

# GEOFISICA INTERNACIONAL

REVISTA DE LA UNIÓN GEOFÍSICA MEXICANA, AUSPICIADA POR EL INSTITUTO DE GEOFÍSICA DE LA UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Director: Julián Adem

Subdirector: Manuel Maldonado-Koerdell

Vol. 4

México, D. F., 1º de Enero de 1964

Núm. 1

## *SOBRE EL ESTADO TERMICO NORMAL DEL SISTEMA TROPOSFERA-OCEANO-CONTINENTE EN EL HEMISFERIO NORTE \**

JULIÁN ADEM \* \*

## *ON THE NORMAL THERMAL STATE OF THE TROPOSPHERE-OCEAN-CONTINENT SYSTEM IN THE NORTHERN HEMISPHERE \**

JULIAN ADEM \* \*

### RESUMEN

Usando el modelo térmico del autor se calculan las temperaturas normales en la Meso-Tropósfera y en la superficie de la Tierra en el Hemisferio Norte para Abril, Julio y Octubre.

Se discute la importancia de la nubosidad, el calentamiento distinto de la radiación, el transporte horizontal por turbulencia y el almacenamiento de energía térmica en los océanos y la Tropósfera para el mantenimiento y predicción del estado térmico del Sistema Tropósfera-Océano-Continente.

### INTRODUCCION

Una carta mensual o estacional de temperaturas meso-troposféricas muestra un campo de temperatura muy alisado con una configuración bien definida y característica para cada mes o estación, lo cual se debe al hecho de ser un promedio de largo tiempo en que han desaparecido los vórtices transitorios, dejando sólo rasgos permanentes asociados con las fuentes de calor estacional y la distribución de continentes y océanos.

Condiciones anormales persistentes en la superficie subyacente afectan una carta mensual para un año determinado. Por ejemplo, anomalías de variación lenta en las temperaturas oceánicas se reflejan en las temperaturas troposféricas. Una cubierta de nieve anormalmente extensa aumenta el

\* Este trabajo fue realizado en la Extended Forecast Branch, NMC, U. S. Weather Bureau, Washington, D. C., E. U. A.

\* \* Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, México 20, D. F., MEXICO.

### ABSTRACT

Using the author's thermal model the normal temperatures in the Mid-Troposphere and at the surface of the Earth in the Northern Hemisphere are computed for April, July and October.

A discussion is given of the importance of cloudiness, heating other than radiation, horizontal turbulent transport and storage of thermal energy in oceans and Troposphere for the maintenance and prediction of the thermal state of the Troposphere-Ocean-Continent System.

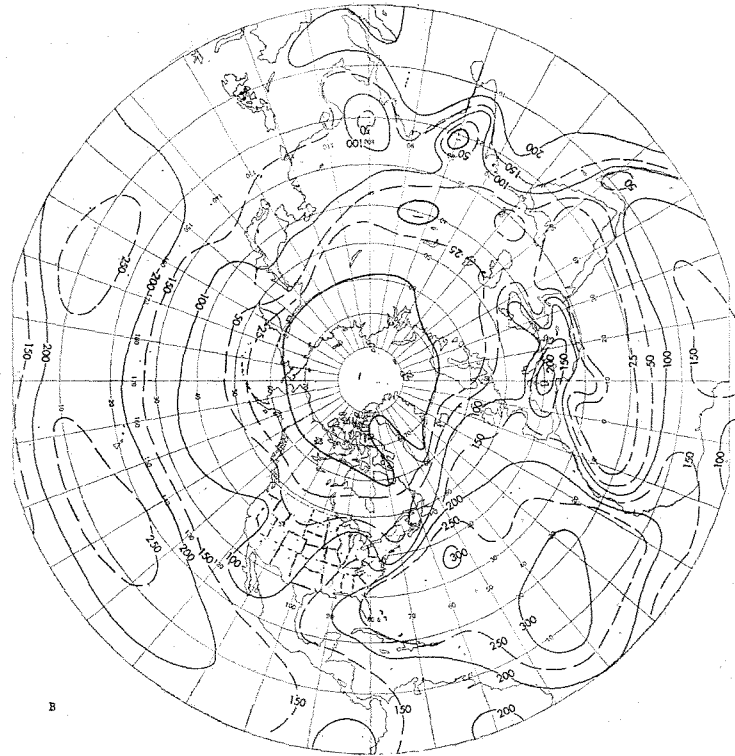
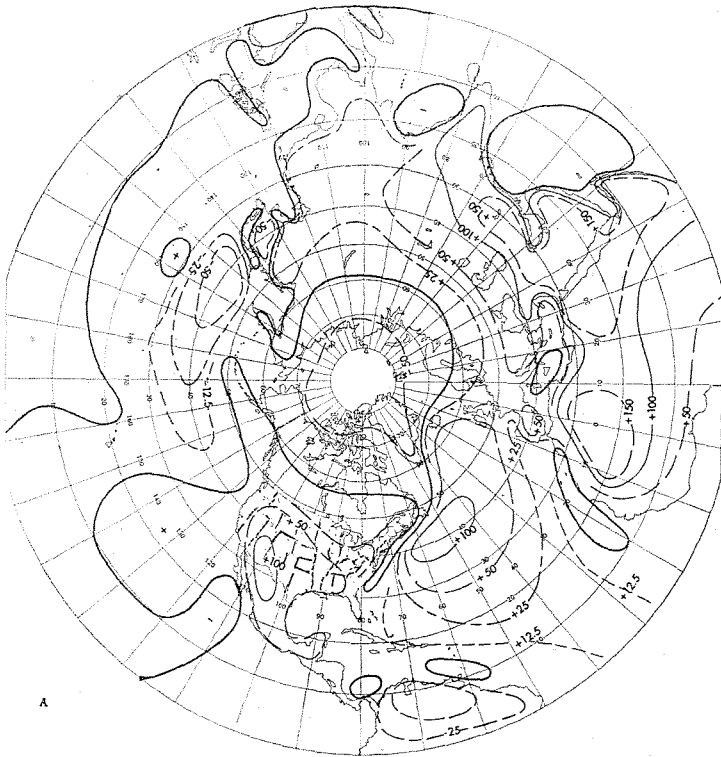
### INTRODUCTION

A monthly or season chart of the mid-tropospheric temperatures shows a very smooth temperature field with a well-defined pattern characteristic of each month or season. This is due to the fact that it is an average over a long time in which the transient eddies have disappeared, leaving only permanent features associated with seasonal heat sources and the distribution of continents and oceans.

Persistent abnormal conditions in the underlying surface are known to affect a monthly chart for a particular year. For example, slowly varying anomalies in ocean temperatures are reflected in tropospheric temperatures. An abnormally extensive snow cover increases the albedo of

\* This work was carried out in the Extended Forecast Branch, NMC, U. S. Weather Bureau, Washington, D. C., U. S. A.

