

Tesis de Posgrado

La radiación solar en Sudamérica : Nuevos aspectos para su determinación como fuente de energía

Crivelli, Ernesto Santino

1979

Tesis presentada para obtener el grado de Doctor en Ciencias Meteorológicas de la Universidad de Buenos Aires

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

Crivelli, Ernesto Santino. (1979). La radiación solar en Sudamérica : Nuevos aspectos para su determinación como fuente de energía. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_1592_Crivelli.pdf

Cita tipo Chicago:

Crivelli, Ernesto Santino. "La radiación solar en Sudamérica : Nuevos aspectos para su determinación como fuente de energía". Tesis de Doctor. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 1979.

http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_1592_Crivelli.pdf

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires

LA RADIACIÓN SOLAR EN SUDAMÉRICA, NUEVOS
ASPECTOS PARA SU DETERMINACIÓN COMO FUENTE DE ENERGÍA.


Lic. ERNESTO SANTINO CRIVELLI

DIRECTOR DE TESIS

Dr. JOSÉ ALBERTO JUAN HOFFMANN

UNIVERSIDAD NACIONAL DE BUENOS AIRES
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES

BUENOS AIRES

1979

1592
E. C.

Reg 1592

A mis Padres

Í N D I C E

1. INTRODUCCIÓN.....	5
1.1 - Planteo del Problema	5
1.2 - Objetivos del Trabajo	6
2. DISTRIBUCIÓN DE LA NUBOSIDAD EN SUDAMÉRICA	7
2.1 - Metodología de Análisis	7
2.2 - Resultados Obtenidos	8
3. DISTRIBUCIÓN DE LA HELIOFANÍA	21
3.1 - Relación entre Nubosidad y Heliofanía	21
3.2 - Resultados Obtenidos	22
4. RADIACIÓN GLOBAL EN PLANO HORIZONTAL	37
4.1 - Datos Observacionales	37
4.2 - Estimaciones Indirectas para Días Claros	38
4.3 - Estimaciones Indirectas para Diversas Condiciones de Nubosidad	41

ESC

	4
4.4 - Método Propuesto para el calculo de Radiación Global en Sudamérica	46
4.5 - Resultados Obtenidos	51
5. RADIACIÓN DIFUSA Y RADIACIÓN DIRECTA	66
5.1 - Plano Horizontal	66
5.2 - Plano Inclinado	69
6. ALGORÍTMOS DE CÁLCULO - SÍNTESIS FINAL	76
7. CONCLUSIONES	78
8. AGRADECIMIENTOS	79
9. BIBLIOGRAFIA CITADA	80

38c

1. INTRODUCCIÓN

1.1 - Planteo del problema

La radiación solar es la fuente básica de energía para el mantenimiento de los procesos naturales que ocurren en la superficie de la tierra, en los océanos y fundamentalmente en la atmósfera. Esto, por sí solo, justifica el creciente número de trabajos teóricos, mediciones, estadísticas, etc. que son realizados para ampliar el conocimiento científico acerca de los procesos radiativos dentro del sistema océanos-tierra-atmósfera. Sin embargo, en los últimos años ha surgido una fuerte demanda de información sobre la radiación solar, proveniente de un sector en buena medida ajeno al problema del comportamiento físico del sistema mencionado.

La extinción, a corto o mediano plazo, de los combustibles tradicionales, la contaminación atmosférica con los gases de combustión y la conciencia colectiva de la necesidad de construir una sociedad más racional han hecho mirar hacia el sol como una fuente, prácticamente inagotable, de energía para la sociedad del futuro.

Los primeros datos solares utilizados por ingenieros, físicos, químicos, biólogos y arquitectos con fines de aprovechamiento de la energía solar han provenído, lógicamente, de informaciones elaboradas con fines fundamentalmente meteorológicos. Sin embargo, el propio avance tecnológico ha determinado la necesidad de desarrollar técnicas de observación, elaboración de datos y presentación de la información adecuados a las características pro

pias del nuevo usuario.

Uno de los problemas principales que se presenta cuando la información requerida es del tipo estadístico (promedios, rangos de variación, etc.) es la carencia de series de datos suficientemente extensos como para caracterizar al parámetro. A menudo la disyuntiva será:

- a) Series cortas de datos observacionales directos.
- b) Series largas de parámetros que permiten el cálculo indirecto (estimado) de la magnitud deseada.

Generalmente la segunda opción es la más adecuada y en muchos casos es la única posible.

1.2 - Objetivos del trabajo

Existen en Sudamérica un buen número de estaciones meteorológicas que realizan observaciones de interés para el conocimiento del clima radiativo del continente. Sin embargo, los parámetros que cuentan con una mejor distribución de datos en tiempo y espacio son aquellos que más se alejan de la medición directa de la radiación solar. Así, por ejemplo, existen en Sudamérica más de 1.000 estaciones que realizan observaciones de nubosidad; una buena parte de ellas cuenta con records de más de 30 años. El número de estaciones con observaciones de Heliofanía cae considerablemente y las series son más cortas e incompletas. Finalmente, las mediciones de Radiación Global son escasas, los records son notablemente menores y los instrumentos usados son diversos y no siempre bien calibrados, lo que muchas veces restringe aún más la validez de la información.

En función del panorama descrito este trabajo se plantea los siguientes objetivos:

- Analizar la información de Nubosidad existente y trazar cartas mensuales de Nubosidad media.
- Analizar las relaciones propuestas entre Nubosidad y Heliofanía y trazar cartas mensuales de Heliofanía Absoluta para las distintas épocas del año.
- Discutir las relaciones propuestas entre Nubosidad y/o Heliofanía y Radiación Global en plano horizontal. Comparar los resultados con los obtenidos por otros autores.
- Discutir los métodos propuestos para el cálculo de la Radiación Global en planos distintos del horizontal, Radiación Directa, Radiación Difusa, etc. y proponer algoritmos adecuados para su uso en aplicaciones helioenergéticas.

2. DISTRIBUCIÓN DE LA NUBOSIDAD EN SUDAMÉRICA

2.1 - Metodología de Análisis

A fin de trazar las cartas mensuales de Nubosidad media fueron utilizados datos de 300 estaciones de Venezuela, Colombia, Ecuador, Perú, Chile, Argentina, Bolivia, Paraguay, Uruguay, Brasil, Guayana Francesa, Surinam y Guyana.

El primer análisis fue realizado sobre mapas con una relación de escala de $1:10^8$ lo que permitió tener en cuenta en forma razonable las principales características topográficas y de circulación del continente.

Debe señalarse, sin embargo, que el trazado en ciertas regiones podría sufrir algunas modificaciones si se trabajara con una menor relación de escala y un mayor número de datos.

Finalmente, los resultados fueron volcados a mapas con

una relación de escala tres veces mayor, eliminando variaciones pequeñas que pierden significación en un análisis general.

2.2 - Resultados obtenidos

Los resultados obtenidos se muestran en las figuras 1 a 12 y puede observarse la existencia de un máximo absoluto de Nubosidad durante todo el año en la costa Pacífica del extremo sur del continente con valores superiores al 80%. Estos valores también se observan en el extremo norte de la costa Pacífica durante todo el año y, exceptuando los meses de invierno, al oriente de los Andes entre el Ecuador y el Trópico de Capricornio y con ciertas fluctuaciones en el oeste de la cuenca Amazónica.

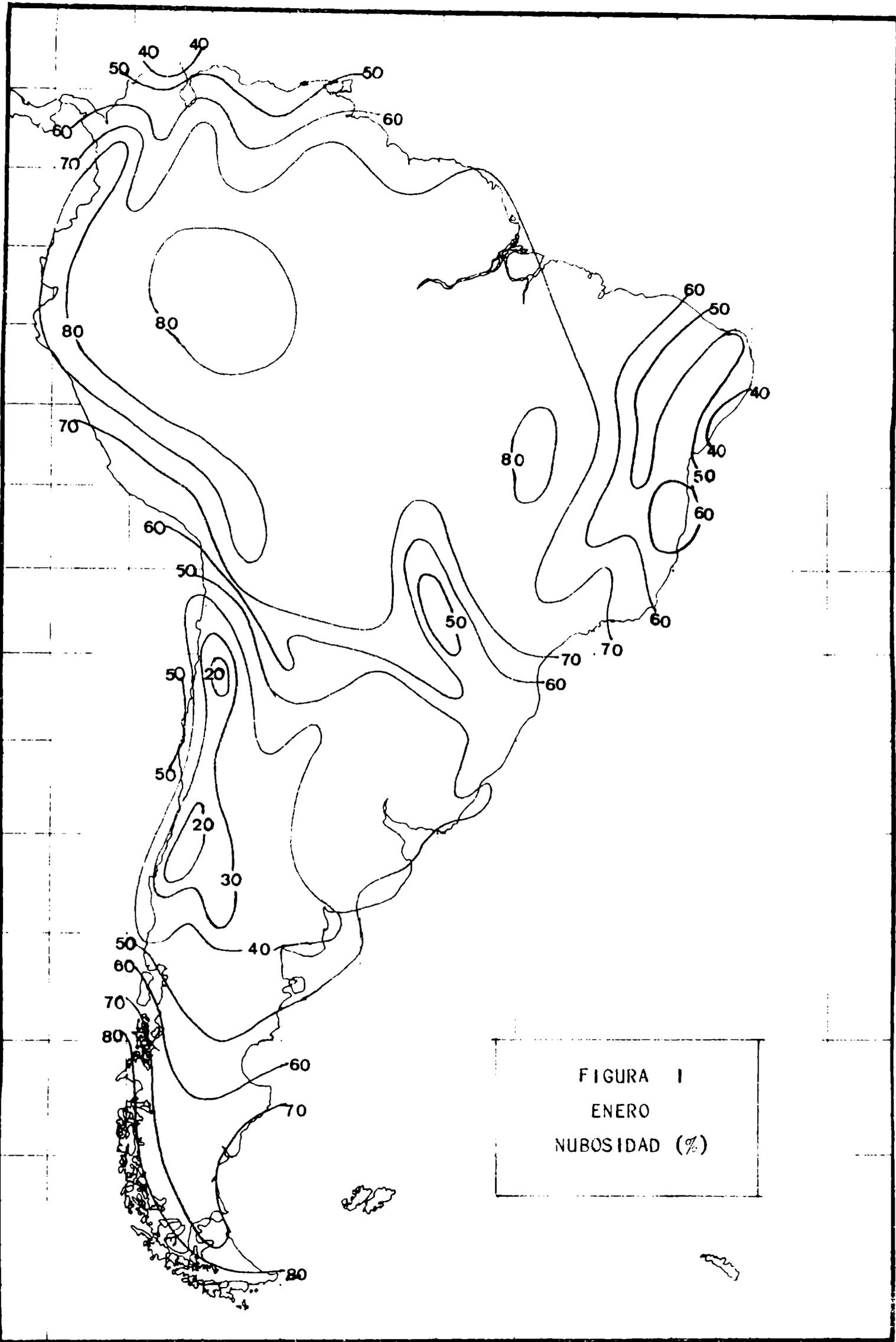
El mínimo absoluto de Nubosidad oscila siempre entre los 15°S y los 30°S cerca de la costa Pacífica, siendo más marcado en invierno con valores inferiores al 10% de Nubosidad mensual.

Mínimos relativos de consideración pueden observarse en el N.O. de Brasil, en la zona del valle del río San Francisco y en el extremo norte del continente.

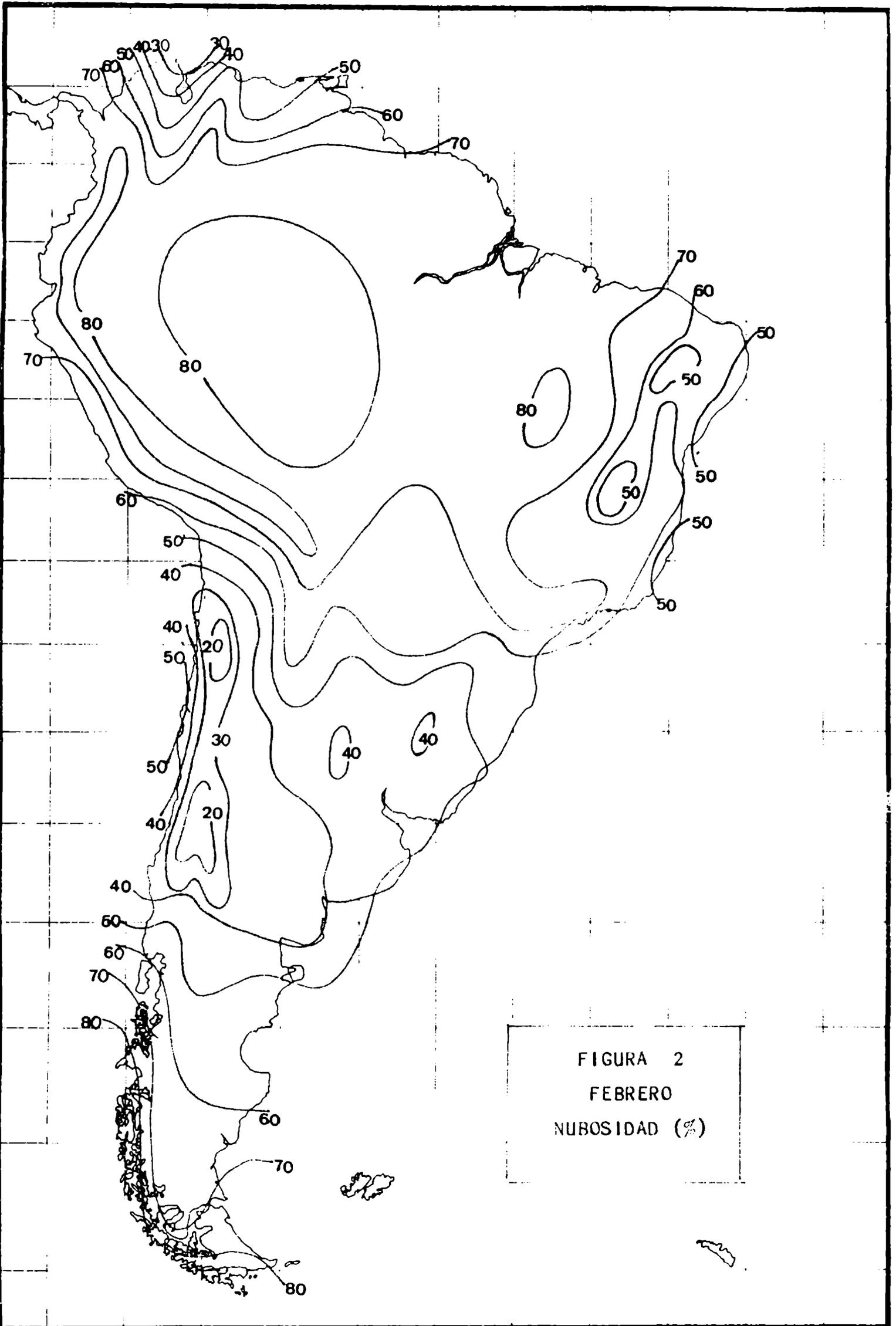
Un cálculo rápido de la Nubosidad media mensual del continente tomado como un todo muestra oscilaciones entre poco más de un 50% hasta casi 70%, con mínimos en el invierno del Hemisferio Sur y máximos en la primavera y el otoño del mismo Hemisferio.

Veremos más adelante que los valores de Nubosidad indicados implican que el continente recibe una Radiación Global en superficie que oscila entre el 60% y el 75% del máximo posible si no existiera ningún tipo de nubosidad.

80



108



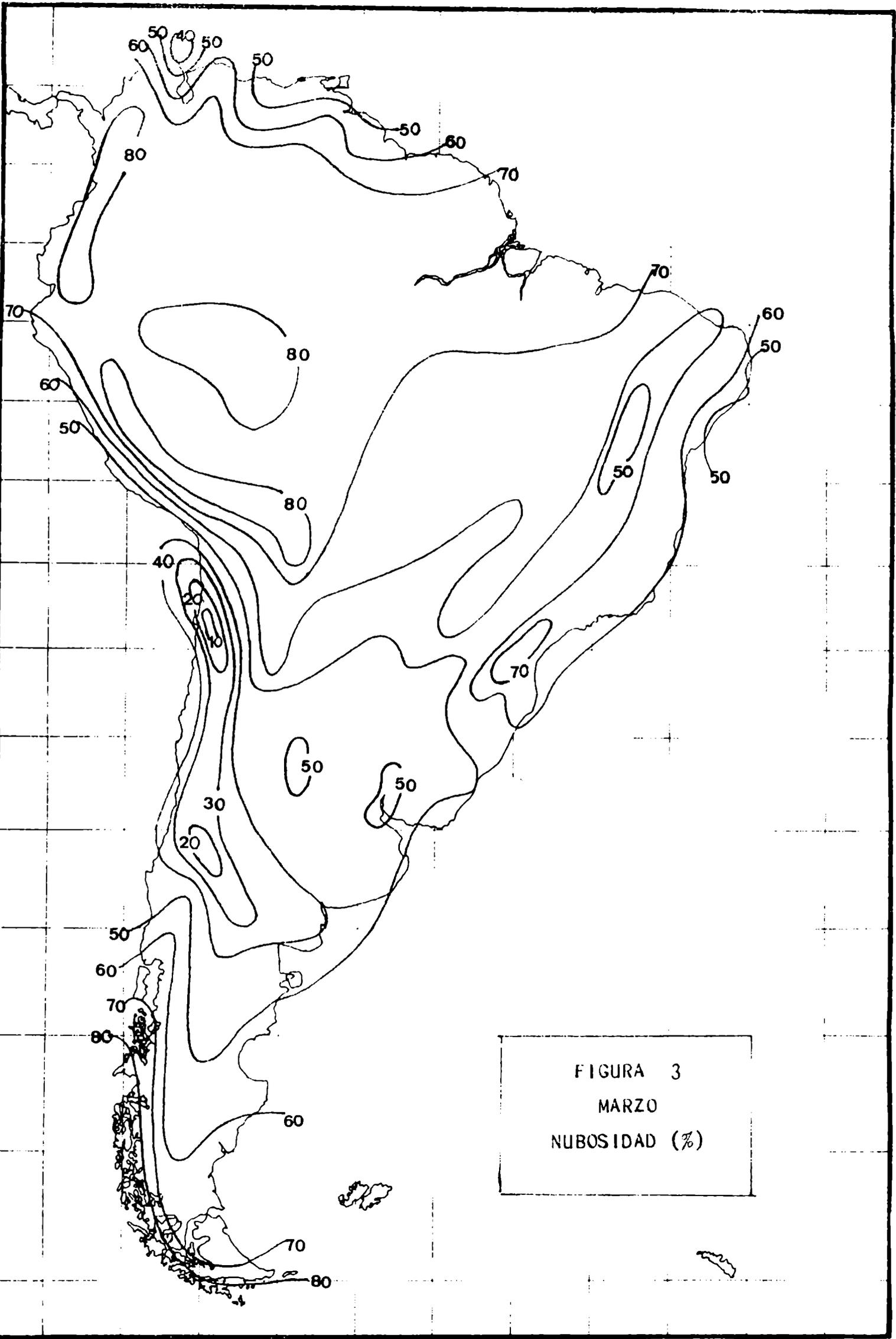
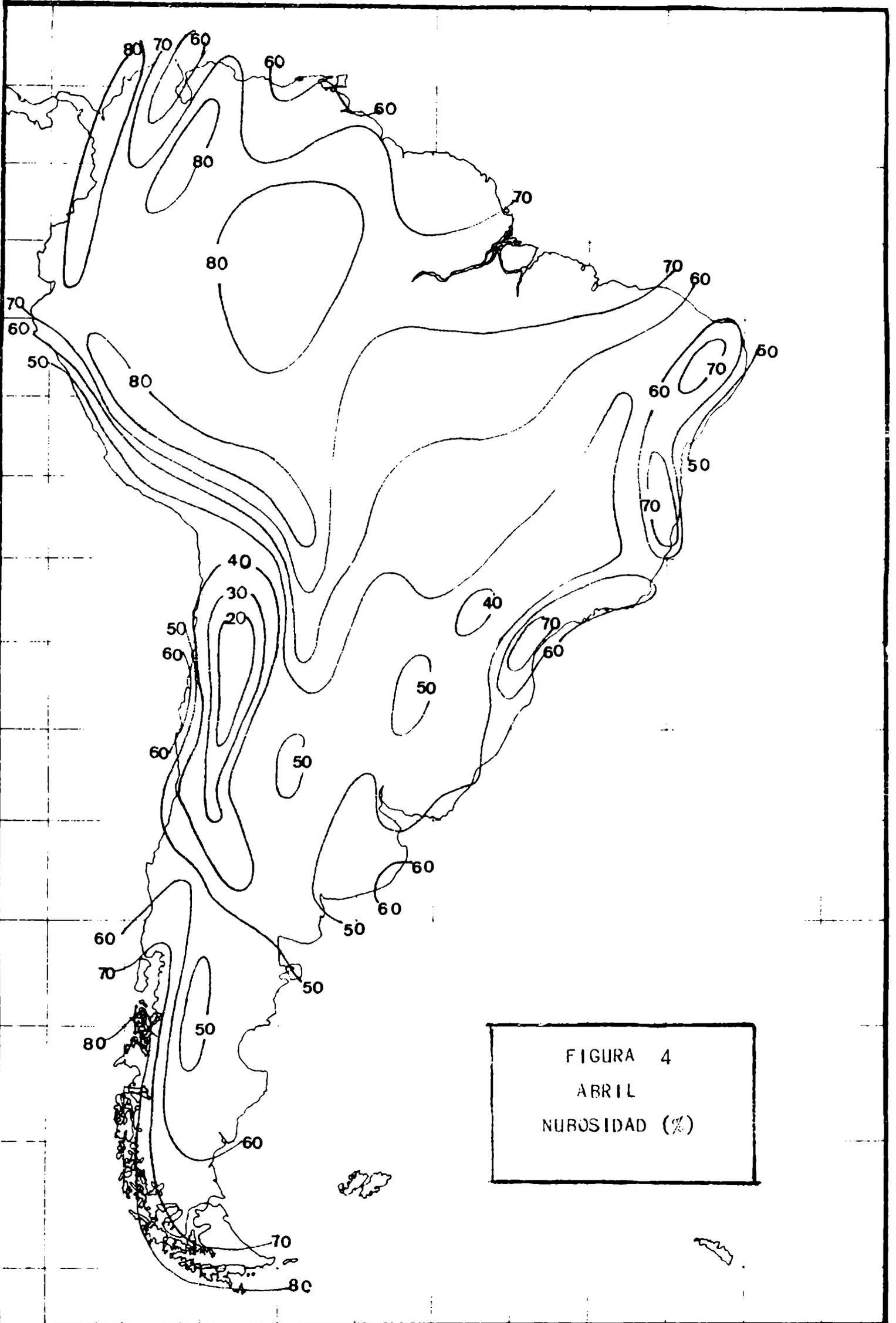


FIGURA 3
MARZO
NUBOSIDAD (%)

ESC



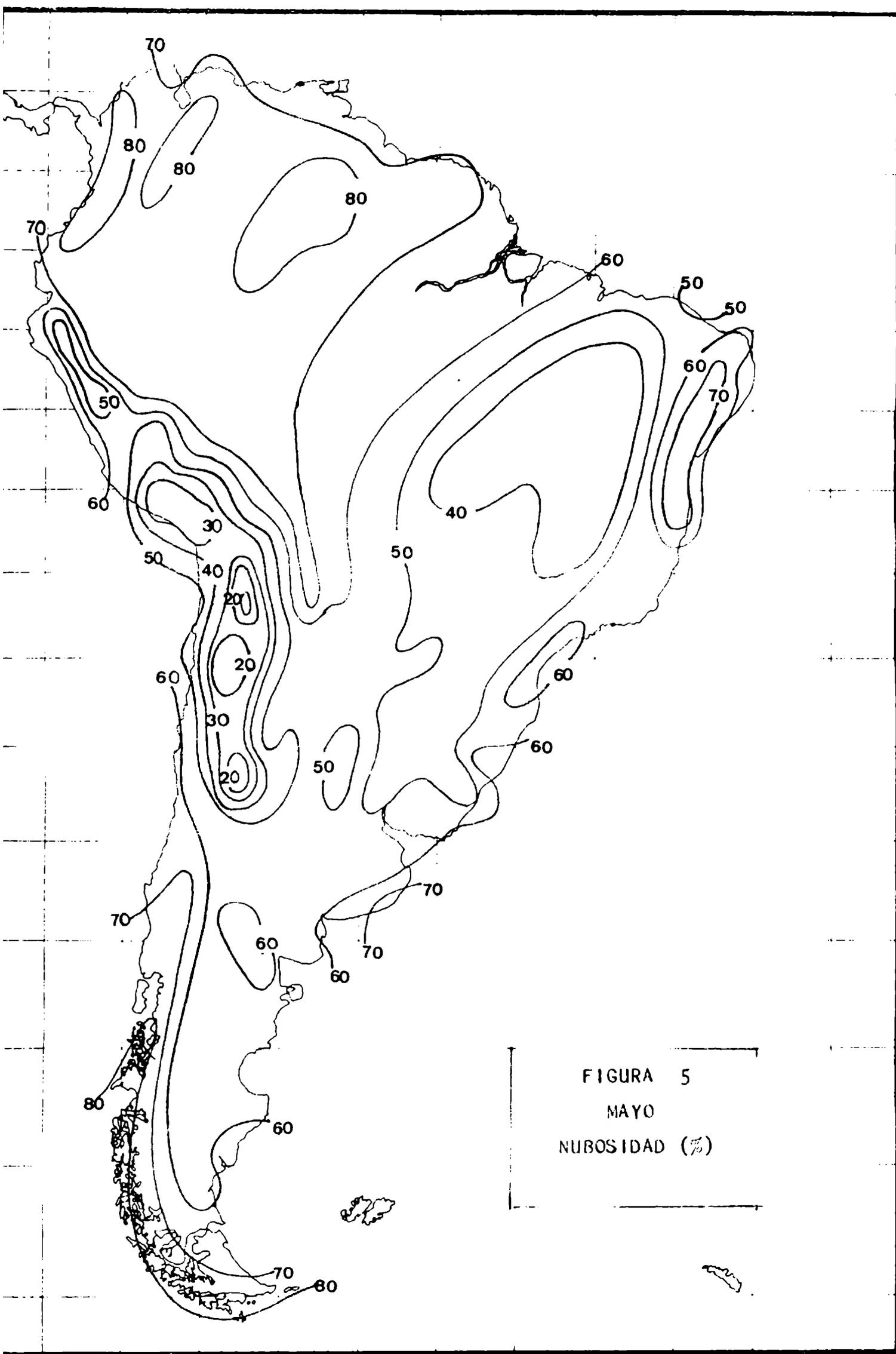


FIGURA 5
MAYO
NUBOSIDAD (%)

