litoral del Golfo de California únicamente. Aquí la influencia oceánica o mediterránea se encuentra en la región noroeste, no obstante del aparente alargamiento, muy cercano a la costa occidental, hacia el Sur, hasta alcanzar La Loza Grande. En la vertiente Norte del Golfo de California, también se presentan los valores más altos de la ATMA, lo que nos da una idea del clima (temperatura) extremoso de esas regiones. Markham (1972), señala que el partaguas de la península es responsable de las altas temperaturas a lo largo de las costas del Golfo, debido a que bloquea el flujo de aire frío proveniente de las surgencias de la corriente de California en el Pacífico.

Los climas mediterráneos corresponden a valores de K_p menores de 1, es decir se caracterizan por tener lluvias

estivales débiles. A pesar de que la Fig. 5 presenta casi todos los valores menores de 1 no quiere decir que la península presente un clima mediterráneo completamente, sino que por lo estrecho de la península se deben modificar los límites establecidos por autores como Baget (1977b), Cavazos y Baget (1984), quienes proponen el límite de 1, que al parecer no es muy apropiado para la región de estudio. La justificación de esta propuesta es precisamente la fisiografía de la península, su longitud y la orografía diversa que presenta. Además como se mencionó en el capítulo anterior, las tormentas extratropicales ejercen una notoria influencia durante gran parte del año.

Ahora bien, puede distinguirse en la región noroeste de Tijuana a El Rosario, aproximadamente, y en las laderas occidentales de la Sierra de Juárez y San Pedro Mártir este tipo de clima, es decir los valores menores de L_p . Otra zona que presenta esta influencia, recorre desde el paralelo 26° N a los 24° N las costas del Pacífico. Las Sierras ejercen también una influencia determinante para que los valores de L_p aumenten. Solamente ubicamos una región donde se presenta un clima sub-tropical, en la zona de El Barril y Santa Gertrudis, cercana al paralelo 28° N. Finalmente, los resultados muestran un gradiente de noroeste a Sur y del océano Pacífico hacia el Golfo de California, sin embargo, no presenta valores uniformemente distribuidos.

4.3 Variabilidad de la Lluvia

Como es de esperarse, el valor de C varía de lugar a lugar, dentro de una región determinada, para cualquier estación del año. Esto, por supuesto, sugiere una gran influencia de la geografía local en el campo de lluvia. Hay que hacer notar que el coeficiente difiere de la desviación estándar únicamente en la división por la media aritmética, pero tiene las mismas deficiencias, éstas oscurecen su interpretación. De esta manera, la variabilidad de la lluvia en la península es complicada, por la razón de que presenta tendencias o ciclos indeterminados e incluso una variabilidad climática alta.

El patrón de variación de invierno (Fig. 6a) evidencia la influencia de latitudes medias sobre toda la Península, disminuyendo ésta considerablemente al entrar la primavera (Fig. 6b), en esta época del año las zonas que tienen escasa variación son el noroeste y la parte central en el paralelo 26° N. Lyke (1972), señala que esta variabilidad pudiera asociarse con la posición e intensidad de la célula subtropical de alta presión del Pacífico oriental; variaciones de la temperatura superficial del Pacífico al Oeste de Baja California; aumento en la intensidad de la Corriente de Chorro subtropical sobre Baja

California Norte de invierno a principios de la primavera; y quizás con una menor contribución el Golfo de California. Es muy probable que a esto se deba el tiempo lluvioso al final de la época fría del año. En la Fig. 66, los valores del coeficiente de variación se incrementan de Norte a Sur, tal vez esto sea un reflejo de la flexibilidad de los límites temporales de esa condición climática, por lo tanto un cambio en el patrón estacional será observado.

Al final de la primavera y principios del verano, cuando la influencia de latitudes medias tiende a disminuir, se presentan los máximos valores de variación en la región noroeste y parte media de la Península, pero ahora se localiza la mínima variación en el extremo Sur (Fig. 66). Esto es una indicación del ciclo estacional de la lluvia en la península, durante invierno las lluvias en el NW son relativamente frecuentes, mientras que a finales de primavera y principios de otoño éstas se hacen menos frecuentes y, por lo tanto, impredecibles. Pyle (1972), indica que la precipitación de verano en la Baja California consiste de masas de aire convectivo en forma de tormentas. Ocurriendo en conjunción con la entrada de humedad del Golfo de California, océano Pacífico Sur y Oeste de la Península. Además, señala, que la precipitación máxima en Septiembre observada en Baja California, es resultado de la combinación de cada uno de los tres fenómenos siguientes: 1) una

continuación de las masas de aire convectivas; 2) el efecto de tormentas tropicales y huracanes; o, 3) el comienzo de un régimen extratropical extenso.