\* \* Institute of Geophysics, Universidad Nacional Autónoma de México, México 20, D. F., MEXICO.



albedo de la superficie de la Tierra, lo cual produce un decremento de temperatura. A su vez, la baja de temperatura induce persistencia en la cubierta de nieve, asociada con anormales condiciones en el estado térmico de la Tropósfera.

Estos campos de temperatura mensuales o estacionales pueden calcularse usando una teoría física en que los vórtices transitorios son tratados como turbulencia. En un trabajo anterior (Adem, 1964), usando tal consideración, fue presentado un modelo térmico adecuado para predicciones de temperaturas mensuales o estacionales. El modelo se aplicó al cálculo de temperaturas normales de invierno, obteniéndose buena concordancia con observaciones.

El propósito de este trabajo es aplicar el modelo a las otras estaciones del año. Calcularemos los campos de temperatura normales y haremos los cálculos para determinar el papel de algunos parámetros que afectan el balance de calor del Sistema Tropósfera-Oceano-Continente en el mantenimiento del estado térmico.

Para el entendimiento de la teoría en que se basan los cálculos, el lector debe consultar los trabajos previos (Adem, 1962, 1963, 1964).

#### LOS CAMPOS TERMICOS NORMALES PARA ABRIL, JULIO Y OCTUBRE

Como antes, usaremos la fórmula de Milankovitch (Adem, 1962, p. 104) para obtener la insolación  $I$  y los valores de Budyko (1956) de la radiación de onda corta total mensual

the surface of the Earth and therefore decreases the temperature. The decrease in temperature in turn leads to persistence in the snow cover, associated with abnormal conditions in the thermal state of the Troposphere.

These monthly or season temperature fields can be computed using a physical theory in which the transient eddies are treated as turbulence. In a previous paper (Adem, 1964) using such an approach, a thermal model that is suitable for monthly and seasonal predictions of temperatures was presented. The model was applied to compute the normal winter temperatures, obtaining good agreement with observations.

The purpose of this paper is to apply the model to the other seasons of the year. We shall compute the normal temperature fields and carry out calculations to determine the role, in the maintenance of the thermal state, of some of the parameters that affect the heat budget of the Troposphere-Ocean-Continent System.

For an understanding of the theory on which the computations are based, the reader is referred to the previous papers (Adem, 1962, 1963, 1964).

#### THE NORMAL THERMAL FIELDS FOR APRIL, JULY AND OCTOBER

As before, we shall use the Milankovitch formula (Adem, 1962, p. 104) to obtain the insolation,  $I$ , and use Budyko's (1956) values of the monthly total short wave radiation

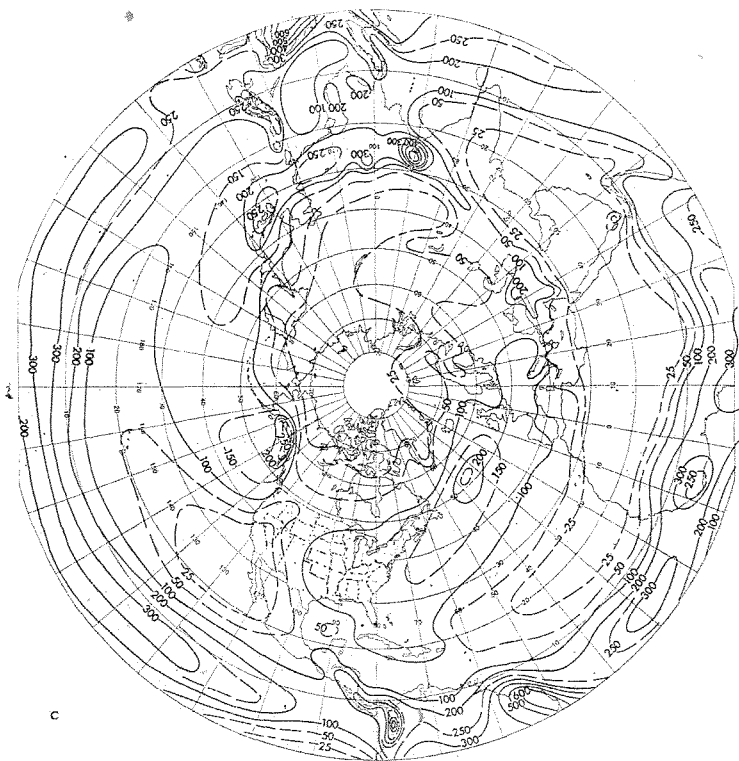


Fig. 1. Calentamiento distinto de radiación en Abril (Unidades en langley por día). Las partes (A) y (B) son la pérdida de calor en la superficie de la Tierra debida a transporte turbulento vertical de calor sensible y evaporación, respectivamente. La parte (C) es el calor ganado por la Tropósfera debido a la condensación de vapor de agua en las nubes.

Fig. 1. Heating other than radiation in April (Units are langley per day). Parts (A) and (B) are the loss of heat at the surface of the Earth due to vertical turbulent transport of sensible heat and evaporation respectively. Part (C) is the heat gained by the Troposphere due to the condensation of water vapor in the clouds.

recibida por la superficie con cielo claro,  $(Q + q)_0$ . Usaremos los datos de London (1957) para estimar la absorción fraccionaria de la insolación por vapor de agua y polvo en la Tropósfera,  $a_2$ , y por nubes,  $b_3$ . La Tabla I contiene los valores de  $I$ ,  $(Q + q)_0$ ,  $a_2$  y  $b_3$  obtenidos de las fuentes anteriores. Las primeras tres son tomadas solamente como funciones de latitud y estación. La cantidad  $b_3$  es un coeficiente que se multiplica por la cubierta nubosa fraccionaria para obtener la absorción de la insolación por nubes. Como antes, usaremos como datos iniciales las temperaturas normales de los océanos dadas por la U. S. Navy Hydrographic Office (1944) y las temperaturas meso-troposféricas normales calculadas por Hennig (1958).