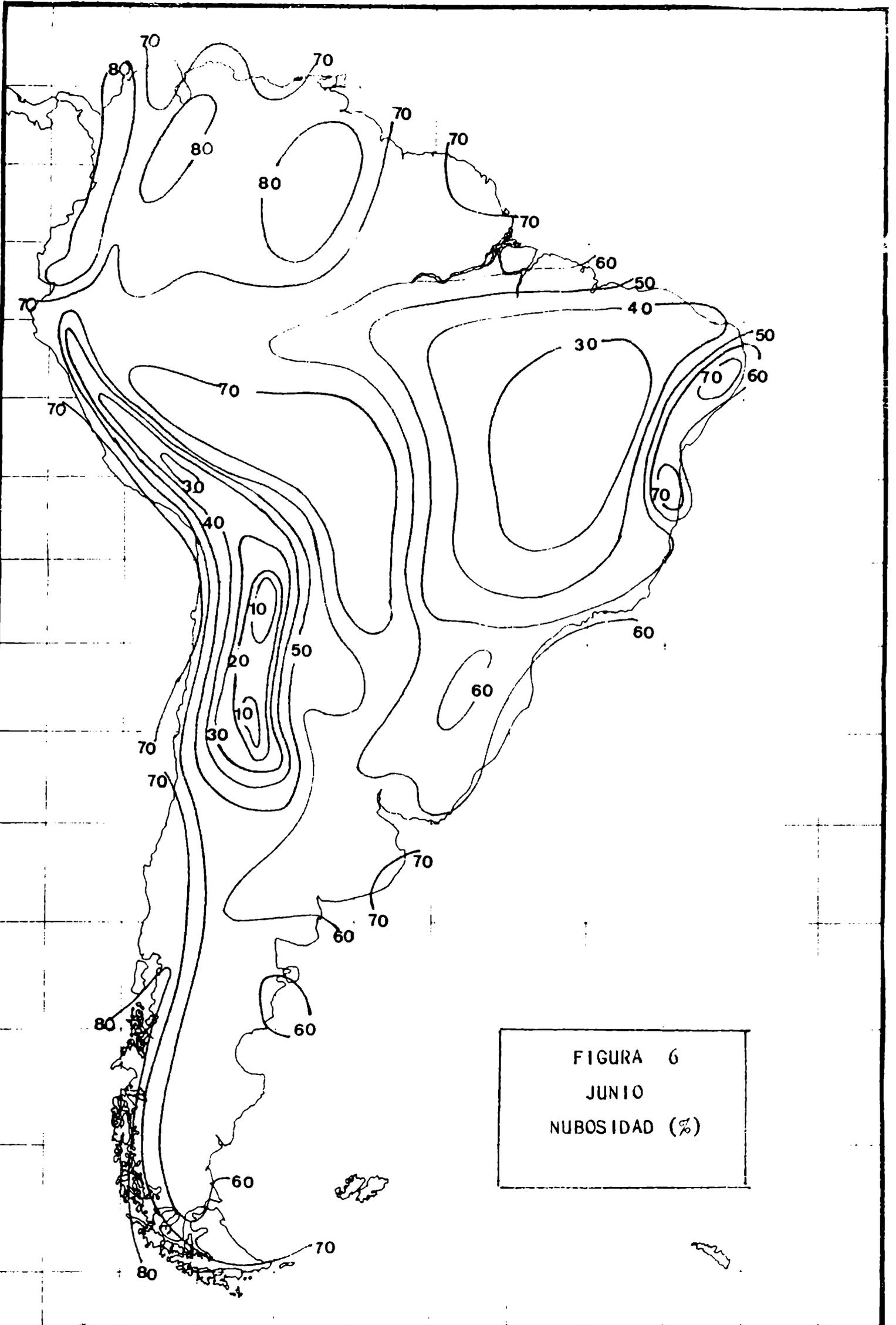


FIGURA 6
JUNIO
NUBOSIDAD (%)

ESC

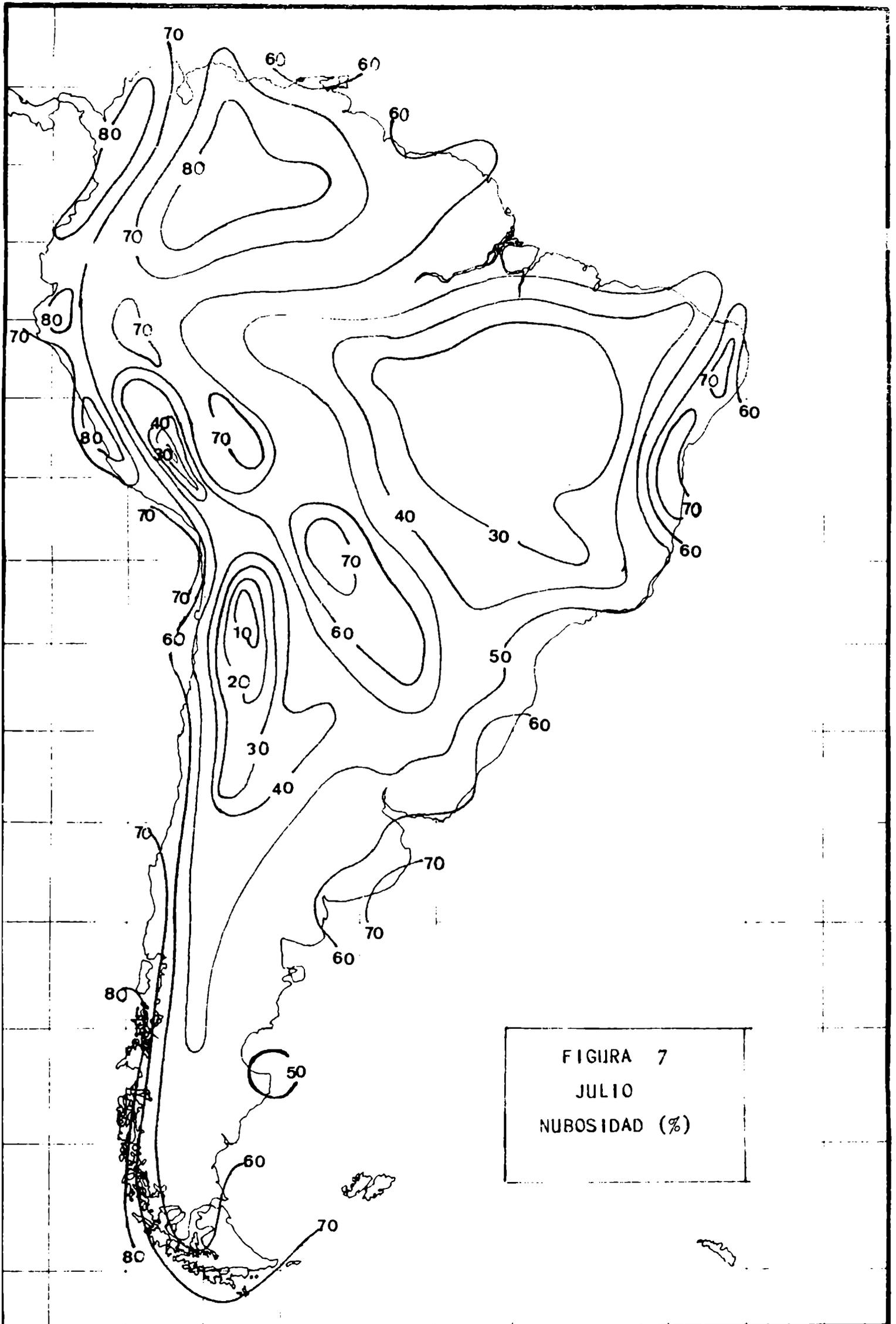


FIGURA 7
JULIO
NUBOSIDAD (%)

ed

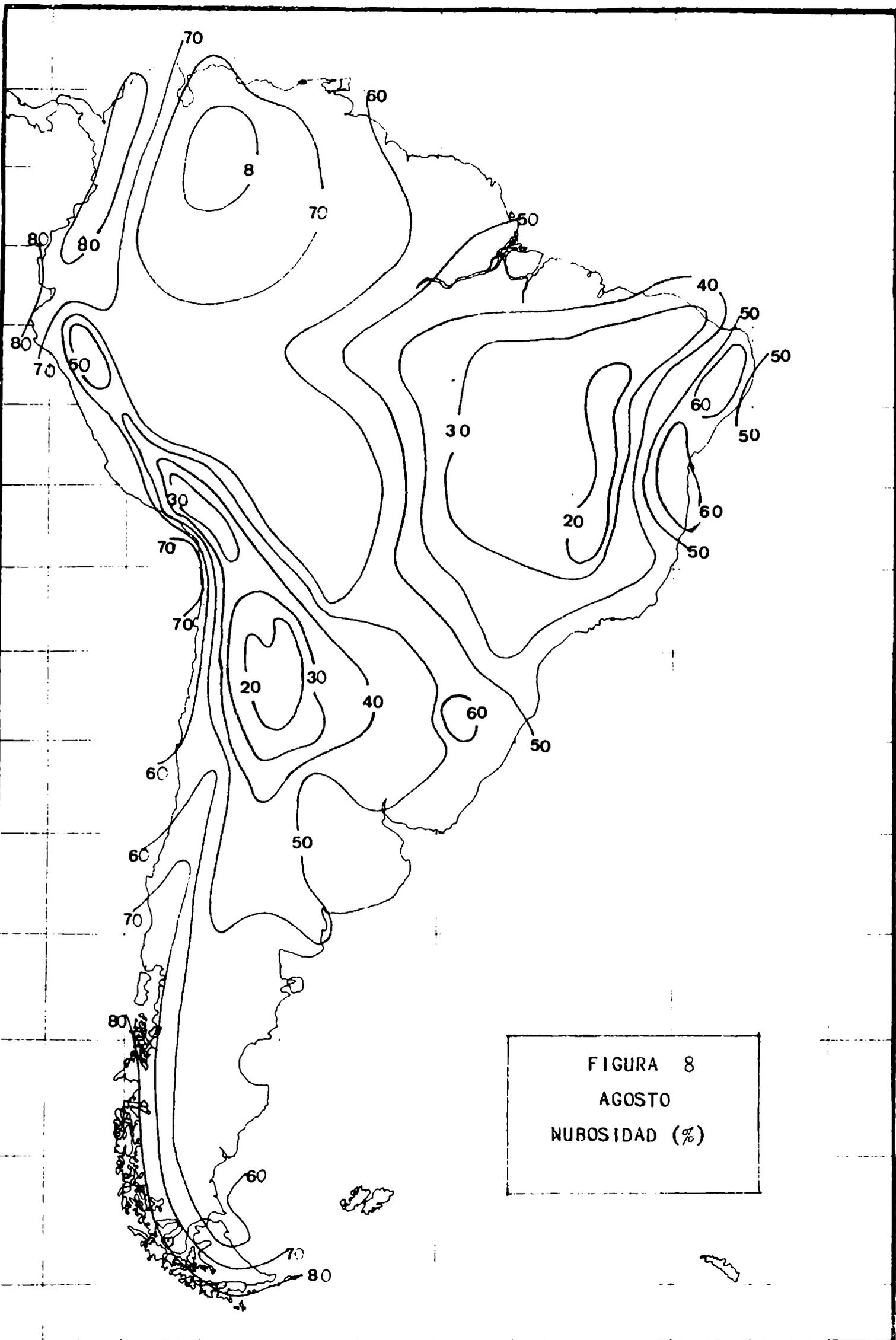


FIGURA 8
AGOSTO
NUBOSIDAD (%)

17c

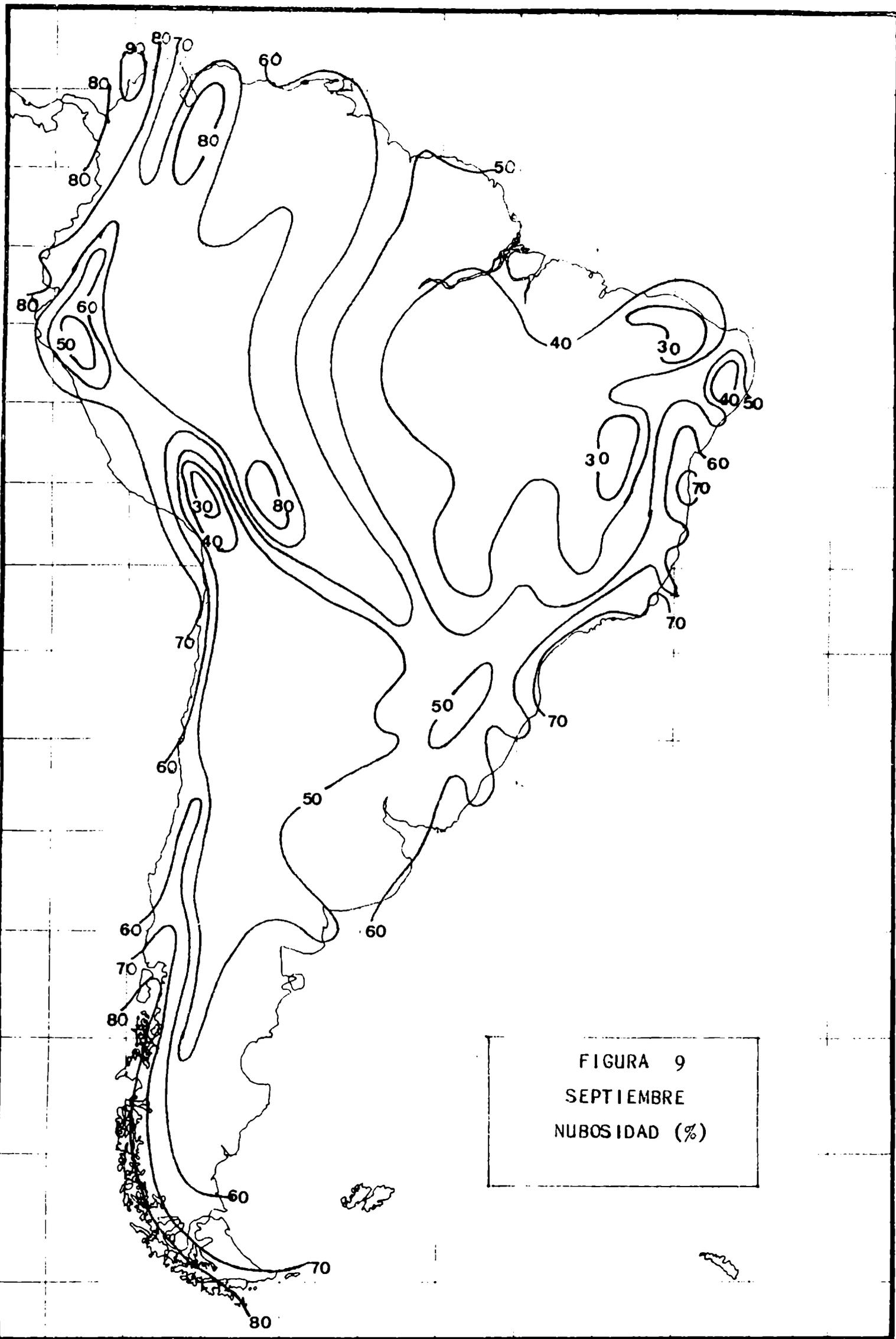


FIGURA 9
SEPTIEMBRE
NUBOSIDAD (%)

etc

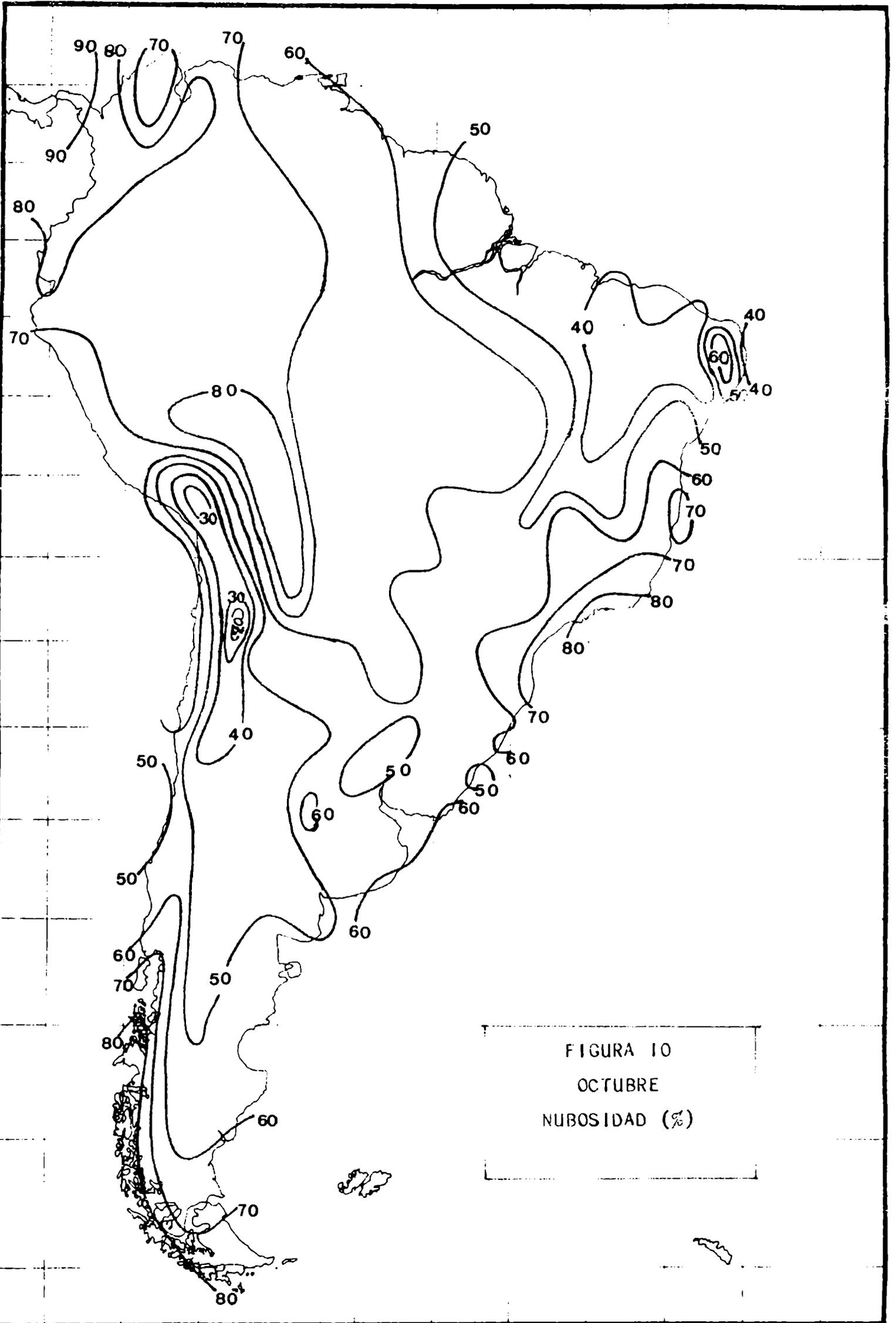


FIGURA 10
OCTUBRE
NUBOSIDAD (%)

PC

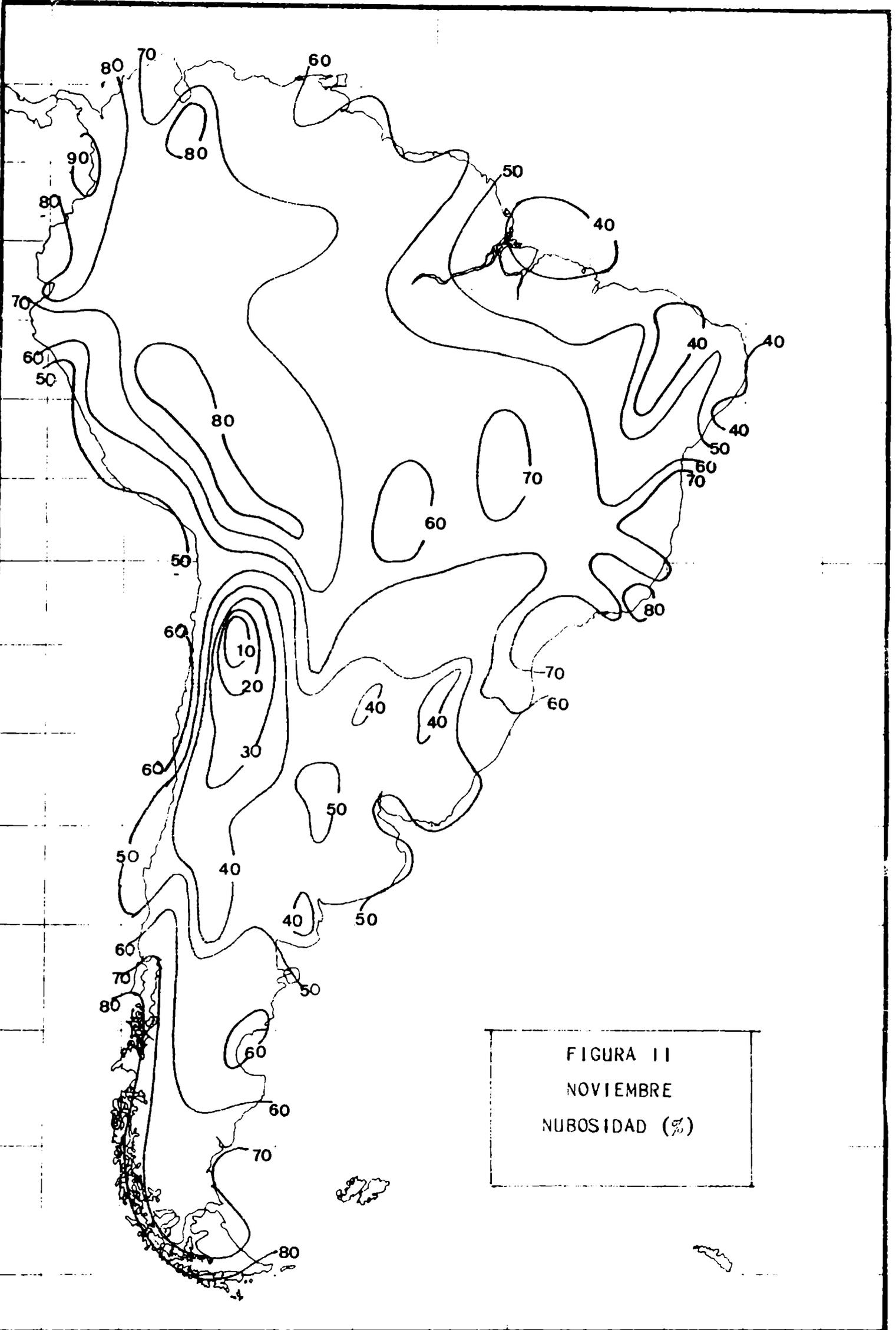
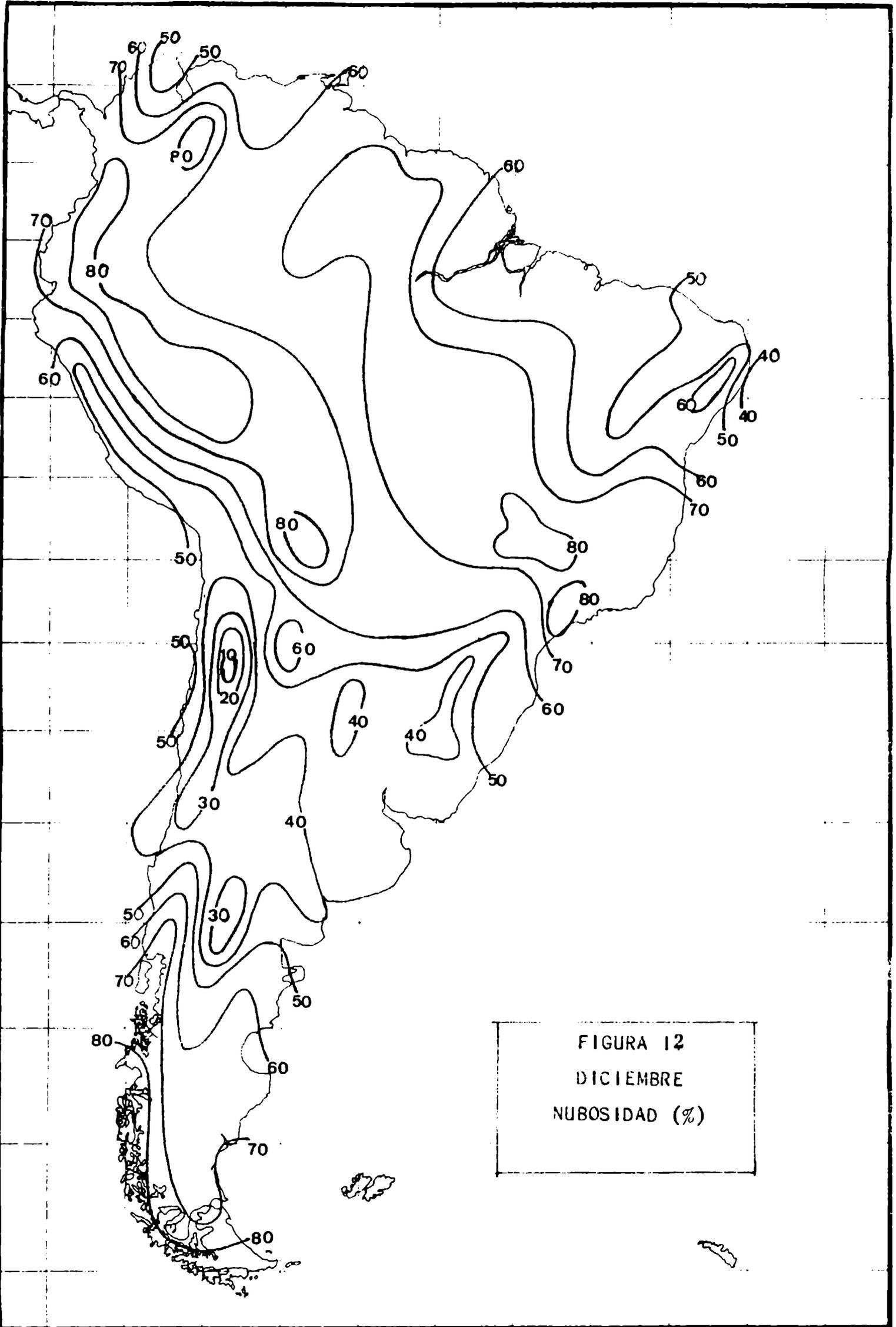


FIGURA II
NOVIEMBRE
NUBOSIDAD (%)



C

3. DISTRIBUCIÓN DE LA HELIOFANÍA

3.1 - Relación entre Nubosidad y Heliofanía

Teniendo en cuenta que el número de datos de Heliofanía existente es mucho menor que en el caso de la Nubosidad, parece lógico intentar calcular unos a partir de los otros.

Exell (1) usa curvas de Nubosidad vs. Heliofanía obtenidas empíricamente para calcular la Heliofanía de lugares donde sólo cuenta con datos de Nubosidad, en Tailandia, con buenos resultados.

La idea de Exell parece razonable, pero los valores por él obtenidos seguramente no tendrían validez para cualquier lugar y época del año.

Parece correcto pensar que la relación entre Nubosidad y Heliofanía relativa debe ser del tipo

$$Hr = p - qN \quad (1)$$

donde p y q son valores experimentales diferentes para cada región y época del año. En particular p corresponderá a la Heliofanía relativa para días totalmente claros y tiene una variación geográfica y estacional mucho menor que q y por lo tanto es razonable tomar a p como constante.

En forma arbitraria se tomó $p = 0,97$. Cabe señalar que para $N = 0$ nunca puede ser p mayor que 1 y en la práctica nunca es menor que 0,80. De todas maneras, al calcular q después de fijado p , el error cometido en Hr como consecuencia de la elección arbitraria de p , entre los límites señalados, resulta despreciable.

Para calcular q se tomaron valores de Hr y N de 50 estaciones de Argentina, Chile, Brasil, Perú, Ecuador y Venezuela y se trazaron líneas de iguales valores del parámetro. A título de

256

ejemplo se muestran los resultados obtenidos para los meses de junio y diciembre (figuras 13 y 14).