Ryke (1972), indica que parte del verano y otoño, el agua templada del Pacífico tropical llega desde el sureste y alcanza el litoral occidental del Sur de la Península. Como parte de la circulación de la corriente Norcuatorial del océano pacífico, y tiende a esparcirse cuando choca con la corriente fría de California, y con el agua de diferente densidad, del Golfo de California. Como resultado de las surgencias y la advección de agua fría, las temperaturas superficiales en la costa Oeste de Baja California, y especialmente Baja California Sur, experimentan grandes fluctuaciones, que ayudan a explicar la variación de la lluvia en la Baja California Central y Sur.

En otoño (Fig. 6a), esencialmente en las costas de la península, se observa un aumento en la recepción de la lluvia. Esto probablemente es debido a que durante estos meses tiende a disminuir la temporada principal de perturbaciones tropicales que afectan a Baja California Sur (García y Reyes, 1985). El flujo exterior que acompaña a estas tormentas, puede viajar grandes distancias y puede afectar áreas a miles de kms del centro de la tormenta. Hales (1972), señala que existe una fuerte correlación entre la presencia de un ciclón, a los

20° N, y la ocurrencia de nubosidad convectiva y precipitación en Baja California durante el final del verano y durante el otoño.

4.4 TROPICALIDAD VERSUS MEDITERRANEAIDAD

Es importante resaltar la característica de la gran variabilidad espacial encontrada sobre la mitad de la península, entre los 27° N y 28° N. Esta zona exhibe un fuerte gradiente de lluvia en aproximadamente 100 kms. Además se caracteriza por tener una planicie extensa, llano el terreno, con pocas montañas, haciendo posible la penetración directa de ambas masas de aire, tropical o de latitudes medias.

4.4.1 Evolución espacio/temporal de la Tropicalidad

La escasa lluvia de verano en las regiones noroeste y norcentral es una evidencia muy clara de la débil influencia tropical (ver fig. 9). Aschmann (1967) señala que la precipitación de verano decrece de Sur a Norte y de la costa del Golfo a la del Pacífico. Markham (1972) indica que el régimen tropical de Baja California alcanza su máximo en Septiembre más bien que en Agosto, debido a las distorsiones producidas por los 'cubascos', tormentas tropicales, en la lluvia de Septiembre; sin embargo, este régimen es el mayor

componente que contribuye a la estacionalidad en el Sur. La región norcentral muestra una considerable variabilidad temporal, donde pueden verse años con valores arriba de lo normal, precedidos y seguidos por años debajo de la lluvia normal. Es posible que cuando el verano avanza, el sistema de alta presión se intensifique y se desplace hacia el norte actuando como una barrera para los ciclones del Pacífico Norte, de esta manera, disminuye la lluvia en la región NW de Baja California. Simultáneamente, la Zona Intertropical de Convergencia, se mueve hacia el norte y grandes fenómenos convectivos afectan la parte sureste de la Península y Golfo de California, trayendo lluvia de origen tropical a las regiones SE y Central de la Península.

4.4.2 Evolución espacio/temporal de la mediterraneidad

Existen algunas características interesantes en los patrones obtenidos de este índice (Fig. 3): una de ellas es la, relativamente, baja tendencia (definida como la derivada en tiempo) de los campos para las regiones NO y SE cuando se compara con las otras dos regiones NC y SC. Evidentemente esto es señal de la variabilidad climática (y consecuentemente la impredecibilidad) del campo de lluvia en la parte central de la Península. En la región Norte, donde las elevaciones de las Sierras de Juárez y San Pedro Mártir presentan una barrera orográfica, así las tormentas

extra-tropicales proporcionan gran parte de su precipitación en forma de nieve, con esto producen una sombra para la lluvia de latitudes medias en el Valle de Mexicali, y región del Golfo de California.