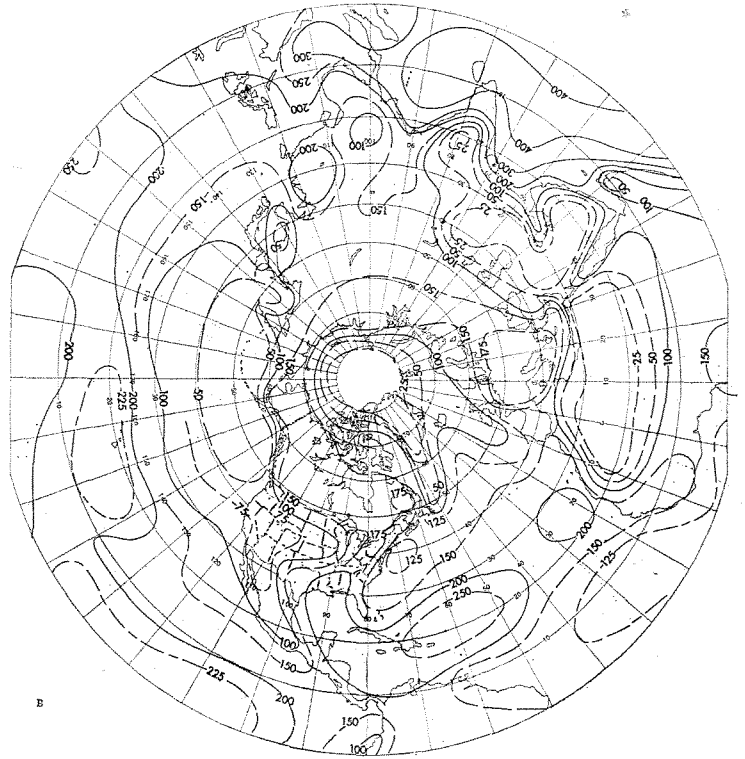
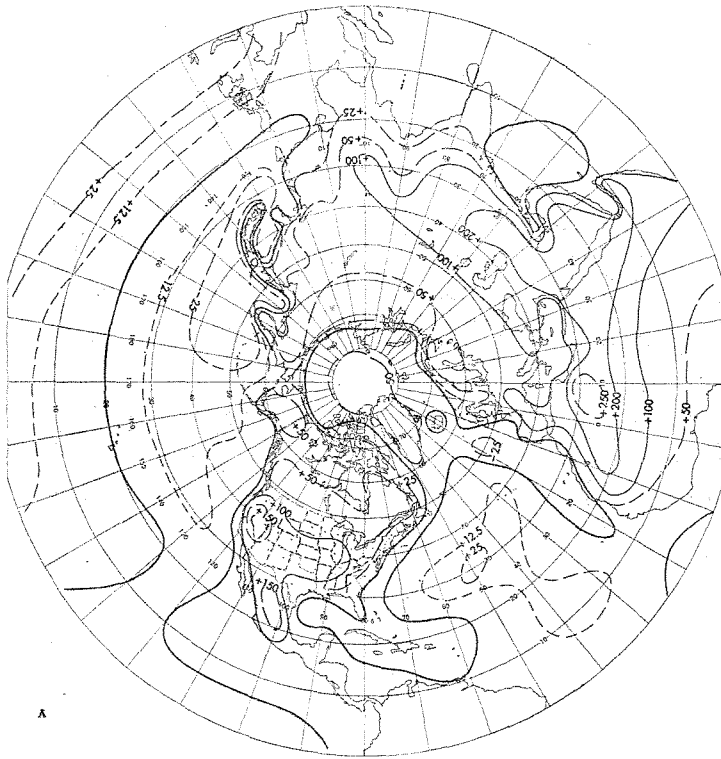
Las Cartas de Valores Normales de Calor dado a la Tropósfera por transporte vertical por turbulencia de calor sensible en la superficie  $G_2$ , por evaporación en la superficie,  $G_3$ , y por condensación de vapor de agua en las nubes,  $G_5$ , preparadas de varias fuentes (v. gr. Möller, 1951; Budyko, 1955, 1956), se muestran en las partes (A), (B) y (C) de las Figs. 1, 2 y 3. Las Cartas de Albedo que usamos fueron preparadas por Posey y Clapp (1964) y las Cartas de Temperatura Superficial Normal se basaron principalmente en las normales de la O.M.M. (1962); los Mapas de Cubierta Normal de Nubes, se obtuvieron de London (1957).

Como antes, supondremos que en los continentes el almacenamiento de energía es despreciable y que como en el caso del Invierno, en Primavera y Otoño el almacenamiento de energía en el Océano Artico es despreciable y por ello, dicha área se tratará como un continente. Sin embargo, en el Vera-

received by the surface with clear sky,  $(Q + q)_0$ . We will use the data of London (1957) to make an estimate of the fractional absorption of insolation by water vapor and dust in the Troposphere,  $a_2$ ; and by clouds,  $b_3$ . Table I gives the values of  $I$ ,  $(Q + q)_0$ ,  $a_2$  and  $b_3$  obtained from the above sources. The first three of these are assumed to be functions of latitude and season only. The quantity  $b_3$  is a coefficient to be multiplied by the fractional cloud cover to obtain the absorption of insolation by clouds. As before, we shall use as initial data the normal temperatures in the oceans given by the U. S. Navy Hydrographic Office (1944) and the normal mid-tropospheric temperatures computed from Hennig (1958).

The Charts of Normal Values of Heat given off to the Troposphere by vertical turbulent transport of sensible heat at the surface,  $G_2$ , by evaporation at the surface,  $G_3$  and by condensation of water vapor in the clouds,  $G_5$ , prepared from various sources (e.g. Möller, 1951; Budyko, 1955, 1956) are shown in parts (A), (B), and (C) of Figs. 1, 2 and 3. The Albedo Charts we used were prepared by Posey and Clapp (1964) and the Charts of Normal Surface Temperature were based largely on recent W.M.O. normals (1962). Maps of Normal Cloud Cover were obtained from London (1957).

As before, we shall assume that in the continents the storage of energy is negligible. As in the Winter case, we shall assume that in Spring and Autumn the storage of energy in the Arctic Ocean is negligible, and therefore, this area will be treated as a continent. However, in Summer,



no se dará a la región ártica un gran almacenamiento de energía, como a los otros océanos.

Usaremos las mismas constantes que en el caso del Invierno (Adem, 1964), excepto que para la frontera radiante superior de la Tropósfera, la altura será de 9 Km en vez de 10 Km. Ya que el nivel 9 Km corresponde a una presión de 310 mb, tal selección concuerda con los cálculos de Elsasser (1940, p. 52) cuyos resultados demuestran que encima del nivel de 300 mb hay una cantidad despreciable de vapor de agua.

Según las consideraciones anteriores (Adem, 1964), la temperatura media que calculamos, situada a 4.5 Km en nuestro modelo, debe compararse directamente con la temperatura real un Km más arriba a la altura de 5.5 Km, que corresponde al nivel de los 500 mb.

Las Figuras 4, 5 y 6 muestran las temperaturas meso-troposféricas calculadas para Abril, Julio y Octubre. La parte (A) es la solución con coeficiente de intercambio de  $2 \times 10^{10} \text{ cm}^2 \text{ seg}^{-1}$  para Abril y Julio y de  $3 \times 10^{10} \text{ cm}^2 \text{ seg}^{-1}$  para Octubre. Estas temperaturas normales meso-troposféricas calculadas concuerdan bastante bien con los valores observados que se dan en la parte (B).