Finalmente, se calculó la Heliofanía absoluta (H) de acuerdo con la siguiente relación

$$H = D (p - qN) \quad (2)$$

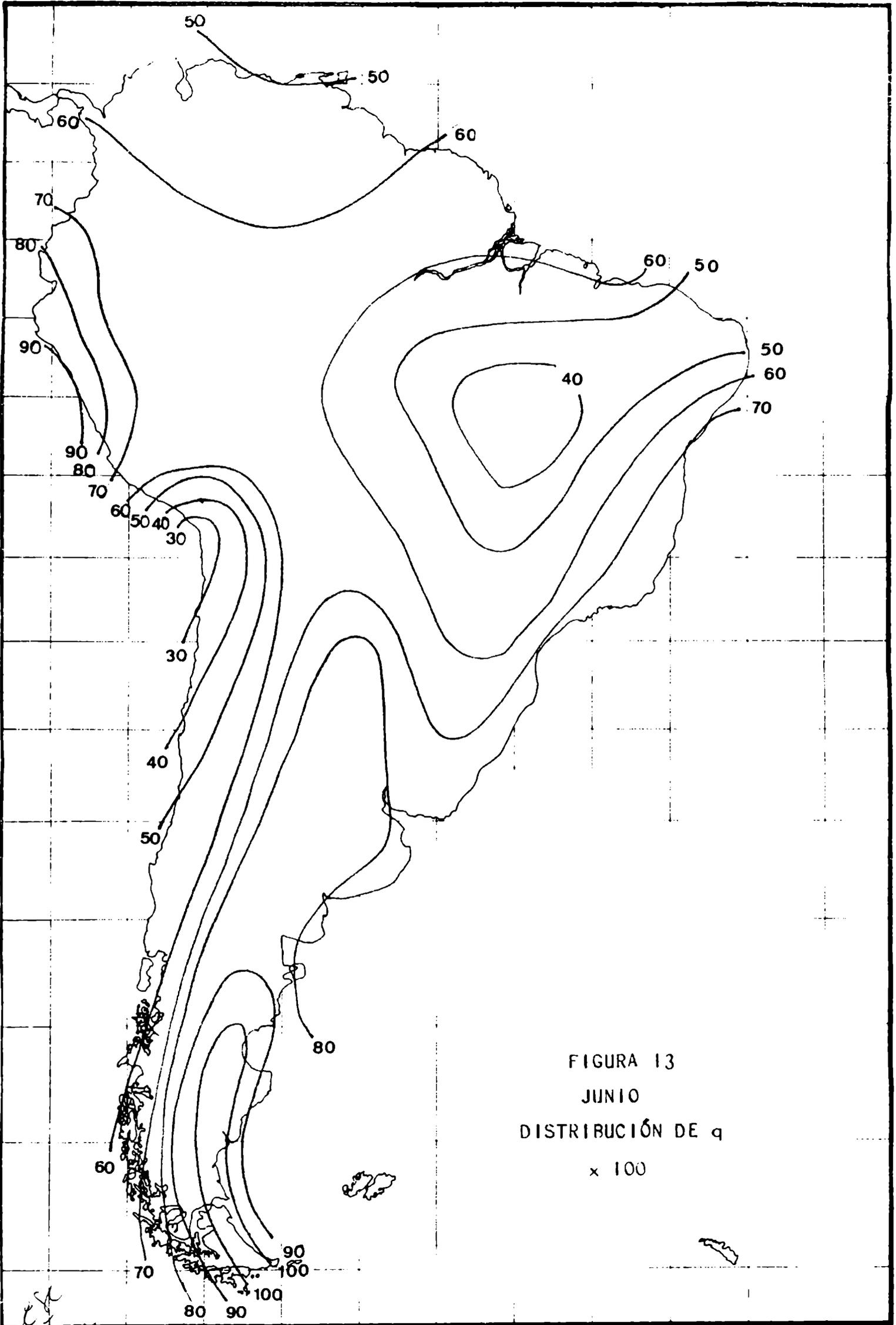
donde D es una función de la latitud que representa la duración media del día entre la salida y la puesta del sol, multiplicado por 30 (treinta). Esto implica que todos los meses tienen treinta días y obliga a efectuar ajustes para calcular los valores reales, pero tiene la ventaja de mostrar mejor la marcha anual de la Heliofanía y permitir una buena comparación de las diferentes épocas del año.

3.2 - Resultados obtenidos

La simple comparación de las figuras 1 a 12 (Nubosidad) con las 15 a 26 (horas de sol) permite observar que no se trata de un simple cambio de los máximos por los mínimos y viceversa para pasar de una configuración a otra. Lógicamente la duración del día a diferentes latitudes determinará cambios en el gradiente norte-sur, pero ese, como ya se vio, no es el único factor.

La circulación general de la atmósfera, unida a las topografías regionales, distribución de tierra y mar, etc., determinarán, para una nubosidad media dada, las características físicas medias de esa nubosidad. El parámetro q de las relaciones (1) y (2) representa en forma aproximada la proporción de nubosidad que no permite el paso de Radiación Directa respecto de la Nubosidad total. Este parámetro será entonces, con la metodología de cálculo propuesta, el determinante de los cambios de gradiente a lo largo de un paralelo.

La primera diferencia que se observa entre Nubosidad



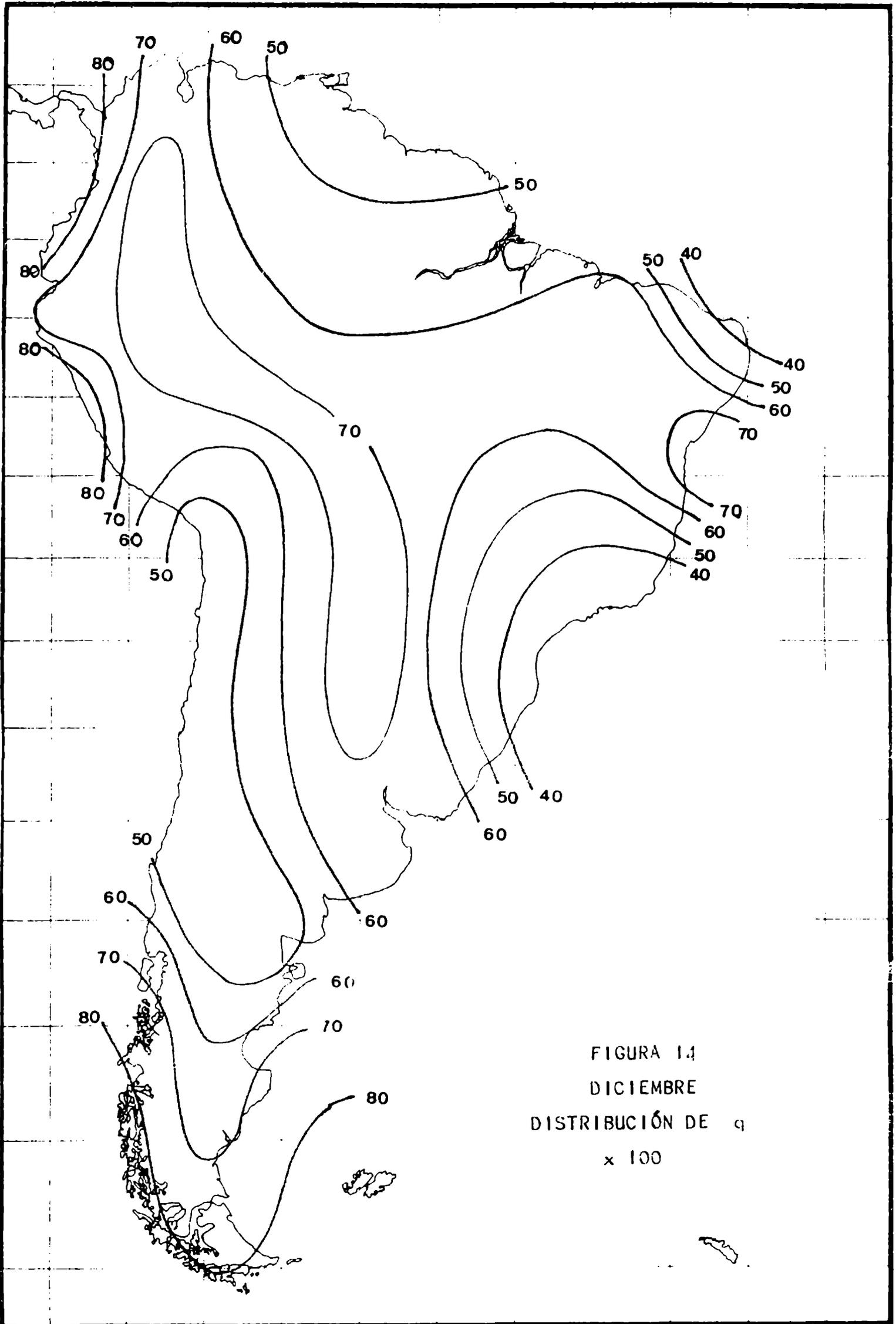


FIGURA 14
 DICIEMBRE
 DISTRIBUCIÓN DE q
 x 100

48

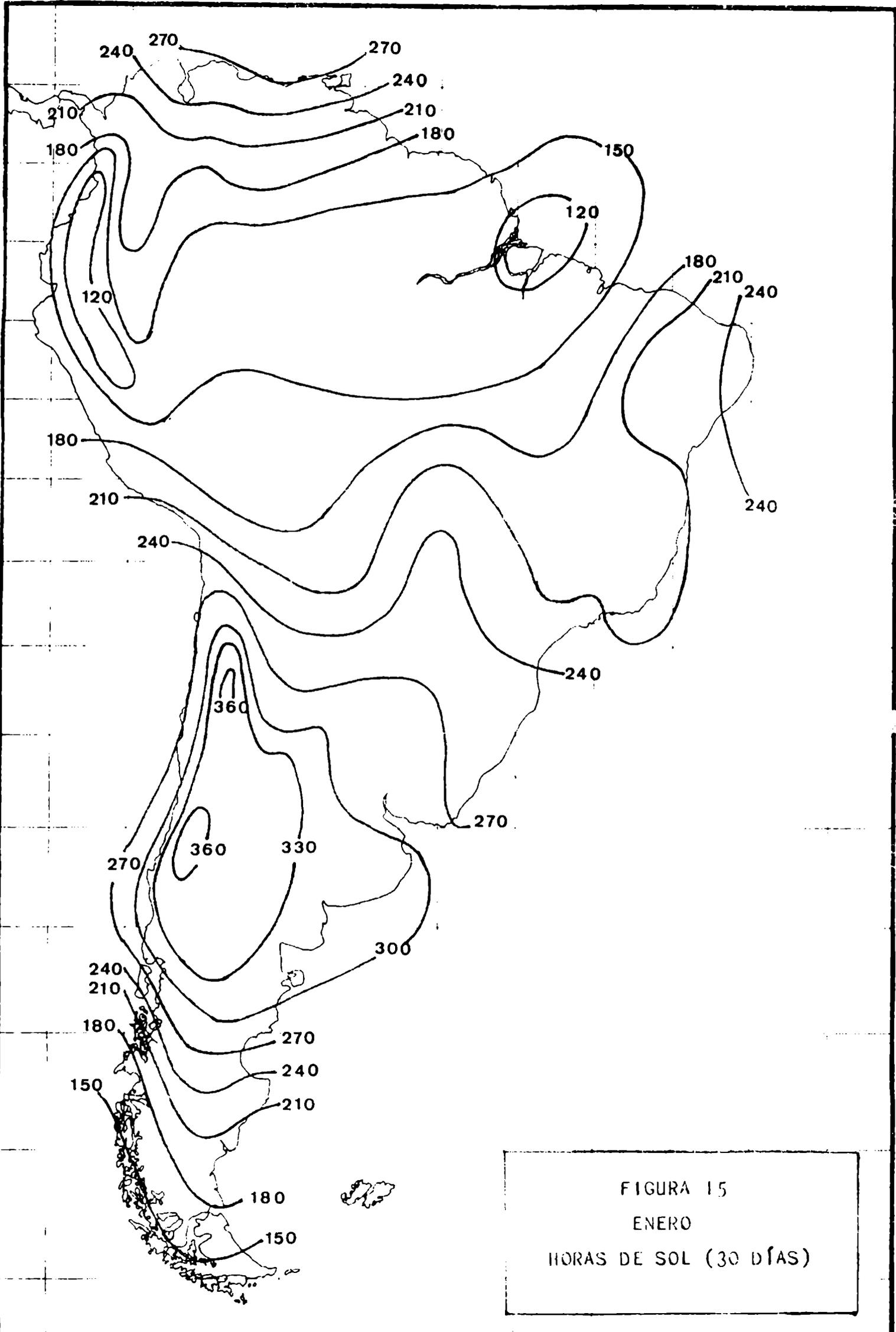


FIGURA 15
ENERO
HORAS DE SOL (30 DÍAS)

986

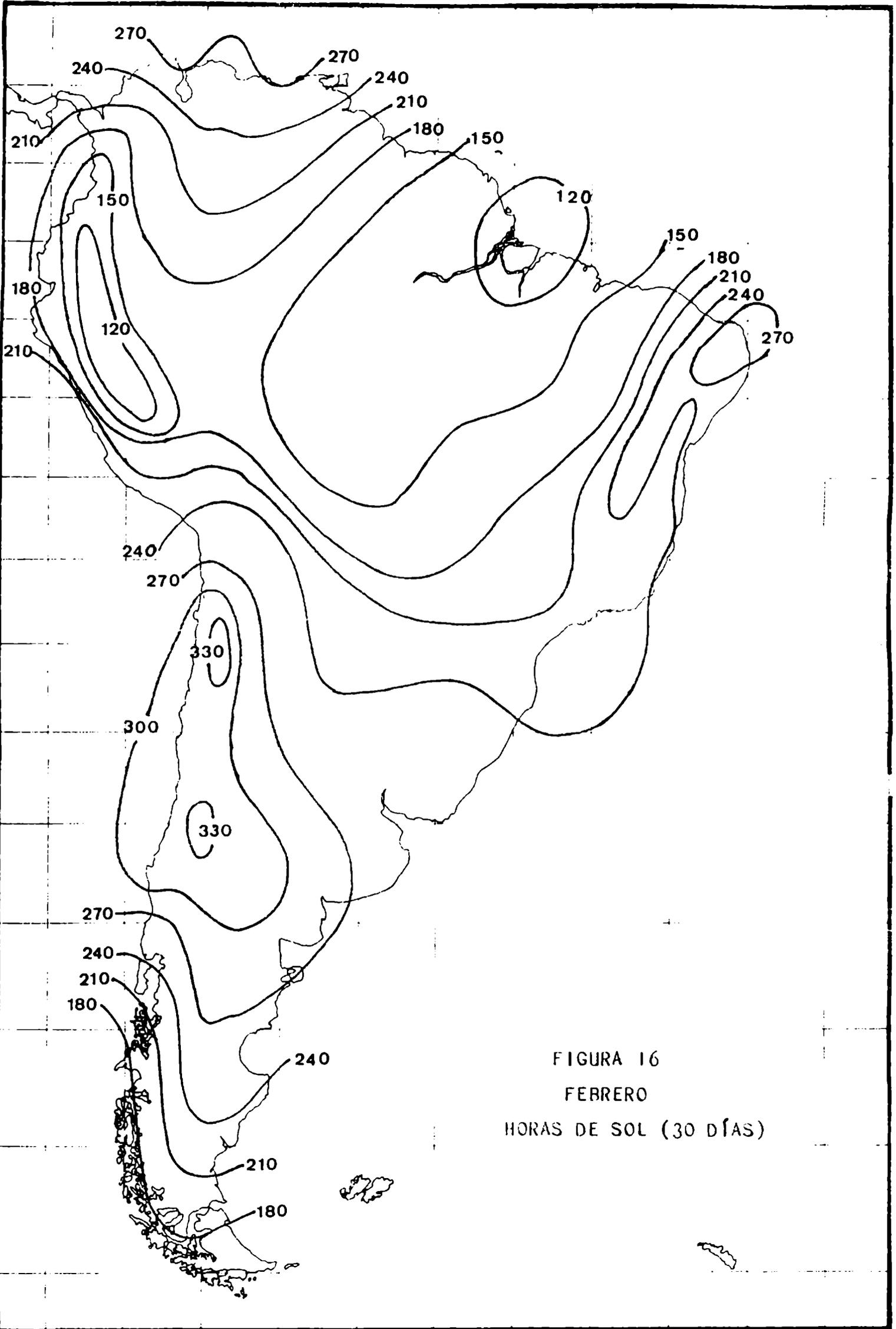


FIGURA 16
FEBRERO
HORAS DE SOL (30 DÍAS)

23

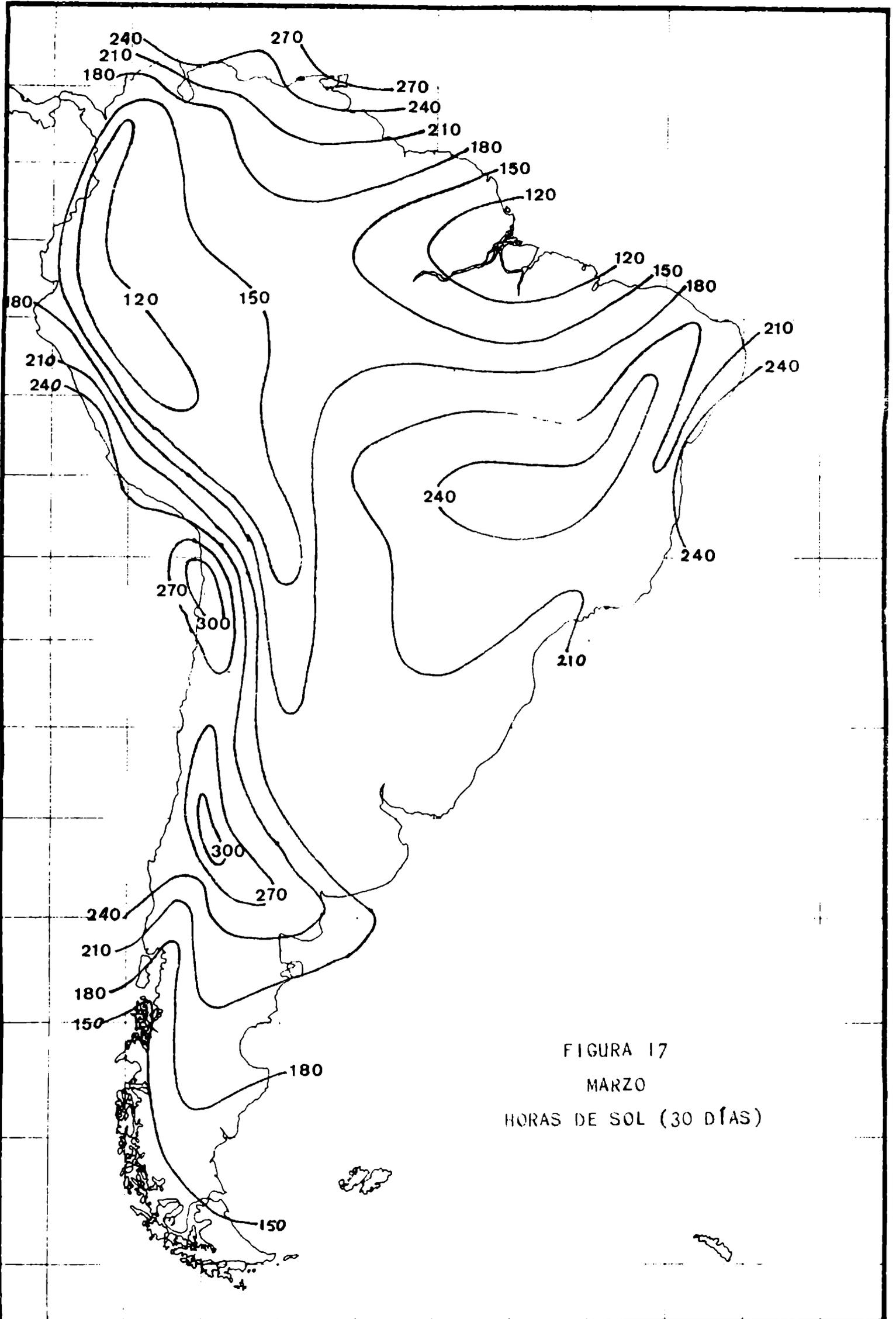


FIGURA 17
MARZO
HORAS DE SOL (30 DÍAS)

9/6

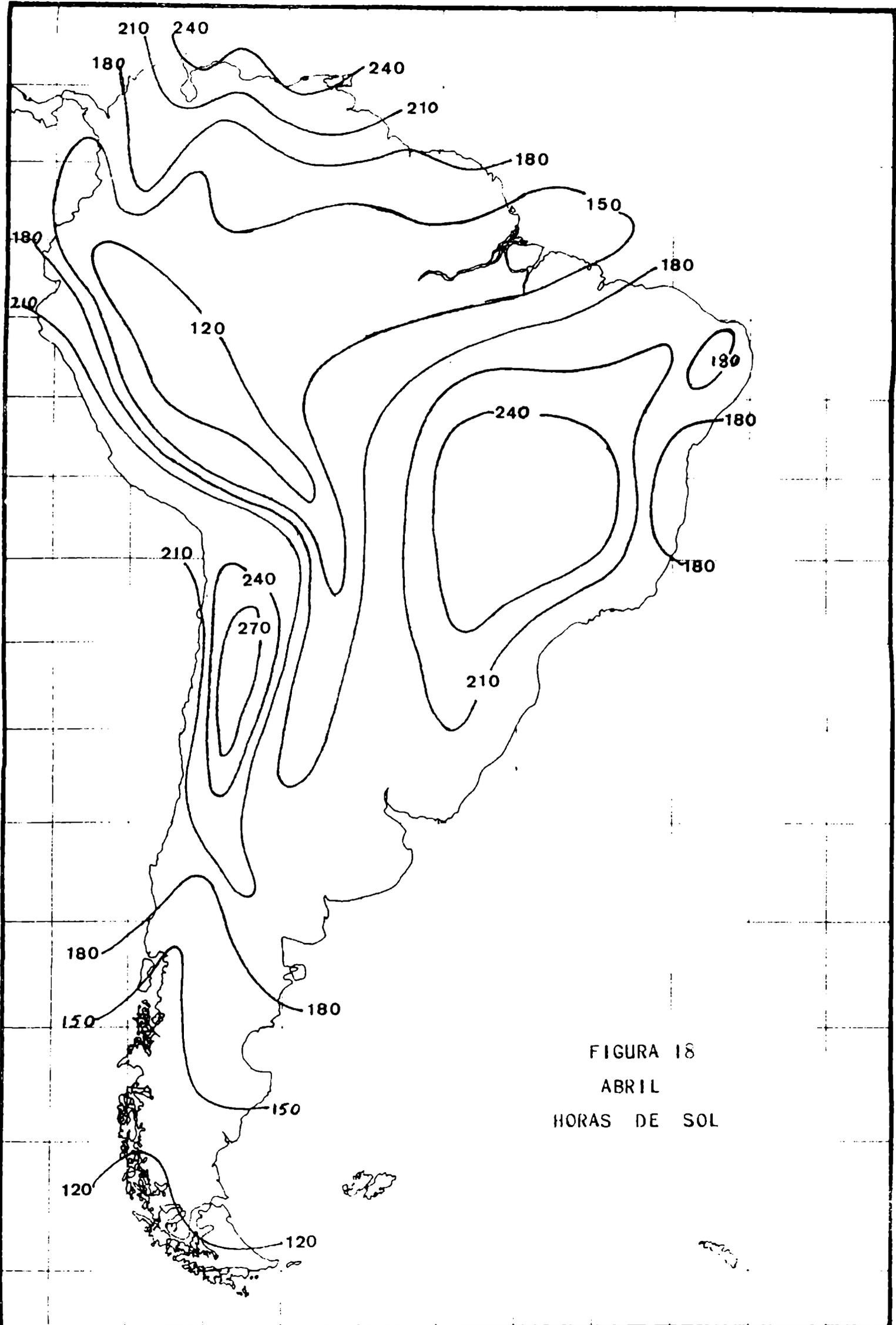


FIGURA 18
ABRIL
HORAS DE SOL

P/C

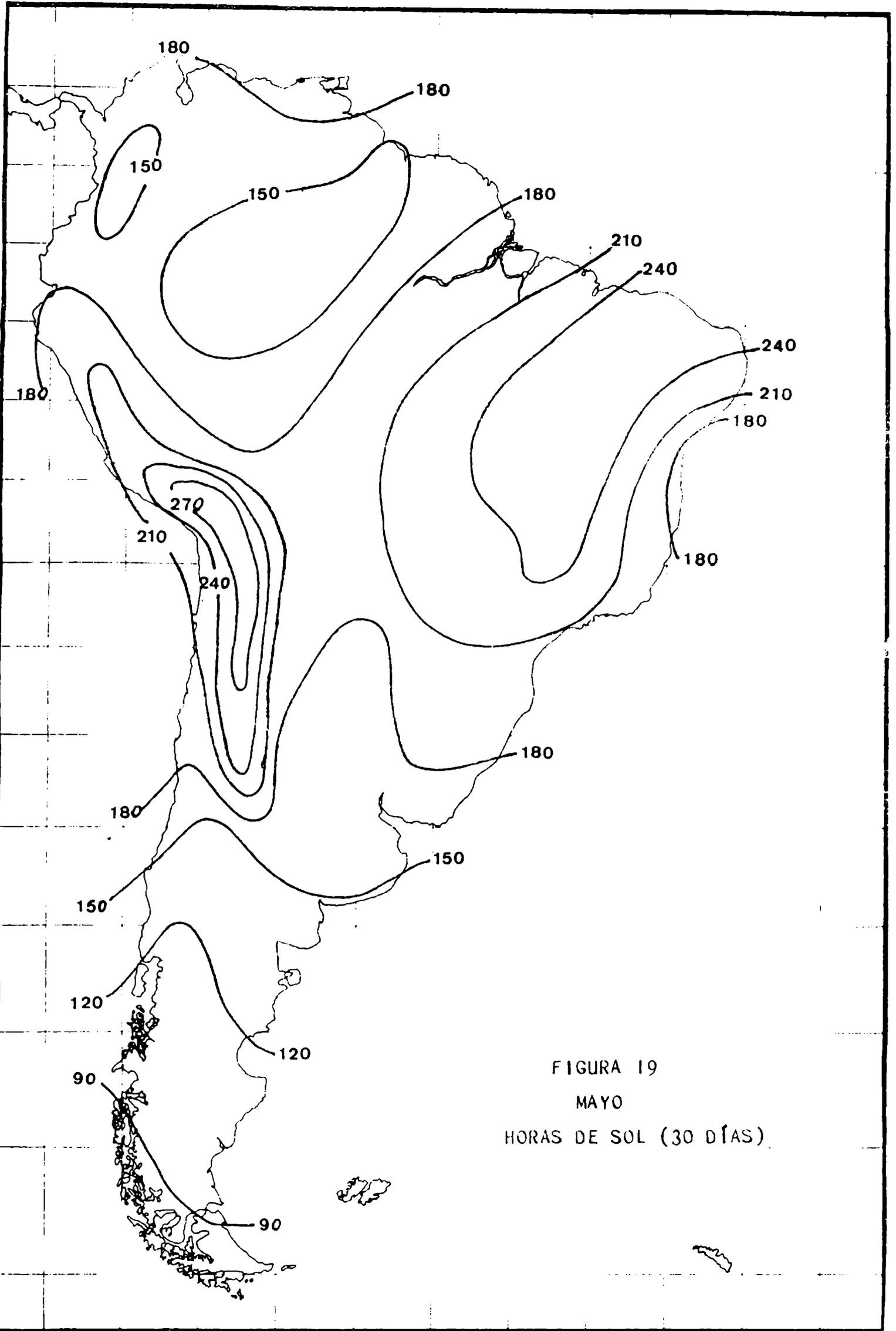


FIGURA 19
MAYO
HORAS DE SOL (30 DÍAS)