La regulación de ésta influencia durante los meses de invierno en que la celda de alta presión, centrada al Oeste de Norteamérica, es relativamente débil y se despiiza al ecuador, propiciando así una considerable penetración de tormentas extratropicales al Norte de Baja California. La variabilidad observada en las secciones transversales tiempo/latitud podría explicarse en términos de un juego de fuerzas que controlan la entrada de vapor de agua a la circulación del Occidente de México, y sus teleconexiones asociadas con El Niño/Oscilación del Sur, ENSO, y otros fenómenos planetarios.

4.5 Sequedad versus humedad

De acuerdo con el índice de aridez estival el clima que domina en la Península es completamente árido (Fig. 10). Únicamente la parte Sur de la Sierra La Giganta, San Javier y el extremo Sur son las zonas donde se encuentra un clima semi-árido. Se puede decir que los valores de cero, tienen un clima extremadamente árido. Los resultados obtenidos son compatibles con el argumento de Gantz (1977), que señala la

ubicación de la zona de surgencias en Norteamérica desde la península de Baja California hacia el norte, teniendo los máximos valores de migración de Sur a Norte y de primavera a verano. Durante ésta época del año, afirma, la temperatura superficial del mar, a 100 kms de la costa puede ser varios grados centígrados más fría que las aguas costeras. Esto tiende a suprimir la convección atmosférica y ayuda a estabilizar la capa límite marina, dando como resultado que los climas costeros a lo largo de la zona de surgencias sean más áridos, fríos, y paradójicamente, más húmedos que las áreas tierra adentro a la misma latitud, concluye.

Con base en la clasificación hecha por Emberger podemos diferenciar, en la Península, algunas de las zonas encontradas por Medellín y Gómez (1979), aunque ellos utilizan un método diferente. Para la región noroeste a partir de Las Escobas hasta La Rumorosa encuentran un clima semi-árido y en el noreste para el Valle de Mexicali hasta Punta El Final uno extremadamente frío. Los resultados aquí obtenidos muestran una pequeña zona en el noroeste como semi-árida, San Juan de Dios, y el resto fría desde La Rumorosa hasta Punta San Antonio al Sur de El Rosario. Para la zona noreste aquí se obtiene un clima per-árido medio, frío no tan extremo, llegando a Fuertecitos aproximadamente. Además una región más pequeña al Sur, también en el litoral del Golfo, alrededor de Bahía de los