Las partes (C) de estas figuras son las soluciones cuando se desprecia el transporte horizontal (o sea el coeficiente de intercambio  $K = 0$ ). Su comparación con las partes (A) muestra que el término de transporte tiene un papel muy importante por reducir el gradiente de temperatura y alisar su distribución hasta casi parecerse a la observada. Sin embargo, las partes (D) de estas figuras muestran variación de temperatura mucho menor debida al aumento del coeficiente

the Arctic region will be given a large storage of energy as in the other oceans.

We shall use the same constants as in the Winter case (Adem, 1964) except that for the upper radiating boundary of the Troposphere, we will use the height of 9 Km instead of 10 Km. Since the 9 Km level corresponds to a pressure of 310 mb, this choice is in agreement with Elsasser's (1940, p. 52) computations in which he shows that above the 300 mb level there is a negligible amount of water vapor.

According to the consideration given before (Adem, 1964), the mean temperature that we compute, which is at 4.5 Km in our model, must be directly compared with the actual temperature 1 Km higher at 5.5 Km. This corresponds to the 500 mb level.

Figs. 4, 5 and 6 show the computed mid-tropospheric temperatures for April, July and October. Part (A) is the solution with an Austausch coefficient of  $2 \times 10^{10} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$  for April and July, and of  $3 \times 10^{10} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$  for October. These computed mid-tropospheric normal temperatures are in fairly good agreement with the observed values which are given in part (B).

Parts (C) of these figures are the solutions when the horizontal transport is neglected (i.e. the Austausch coefficient  $K = 0$ ). Their comparison with parts (A) shows that the transport term has a very important role, by decreasing the gradient of temperature and smoothing out the pattern to look just as it appears in nature. However, parts (D) of these figures show a much smaller change of temperature due to an increase of the Austausch coefficient

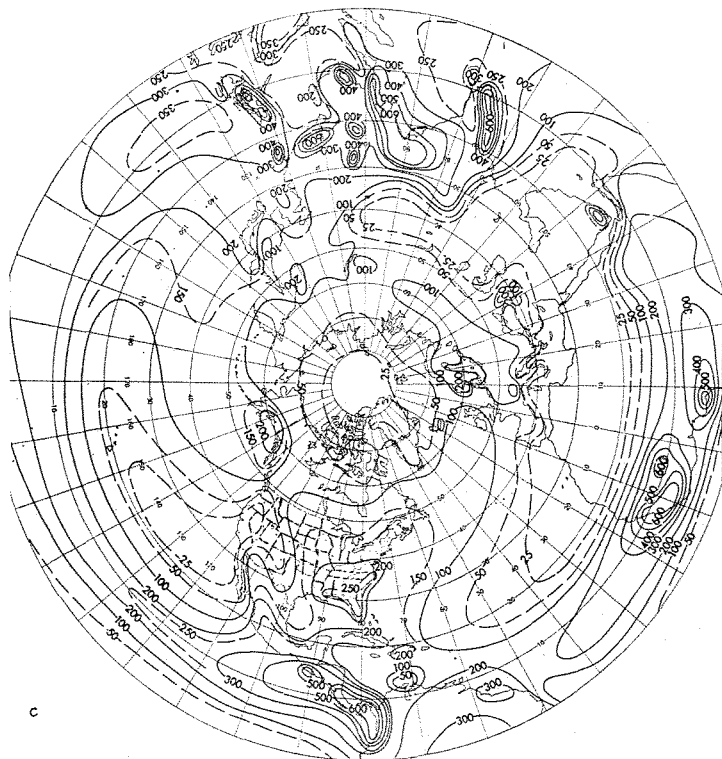


Fig. 2. Calentamiento distinto de radiación en Julio (para una explicación véase leyenda de Fig. 1).

Fig. 2. Heating other than radiation in July (For an explanation see legend to Fig. 1).

de intercambio de  $2 \times 10^{10} \text{ cm}^2 \text{ seg}^{-1}$  a  $3 \times 10^{10}$ . De tales resultados se concluye que aumentando el coeficiente de intercambio en pasos sucesivos comenzando desde cero, se alcanza un cierto valor del orden de  $2 \times 10^{10}$  o  $3 \times 10^{10} \text{ cm}^2 \text{ seg}^{-1}$  después del cual no hay aumento substancial en el transporte.

Las Figs. 7, 8 y 9 muestran las temperaturas calculadas en la superficie. La parte (A) corresponde al caso en que el coeficiente de intercambio es igual a  $2 \times 10^{10} \text{ cm}^2 \text{ seg}^{-1}$  para Abril y Julio y a  $3 \times 10^{10} \text{ cm}^2 \text{ seg}^{-1}$  para Octubre. La parte (B) es la temperatura del aire observada en la superficie. La parte (C) es la solución cuando no existe transporte horizontal ( $K = 0$ ) y la parte (D) es el aumento de temperatura al incrementar el coeficiente de intercambio de  $2 \times 10^{10}$  a  $3 \times 10^{10} \text{ cm}^2 \text{ seg}^{-1}$ .

La comparación de las partes (A) y (B) muestra buen acuerdo entre temperaturas calculadas y observadas, excepto en Abril, en que las temperaturas en la superficie calculadas, sobre continentes en latitudes medias y altas, son considerablemente mayores que las observadas.