sc

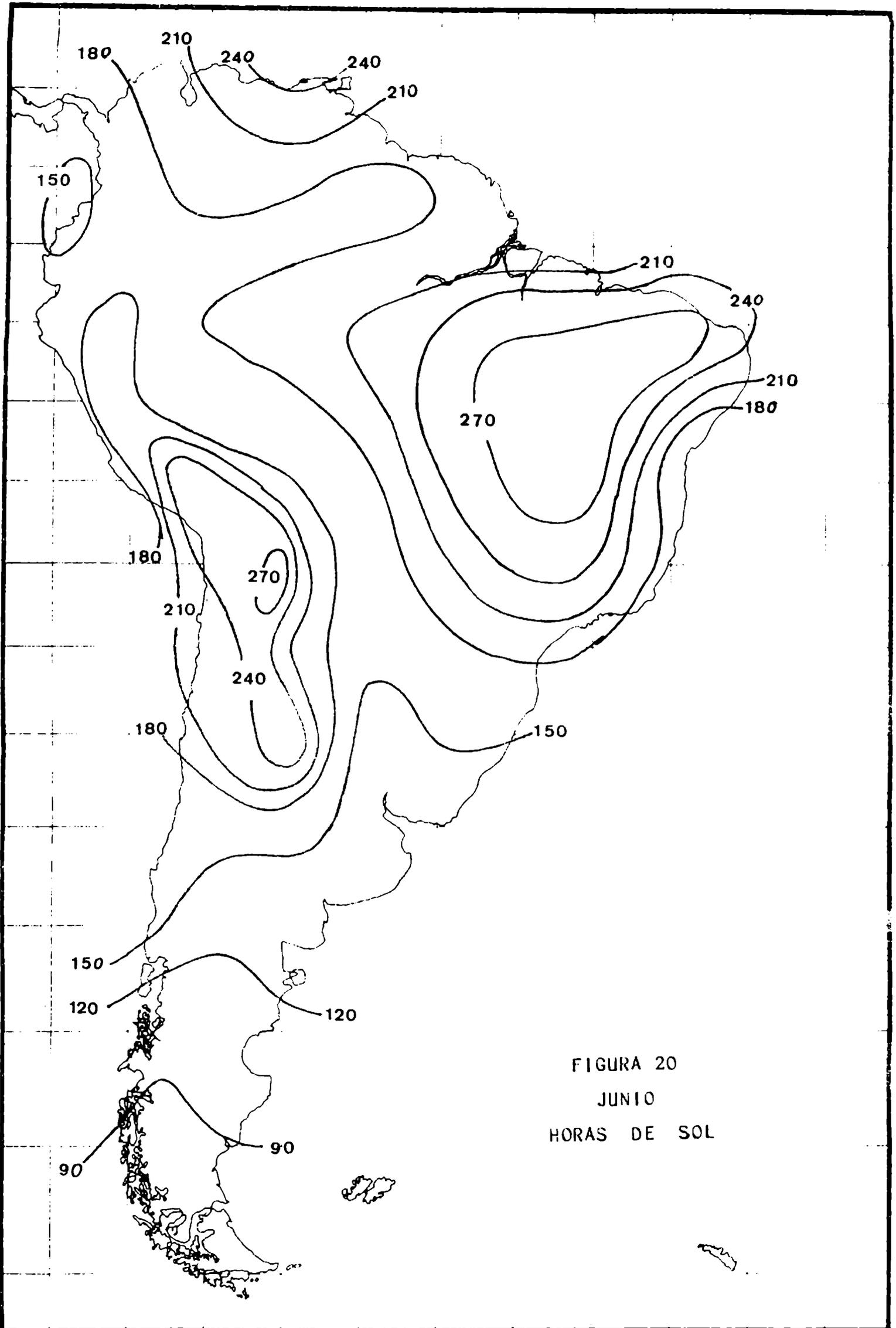


FIGURA 20
JUNIO
HORAS DE SOL

24

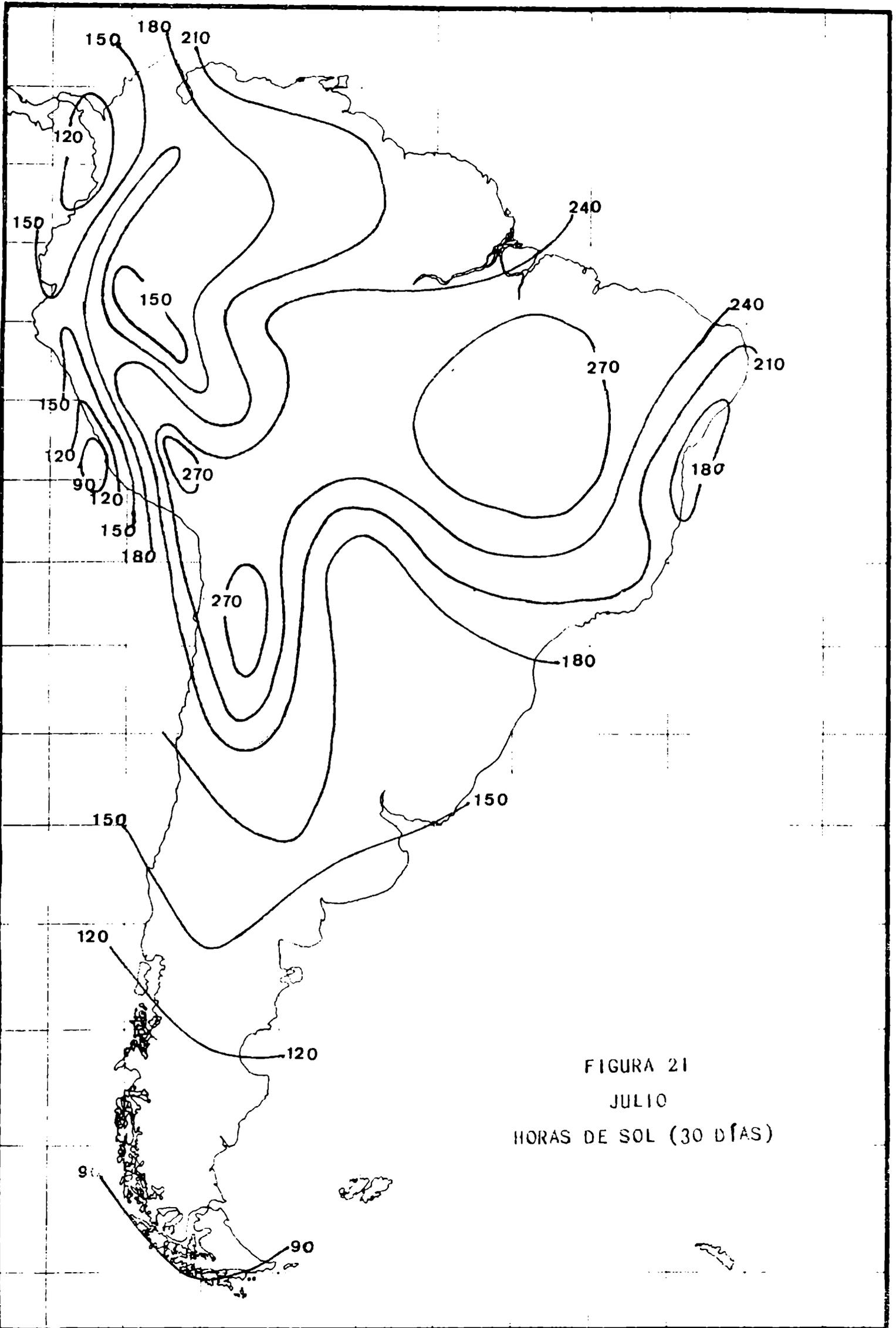


FIGURA 21
JULIO
HORAS DE SOL (30 DÍAS)

28

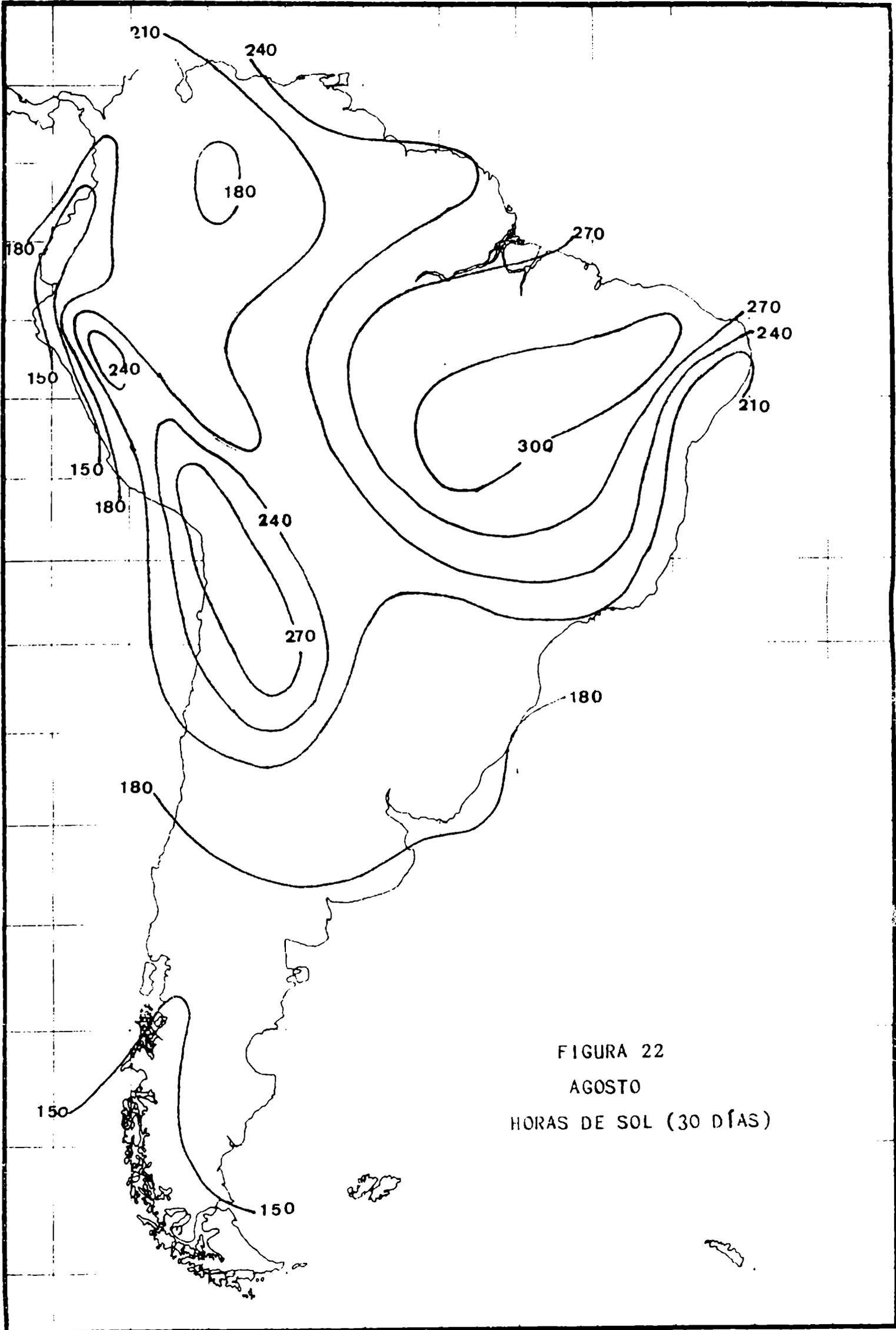


FIGURA 22
AGOSTO
HORAS DE SOL (30 DÍAS)

SC

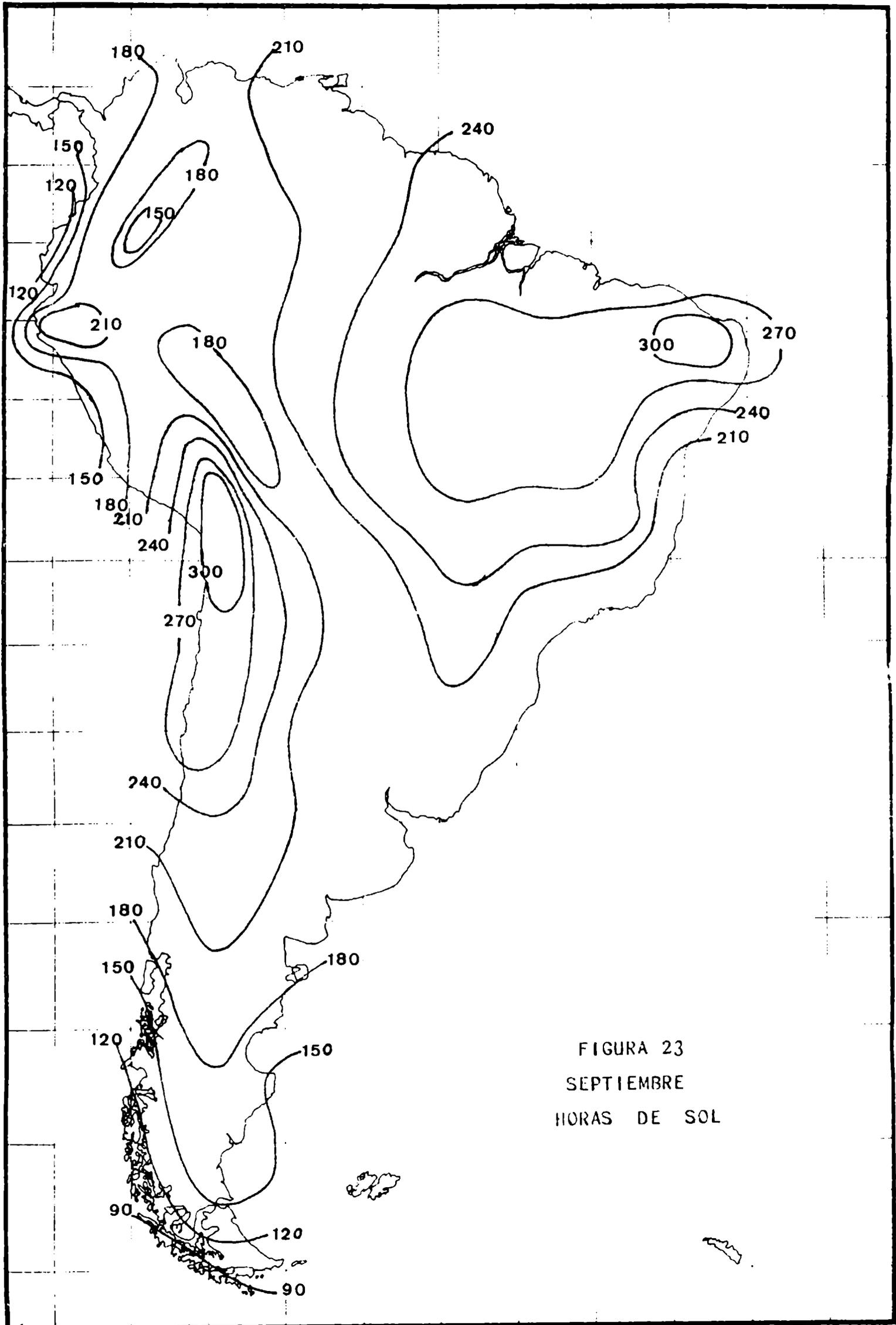


FIGURA 23
SEPTIEMBRE
HORAS DE SOL

1960

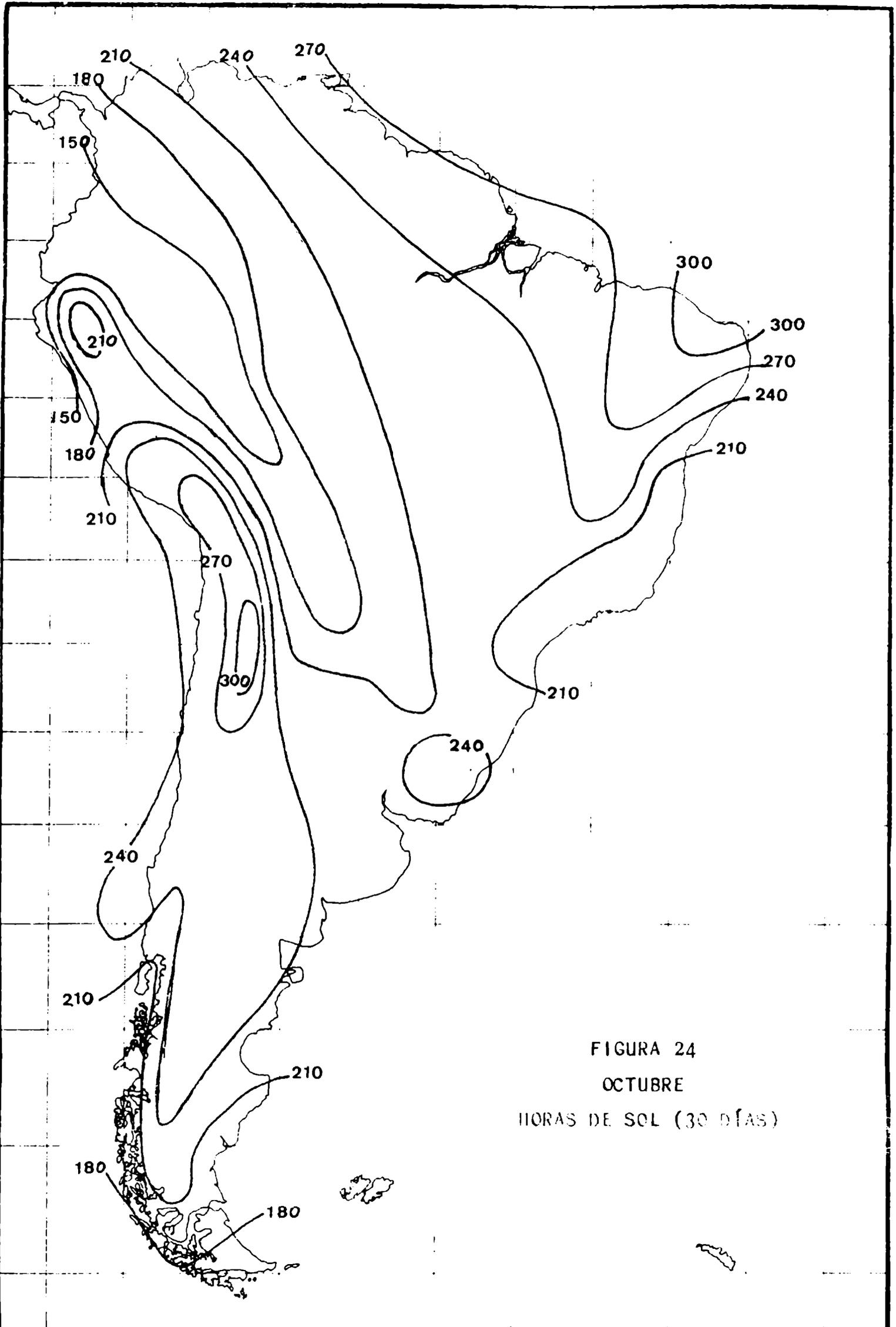


FIGURA 24
OCTUBRE
HORAS DE SOL (30 DÍAS)

150

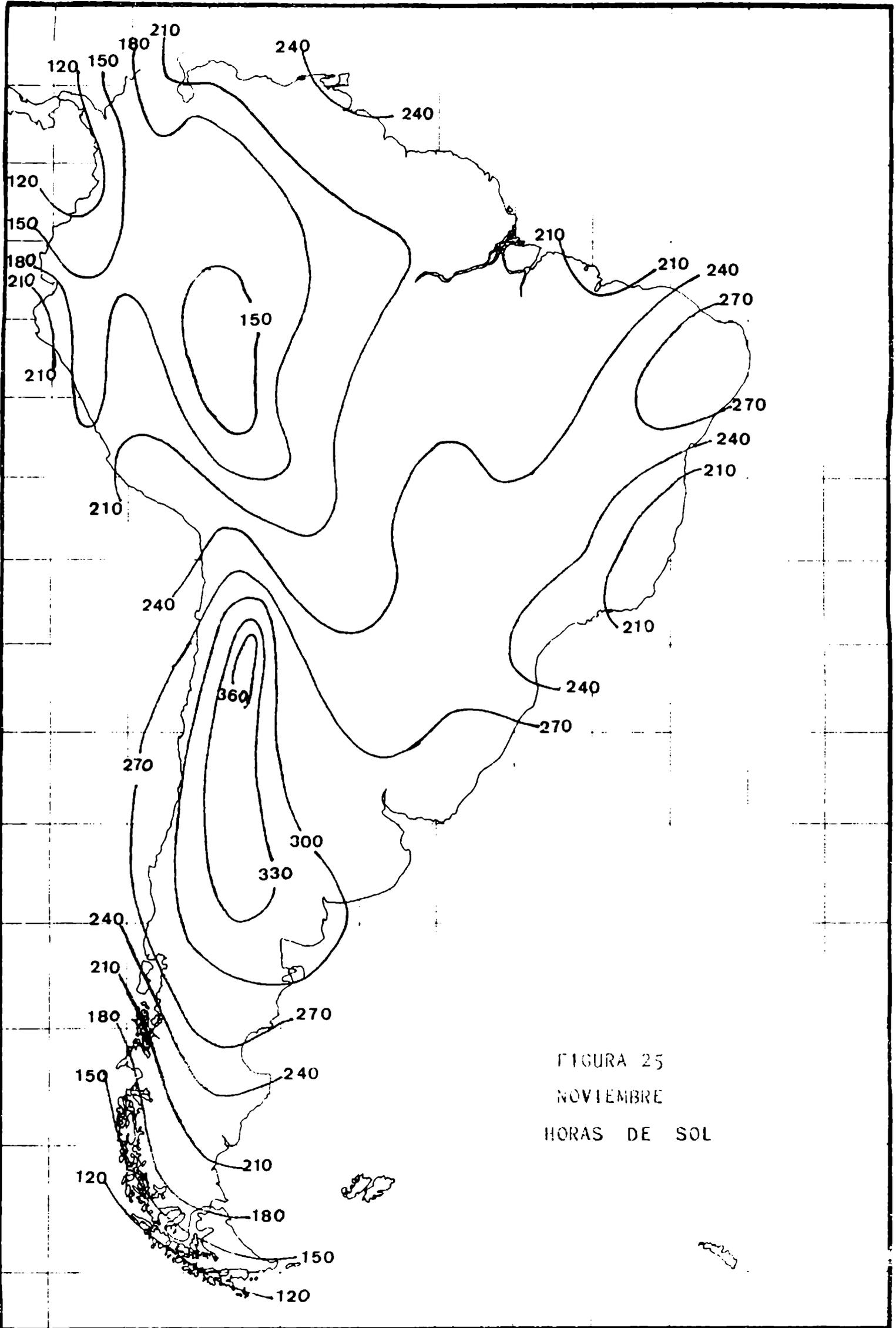


FIGURA 25
NOVIEMBRE
HORAS DE SOL

asc

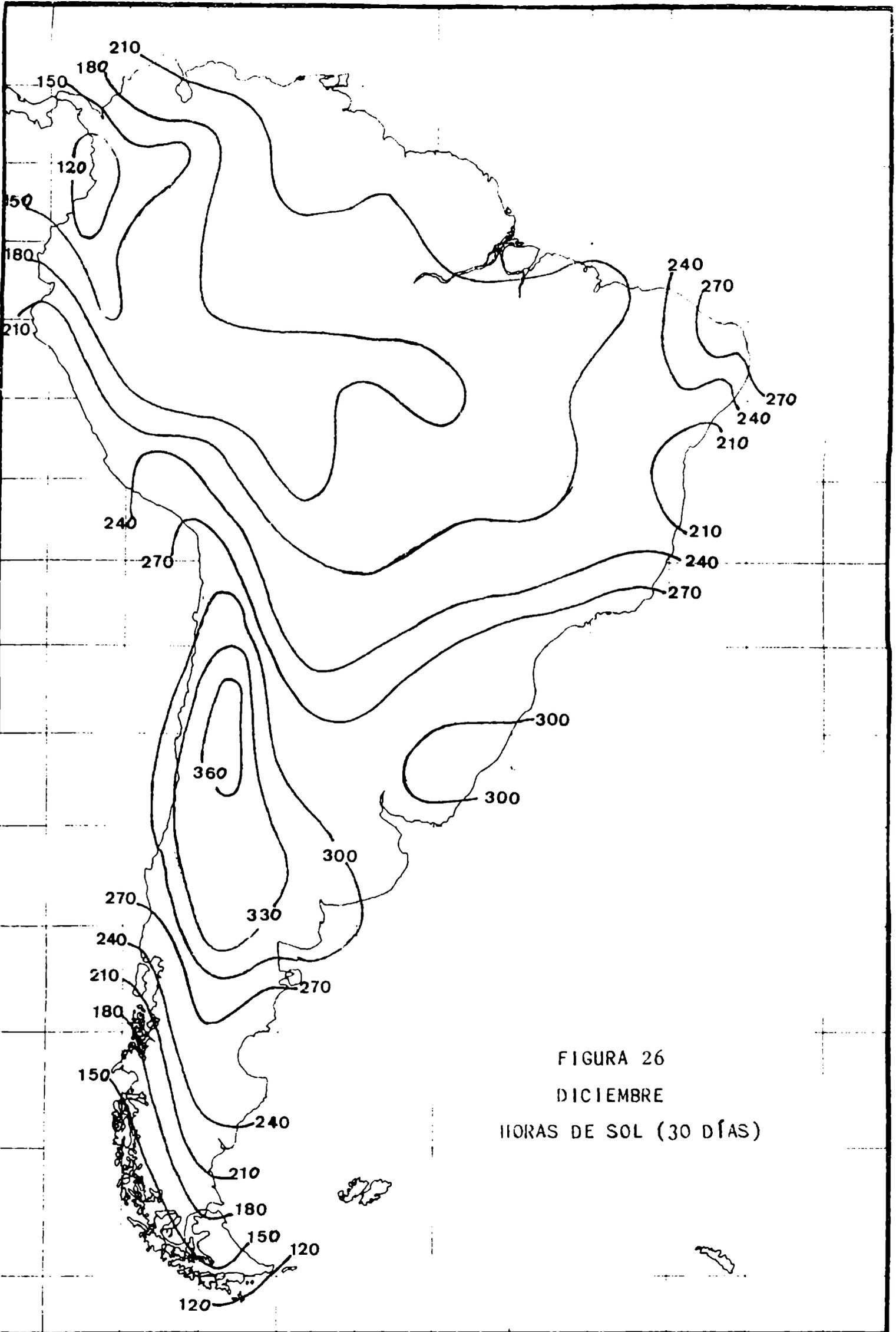


FIGURA 26
DICIEMBRE
HORAS DE SOL (30 DÍAS)

EPIC

y Heliofanía es que la relación entre los máximos y mínimos que para el primer parámetro oscila entre 5 y 10, para el segundo se reduce de manera considerable y varía entre 2 y 4.

La configuración, en líneas generales, se mantiene, pero en los meses de enero, febrero y marzo aparece un mínimo en la desembocadura del río Amazonas que no corresponde a ningún máximo de Nubosidad.

Debido a la variación norte-sur de la duración del día las líneas de igual número de horas de sol tienden a ser más zonales, disminuyendo el fuerte gradiente que marca la nubosidad en toda la región andina.

El máximo absoluto mensual en primavera, verano y otoño se encuentra en la zona andina entre 20°S y 40°S, en los meses de invierno se desplaza al noroeste brasileño. Los valores oscilan entre 290 horas/mes en abril y 375 horas/mes en diciembre.

En los meses de enero, febrero y marzo el mínimo absoluto corresponde a la desembocadura del río Amazonas y alcanza valores de 100 horas/mes, para el resto del año el mínimo se desplaza hacia el extremo sur del continente y cae, en el mes de junio, a menos de 70 horas/mes de Heliofanía.

4. RADIACIÓN GLOBAL EN PLANO HORIZONTAL

4.1 - Datos observacionales

Como ya fue mencionado, el número de datos observacionales de radiación es relativamente pequeño y las series en general son cortas y en muchos casos discontinuas. Esto, normalmente, obligaría a trabajar con promedios de un número variable de años en períodos no simultáneos.

25

Un inconveniente adicional que se agrega al problema es la falta de homogeneidad del instrumental utilizado y el no siempre eficiente mantenimiento del mismo.

El mayor número de observaciones existente hasta el presente fue realizado con piranógrafos tipo Robitzsch que mide la diferencia de deflexión de dos placas bimetálicas pintadas de negro y blanco respectivamente. Este instrumento tiene un retardo apreciable y da errores de consideración cuando se observan valores puntuales; sin embargo, cuando se trata de obtener valores medios mensuales el error disminuye considerablemente (menos de 5%). El problema principal que presentan las observaciones realizadas con piranógrafos se debe al hecho de que en numerosos casos el instrumento no fue recalibrado en mucho tiempo, habiendo observado en ocasiones errores superiores al 10% debidos a esa causa.