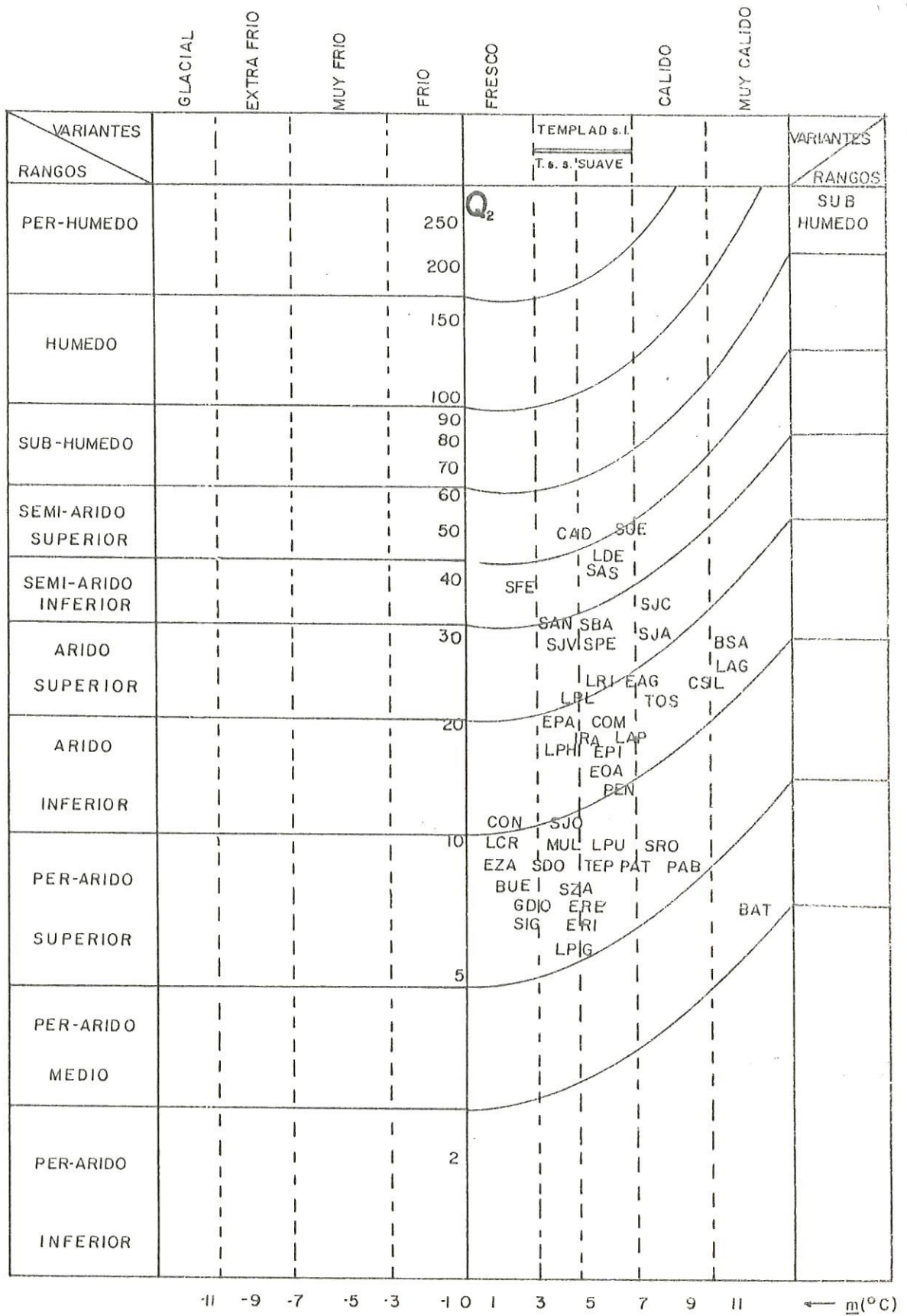


FIG.23 CLIMAGRAMA DE EMBERGER BAJA SUR

Angeles.

Existe una marcada diferencia, para la misma región, cuando se comparan los resultados descritos anteriormente y los obtenidos por Aschmann (1967) que únicamente declara dos zonas desérticas en la Península, serían la noroeste y noreste. Medellín y Gómez (1979) y este trabajo indican una franja de aridez intermedia entre estas dos regiones, que se amplía a los 29.5° N abarcando lo ancho de la Península, y conformaría el Desierto Central, según Aschmann (1967). Los resultados de este trabajo muestran que la franja de aridez se extiende a los litorales interrumpida por la Sierra de Mulegé y La Giganta, éstas con clima casi semi-árido. Y en el extremo Sur de la Península, Fig. 23, se encuentra un clima semi-árido templado superior en Sierra San Lázaro y La Victoria, y en sus laderas un clima árido. Medellín y Gómez (1979) describen la franja de aridez hasta la región Este del extremo Sur de la Península. Al Oeste de ésta a los 25° N y hacia el Sur marcan un clima semi-árido caluroso. Aschmann (1967) solamente describe el Desierto Central de los 50° N a 27° N, después hacia el Sur de la Península, dos regiones Las Sierras Centrales/Planicies de Magdalena y la Región del Cabo.

En la Fig. 11, el valor del coeficiente de Emberger calculado por Stretta-Rosillo presenta, según el climograma

pluvio-térmico de Emberger, en la parte final de la península, clima semi-árido interior en Santa Gertrudis, y el resto de esa zona árido superior. San Javier tiene un clima árido superior templado.

La franja de clima per-árido cruza la península de noroeste a Sur hasta cerca de los 24° N, fig. 24. La región noroeste principalmente tienen un clima árido interior comprendiendo desde El Rosario, aproximadamente, a Tijuana, envolviendo a San Juan de Dios que tiene un clima árido superior.

Para el coeficiente Stretta-Mosiño (1963), fig. 12, en la Baja California Sur el clima árido se divide en dos regiones: una que comprende toda la porción final de la península desde Iritla y la otra abarca el lado occidental de la sierra La Giganta. Una pequeña diferencia con las regiones obtenidas por Stretta-Mosiño, se presenta en que ellos encuentran la zona árida desde la Sierra de Mulegé por el litoral del Golfo y alcanzando Pénjamo del lado occidental. Y los resultados mostrados aquí ubican una franja desértica desde Bahía Concepción a El Aguajito, además de una interrupción a la altura de Ca. Constitución.