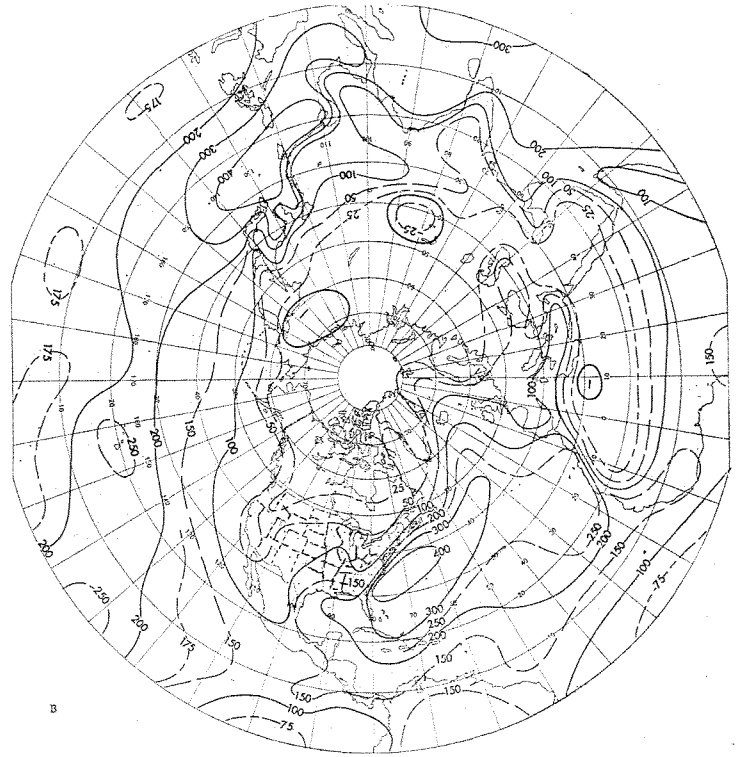
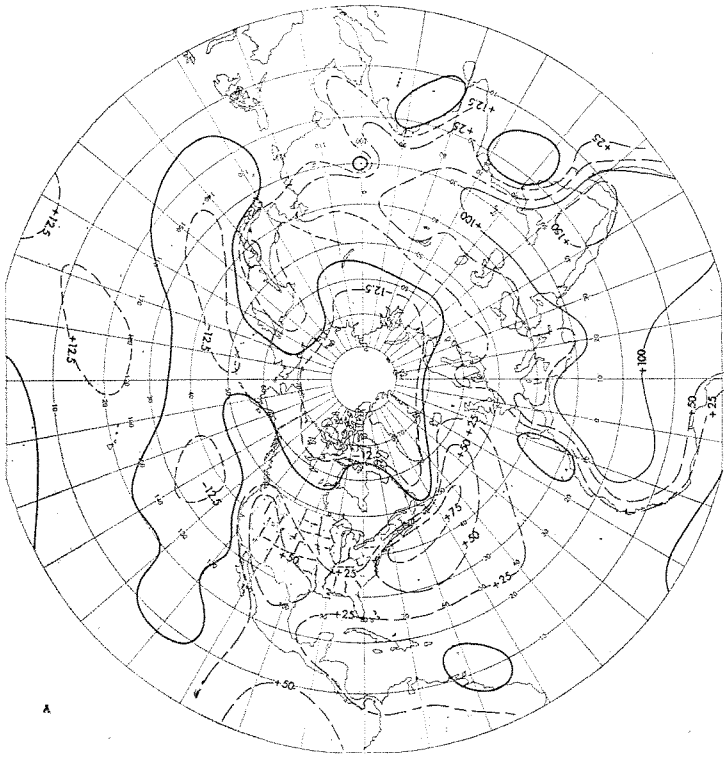
En general, las temperaturas meso-troposféricas y superficiales calculadas en Primavera y Verano sobre los continentes son algo más altas que los valores observados. Comparando estos resultados con las Figs. 1, 2 y 3 resulta que aparentemente los irreales valores altos de las temperaturas en las latitudes más bajas sobre los continentes se deben al calor de condensación,  $G_5$ , que parece ser sobreestimado. En general, estimaciones más correctas de  $G_2$ ,  $G_5$  y  $G_3$  mejorarían los cálculos de las normales, especialmente sobre los continentes.

from  $2 \times 10^{10} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$  to  $3 \times 10^{10}$ . From these results, it is clear that by increasing the austausch coefficient in successive steps, starting from zero, a certain value of the order of  $2 \times 10^{10}$  or  $3 \times 10^{10} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$  is reached, after which no substantial increase in the transport is obtained.

Figs. 7, 8 and 9 show the computed temperatures at the surface. Part (A) corresponds to the case in which the austausch coefficient is equal to  $2 \times 10^{10} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$  for April and July and  $3 \times 10^{10} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$  for October. Part (B) is the observed temperature of the air at the surface. Part (C) is the solution when there is no horizontal transport ( $K = 0$ ) and part (D) is the increase of temperature due to an increase of the austausch coefficient from  $2 \times 10^{10}$  to  $3 \times 10^{10} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$ .

Comparison of parts (A) and (B) shows that we obtain a good agreement between computed and observed temperatures, except in April, for which the computed surface temperatures on the continents, in the middle and higher latitudes, is considerably higher than those observed.

In general, over the continents in Spring and Summer the computed mid-tropospheric and surface temperatures are somewhat higher than the observed values. A comparison of these results with Figs. 1, 2 and 3 shows that apparently the unrealistically high values of the temperatures in the lower latitudes over the continents is due to the heat of condensation,  $G_5$ , which seems to be overestimated. In general, more accurate estimates of  $G_2$ ,  $G_5$  and  $G_3$  would improve the computations of the normals, especially over the continents.



Algunas de las discrepancias entre temperaturas observadas y calculadas sobre continentes se deben al hecho de que las temperaturas superficiales observadas no se han reducido al nivel del mar y por consiguiente, sobre las tierras altas, tienen valores más bajos que las calculadas.

Finalmente, hay discrepancias debidas a la total omisión de ciertos procesos tales como el gasto de calor para fundir la nieve o hielo que debe jugar importante papel en Primavera.

Las Figs. 10, 11 y 12 muestran el exceso de radiación calculada (o sea calentamiento o enfriamiento debidos a radiación de todas las longitudes de onda). La parte (A) es el exceso de radiación en la Tropósfera, la (B) en la superficie de la Tierra y la (C) la suma de (A) y (B), que es igual a la diferencia entre radiación entrante y saliente en la cima de la Tropósfera.

#### EFFECTO DE LA NUBOSIDAD

Con las fórmulas (6), (7) y (10) de Adem (1964), obtenemos la siguiente expresión para la temperatura en la superficie:

$$T_s = T_{s_0} - \frac{1}{B_3 - \rho_s c_s h / 2 \Delta t} \left\{ B_2'' (T_m - T_{m_0}) - B_6 + \epsilon B_7 + \right. \\ \left. \frac{\rho_s c_s h}{2 \Delta t} [(T_s)_i - T_{s_0}] - G_2 - G_3 + (Q + q)_0 [1 - (1-k) \epsilon] (1 - \alpha) \right\} \quad (1)$$

Some of the discrepancies between observed and computed temperatures over the continents are due to the fact that the observed surface temperatures have not been reduced to the sea level and therefore have values lower than the computed ones over the high lands.

Finally, there are discrepancies due to the total neglect of certain processes such as the expenditure of heat for melting of snow or ice, which in Spring must play an important role.

Figs. 10, 11 and 12 show the computed excess of radiation (i.e., heating or cooling due to radiation of all wavelengths). Part (A) is the excess of radiation in the Troposphere, (B), that at the surface of the Earth, and (C), the sum of (A) and (B) which is equal to the difference between incoming and outgoing radiation at the top of the Troposphere.