En los últimos 15 años creció considerablemente el número de solarígrafos (piranógrafos con sensores termoeléctricos tipo pila de Moll-Goczynski), pero su cantidad y distribución geográfica dista mucho de conformar una red de observaciones aceptable. Su costo conspira contra esta posibilidad.

El avance tecnológico ligado al desarrollo de los se miconductores, en particular a los elementos fotosensibles, ha permitido últimamente disponer de sensores de radiación de costo mucho menor y respuesta razonable. Algunos países sudamericanos están comenzando a instalar redes de observación sobre la base de estos dispositivos.

4.2 - Estimaciones indirectas para días claros

Las dificultades señaladas con las observaciones directas sugieren la necesidad de realizar estimaciones indirectas. Numerosos autores se han ocupado del tema usando diversas metodologías, desde especulaciones teóricas hasta técnicas estadísticas.

esc

Cuando se trata de estimar la Radiación Global en un día claro y para un instante dado del día, pueden obtenerse resultados aceptablemente buenos usando la relación propuesta por Berland (2)

$$Q = \frac{C \operatorname{Sen} h}{1 + f \operatorname{cosec} h} \quad (3)$$

donde Q es la Radiación Global, C es la constante solar, h es la altura solar y f es un coeficiente empírico que, según mediciones efectuadas por Berland, varía con la latitud y época del año entre 0,03 y 0,19.

Si tomamos $f = 0,10$ estimaremos el error cometido como consecuencia de esta aproximación.

Si en (3) multiplicamos numerador y denominador por $\operatorname{sen} h$ tenemos

$$Q = C \frac{\operatorname{Sen}^2 h}{f + \operatorname{sen} h} \quad (4)$$

Diferenciando será

$$dQ = C \frac{\operatorname{Sen}^2 h}{(f + \operatorname{sen} h)^2} df \quad (5)$$

para calcular el error porcentual debido a f realizamos el cociente de (5) dividido por (4) y multiplicamos por 100. Tenemos entonces

$$E (\%) = \frac{f - 0,10}{f + \operatorname{sen} h} \cdot 100 \quad (6)$$

En la figura 27 se han graficado los errores porcentuales cometidos para distintos f y distintas alturas solares cuando se toma $f = 0,10$. En general estos errores pueden reducirse en forma considerable haciendo:

$$f = 0,07$$

en el invierno

gsc

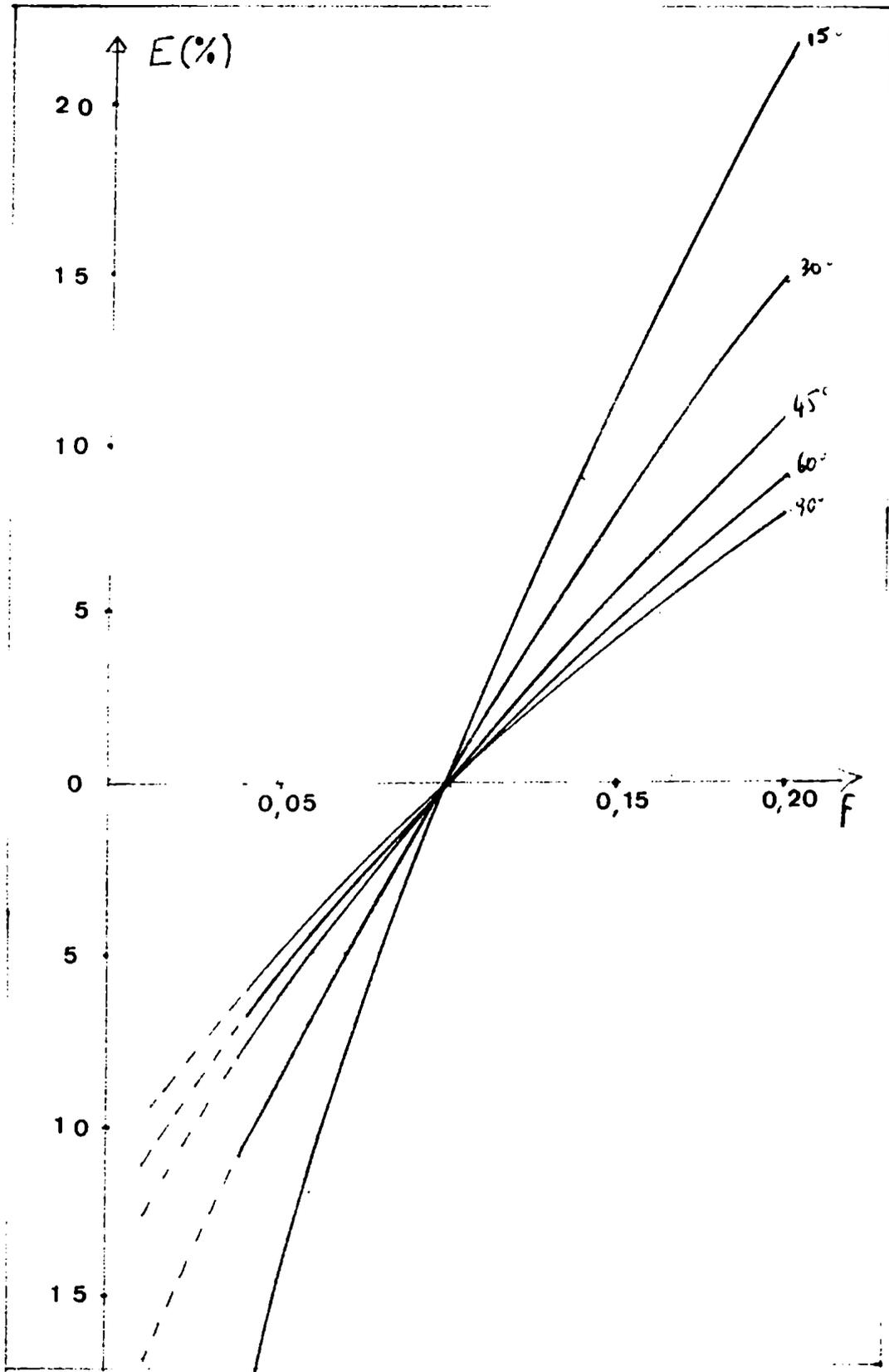


Figura 27

Errores cuando se toma en (3) $f = 0,10$ para distintos valores de f y de la altura solar (h)

EVC

$f = 0,15$

en el verano

ya que f de alguna manera está midiendo la turbiedad atmosférica. En realidad resulta prácticamente imposible mejorar estas estimaciones para valores puntuales puesto que los errores señalados coinciden, en orden de magnitud, con la dispersión estadística esperada, como consecuencia de la variación de la transparencia atmosférica.

Cuando se trata de calcular la Radiación Global media diaria para días claros, lo más razonable resulta acudir a los valores medios calculados estadísticamente para diferentes latitudes y épocas del año. Diferentes autores se han ocupado del tema, Berland (3) y Budyko (4) entre otros. La tabla I reproduce los valores obtenidos por el primero de los autores citados y en general difiere en menos de un 5% con los datos de Budyko.

4.3 - Estimaciones indirectas para diversas condiciones de nubosidad.

Cuando se trata de estimar la Radiación Global en condiciones diferentes de las de cielo claro el problema se torna más complejo. Paltridge (5) realizó estimaciones para Australia usando un modelo que considera el albedo de las diferentes capas de nubes. Los resultados son buenos, pero su cálculo presupone conocer la nubosidad para cada nivel visto desde el espacio exterior.

Cuando se trata de obtener información para usos climatológicos lo más correcto parece ser recurrir a algoritmos de cálculo basados en valores medios de nubosidad y/o heliofanía. La relación originalmente más usada es conocida como Fórmula de Angstrom-Savinov:

Tabla 1

Latitud deg	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dia
North												
40	0	0	1			856	750	474		0		
55	0	0	24	336	716	846	734	490	260	0	0	
60	0	0	69	384	706	828	784	490	340	18	0	0
75	0	18	132	385	690	805	727	438	197	44	0	0
70	1	51	198	440	675	774	700	490	243	90	16	0
65	24	92	264	478	672	751	692	613	311	142	45	8
60	58	142	325	526	684	753	703	520	331	200	85	37
55	102	204	384	569	707	768	722	590	422	257	133	70
50	189	270	438	608	729	780	742	628	474	318	190	131
45	220	340	369	642	746	787	781		39	377	280	170
40	290	401	538	668	759	790	777		0	433	318	209
35	352	460	580	689	764	788	775	406	396	483	375	330
30	410	509	613	703	763	780	771	16	628	530	440	373
25	463	552	640	710	784	768	760	19	653	572	462	431
20	511	590	663	740	749	750	743	16	673	608	530	484
15	555	624	684	765	724	724	724	19	688	636	532	530
10	595	650	695	698	696	692	694	698	695	661	610	575
5	638	671	704	688	667	656	662	660	661	631	613	618
0	666	688	707	672	645	618	629	660	668	696	672	656
South												
5	693	704	704	674	692	580	590	634		704	668	668
10	722	713	694	671	567	535	580	637		708	717	736
15	744	727	679	691	527	491	561			700	784	788
20	762	726	660	806	480	447	464	3		669	746	774
25	776	726	639	827	469	395	416	331		639	788	793
30	787	715	614	859	457	348	365			611	790	826
35	792	701	587	877	444	291				613		
40	792	686	560	891	427	241				616		
45	789	674	544		411	190				614		
50	779	667	534	417	408	158	134			611		834
55	762	661	466	415	428	125	98			607		874
60	743	548	383	184	29	32	57		190	464	690	804
65	735	508	268	127	36	3	18		270	416	688	807
70	742	469	240	74	8	0	1	32	168	375	688	820
75	763	432	187	31	0	0	0	4	115	343	671	838
80	792	420	140	0	0	0	0	0		318	671	856
85	841	408	96	0	0	0	0	0		303	661	874
90	820	404	56	0	0	0	0	0		296	647	886

Radiación Global para días claros en plano Horizontal según BERLAND (3)

gpc

$$\frac{Q}{Q_0} = 1 - (1 - k) N \quad (7)$$

donde es la Radiación Global media para días claros, N es la nubosidad en fracciones de la unidad y k es un coeficiente que varía con la latitud. Los valores de k calculados por Berland y re producidos por Burdecki (6) se muestran en la figura 28

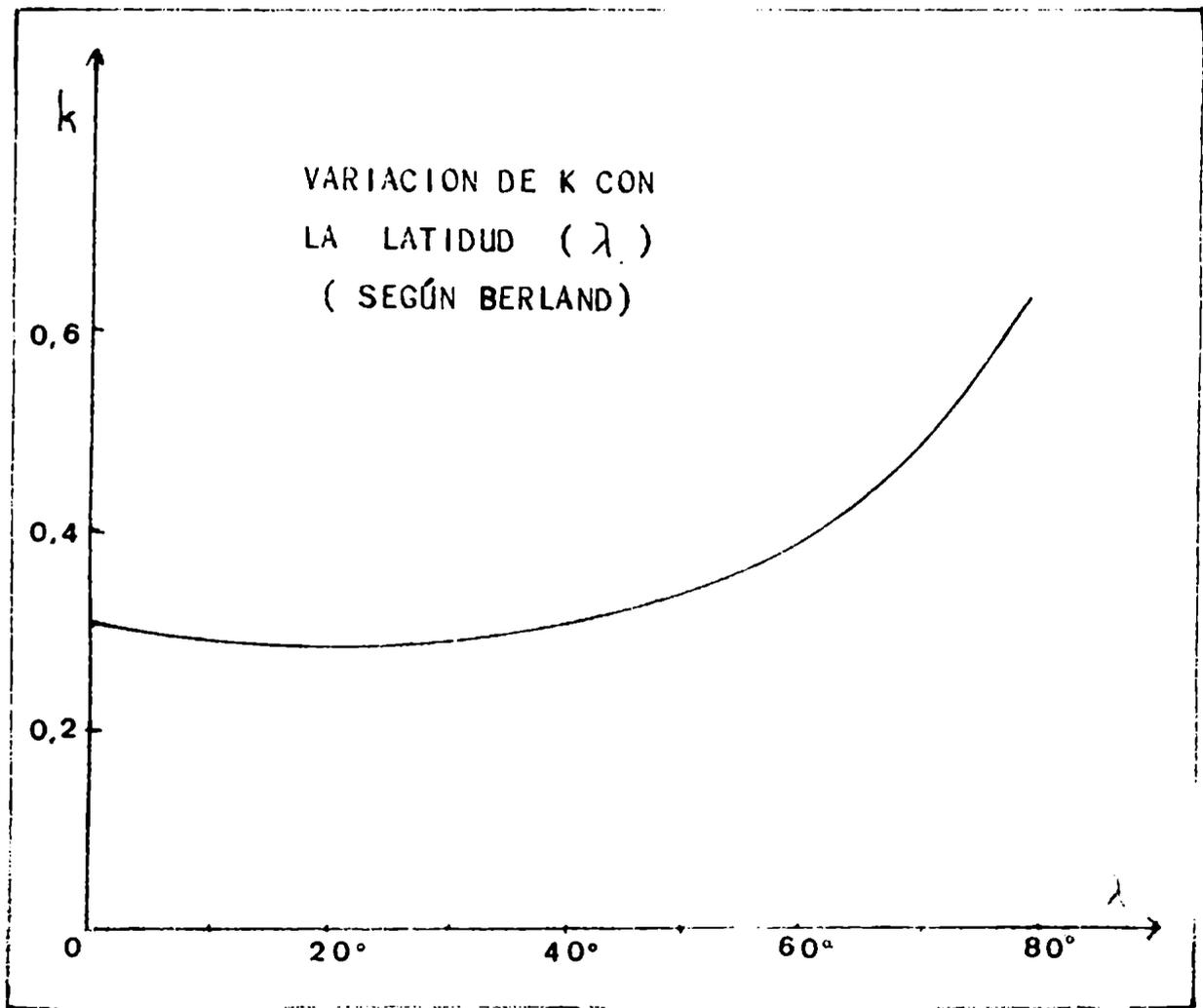


Figura 28

Esta relación fue usada para calcular las primeras cartas de Radiación Global planetarias.

Cuando se cuenta con datos de Heliofanía la relación más usada es la siguiente:

$$\frac{Q}{Q_0} = a + b H \quad (8)$$

donde H es la Heliofanía relativa, Q_0 puede ser la Radiación Global para días claros o la Radiación Global en el tope de la atmósfera y a y b son coeficientes obtenidos estadísticamente.

Ramdas (7) trabajando con datos de la India encontró valores de a y b dentro del siguiente rango de variación (Q_0 para días claros):

$$0,33 \leq a \leq 0,44 \qquad 0,48 \leq b \leq 0,57$$

Exell (8) para datos de Tailandia (Q_0 idem anterior) calculó los siguientes valores:

$$0,27 \leq a \leq 0,35 \qquad 0,49 \leq b \leq 0,61$$

Crivelli (9) con datos de Argentina y Q_0 en el tope de la atmósfera encuentra

$$0,15 \leq a \leq 0,25 \qquad 0,50 \leq b \leq 0,65$$

Løf (10) analizó datos de todo el mundo y calculó a y b para diferentes regiones climáticas, de acuerdo con la clasificación de Trewartha. El conjunto presenta una variación de los parámetros bastante significativa, pero no permite predecir con relativa certeza los valores esperados para una región del planeta donde no se han efectuado correlaciones.

Otros autores, como Bennett (11), proponen fórmulas del mismo tipo incluyendo otros parámetros como latitud, altura, etc.

En definitiva, podemos considerar el método como bueno cuando se trata de completar series incompletas de lugares donde se cuenta, durante algún período, con datos simultáneos de nubosidad y heliofanía, o cuando se quiere calcular la Radiación

98

Global de lugares cercanos a aquellos para los que a y b fueron calculados.

La fórmula de Bennett:

$$\frac{Q}{Q_0} = 201,8 + 0,3658 h + (2,755 - 0,00308 h + 3,2 \cos \lambda) H \quad (9)$$

donde Q_0 está calculada en el tope de la atmósfera, h es la altura en pies y λ es la latitud tal vez pueda dar mejores resultados que (7), pero debería ser probada fuera de los Estados Unidos, que es donde fue calculada.

Black (12) y Budyko (4) calcularon la Radiación Global sobre la superficie del planeta usando fórmulas del tipo

$$\frac{Q}{Q_0} = r - mN - nN^2 \quad (10)$$

donde N es la nubosidad, el primero de los autores trabaja con Q_0 en el tope de la atmósfera y propone:

$$r = 0,803; m = 0,340 \text{ y } n = 0,458$$

Budyko a su vez usa Q_0 para días claros y propone:

$$r = 1; m = f(\lambda) \text{ y } n = 0,38$$

$f(\lambda)$ es una función de la latitud que entre el Ecuador y 60° varía entre 0,35 y 0,41.

Es de señalar que los diferentes métodos, en general, dan errores de hasta aproximadamente 10% para la estimación de valores medios mensuales; esto implica que dos métodos diferentes pueden dar diferencias entre sí de hasta un 20%. Cuando se trata de estimar medias anuales, el error cae a menos de la mitad.

EPK

4.4 - Método propuesto para el cálculo de Radiación Global en Sudamérica.

Considerando el hecho de contar con un buen análisis de la nubosidad, lo más lógico parece ser el uso de este parámetro como base de cálculo de la Radiación Global.

Vimos en el párrafo anterior que puede haber variaciones considerables en las constantes de correlación de una región a otra. Teniendo en cuenta que contamos con un análisis de la relación existente entre nubosidad y heliofanía, trataremos de usar esta información para mejorar los resultados.

Considerando la observación simultánea de ambos parámetros podemos separar tres situaciones distintas:

- a) Sol descubierto y heliofanógrafo quemando la faja de registro.
- b) Sol cubierto por una capa de nubes lo suficientemente débil como para permitir el paso de Radiación Solar directa como para quemar la faja del heliofanógrafo.
- c) Sol cubierto por nubes de modo tal que la faja del heliofanógrafo no es quemada.

Para el caso a) es casi obvio que la Radiación Global será la correspondiente a días claros. La observación realizada para un considerable número de datos confirma la suposición

$$\frac{Q}{Q_0} = 1 \quad (11)$$

El caso b) es tal vez el más difícil de analizar. El promedio de observaciones de un año en San Miguel (Buenos Aires) muestra el siguiente resultado

epc

$$\frac{Q}{Q_0} = 0,65 \quad (12)$$

y como es de esperar, un considerable número de casos corresponde a cielo cubierto por cirrus.

Finalmente, para el caso c) la variabilidad es muy grande e incluye casos donde la Radiación Global llega desde 2% hasta 80% de la esperada para cielo claro, en promedio.

$$\frac{Q}{Q_0} = 0,25 \quad (13)$$

Considerando promedios mensuales o anuales, deberá cumplirse

$$H + N - L = 1 \quad (14)$$

donde H y N son heliofanía y nubosidad respectivamente y L es la proporción de casos de nubosidad cubriendo el sol y faja de heliofanógrafo quemada en forma simultánea.

De (11), (12), (13) y (14) podemos escribir

$$\frac{Q}{Q_0} = 1 (H - L) + 0,65 L + 0,25 (N - L) \quad (15)$$

ya que (H - L), L y (N - L) representan la probabilidad de ocurrencia de los casos a), b) y c) respectivamente.

Combinando (1) y (15) y reemplazando en (1) $p = 0,97$ resulta

$$\frac{Q}{Q_0} = 1 - (0,40q + 0,35) N \quad (16)$$

$$\circ \quad \frac{Q}{Q_0} = 0,60 - 0,34q^{-1} + (0,40 + 0,35q^{-1}) H \quad (17)$$

246

En nuestro caso, siendo N el parámetro original de análisis, usaremos la primera de las relaciones obtenidas.

Es interesante señalar que la comparación de (17) con (8) lleva a las siguientes relaciones:

$$a = 0,60 - 0,34q^{-1}$$

$$b = 0,40 + 0,35q^{-1}$$

Como q varía en Sudamérica entre 0,35 y 1, a variará entre $-0,40$ y $+0,26$ y b variará entre 0,75 y 1,40. Para Buenos Aires, por ejemplo, q varía entre 0,53 y 0,78 con una media anual de 0,69, esto corresponde a valores de a y b de 0,11 y 0,91 respectivamente. Los valores obtenidos por el autor en el trabajo citado (9) para Q_0 en el tope de la atmósfera son $a = 0,16$, $b = 0,60$. Corrigiendo para Q_0 en días claros resulta $a = 0,19$ y $b = 0,72$. En la figura 29 se muestran las relaciones entre Q/Q_0 y H para $q = 0,35$, 0,69 y 1 y las correspondientes a $a = 0,19$ y $b = 0,72$. Puede observarse que para valores de heliofanía entre 0,25 y 0,75 la diferencia porcentual de Q/Q_0 calculada por los dos métodos es menor que 10% y para valores de H entre 0,4 y 0,6 (que son los más corrientes) la diferencia cae a menos de 5%. Resultados similares fueron encontrados para localidades de Argentina donde se contaba con rectas de regresión como para hacer la comparación.(9)

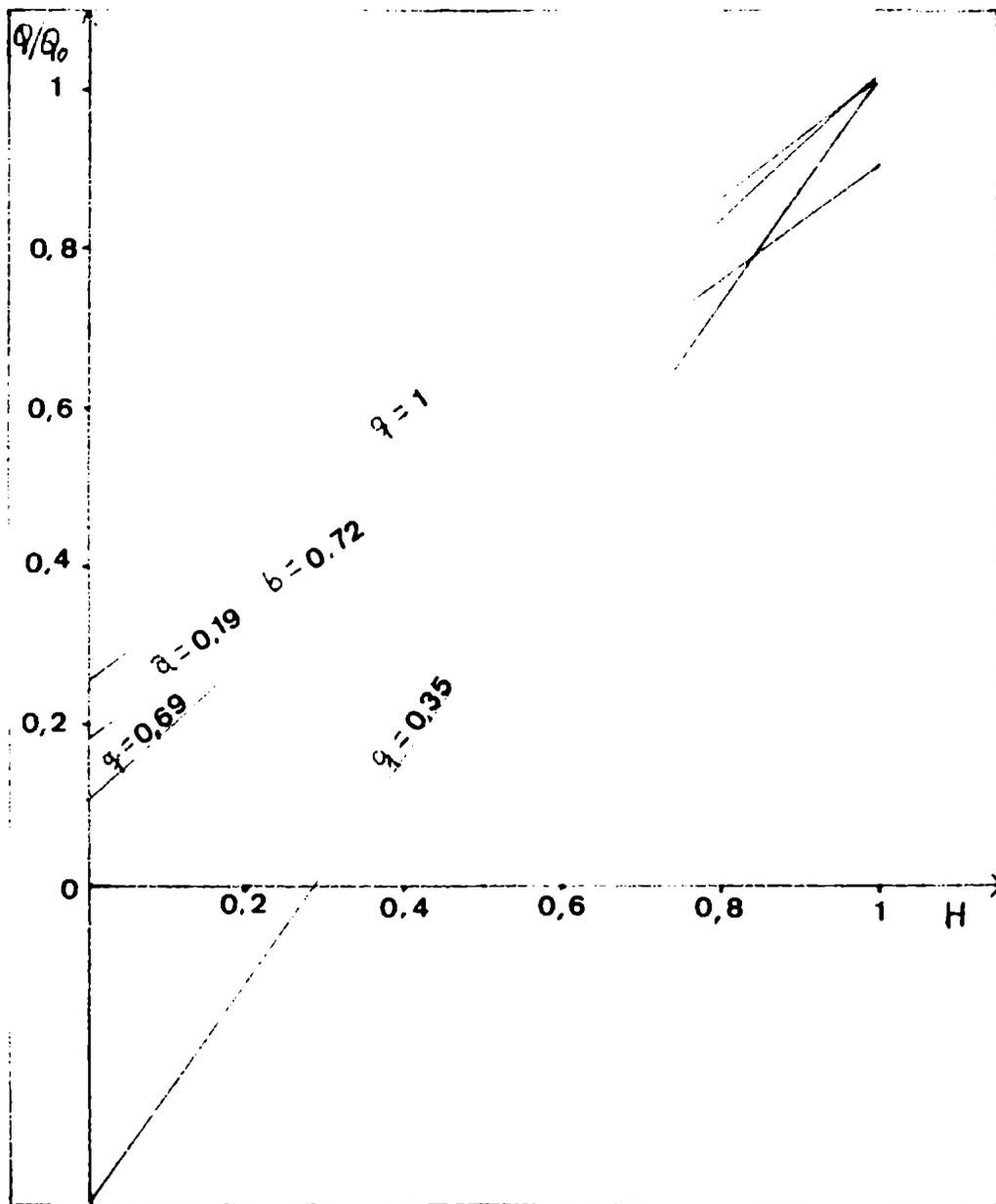


Figura 29

Finalmente compararemos (16) con (10) de acuerdo con los coeficientes calculados por Budyko. En la figura 30 está representada (16) para $q = 0,35$ y $q = 1$ y (10) para $n = 0,35$ y $n = 0,41$ que según Budyko corresponden a latitudes de 25° y 55° respectivamente. Puede observarse que para nubosidades menores que 20% las diferencias porcentuales son en cualquier caso menores que un 5%, por el contrario, para $N = 0,8$ las diferencias pueden llegar a 50% y la fórmula (16) permite una flexibilidad mayor para considerar condiciones climáticas diferentes.

256

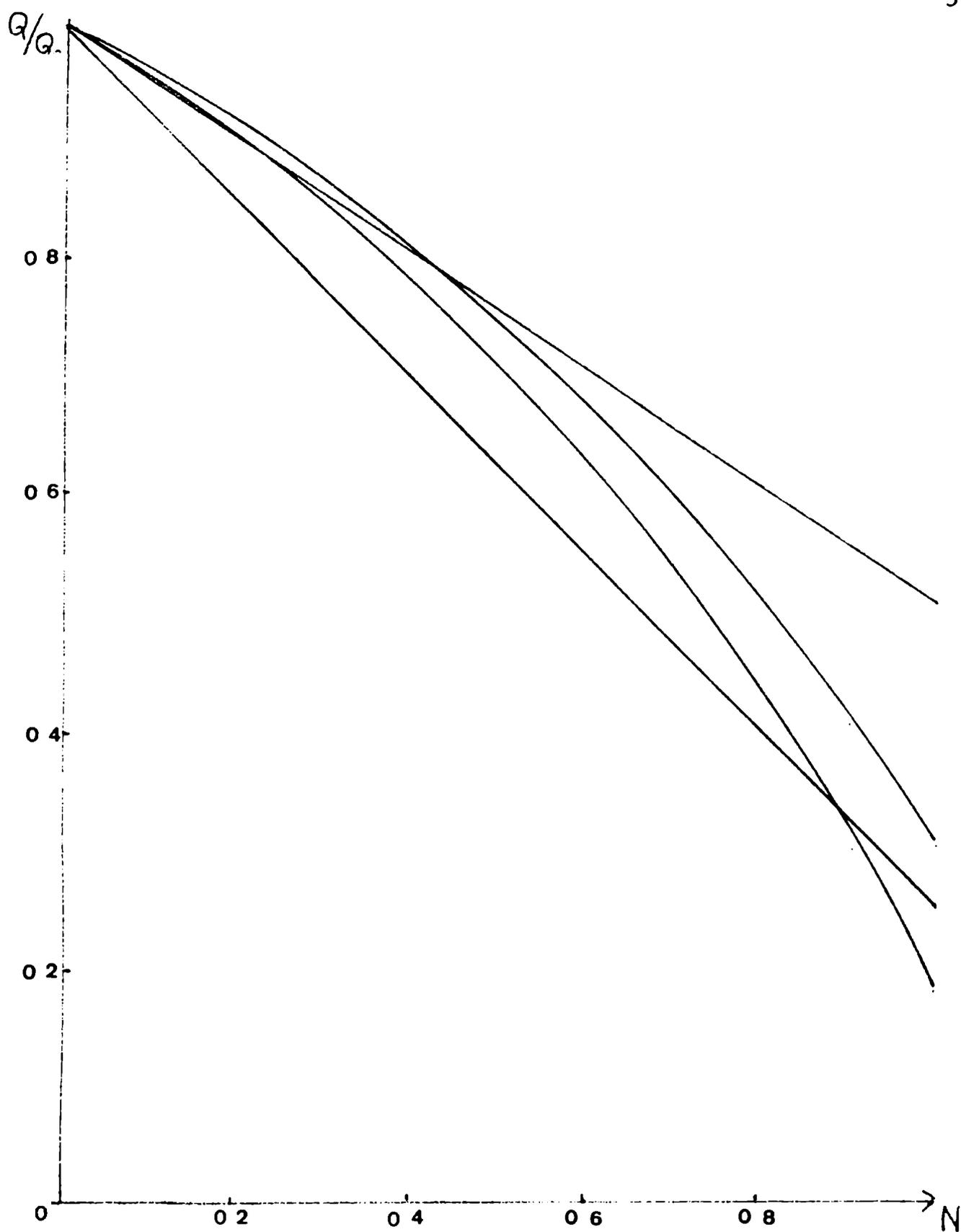


Figura 30

Relación entre Q/Q_0 y N de acuerdo con la
 fórmula de BUDYKO (Parábolas) y con la relación (16)
 (Rectas)

4.5 - Resultados obtenidos

Las figuras 31 a 42 muestran los campos medios de la Radiación Global en plano horizontal para los doce meses del año calculados según la metodología propuesta.