En el norte de la península solamente se localiza una región semi-árida en San Juan de Dios; en este sitio

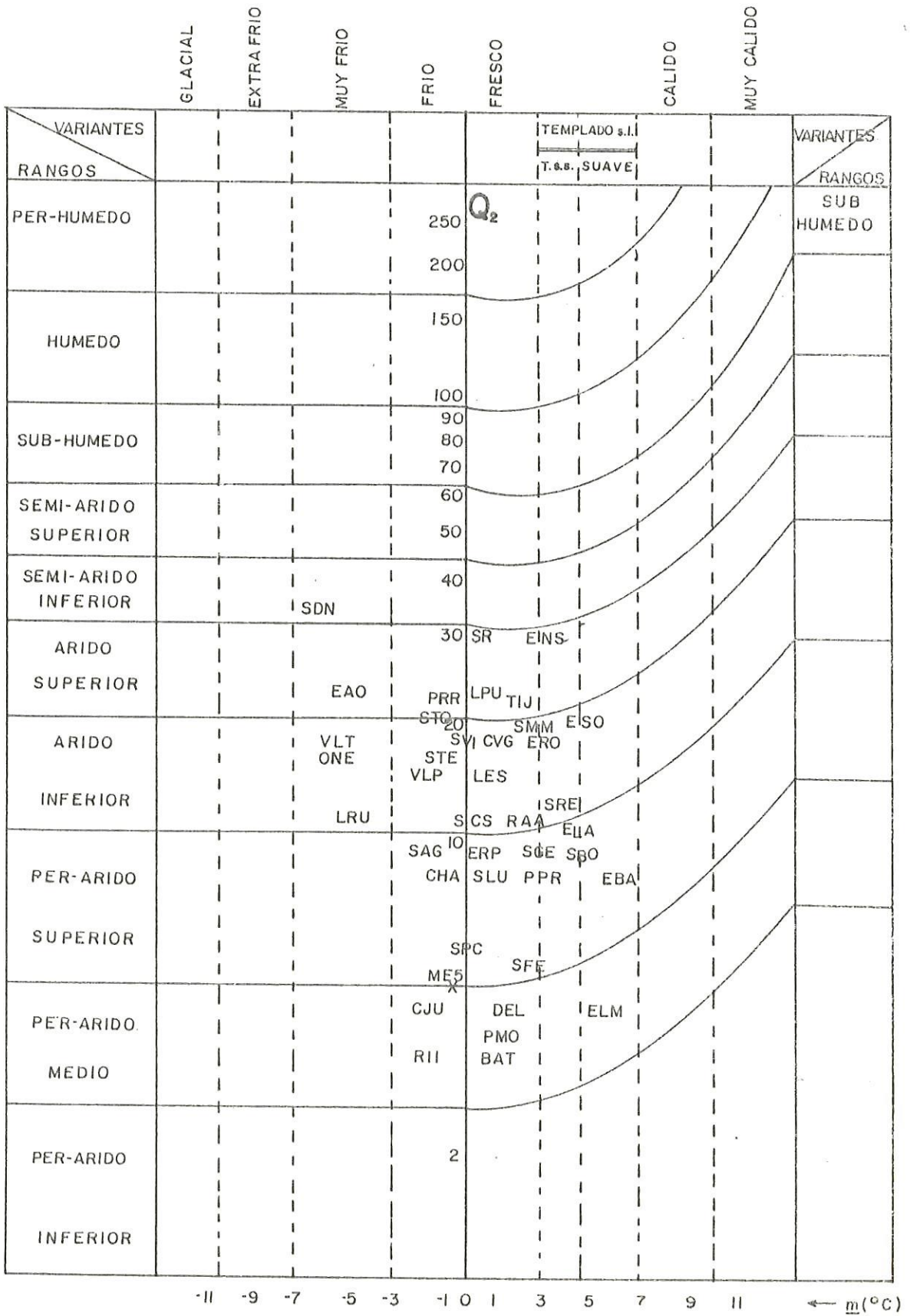


FIG.24.- CLIMAGRAMA DE EMBERGER BAJA NORTE

Stretta-Rosillo (1965), describen una pequeña franja semi-árida de Boquilla de Santa Rosa a Tijuana, y un clima árido desde Tecate hasta El Rosario aproximadamente. En este trabajo, para la misma zona se observa que el clima árido se extiende más al Sur llegando a los 28° N, tomando partes muy cercanas al litoral entre los 28° N y los 29° N. Para la región noreste, prácticamente se obtienen los mismos resultados que esos autores, esto es para la franja desértica que recorre la península longitudinalmente.