#### EFFECT OF THE CLOUDINESS

From formulas (6), (7) and (10) of Adem (1964), we get the following expression for the temperature at the surface:

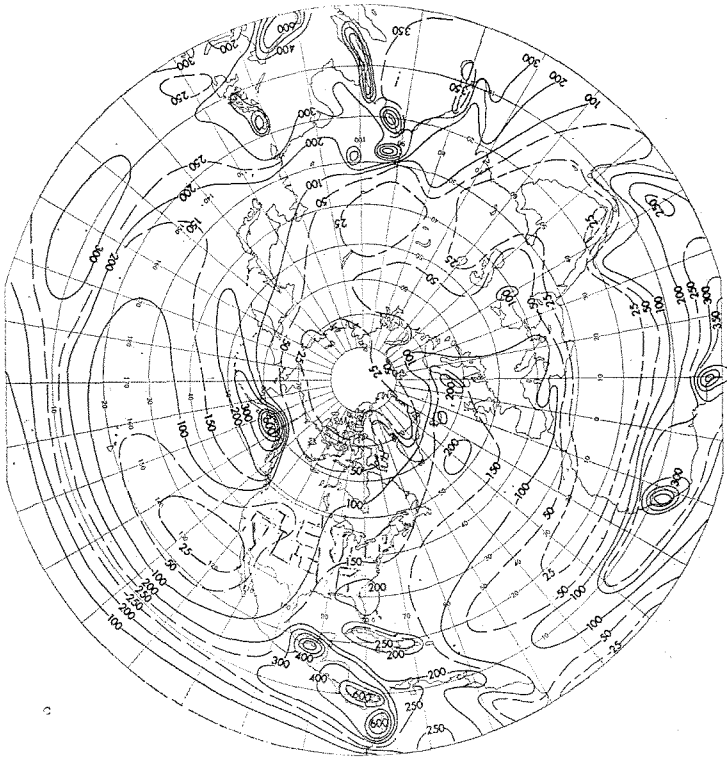
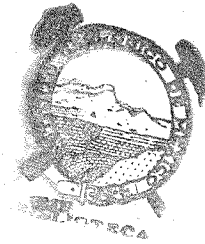


Fig. 3. Calentamiento distinto de radiación en Octubre (para una explicación véase leyenda de Fig. 1).

Fig. 3. Heating other than radiation in October (For an explanation see legend to Fig. 1).



donde  $T_s$  es la temperatura en la superficie de la Tierra en grados Kelvin;  $T_m$  la temperatura media en la Tropósfera en grados Kelvin;  $\Delta t$  el intervalo de tiempo considerado (un mes);  $h$  la profundidad por debajo de la cual no varía la temperatura del suelo o del agua (tomada como 50 metros en los océanos y cero en los continentes);  $\rho_s$  la densidad del agua oceánica superficial;  $c_s$  el calor específico del agua oceánica;  $(T_s)_i$  la temperatura de la superficie del océano en el mes previo en grados Kelvin;  $G_2$  el calor llevado por transporte turbulento vertical de calor sensible a la Tropósfera;  $G_3$  la energía llevada a la Tropósfera por evaporación;  $(Q + q)_0$  la radiación de onda corta que llega a la superficie bajo condiciones de cielo claro;  $k$  una función de latitud dada en la Tabla I de Adem (1964);  $\alpha$  el albedo de la superficie de la Tierra y  $\epsilon$  la nubosidad.  $B''_2$ ,  $B_3$ ,  $B_6$ ,  $B_7$ ,  $T_{s_0}$  y  $T_{m_0}$  son constantes que tienen los siguientes valores en estos cálculos (usando el sistema c.g.s. y grados Kelvin):

$$B''_2 = 3958, B_3 = -5474, B_6 = -1259 \times 10^2, B_7 = 76413, T_{s_0} = 288, T_{m_0} = 259.$$

Para el caso de un océano, el término dominante dentro de los corchetes de la ecuación (1) es el término de almacenamiento  $(\rho_s c_s h/2 \Delta t) [(T_s)_i - T_s]$  de manera que en ella el valor  $T_s$  es muy poco afectado por cambios en la cubierta de nubes. Sin embargo, el término de almacenamiento se aproxima a cero para el caso de los continentes y el valor de  $T_s$  tiene fuerte dependencia de la nubosidad  $\epsilon$ .

where  $T_s$  is the temperature of the Earth's surface in Kelvin degrees;  $T_m$ , the mean temperature in the Troposphere in Kelvin degrees;  $\Delta t$ , the considered time interval (one month);  $h$ , the depth below which the soil or water temperature does not vary (taken as 50 meters in the oceans and zero in the continents);  $\rho_s$ , the density of the surface ocean water;  $c_s$ , the specific heat of the ocean water;  $(T_s)_i$ , the temperature of the ocean surface for the previous month, in Kelvin degrees;  $G_2$ , the heat given off to the Troposphere by turbulent vertical transport of sensible heat;  $G_3$ , the energy given off to the Troposphere by evaporation;  $(Q + q)_0$ , is the short wave radiation reaching the surface under clear sky conditions;  $k$ , a function of latitude given in Table I of Adem (1964);  $\alpha$ , the albedo of the surface of the Earth and  $\epsilon$  is the cloudiness.  $B''_2$ ,  $B_3$ ,  $B_6$ ,  $B_7$ ,  $T_{s_0}$  and  $T_{m_0}$  are constants that have the following values in these computations (using the c.g.s. system and Kelvin degrees):

For the case of an ocean, the dominant term in brackets of equation (1) is the storage term  $(\rho_s c_s h/2 \Delta t) [(T_s)_i - T_s]$ , so that here the value of  $T_s$  is affected very little by a change of the cloud cover. However, for the case of the continents the storage term is close to zero, and the value of  $T_s$  has a strong dependence on the cloudiness  $\epsilon$ .

Un incremento en la nubosidad de valor  $\Delta t$  produciría un incremento en la temperatura dado por

$$\Delta T_s = -\frac{1}{B} \left\{ B''_2 \Delta T_m - \Delta \varepsilon [B_\tau - (Q + q)_0 (1 - k) (1 - \alpha)] \right\}$$

donde where

$$B = B_3 - \rho_s c_s h / \Delta t.$$

Ya que el término  $B''_2 \Delta T_m$  puede considerarse como despreciable, el signo del incremento es casi el mismo que el de  $B^{-1} \Delta \varepsilon [B_\tau - (Q + q)_0 (1 - k) (1 - \alpha)]$ , donde  $B^{-1} \Delta \varepsilon B_\tau$  es el aumento en temperatura debido al incremento de radiación de onda larga desde las nubes hacia abajo y el otro término es la disminución en temperatura debida a la baja en absorción de radiación de onda corta en la superficie.

Para valorar el efecto de la nubosidad sobre la temperatura calculamos el cambio de temperatura debido al aumento de un décimo en la cubierta normal de nubes. Las Figs. 13 y 14 muestran el aumento en temperatura en la superficie y en la Meso-Tropósfera, respectivamente.

En general, vemos que sobre los continentes el efecto de la nubosidad es mucho más importante que sobre los océanos, donde el valor absoluto del cambio de temperatura es igual a  $0.5^\circ \text{C}$  o menos. Por lo tanto, se necesitan sobre los continentes mejores estimaciones de nubosidad que sobre los océanos. El efecto de nubosidad es más importante durante el Verano que durante el Invierno.

La temperatura en la superficie es más sensible a cambios de nubosidad que la temperatura en la Meso-Tropósfera.