La coincidencia formal entre estas cartas y las de las figuras 15 a 26 es casi total, ya que trabajando en esa escala continental la importancia de la variación de Q_0 con la latitud será mucho mayor que la determinada por la variación de q de una región a otra. El peso de Q_0 es precisamente el que determina la desaparición del mínimo absoluto para los meses de enero, febrero y marzo en la desembocadura del río Amazonas para trasladarse, como en el resto de los meses, al extremo sur del continente. En el mes de diciembre el mínimo absoluto corresponde al otro extremo de la costa Pacífica, aproximadamente en 5° N de latitud.

En cuanto al máximo absoluto mensual en los meses de mayo, junio, julio, agosto y setiembre se desplaza al noroeste brasileño permaneciendo coincidente con el máximo de horas de sol para el resto del año.

Es interesante comparar estos resultados con el estudio del desplazamiento del máximo continental realizado por Hirschmann (13) con el que, si bien guarda algunas similitudes, tiene diferencias de consideración. La figura 43 muestra los resultados obtenidos por Hirschmann, que supone un vaivén anual entre la costa Pacífica en 20° S y la costa Atlántica en 5° S pasando por puntos intermedios. Nosotros creemos que existen dos máximos independientes debidos a la circulación general de la atmósfera, más factores climáticos locales, y cada uno tiene sus oscilaciones propias.

En la figura 44 se han indicado las ubicaciones mensuales del "máximo andino" y del "máximo nordestino". Cuando la

SC

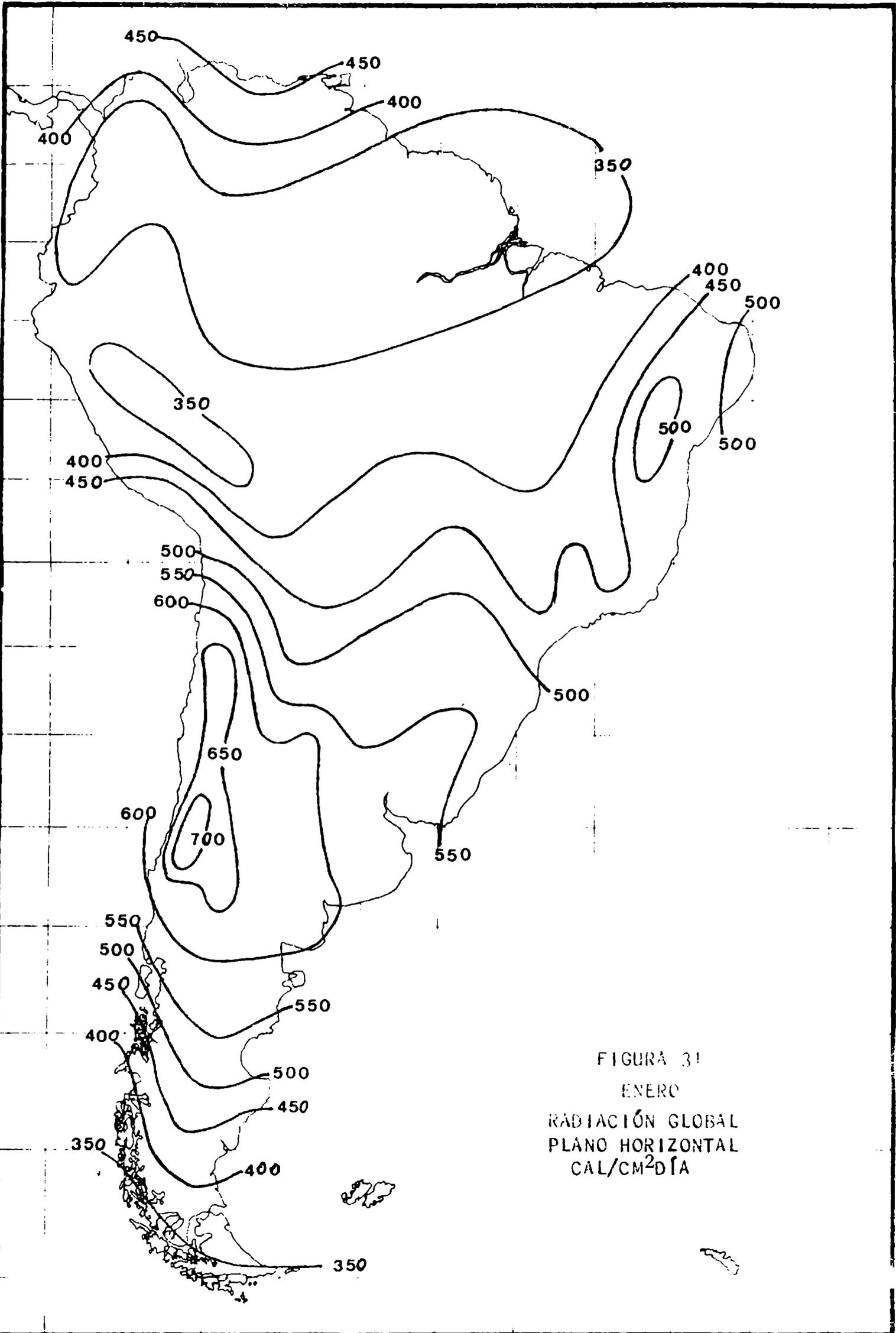


FIGURA 31
ENERO
RADIACIÓN GLOBAL
PLANO HORIZONTAL
 $\text{CAL}/\text{CM}^2/\text{DÍA}$

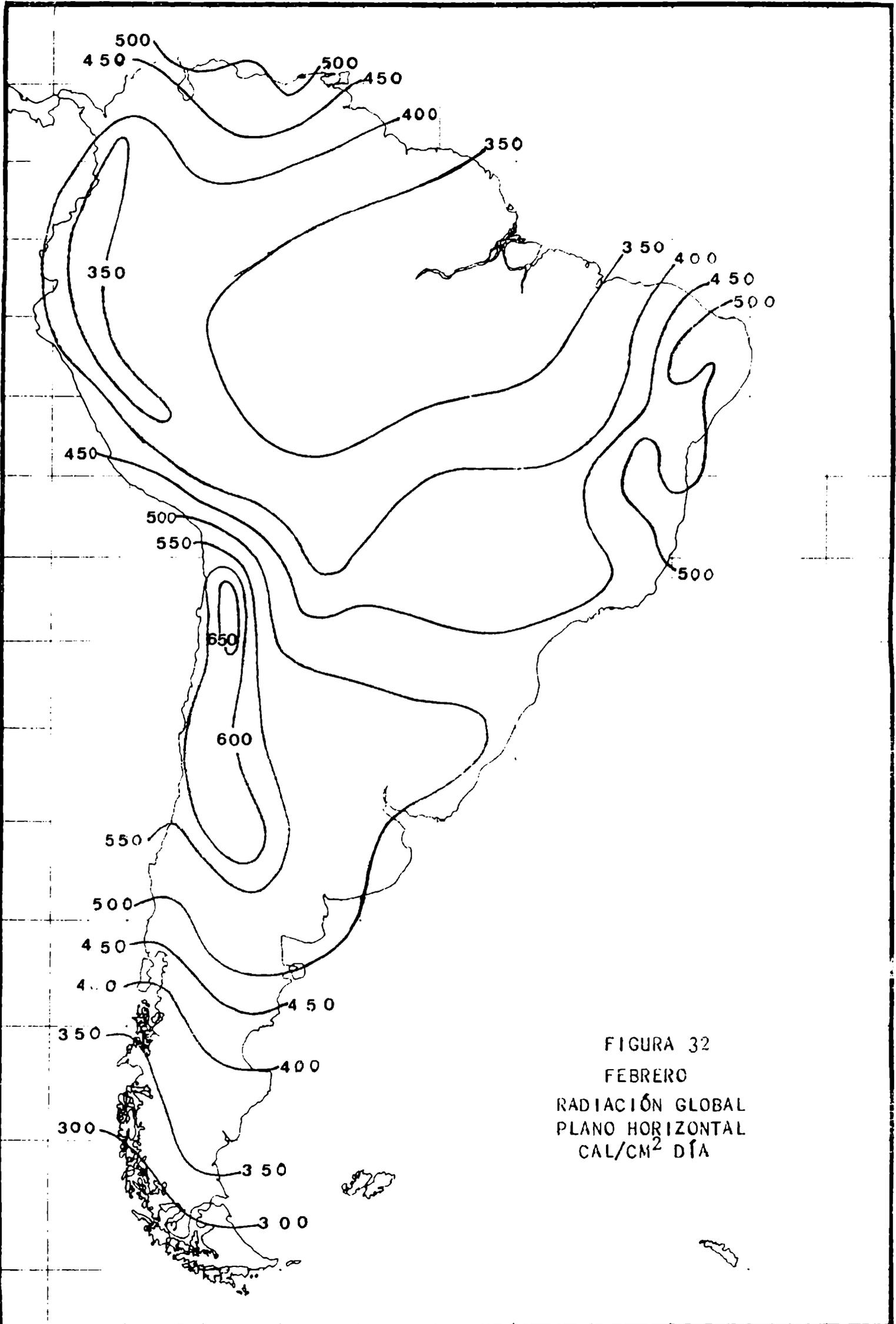
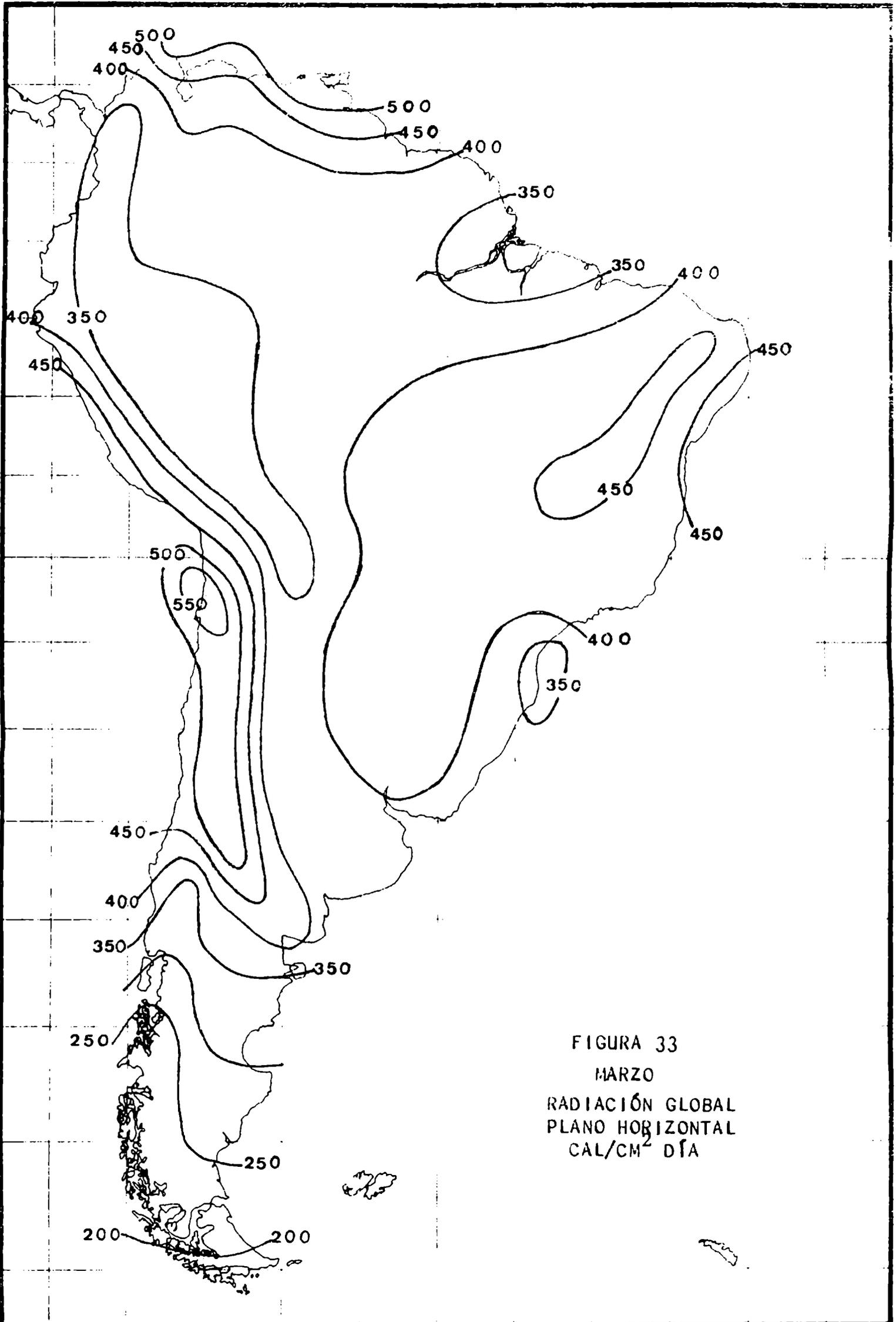


FIGURA 32
FEBRERO
RADIACIÓN GLOBAL
PLANO HORIZONTAL
 $\text{CAL/CM}^2 \text{ DÍA}$



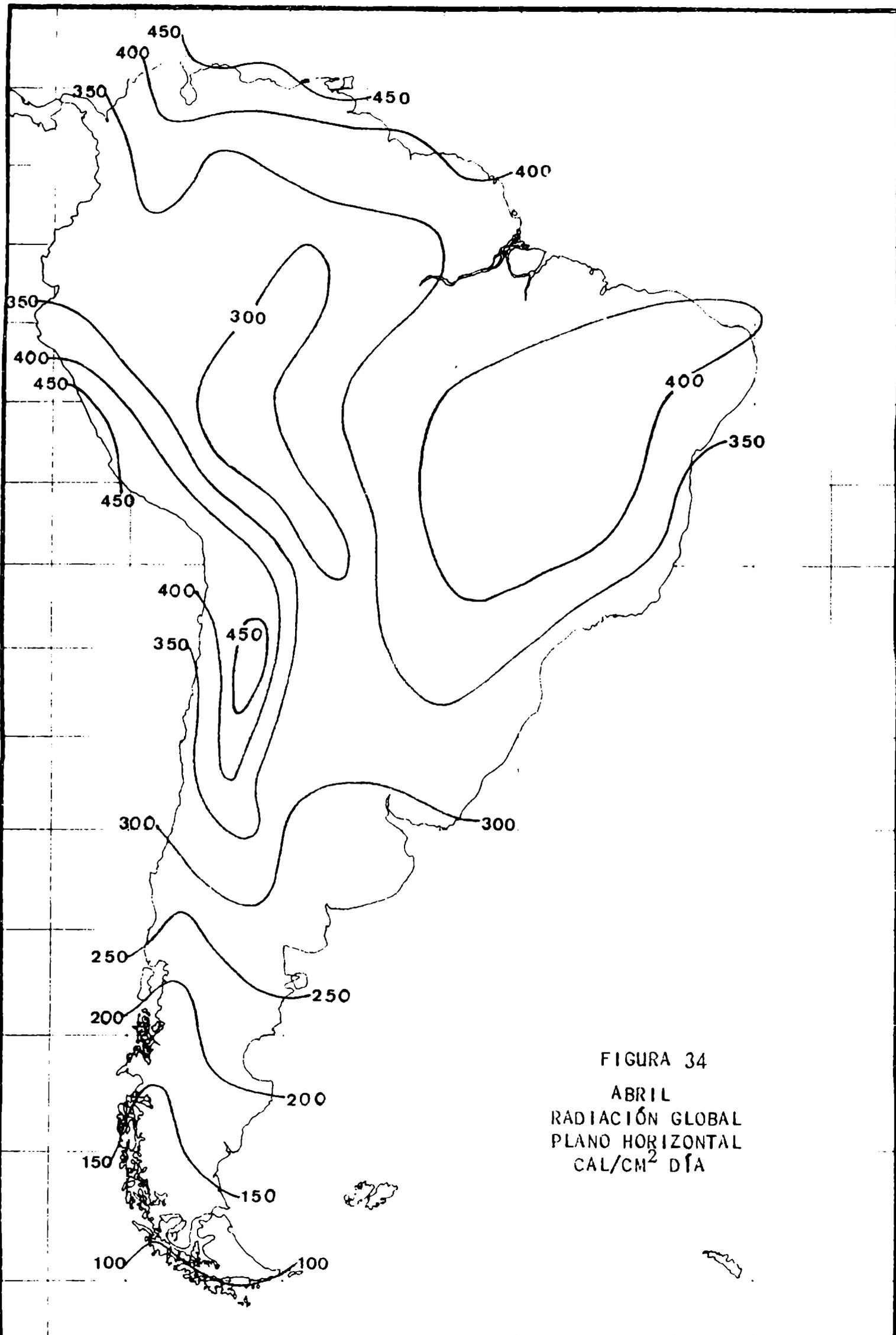


FIGURA 34
ABRIL
RADIACIÓN GLOBAL
PLANO HORIZONTAL
 $\text{CAL}/\text{CM}^2 \text{ DÍA}$

CC

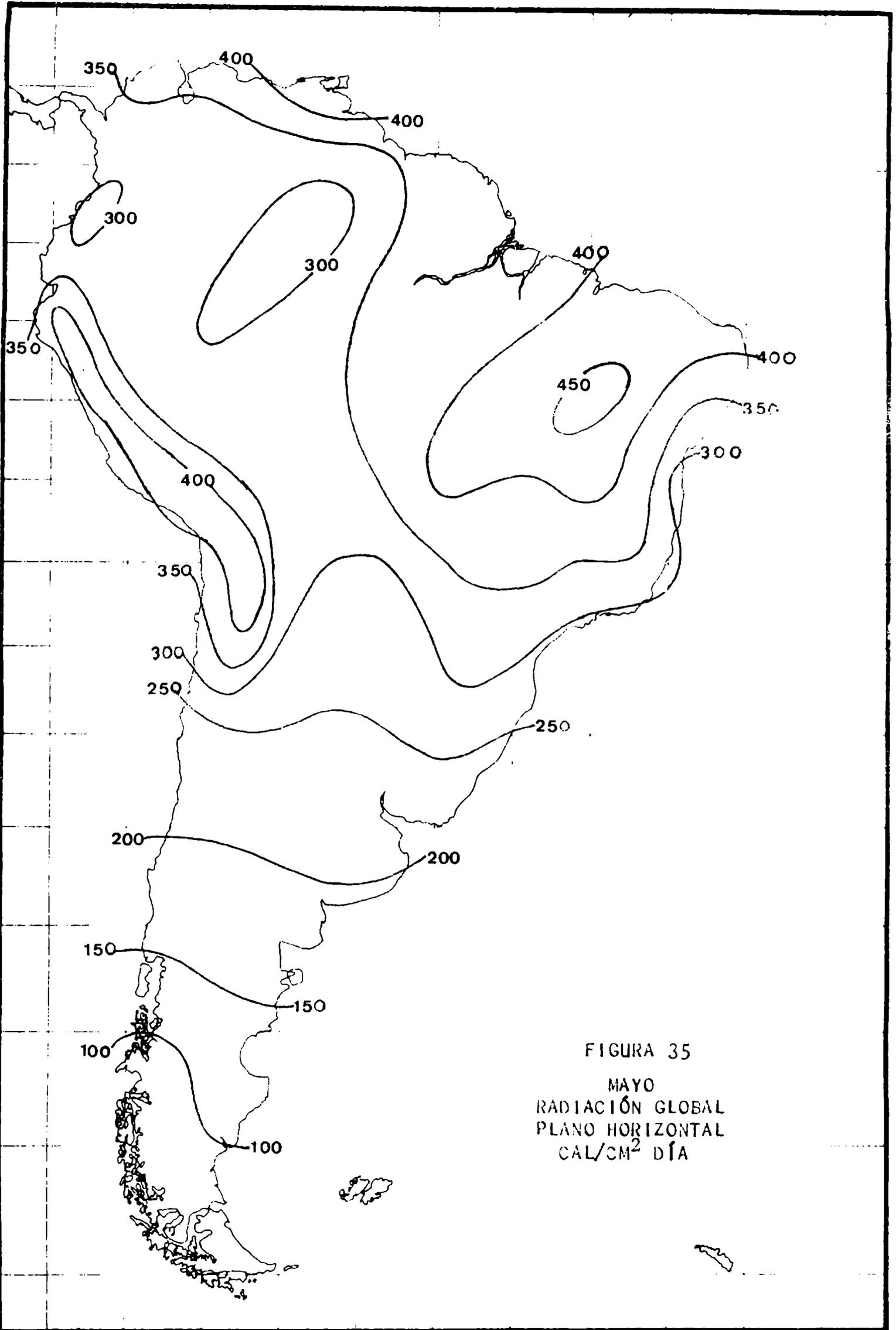
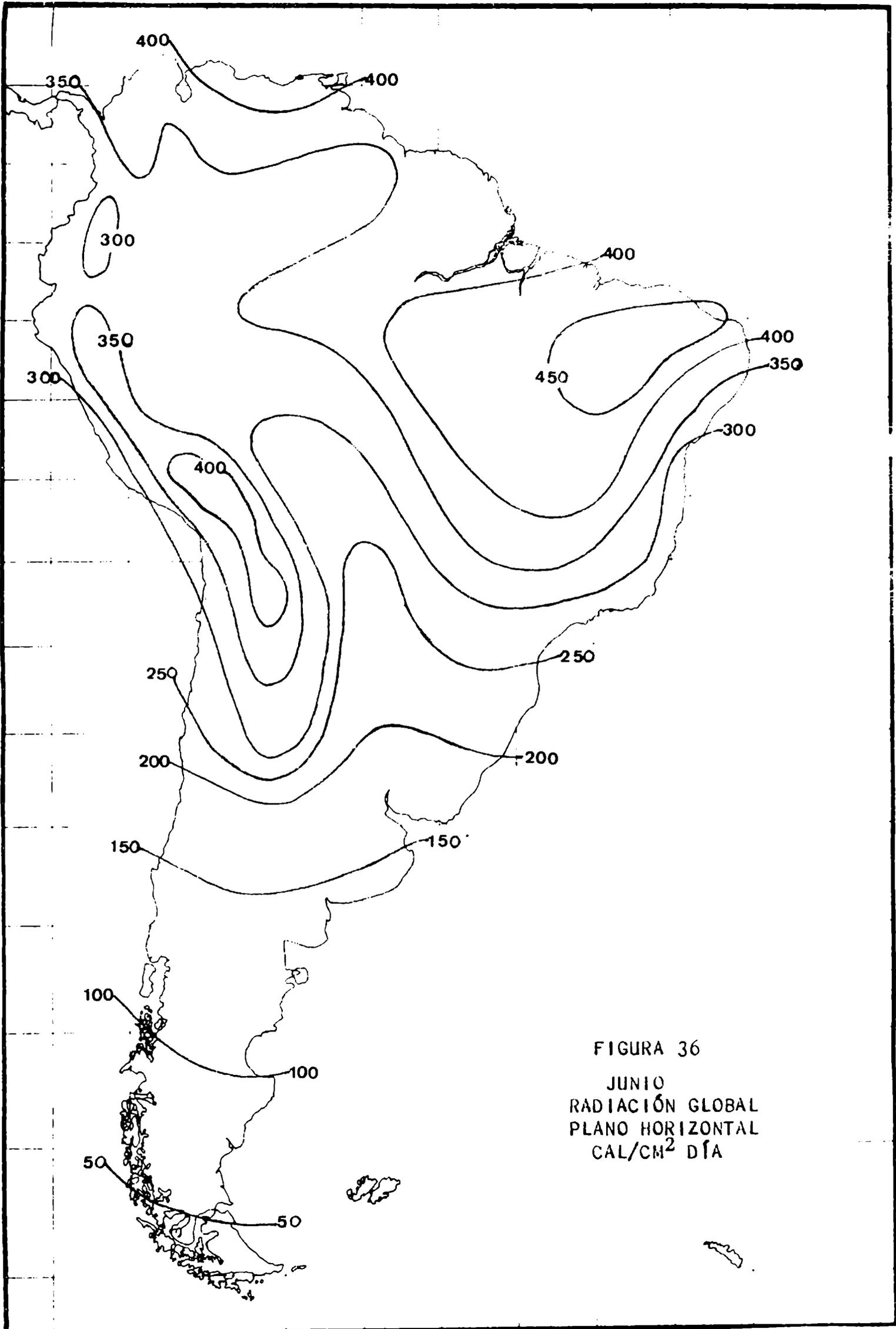