Los climas que se presentan en la Península de Baja California, según Giacobbe, fig. 14, varían de áridos a sub-húmedos; éstos últimos se localizan en el extremo Sur de la Península y la región noroeste entre Ensenada, San Juan de Dios y Boquilla de Santa Rosa, alrededor de El Socorro también se tiene este clima. El Valle de Mexicali exhibe un clima árido, extendiéndose por el litoral del Golfo hasta alcanzar Bahía de los Angeles. El resto de la Península de Baja California muestra un clima semi-árido.

4.6 Eficacia de la Lluvia

En la Fig. 15, se localizan los climas áridos y semi-áridos según Thornthwaite, de acuerdo con sus límites de clasificación las regiones con clima semi-árido, FE>10, ubicándose en los extremos de la península; al Sur las

Sierras de San Lázaro y La Victoria y, en el Norte de Boquilla de Santa Rosa a San Telmo, abarcando parte de Sierra de Juárez y La Peralta. El resto de la península tiene un clima árido. Comparando este resultado con la precipitación total anual se puede apreciar una gran semejanza en cuanto a la distribución de isonietas y los valores de esta expresión.

Con la expresión de Setzer se puede apreciar una ampliación de las zonas descritas con el método de Thornthwaite. Es decir, por ejemplo, la zona noroeste ahora presenta dos puntos con clima sub-húmedo, $P_e \sim 150$, San Juan de Dios y El Alamo. Las zonas áridas cubren ahora desde La Rumorosa a Las Escobas, comprendiendo la Sierra de Juárez y San Pedro Mártir. En Baja California Sur se localizan en San Javier y las montañas de la parte final de la península las regiones semi-áridas; conformando el total de la Península un clima árido.

4.7 Evapotranspiración versus Aridez

La evapotranspiración global calculada en este trabajo muestra una tendencia virtual a exceder la precipitación total anual en la Península de Baja California. Exceptuando dos regiones con máxima precipitación en el Norte, Boquilla de Santa Rosa, El Alamo, La Puerta y San Juan de Dios; y, en el Sur Cahuahño y Santa Gertrudis en las cuales la E_g es menor

que la precipitación total anual. Esto sugiere que la vegetación presente puede jugar un papel importante en esas regiones, o que la humedad acumulada no alcanza a convertirse en vapor de agua por algún factor oro-climático.

Después de la comparación hecha entre el coeficiente pluvio-térmico y la evapotranspiración de cada estación climatológica, se obtuvo un coeficiente de correlación, para toda la península, bastante aceptable, $r=0.967$, fig. 23, el cual es altamente significativo, con 95.5 por ciento en la precisión de la regresión. La existencia de una relación lineal entre U_2 y E_E tiene, dos consecuencias (Daget, 1977b): 1) es posible conocer la evapotranspiración global de una estación climatológica entonces se facilita la determinación del coeficiente pluvio-térmico correspondiente, con $U_2 = 9.10 E_E + 29.0$; y, 2) recíprocamente conociendo el coeficiente de Bamberger permite conocer el valor de la evapotranspiración global en el mismo lugar con $E_E = 0.103 U_2 - 1.84$. La segunda de estas consecuencias es la más importante, puesto que describe las condiciones bioclimáticas de aridez desde un punto de vista más físico, Daget (1977b).

5. CONCLUSIONES Y SUGERENCIAS

La delimitación de zonas climáticas en la Península de Baja California se efectuó mediante diferentes métodos, que en general, tratan la determinación de climas áridos, semi-áridos o sub-húmedos. Todos ellos empíricamente, toman en cuenta los parámetros de lluvia y temperatura (media, mínima y máxima), que se miden comúnmente en las estaciones climatológicas.