Durante el Verano, un aumento en nubosidad produce casi dondequiera una disminución en temperatura de la superficie. Ello es debido al hecho que los valores de  $(Q + q)_0$  son grandes para todas las latitudes y consecuentemente, la baja en absorción de radiación de onda corta es mayor que el incremento de pérdidas de radiación de onda larga en la superficie.

En la Primavera, Otoño e Invierno, un aumento en nubosidad también produce disminución de temperatura en la superficie en latitudes bajas. Sin embargo, en latitudes altas, el aumento de energía en la superficie causado por disminución de la pérdida de radiación de onda corta es mayor que la pérdida de absorción de onda corta. La Fig. 13 muestra que la frontera de las regiones de incremento y decremento de temperatura se ubica en una latitud de casi 40 a 50 grados en Enero, 60 a 70 en Abril y 55 grados en Octubre.

Un aumento en nubosidad produce disminución de temperaturas meso-troposféricas, excepto en las más altas latitudes donde hay un aumento despreciable como lo muestra la Fig. 14.

An increment in the cloudiness of value  $\Delta \varepsilon$  would produce an increment in the temperature given by

Since the term  $B''_2 \Delta T_m$  can be shown to be negligible, the sign of the increment is roughly the same as that of  $B^{-1} \Delta \varepsilon [B_\tau - (Q + q)_0 (1 - k) (1 - \alpha)]$ , where  $B^{-1} \Delta \varepsilon B_\tau$  is the increase in temperature due to the gain in downward long-wave radiation from the clouds, and the other term is the decrease in temperature due to the decrease in absorption of short wave radiation at the surface.

To evaluate the effect of cloudiness on the temperature we have computed the change in temperature due to an increase of one tenth in the normal cloud cover. Figs. 13 and 14 show the increase in the temperature at the surface and in the Mid-Troposphere, respectively.

In general, we see that the effect of the cloudiness is much more important over the continents than over the oceans, where the absolute value of the change in the temperature is equal or less than  $0.5^\circ \text{C}$ . Therefore, better estimates of cloudiness are needed over the continents than over the oceans. The effect of the cloudiness is more important during the Summer than during the Winter.

The temperature at the surface is more sensitive to changes of cloudiness than is the temperature in the Mid-Troposphere.

During the Summer, an increase of cloudiness produces a decrease in the temperature at the surface almost everywhere. This is due to the fact that the values of  $(Q + q)_0$  are large for all latitudes, and therefore, the decrease in absorption of short-wave radiation is larger than the increased loss of long-wave radiation at the surface.

In Spring, Autumn and Winter an increase of cloudiness also produces a decrease of temperature at the surface at lower latitudes. However, at higher latitudes, the gain of energy at the surface caused by decreased loss of long-wave radiation is larger than the loss of short-wave absorption. Fig. 13 shows that the boundary of the regions of decrease and increase of temperature is at a latitude of about 40 to 50 degrees in January, 60 to 70 in April and 55 degrees in October.

An increase of cloudiness produces a decrease in the mid-tropospheric temperatures, except in the higher latitudes where there is a negligible increase, as shown in Fig. 14.



TABLA I

TABLE I

VALORES DEL COCIENTE DE LA INSOLACIÓN SOBRE LA CONSTANTE SOLAR ( $I/I_0$ ), DE LA RADIACIÓN TOTAL DE ONDA CORTA RECIBIDA EN LA SUPERFICIE DE LA TIERRA CON CIELO CLARO  $(Q + q)_0$  Y DE LAS FUNCIONES EMPÍRICAS DE LA LATITUD,  $a_2$  Y  $b_3$ .

VALUES OF THE RATIO OF THE INSOLATION TO THE SOLAR CONSTANT ( $I/I_0$ ), OF THE TOTAL SHORT-WAVE RADIATION RECEIVED BY THE SURFACE OF THE EARTH WITH CLEAR SKY  $(Q + q)_0$  AND OF THE EMPIRICAL FUNCTIONS OF THE LATITUDE  $a_2$  AND  $b_3$ .

Latitud (grad.)  Latitude (degr.)	$I/I_0$			$(Q + q)_0$ (Kg-cal cm <sup>-2</sup> mes <sup>-1</sup> ) (Kg-cal cm <sup>-2</sup> month <sup>-1</sup> )			$a_2$			$b_3$		
	Abril April	Julio July	Octub. Octob.	Abril April	Julio July	Octub. Octob.	Primav. Spring	Verano Summer	Otoño Fall	Primav. Spring	Verano Summer	Otoño Fall
0	.310	.293	.316	20.2	18.7	20.0						
5	.314	.304	.306	20.8	20.1	19.9	.134	.143	.142	.034	.034	.031
10	.318	.315	.296	21.3	21.2	19.6						
15	.320	.323	.285	21.6	22.1	19.2	.123	.145	.141	.030	.038	.032
20	.321	.330	.274	21.8	22.7	18.5						
25	.316	.332	.252	21.8	23.1	17.6	.122	.145	.140	.030	.036	.034
30	.311	.334	.231	21.6	23.3	16.5						
35	.303	.334	.210	21.0	23.3	15.1	.105	.142	.123	.032	.033	.035
40	.295	.334	.191	20.0	23.2	13.4						
45	.280	.334	.168	19.0	22.9	11.6	.100	.135	.116	.033	.033	.042
50	.266	.334	.144	17.8	22.5	9.6						
55	.251	.332	.115	16.6	22.1	7.7	.095	.132	.110	.035	.035	.037
60	.237	.329	.087	15.4	21.6	6.1						
65	.215	.330	.063	14.1	21.0	4.5	.095	.147	.120	.042	.037	.050
70	.193	.330	.039	12.7	20.3	3.0						
75	.177	.338	.019	11.2	19.7	1.7	.108	.169	.149	.038	.033	.030
80	.162	.345	0	9.6	18.9	0.4						
85	.163	.349	0				.143	.164	0	.033	.034	0
90	.164	.352	0									

EFFECTO DEL ALMACENAMIENTO DE ENERGIA

EFFECT OF THE STORAGE OF ENERGY

La Fig. 15 muestra la temperatura calculada en la superficie al despreciar el almacenamiento de energía en los océanos. Una comparación con las temperaturas normales observadas (parte (D) de la Fig. 5 de Adem (1964) para Enero y parte (B) de las Figs. 7, 8 y 9, para Abril, Julio y Octubre, respectivamente) muestra que este almacenamiento es muy importante para mantener las temperaturas. En Invierno (Enero) y Otoño (Octubre) tiene el efecto de aumentar la temperatura de los océanos. Las máximas de ese aumento están en la parte occidental de los océanos y son más grandes los valores en el Atlántico que en el Pacífico. En Verano (Julio) el término de almacenamiento disminuye la temperatura.