FIGURA 35
MAYO
RADIACIÓN GLOBAL
PLANO HORIZONTAL
 $\text{CAL/CM}^2 \text{ DÍA}$

HC



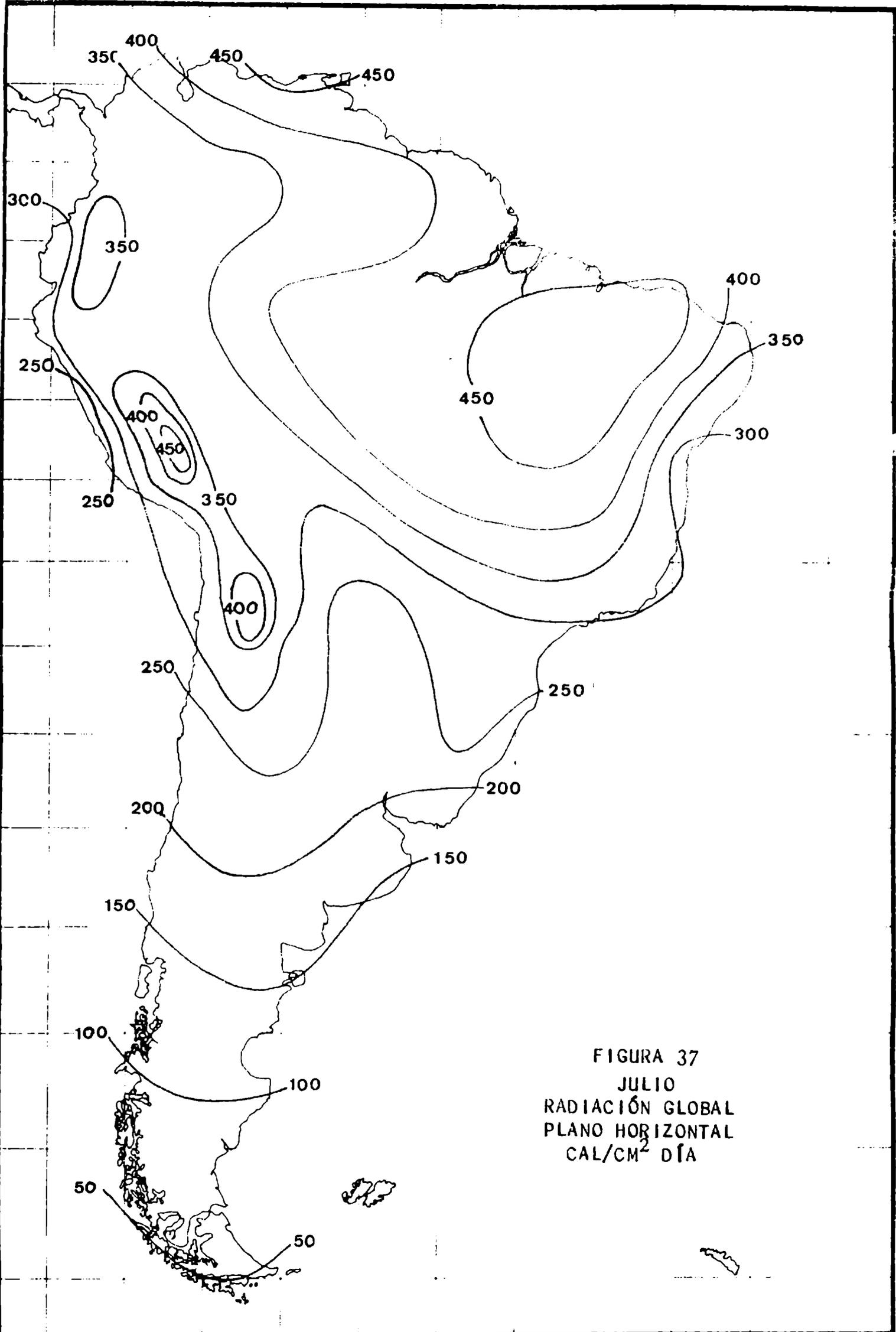


FIGURA 37
JULIO
RADIACIÓN GLOBAL
PLANO HORIZONTAL
 $\text{CAL/CM}^2 \text{DÍA}$

510

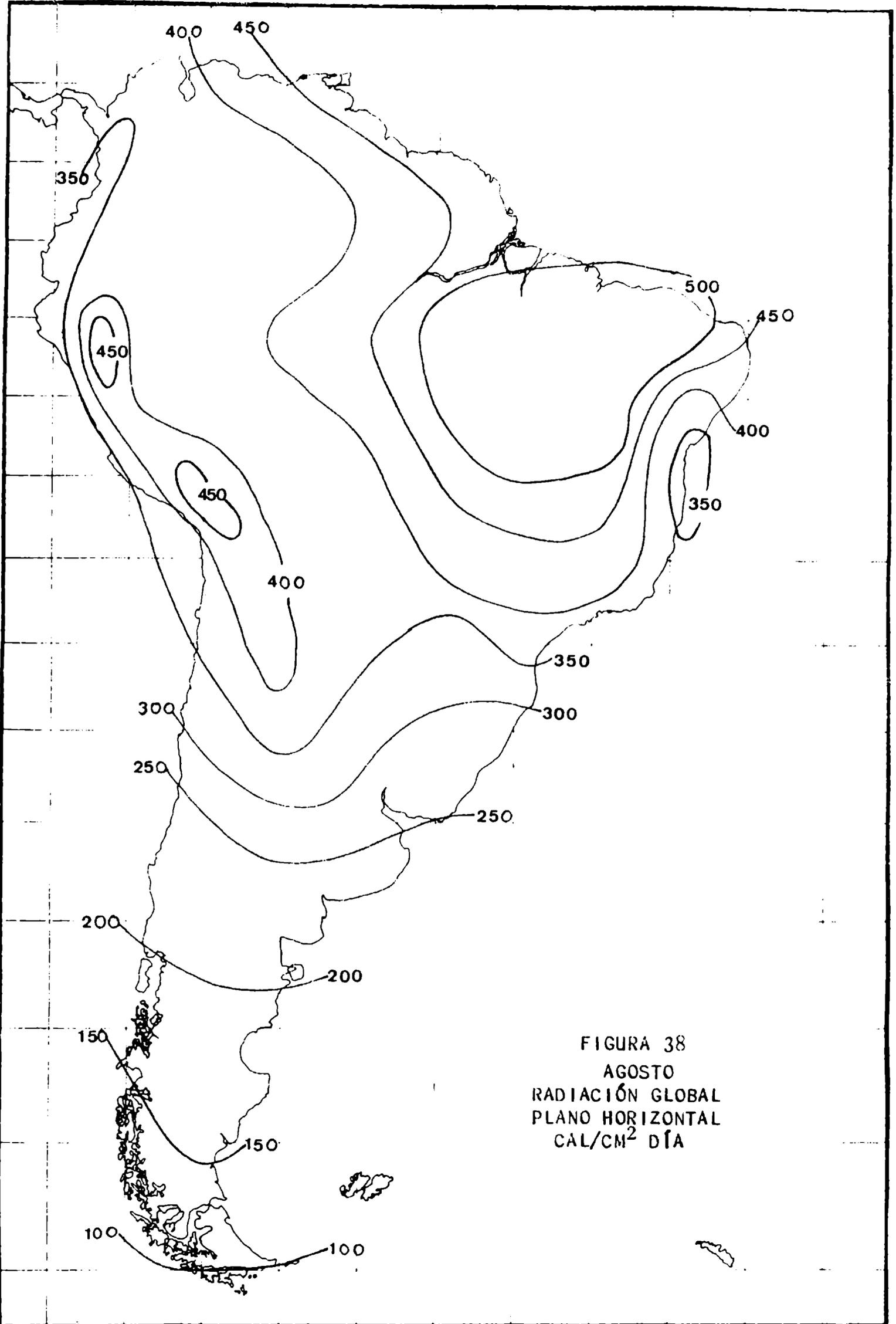
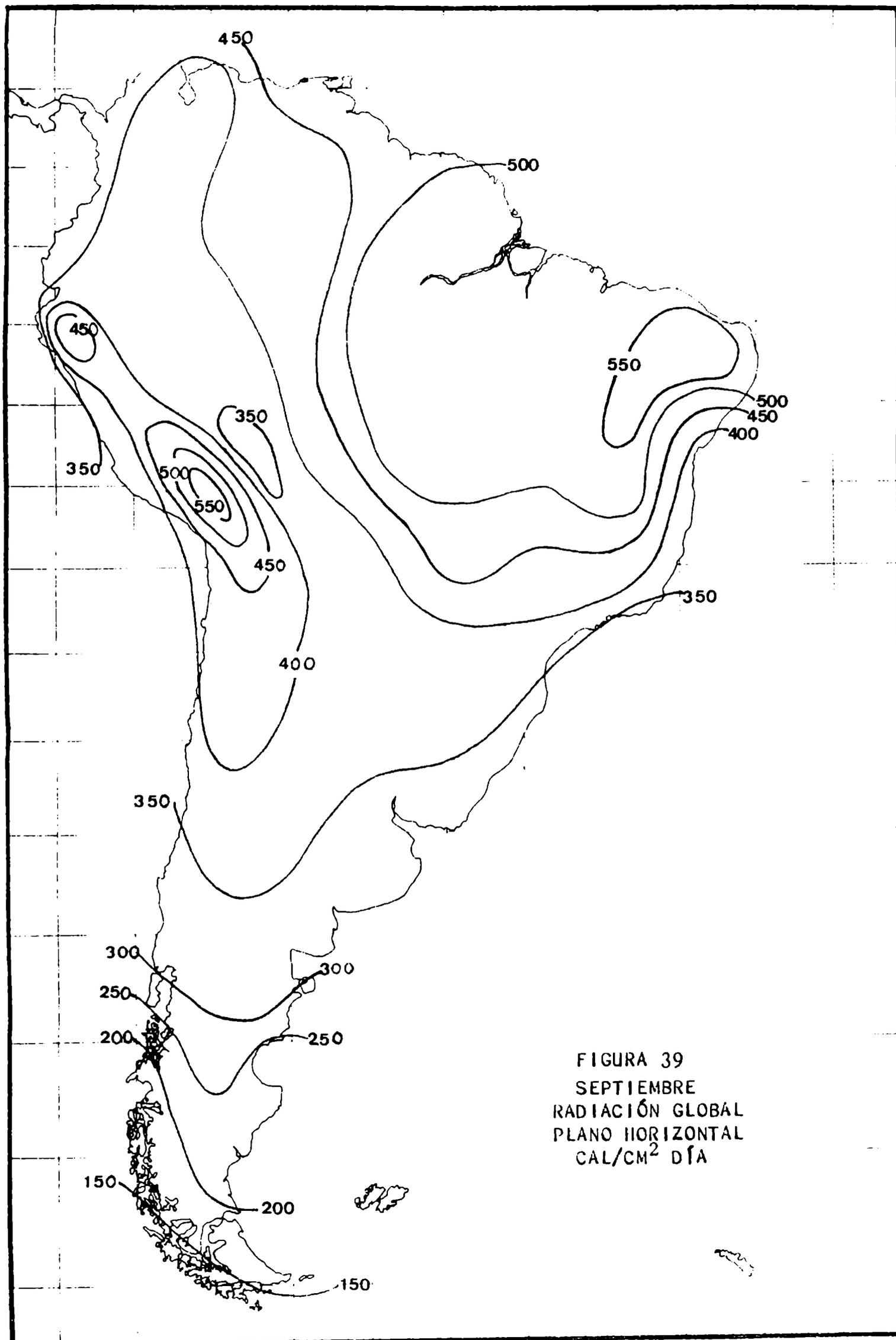


FIGURA 38
AGOSTO
RADIACIÓN GLOBAL
PLANO HORIZONTAL
 $\text{CAL}/\text{CM}^2 \text{ DÍA}$



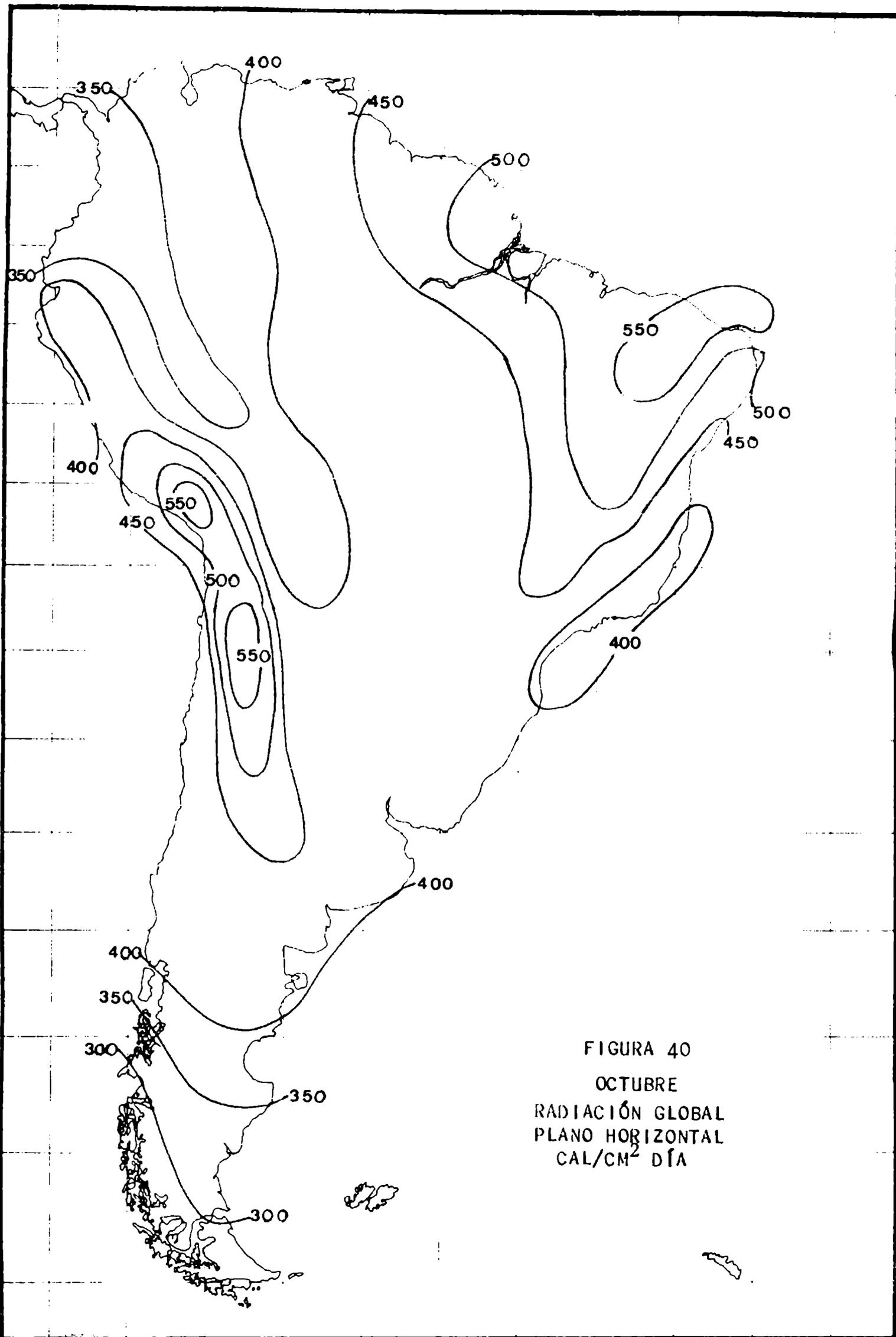


FIGURA 40
OCTUBRE
RADIACIÓN GLOBAL
PLANO HORIZONTAL
 $\text{CAL/CM}^2 \text{ DÍA}$

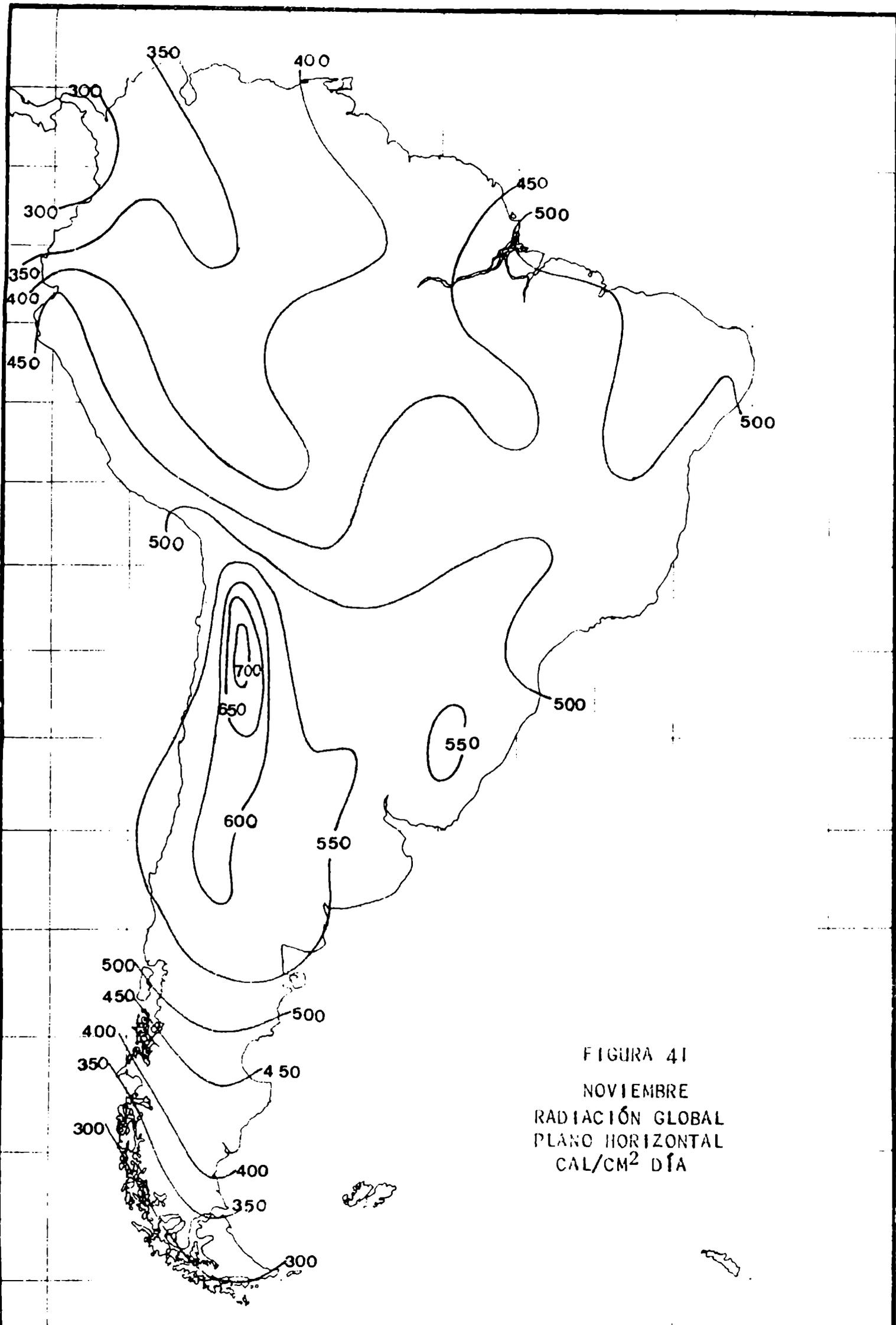


FIGURA 41
NOVIEMBRE
RADIACIÓN GLOBAL
PLANO HORIZONTAL
 $\text{CAL/CM}^2 \text{ DÍA}$

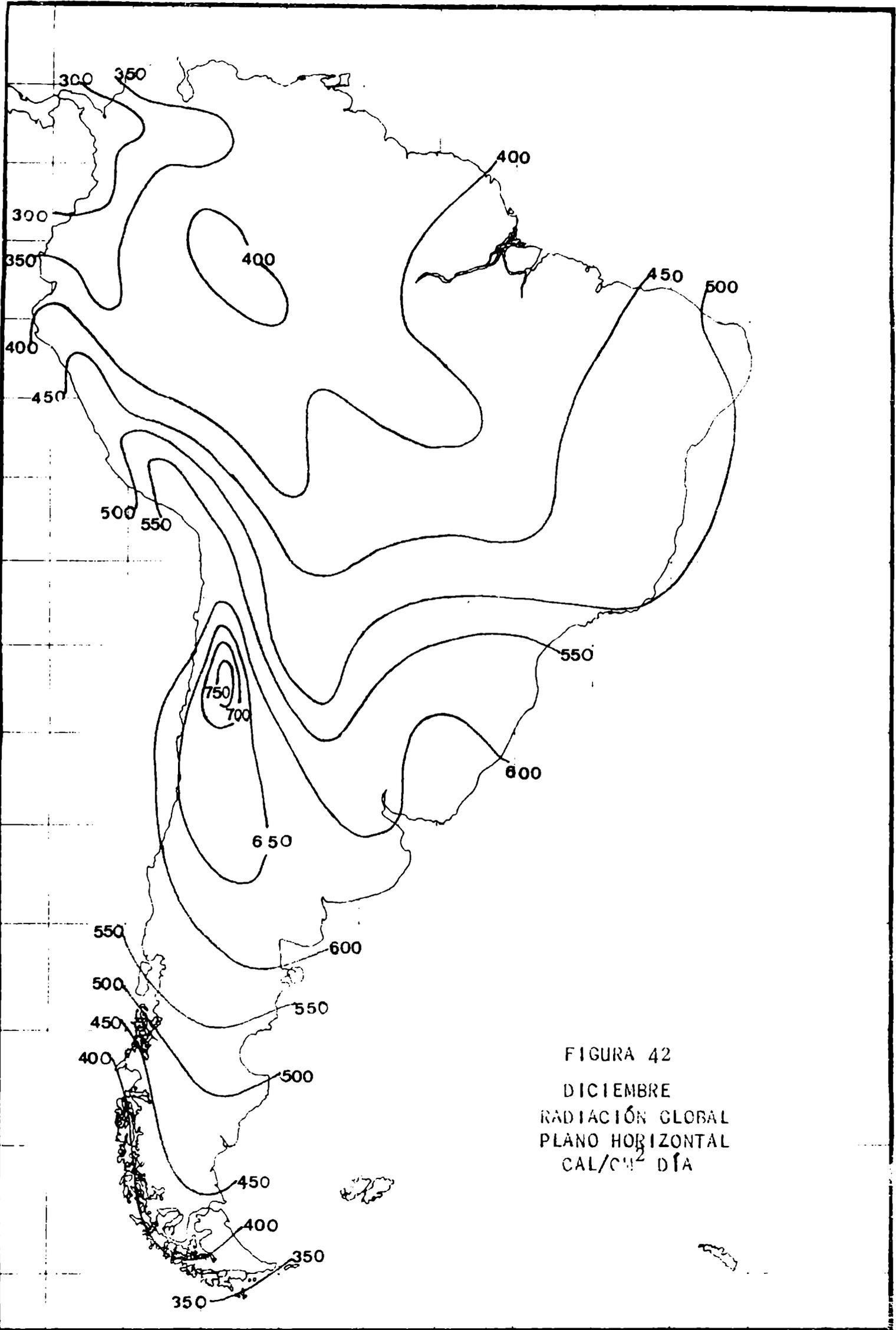


FIGURA 42
DICIEMBRE
RADIACIÓN GLOBAL
PLANO HORIZONTAL
 $\text{CAL/CM}^2 \text{ DÍA}$



Figura 43

Desplazamiento estacional del
 máximo de Radiación Global en
 Sudamerica según Hirschmann(13)

posición cae fuera del continente no se señala su ubicación exacta, pues no fue calculada. Finalmente debe destacarse que en los meses de febrero, marzo y abril aparecen valores, del mismo orden de magnitud de los señalados, en la costa norte venezolana.

Las diferencias señaladas seguramente se deben al método de cálculo utilizado, ya que Hirschmann trabaja con correlaciones Radiación Global-Heliofanía y un número mucho menor de datos.

Una rápida comparación con los ya mencionados trabajos de Budyko (4) y Löff (10) muestra una concordancia general aceptable, pero en nuestro caso el grado de detalle es mucho mayor.

esf

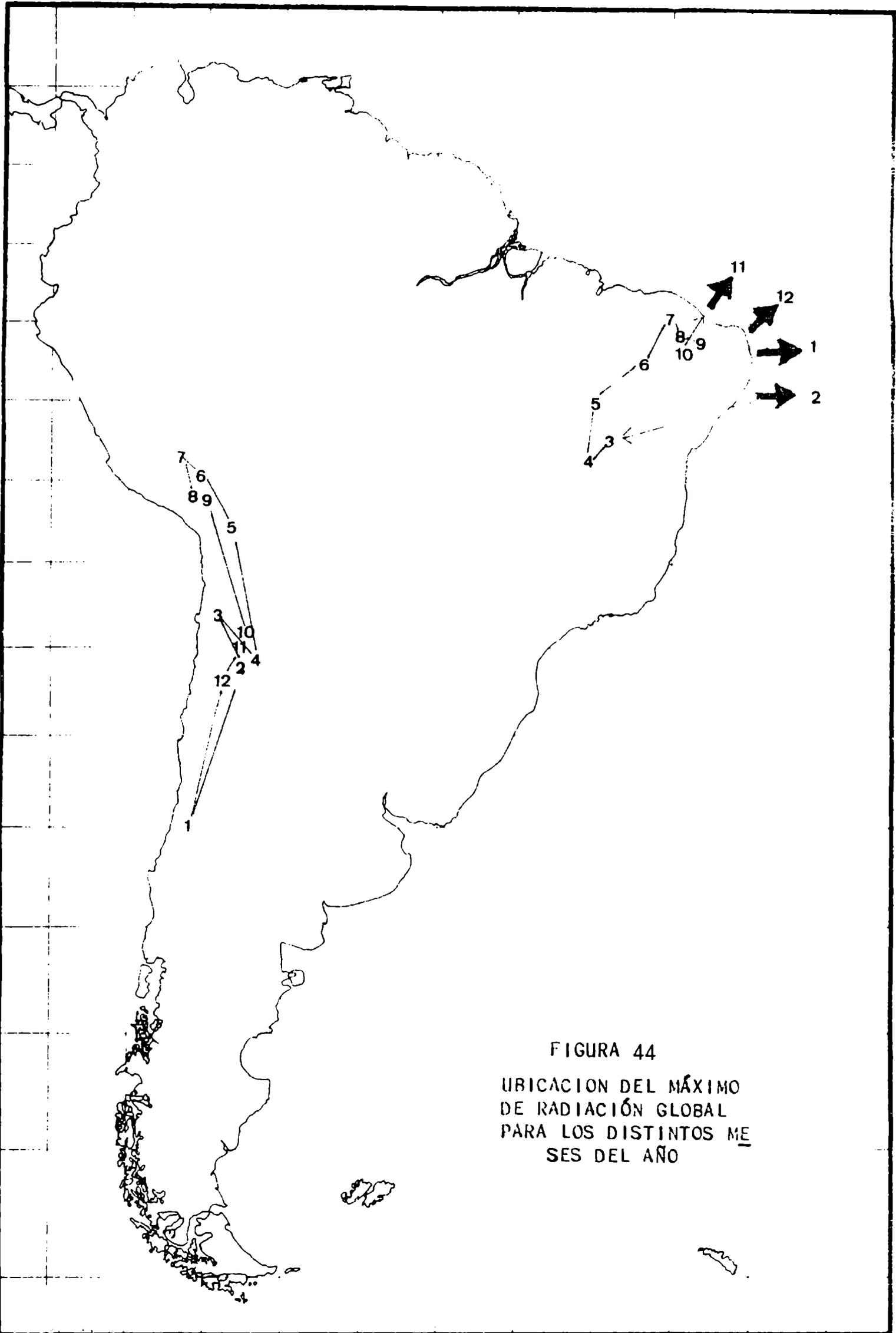


FIGURA 44
UBICACION DEL MÁXIMO
DE RADIACIÓN GLOBAL
PARA LOS DISTINTOS ME
SES DEL AÑO

Esto se debe al número de datos utilizados, ya que Budyko trabaja con datos de nubosidad hasta 1960 y Löf lo hace con datos de heliofanía.

Es interesante mencionar que las mayores diferencias ocurren justamente en la zona menos poblada de datos, como por ejemplo la región andina. Löf, aparentemente, interpola con muy escasos datos, lo que lo lleva a suavizar gradientes y extender la zona del máximo andino en forma excesiva. Budyko, por el contrario, obtiene para esa región valores menores que los máximos observados. Debe considerarse, sin embargo, que los trabajos mencionados fueron realizados hace más de diez años y para todo el planeta, lo que normalmente obliga a trabajar con menos detalle y no considerar singularidades de escasa extensión territorial.

Por último, los valores obtenidos fueron comparados con datos observacionales medios de cinco años de algunas estaciones de Argentina, publicados por Fernandez (14), encontrándose diferencias menores que un diez por ciento. Si se tiene en cuenta que la variación estadística de un año a otro es del mismo orden, los resultados pueden considerarse aceptables dentro de ese margen de error.

5. RADIACIÓN DIFUSA Y RADIACIÓN DIRECTA

5.1 - Plano Horizontal

Para ciertos usos puede ser necesario conocer la proporción de la Radiación directa y Radiación difusa que recibe un plano horizontal.

Diferentes autores se ha ocupado del problema para días claros. Tuller (15) y Liu (16) trabajan con relaciones del tipo

$$\frac{D}{Q_0} = a - b \frac{Q}{Q_0} \quad (18)$$

donde D es la radiación difusa, Q es la radiación global, Q_0 es la radiación en el tope de la atmósfera y a y b son constantes estadísticas.

Es importante señalar que la proporción entre directa y difusa, o global y difusa, va a depender fuertemente de los siguientes factores

- Turbiedad atmosférica
- Altura solar.

Kalitin (17) tabuló esa dependencia para Pavlovsk y puede observarse que para una misma altura solar de 30° por ejemplo, la radiación difusa puede representar entre el 10% y el 25% de la radiación global, variando, en forma directa, con la turbiedad atmosférica. Esta variación entre 10% y 25% se mantiene prácticamente constante por encima de 25° de altura solar, pero aumenta rápidamente por debajo de ese valor. Así por ejemplo para 10° , la radiación difusa representa entre el 30% y el 55% de la radiación global.