5.1 Continentalidad Global

La Península de Baja California, en general, presenta un clima con acentuadas influencias marítimas u oceánicas. En la vertiente del Pacífico, se encuentran dos pequeñas zonas con un clima mediterráneo, Ensenada y El Socorro. A la altura de 28° N y 29° N, en el litoral del Golfo, se ubica otra zona con esta característica. Baja California Sur solamente presenta en San Javier y San Antonio Sur un clima con influencia mediterránea.

5.2 Coeficiente de Variación

La variación de la lluvia en la Península es muy poca en

invierno, mientras en verano es mayor. Lo cual indica que en verano es probable tener años con sequía o de no-lluvia en esta época del año. En cambio en invierno la probabilidad de tener lluvia es alta.

3.3 Tropicalidad vs Mediterraneidad

Durante el invierno, en pleno desarrollo del ENSO, los procesos de liberación de energía sobre el océano Pacífico alcanzan su máxima intensidad, y consecuentemente, los sistemas frontales de latitudes medias pueden aumentar drásticamente la precipitación por arriba de lo normal sobre Baja California. En el verano, después del ENSO, la circulación Walker y la circulación monzónica de bajo nivel en el Pacífico oriental, se reintensifican (debido a la acumulación anómala de energía en los Trópicos) permitiendo la entrada de humedad en el suroeste de México, y por consiguiente, propiciando la lluvia por arriba de lo normal de origen tropical en la Península de Baja California.

3.4 Aridez

De manera global Baja California presenta una aridez con algunas variantes, puede ir de un clima árido muy frío, en valle de la Trinitad, a cálido en Bahía de Los Angeles. En Baja California Sur el clima árido varía de fresco, en

Emiliano Zapata, a muy cálido, en Boca del Salado. En los dos extremos de la Península se presenta un clima semi-árido en regiones muy pequeñas.

5.5 SUGERENCIAS

a) Hacer una interpolación tanto espacial como temporal de los huecos existentes dentro de los registros de datos, principalmente de lluvia.

b) Realizar la mejor combinación de elementos meteorológicos para su aplicación en la determinación de índices climáticos compuestos, e.g. temperatura/humedad relativa; punto de rocío/temperatura; nubosidad/temperatura, por mencionar algunos.

c) Efectuar un análisis de las principales zonas de escurrimientos y reservorios, con el fin de determinar la disponibilidad del agua.

d) Correlacionar los elementos climáticos anteriores con los fenómenos de cualquier escala que puedan influir en los patrones climáticos de esta región.

6 BIBLIOGRAFIA

- Aschmann, H. (1967). The Central Desert of Baja California: Demography and Ecology. *Wannessier Lab. Co. Calif. U. S. A.* pp 1-11.
- Cavides, E. et Ph. Daget (1984). Les Climats méditerranéens au Chili: Contribution pour une Nouvelle Synthèse. *Bull. Soc. Bot. Fr., 131, Actuel. Bot., 1984(2/3/4/),* pp 205-212.
- Charbonneau, R. (1979). Use of Principal Component Analysis to Identify Homogeneous Precipitation Stations for Optimal Interpolation. *Water Resour. Res.* 15(6), pp 1841-1850.
- Chervin, R. M. (1980). Interannual Variability and Seasonal Climate Predictability. *J. Atmos. Sci.*, 43, 3, pp 233-251.
- Conrad, V. (1940). Usual Formulas of Continentality and Their Limits of Validity. *Trans. Amer. Geophys. Union.*, 27, V, pp 662-664.
- Daget, Ph. (1977a). Le Bioclimat Méditerranéen: Caractères Généraux, Modes de Caractérisation. *Vegetatio*, Vol. 34, 1, pp 1-20.
- Daget, Ph. (1977b). Le Bioclimat Méditerranéen: Analyse des Formes Climatiques par le Système d'Emberger. *Vegetatio*, Vol. 34, 2, pp 87-103.
- Daget, Ph., S. Reyes. (to be published). Sur la Variabilité dans la Californie du Nord (Mexique). *Rev. Geois.*
- Douglas, A. (1982). The Mexican Summer Monsoon of 1982. *Proceedings of the Annual Climate Diagnosis Workshop, NOAA, U. S. A.*, pp 70-79.
- Emberger, L. (1941). Les limites de l'aire de la végétation méditerranéenne en France. *Bull. Sc. Nat. Toulouse*, 1943, 73, 3, pp 158-180.
- García, E., P. A. Mosiño. (1967). Los Climas de Baja California. *Memorias del Decenio Hidrológico Internacional. Ins. de Geog. UNAM, México.* pp 29-54.
- García, J. y S. Reyes, 1985: Promedios mensuales del lugar y tiempo de origen de las Perturbaciones Tropicales en