Para alturas solares superiores a 25° podemos tomar con buena aproximación las siguientes proporciones:

- Radiación directa 83%
- Radiación difusa 17%

Cuando se trata de estimar promedios diarios, mensuales o anuales habrá que considerar la incidencia en el promedio de las horas en que el sol se encuentra por debajo de 25° . En base a

1980

datos publicados por diferentes autores y a valores no publicados analizados por mí en San Miguel, fueron estimadas las siguientes proporciones:

Latitud	Solsticio(verano)		Equinoccio		Solsticio(invierno)	
	%		%		%	
	Dir.	Dif.	Dir.	Dif.	Dir.	Dif.
Ecuador	82	18	83	17	82	18
20°	83	17	82	18	81	19
40°	82	18	81	19	75	25
60°	80	20	75	25	60	40

Tabla 2

Para días cubiertos, obviamente, toda la radiación recibida será difusa. Quedarían por considerar aquellos casos de cielo cubierto que permiten el paso de radiación directa como para quemar la faja del heliofanógrafo. Cuando trabajamos con datos de San Miguel encontramos proporciones de Radiación difusa variables entre 20% y 50%, con un promedio de 38%, es decir, el doble de lo que correspondería a días claros.

Si ahora reemplazamos estos valores en la ecuación (15) y dividimos por (16) obtenemos

$$\frac{D}{Q} = \frac{0,96a + 0,01 + N(0,3a - 1,3aq + 0,25q)}{1 - N(0,40q + 0,35)} \quad (19)$$

28

donde D es la radiación difusa, Q es la radiación global y a es el valor de la radiación difusa dado en la tabla 2 dividido por 100.

Para condiciones medias ($q = 0,7$) se obtiene la siguiente relación aproximada

$$\frac{D}{Q} = \frac{a + N (0,17 - 0,60a)}{1 - 0,63 N} \quad (20)$$

que puede ser usada cuando sólo se cuenta con datos de nubosidad.

Para latitudes menores que 40° puede usarse con buenos resultados la siguiente fórmula

$$\frac{D}{Q} = \frac{0,19 + 0,056 N}{1 - 0,63 N} \quad (21)$$

5.2 - Plano inclinado

Calcular la radiación incidente sobre un plano con una dirección dada cualquiera, se presenta como un problema de difícil generalización.

Para algunos casos particulares, como planos verticales o inclinados en la dirección del meridiano, han sido realizadas algunas mediciones y/o estimaciones. Para el primer caso puede citarse a Robinson (18) y para el segundo a Crivelli (19) y (20).

La relación (3) que fue mencionada en 4.3 - puede, con algunas suposiciones adicionales, servir de base para el cálculo de la radiación incidente sobre un plano inclinado en un día claro; para ello colocaremos (3) de la siguiente forma

280

$$Q = \frac{C' \cos i}{1 + \operatorname{cosech}} \cdot \frac{r_0}{r} \quad (22)$$

donde C' es la constante solar media ($C' = 2,00 \text{ cal/cm}^2 \text{ min}$), r_0 es la distancia media entre el sol y la tierra, r es la distancia real entre el sol y la tierra para la época considerada e i es el ángulo que los rayos solares forman con la normal al plano considerado.

Obviamente i será una función de la época del año, de la hora del día, de la latitud del lugar y del plano considerado y puede ser definida de la siguiente manera:

$$\cos i = \cos \alpha \operatorname{sen} h + \operatorname{sen} \alpha \cos h \cos (\beta_s - \beta) \quad (23)$$

donde α es la inclinación del plano respecto de la horizontal, h es la altura solar (función del día, hora y latitud), β_s es el azimut solar y β es la orientación del plano.

Para calcular los totales diarios será necesario integrar (22) numéricamente con los valores calculados para (23). Intervalos entre media y una hora dan resultados que pueden considerarse satisfactorios dentro del margen de error de la fórmula.

Para algunos casos particulares (21) puede simplificarse considerablemente, así por ejemplo para un plano horizontal, como era de esperar

$$\cos i = \operatorname{sen} h \quad (24)$$

para $\alpha = \lambda$ (latitud) y $\beta = 0$ puede llegarse a:

$$\cos i = \cos \delta \cdot \cos t \quad (25)$$

donde δ es la declinación y t es la hora solar tomada como cero al mediodía. Si tomamos $\beta = 0$ y $\alpha = \lambda - \delta$, es decir, un plano variable día a día de modo que al mediodía se encuentre perpendicu-

etc

lar a los rayos del sol, obtenemos

$$\cos i = \sin^2 \delta + \cos^2 \delta \cos t \quad (26)$$

Para un plano vertical cualquiera será

$$\cos i = \cos h \cos (\beta_s - \beta) \quad (27)$$

Finalmente debe mencionarse que el uso de (26) y de las relaciones derivadas de allí tiene las restricciones señaladas para (3). A esto debe agregarse la siguiente suposición adicional:

- La diferencia entre la radiación difusa tras del plano inclinado y la radiación recibida por reflexión del suelo es despreciable frente a la radiación global recibida por el plano.

Esta suposición, si bien parece muy fuerte, permite obtener buenos resultados cuando se trata de obtener integrales diarias de planos cuya normal difiera en menos de noventa grados de la dirección del sol al mediodía. Para usar (20) en situaciones diferentes de la mencionada deberá analizarse cuidadosamente la validez de la estimación.

Cuando se trata de calcular valores medios mensuales, necesariamente habrá que considerar el efecto de la nubosidad y/o heliofanía. Teniendo en cuenta las consideraciones de 3.1 - y 4.4 - multiplicaremos los resultados obtenidos para días claros por

$$(0,6 N + 0,4)$$

$$\text{o por } (1 - 0,4 N)$$

250

según se cuente con datos de nubosidad o heliofanía.

Considerando las relaciones (20), (22) y (24) se calculó la relación existente entre la radiación global diaria recibida por el plano $\alpha = \lambda - \delta$ y el plano horizontal

$$R = \frac{Q(\lambda - \delta)}{Q_{\text{Hor.}}} = \frac{\int \frac{\text{Sen}^2 + \cos^2 \cdot \cos t}{1 + f \operatorname{cosec} h} dt}{\int \frac{\text{Sen} h}{1 + f \operatorname{cosec} h} dt} \quad (28)$$

Debe notarse que, si bien el plano $\alpha = \lambda - \delta$ no necesariamente es el plano óptimo para cada época de año, puede, en buena aproximación, considerárselo como tal.

En la figura 45 se ha graficado el valor de R para los solsticios y equinoccios, debe considerarse positivo cuando el sol está en el mismo hemisferio que el lugar geográfico de referencia.

Las figuras 46 y 47 muestran el resultado de apli-car la relación (26) a los valores de las figuras 36 y 42 y pue-den tomarse como medida de la potencia helioenergética del con-tinente en términos de colección plana para los meses extremos (junio y diciembre).

Para el mes de diciembre la máxima energía disponi-ble para colección plana se ubica en el noroeste argentino y al-caniza una media diaria de $760 \text{ cal/cm}^2 \text{ día}$ ($23 \text{ Kcal/cm}^2 \text{ mes}$) mien-tras que el mínimo ocurre en la costa pacífica colombiana con $370 \text{ cal/cm}^2 \text{ día}$ ($11 \text{ K cal/cm}^2 \text{ mes}$).

280

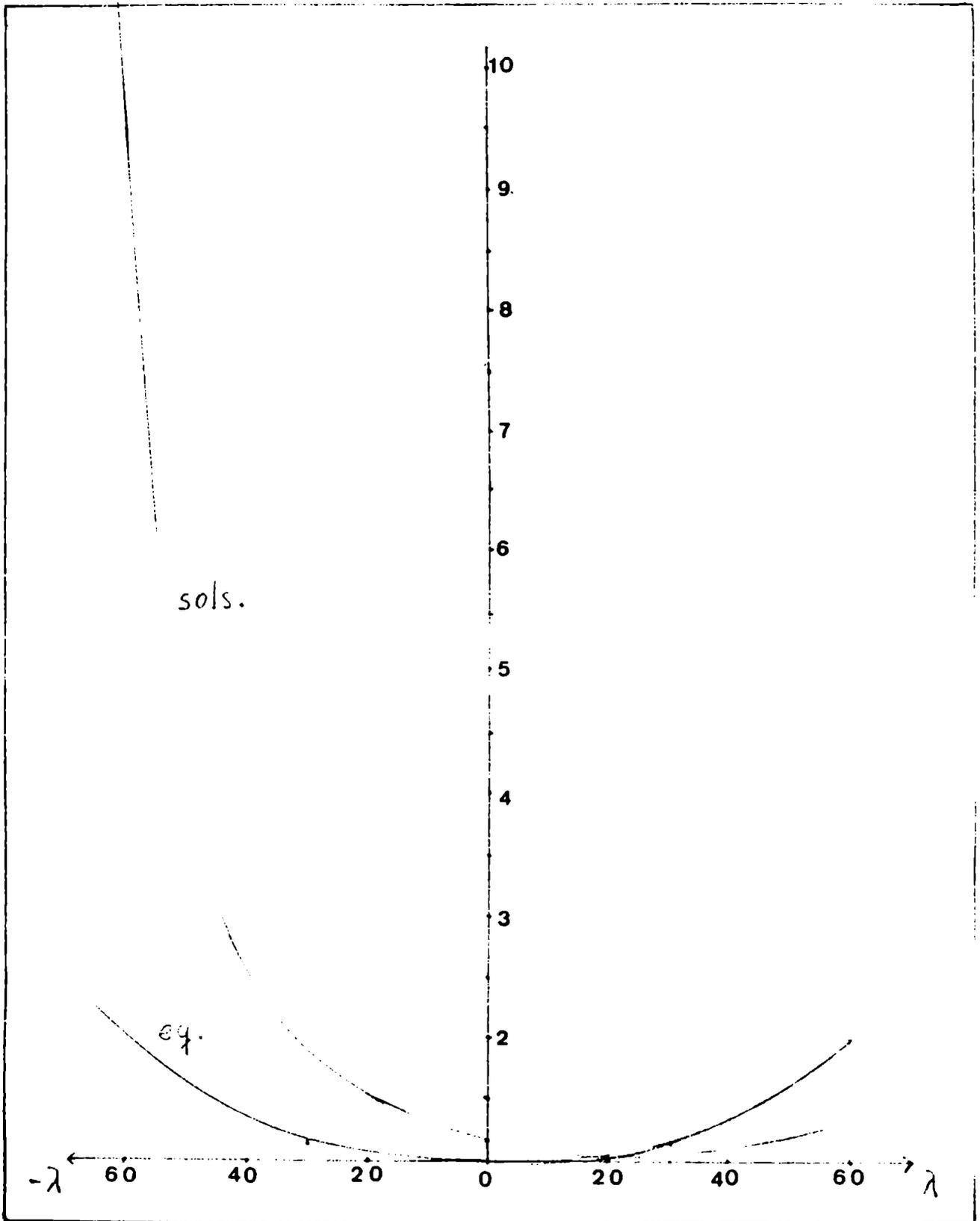


Figura 45

Relación entre la Radiación Global en el Plano $\alpha = \lambda - \delta$ y en el Plano Horizontal para los Solsticios y Equinoccios.

25/1

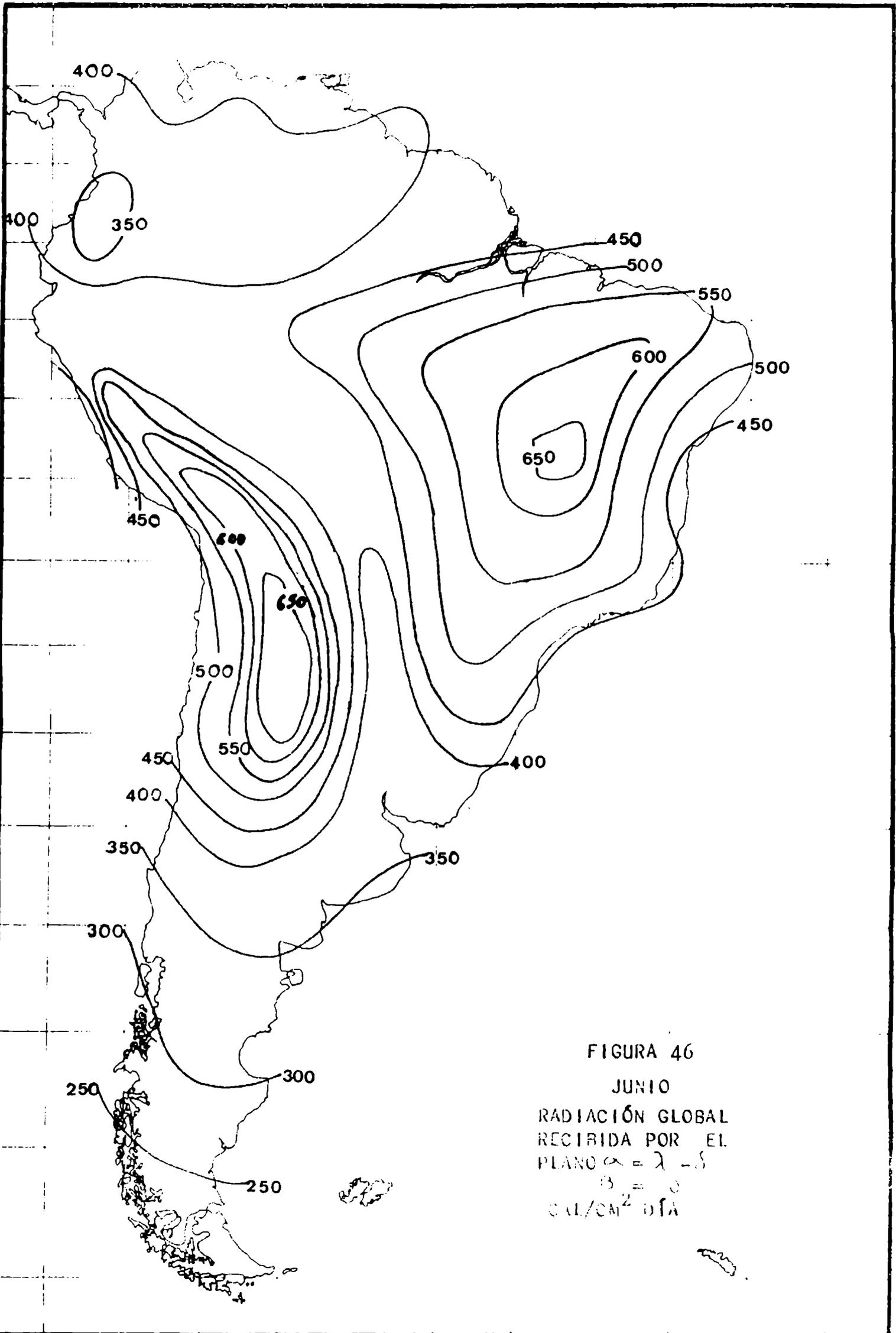
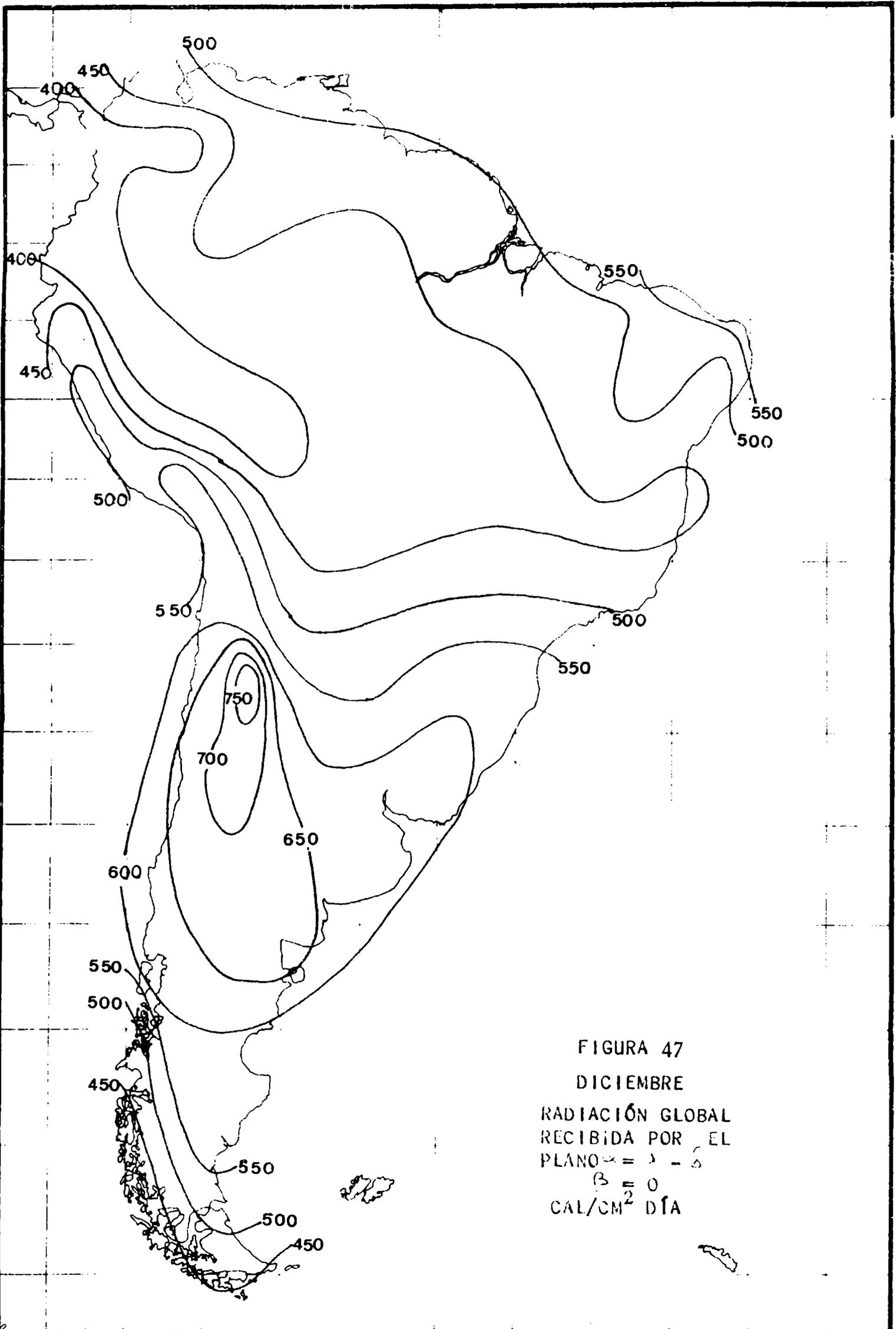


FIGURA 46

JUNIO

RADIACIÓN GLOBAL
RECIBIDA POR EL
PLANO $\alpha = \lambda - \delta$

$\beta = 0$
CAL/CM² DÍA



Para el mes de junio aparecen dos máximos de similar intensidad, aproximadamente $660 \text{ cal/cm}^2 \text{ día}$ ($20 \text{ K cal/cm}^2 \text{ mes}$), uno en el sertão brasileño y el otro en una ubicación similar a la del máximo de diciembre, pero extendiéndose hacia el norte. El mínimo corresponde ahora al extremo sur de la costa pacífica con valores de $230 \text{ cal/cm}^2 \text{ día}$ ($7 \text{ K cal/cm}^2 \text{ mes}$).

6. ALGORÍTMOS DE CÁLCULO - SÍNTESIS FINAL

En las secciones precedentes fueron analizadas diversas metodologías de cálculo para los distintos parámetros de interés helioenergético, el objetivo de esta sección es sintetizar los métodos propuestos y señalar los errores esperables.

Veamos entonces lo que ocurre para cada parámetro:

- Radiación Global instantánea para días claros: Si se usa la fórmula (3)

$$Q = \frac{C \text{ sen } h}{1 + \text{cosec } h}$$

para $h = 10^\circ$ y $F = 0,7$ en el invierno, $0,12$ en los equinoccios y $0,15$ en el verano, puede esperarse un error menor que 15% .

- Radiación Global diaria para días claros: La tabla 1 proporciona valores con un error menor que un 10% .
- Radiación Global media (mensual o anual) para días claros: Idem anterior, pero con errores esperados menores que un 7% .

- Radiación Global mensual (o anual) : Cuando se conocen Nubosidad y Heliofanía puede usarse (16)

$$Q = Q_0 (1 - (0,4q + 0,35) N)$$

$$\text{con } q = \frac{0,97 - H}{N} \quad \text{y } Q_0 \text{ de tabla I}$$

el error esperado será de 10%. Si sólo se conoce N puede usarse (16) para un valor medio de q, quedando entonces

$$Q = Q_0 (1 - 0,65 N)$$

de igual modo, si sólo se conoce H se usará (17) modificada

$$Q = Q_0 (0,19 + 0,81 H)$$

en ambos casos el error puede aumentar hasta un 20%.

- Radiación Global media mensual : Los mapas de las figuras 31 a 42 dan valores medios con un margen de error del orden del 10%, aunque en las regiones de fuerte gradiente puede aumentar considerablemente por razones de trazado. Si se conocen N medio y/ o H medio podrá procederse como en el caso anterior con los mismos márgenes de error.
- Radiación Global en plano inclinado para días claros: Deberá integrarse numéricamente (22) tomando cuidado en el cálculo de los límites de integración. Cuando la normal al plano tenga componente positiva respecto de la posición del sol al mediodía, el margen de error será del 12%. Para el caso de planos con componente normal negativa se usará (22) cuando el sol está sobre el horizonte, pero en el otro semiespacio deberá tomarse

$$G = 0,1 \frac{G \sin h}{1 + f \operatorname{cosec} h}$$

el margen de error será del 15%.

- Radiación Global mensual en plano inclinado: Cuando H y N son conocidos se deberá realizar la integración como en el caso anterior y el resultado deberá multiplicarse por el factor s

$$s = 0,6 + 0,4 H - 0,35 N$$

cuando la normal al plano tiene componente positiva proyectada sobre la dirección del sol al mediodía el margen de error será del 15%, si la componente es negativa el error aumentará al 20%. Si sólo es conocida N o H se tomarán condiciones medias de ocurrencia conjunta y tendremos entonces

$$s = 1 - 0,65 N$$

$$\text{o } s = 0,18 + 0,83 H$$

El margen de error aumentará de 15% a 20% para el caso de componente positiva de la normal del plano y de 20% a 25% para el caso contrario.

7. CONCLUSIONES

El Continente Sudamericano tiene una apreciable potencia heliocnrgética y una creciente demanda de energía, esto determinará un uso cada vez mayor de la energía solar.

La información climática existente permite una buena aproximación al conocimiento de las características medias del recurso; sin embargo, para determinados usos será necesario mejorar la aproximación. Las estimaciones indirectas difícilmente

28

permitirán trabajar con márgenes de error menores que un 10% y en muchos casos 20%.

Para disminuir el error sería necesario incrementar las mediciones directas, pero para contar con valores medios aceptables habrá que esperar un largo tiempo. Una buena solución será la realización de mediciones directas seleccionadas en condiciones que permitan disminuir el margen de error de las estimaciones indirectas.

Finalmente, sería útil tabular algunas de las relaciones empíricas como las que permiten el cálculo de la Radiación Global incidente sobre planos con diferentes orientaciones e inclinaciones. El cálculo de esas tablas trasciende el objetivo y posibilidades de este trabajo, pero se señala su importancia, puesto que permitirían ampliar el uso racional de la energía solar en campos como la arquitectura, agricultura, etc.

Los gráficos, tablas, cartas, algoritmos, etc aquí presentados pretenden justamente, al sistematizar la información existente y proponer mecanismos de cálculo simples, facilitar el trabajo de un conjunto de usuarios cada vez mayor y más diverso.

8. AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi agradecimiento al Dr. José Alberto Juan Hoffmann, al Lic. Héctor Ciappesoni, al tec. Ricardo Magliocchini y al Observatorio de Física Cósmica de San Miguel por la información bibliográfica y datos climáticos facilitados, al Professor Paulo Eugenio Mendonça de Anunciação y a la Universidad Estadual de Maringá por las facilidades de cálculo y elaboración de datos.

JCH

9. BIBLIOGRAFIA CITADA

- 01 - EXELL, R. H. B., "The solar Radiation Climate of Thailand", Solar Energy, vol. 18, pag. 349, 1976.
- 02 - BERLAND, T. G. and Danilchenko, V. Y., "The Continental Distribution of Solar Radiation", Gidrometeoizdat, Leningrado, 1961, citado en Kondratyev, K. Ya., Radiation in the Atmosphere, Academic Press, New York, 1966.
- 03 - BERLAND, T.G., "Geographical principles of the Solar Radiation Regime", Proc. All - Union Sci. Meteorol. Conf. 1961, citado en Kondratyev, K. Ya., Radiation in the Atmosphere, Academic Press, New York, 1966.
- 04 - BUDYKO, M. I., Atlas of the Heat Balance of the Earth, Moscú, 1963. Traducción inglesa de Nurklik, A.
- 05 - PALTRIDGE, G. W. and Proctor, D., "Monthly mean Solar Radiation Statistics for Australia", Solar Energy, Vol. 18, pag. 235, 1976.
- 06 - BURDECKI, F., "Remarks on the Distribution of Solar Radiation over the Surface of the Earth", Archiev. Met. Geoph. Biokl. ser. B 7, pag. 326, 1958.
- 07 - RAMDAS, L. A. and Yeganamarayan, "Distribution of Solar Energy over India", New Sources of Energy, Vol. 4, pag. 474, 1964.

- 08 - EXELL, R. H. B. and Saricali, K., "Solar Radiation in Thailand", Mechanical Engineering Congress on Energy, Pahlavi University, Shiraz, Iran, 1975.
- 09 - CRIVELLI, E. S. y Abeledo, H., "Posibilidades de trazer cartas de Radiación Global en la Argentina a partir de datos de Heliofanía", Meteorológica, Vol. 11, 1970.
- 10 - LÖF, G. O. G., Duffie, J. A. and Smith, C. ., "World Distribution of Solar Radiation", Solar Energy, Vol. 10, pag. 27, 1966.
- 11 - BENNETT, I., "Monthly Maps of Mean Daily Insolation for the United States", Solar Energy, Vol. 19, pag. 133, 1966.
- 12 - BLACK, J. N., "The distribution of Solar Radiation over the Earth's surface", Archiv. Met. Geophys. Bioklim., Serie B 7, pag, 165, 1956.
- 13 - HIRSCHAMANN, J., "Records of Solar Radiation in Chile", Solar Energy, Vol. 14, pag. 129, 1973.
- 14 - FERNÁNDEZ, R., Kurlat, M.I. C. de y Crivelli E. S., "Medidas de Radiación en la Argentina", Acta Científica Nº 30, Observatorio de Física Cósmica, San Miguel, (B.A.), Argentina, 1971.
- 15 - TULLER, S.E., "The relationship between diffuse, total and traterrestrial solar radiation", Solar Energy, Vol. 18, pag. 259, 1976.

- 16 - LIU, B.Y.H. and Jordan, R.C., "The interrelationship and characteristic Distribution of Direct, Diffuse and Total Solar Radiation, Solar Energy, Vol. 14, pag. 1, 1960.
- 17 - KALITIN, N.N., "Diffuse radiation of a cloudless sky", Rept. Acad. Sci. USSR, 39 Nº 38 citado en Kondratyev, K. Ya ., Radiation in the atmosphere, Academic Press, New York , 1966.
- 18 - ROBINSON, N., Solar Radiation, Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 1966.
- 19 - CRIVELLI, E. S., "Estudio comparado de la energía disponible en distintos lugares del país", Primer Congreso Latinoamericano de Energía Solar, Buenos Aires, 1975.
- 20 - CRIVELLI, E.S., "El recurso solar en América Latina", 2º Congreso Latinoamericano de Energía Solar, Joao Pessoa, Brasil, 1978.


Ernesto Santino Crivelli