- el Océano Pacífico Oriental. Reporte Técnico RC-CC8501, CICESE, Ensenada, B. C., México, 24 pp.
- Giacobbe, A. (1959). Nouvelles recherches écologiques sur l'aridité dans les pays de la méditerranée occidentale. Nat. Monsp. 16, pp 45-60.
- Giantz, H. H. (1977). Desertification: environmental degradation in and around arid lands. Westview Press, Boulder, Colorado, U. S. A. pp 105-139.
- Hales, J. B. (1972). Surges of Maritime Tropical Air northward over the Gulf of California. Mon. Wea. Rev. 100: 298-306.
- Hastings, J. K. (1965). On Some Uses of Non-normal Coefficients of Variation. J. Appl. Meteor., 4, pp 475-476.
- Hastings, J. K., and R. H. Turner (1965). Seasonal Precipitation Regimes in Baja California, México. Geograf. Annaler, 47: 204-223.
- Houghton, D. (1965). Handbook of Applied Meteorology. Chap. 11. John Wiley and Sons, Inc. U. S. A.
- Howell, W. E. (1960). A Comparison Between Two Transformations Used in Normalizing Meteorological Data. J. Meteorol., 17, pp 684.
- Medellín, R. B. and A. Gómez. (1979). Management of Natural Vegetation in the Semi-arid Ecosystems of México. In Management of Semi-arid Ecosystems. Walker, B. H. Ed. Elsevier. Chap. 11. pp 551-577.
- National Academy of Sciences. (1975). Understanding Climate Change: A Program for Action. Washington, D. C. U.S.A.
- Pyle, C. B. (1972). Some Meteorological Aspects of the Seasonal Distribution of Precipitation in the Western United States and Baja California. UCLA Water Resources Center. No. 159, p. 205.
- Reyes, S., and D. Cadet. (submitted to). The North American Monsoon and its Relation to the Atmospheric Water Vapor Transport. Mon. Wea. Rev.
- Reyes, S. y P. Rojas. (1985). Variabilidad de la Precipitación en la Península de Baja California.

- Revista Geofísica. Ins. Mex. de Geol. e His. Núm. 22/23, 111-126.
- Reyes, B., R. Miraneda and Pa. Baget. (1967). Interannual Variability of the Rainfall Field Over Baja California: Latitude-Longitude versus Topography. *Ann. Geophys. Phys. Atmos.*, Montpellier, France.
- Renfrew, D. E. and R. B. Dickinson. (1974). Climate Modeling. *Rev. Geophys. Space Phys.* 12(5). pp 447-495.
- Reuter, J. (1945). A New Formula for Precipitation Effectiveness. *Geogr. Rev.*, Vol. 35, pp 247-265.
- SMIC. (1971). Report of the Study of Man's Impact on Climate Modification. Mass. Inst. of Technology. MIT Press. U. S. A.
- Strick, C. H. (1953). Cube-Root-Normal Precipitations Distributions. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 34: 111-126.
- Strick, Ch. H. (1970). The Nth Root Normal Distribution of Precipitation. *Water Resources Res.*, 6, 4, pp 1095-1103.
- Stretta, B. F. y P. Mosiño. (1965). Delimitación de Zonas Áridas de la República Mexicana, según un índice de aridez derivado del de Emberger. *Rev. Ing. Higr. en Méx.*, Vol. 17, No. 1, México.
- Thorntwaite, C. W. (1931). The Climates of North America According to a New Classification. *Geogr. Rev.* Vol. 21, pp 635-635.
- Ture, L. (1931). Nouvelle formule pour le calcul du bilan de l'eau en fonction des valeurs moyennes des précipitations et de la température. *C. R. Ac. Sc.* pp 635-635.
- Williams, Pa. Jr. (1948). The Variation of the Time Maximum Precipitation Along West Coast of North America. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* Vol. 29, 4, 145-145.