Fig. 15 shows the computed temperature at the surface when we neglect the storage of energy in the oceans. Comparison with the observed normal temperatures (part (D) of Fig. 5 of Adem (1964) for January and part (B) of Figs. 7, 8 and 9, for April, July and October, respectively) shows that this storage is very important for the maintenance of the temperatures. In Winter (January) and Autumn (October) it has the effect of increasing the temperature of the oceans. The maxima of this increase is at the western part of the oceans and the values are larger in the Atlantic than in the Pacific. In Summer (July) the storage term decreases the temperature.

En Abril el término de almacenamiento tiene como efecto el aumento de temperatura en el Océano Atlántico mientras que en el Pacífico su efecto es disminuir la temperatura, excepto en las más bajas latitudes, por debajo de la línea discontinua de la Fig. 15. Esto indica que el almacenamiento

In April the storage term has the effect of increasing the temperature in the Atlantic Ocean, while in the Pacific its effect is to decrease the temperature, except at lower latitudes below the dashed line shown in Fig. 15. This shows that storage in April in the Atlantic Ocean still has

en Abril en el Océano Atlántico aún tiene el mismo efecto que en Invierno en tanto que en una amplia porción del Pacífico ya se comporta como en Verano.

La Fig. 16 muestra las temperaturas meso-troposféricas calculadas cuando se desprecia el almacenamiento de energía en los océanos. Una comparación con las temperaturas normales observadas (parte (D) de la Fig. 4 de Adem (1964) para Enero y parte (B) de las Figs. 4, 5 y 6 para Abril, Julio y Octubre, respectivamente) muestra la gran importancia de ese término en el mantenimiento de las temperaturas troposféricas y de sus configuraciones mensuales y estacionales.

Sin embargo, cuando despreciamos el almacenamiento de energía en la propia Tropósfera sólo tenemos un pequeño cambio en la configuración, como lo muestra la Fig. 17. Ello indica que la distribución meso-troposférica calculada no fue impuesta por las temperaturas meso-troposféricas para el mes previo (condición inicial en la Tropósfera). Sin embargo, el término de almacenamiento en la Tropósfera puede ser de gran importancia para la predicción de desviaciones de la normal en un mes o estación dados.

#### EFFECTO DEL CALENTAMIENTO DISTINTO DE LA RADIACION

Las Figs. 18 y 19, respectivamente, son las temperaturas calculadas en la Meso-Tropósfera y en la superficie cuando despreciamos todo calentamiento distinto de la radiación ( $G_2 = G_3 = G_5 = 0$ ). Las Figs. 20 y 21 son las temperaturas calculadas para la Meso-Tropósfera y la superficie, respectivamente, para el caso en que se desprecia sólo el calentamiento por conducción turbulenta vertical de calor sensible desde la superficie ( $G_2 = 0$ ).

Comparando estos resultados con las normales observadas se aprecia que para mantener la temperatura troposférica media, el calor sensible llevado por conducción turbulenta vertical de la superficie a la Tropósfera tiene papel menos importante que el calor llevado por condensación de vapor de agua en las nubes. Por otra parte, el calor perdido por evaporación y conducción turbulenta vertical en la superficie tiene importante papel para el mantenimiento de las temperaturas superficiales en los continentes, especialmente durante el Verano.

Para determinar la respuesta de los campos de temperatura a los cambios de calentamiento distinto de la radiación, hemos calculado el cambio de temperaturas meso-troposféricas y superficiales debido al aumento del valor normal de  $G_2$ ,  $G_3$  y  $G_5$ . No se muestran los mapas, pero pueden resumirse los resultados como sigue:

Un aumento de 50 langley por día en el calor sensible salido de la superficie por conducción vertical turbulenta,  $G_2$ , aumenta casi  $1.5^\circ$  C las temperaturas meso-troposféricas sobre los continentes y  $2.5^\circ$  C sobre los océanos y disminuye  $3.5^\circ$  C la temperatura superficial sobre los continentes y menos de  $0.5^\circ$  C sobre los océanos.

the same effect as in Winter, while in a very large portion of the Pacific it already behaves as in Summer.

Fig. 16 shows the computed mid-tropospheric temperatures when the storage of energy in the oceans is neglected. Comparison with observed normal temperatures (part (D) of Fig. 4 of Adem (1964) for January and part (B) of Figs. 4, 5 and 6 for April, July and October, respectively) shows the great importance of this term in maintaining the tropospheric temperatures and their monthly and seasonal patterns.

However, when we neglect the storage of energy in the Troposphere itself we get only a slight change in the pattern, as is shown in Fig. 17. This shows that the computed mid-tropospheric pattern has not been imposed by the mid-tropospheric temperatures for the previous month (initial condition in the Troposphere). However, the storage term in the Troposphere can be of great importance for the prediction of the departures from normal for a given month or a season.

#### EFFECT OF THE HEATING DIFFERENT FROM RADIATION

Figs. 18 and 19 are respectively the computed temperatures in Mid-Troposphere and at the surface when we neglect all heating different from radiation ( $G_2 = G_3 = G_5 = 0$ ). Figs. 20 and 21 are the computed temperatures at the Mid-Troposphere and surface respectively for the case in which we neglect only the heating by vertical turbulent conduction of sensible heat from the surface ( $G_2 = 0$ ).

Comparison of these results with the observed normals shows that for the maintenance of the mean tropospheric temperatures, the sensible heat given off from the surface to the Troposphere by vertical turbulent conduction plays a less important role than the heat given off by condensation of water vapor in the clouds. On the other hand, the heat lost by evaporation and by vertical turbulent conduction at the surface plays an important role in the maintenance of the surface temperatures in the continents, especially during the Summer.

In order to determine the response of the temperature fields to the changes in the heating other than radiation, we have computed the change in the mid-tropospheric and surface temperatures due to an increase of the normal value of  $G_2$ ,  $G_3$  and  $G_5$ . The maps are not shown, but the results may be summarized as follows:

An increase of 50 langley per day in the sensible heat given off from the surface by turbulent vertical conduction,  $G_2$ , increases the mid-tropospheric temperatures about  $1.5^\circ$  C over the continents and  $2.5^\circ$  C over the oceans; and decreases the surface temperature  $3.5^\circ$  C over the continents and less than  $0.5^\circ$  C over the oceans.

Un aumento de 50 langley por día en el calor ganado por la Tropósfera por condensación de vapor de agua en las nubes ( $G_p$ ), aumenta casi  $3.5^\circ\text{C}$  la temperatura meso-troposférica sobre los continentes y  $3^\circ\text{C}$  sobre los océanos y aumenta casi  $2.5^\circ\text{C}$  la temperatura superficial sobre los continentes y casi  $0.2^\circ\text{C}$  sobre los océanos.

Un aumento de 50 langley por día en el calor perdido por evaporación en la superficie disminuye casi  $6.0^\circ\text{C}$  las temperaturas superficiales en los continentes y casi  $0.5^\circ\text{C}$  en los océanos y también disminuye la temperatura meso-troposférica casi  $2.0^\circ\text{C}$  sobre los continentes y casi  $0.5^\circ\text{C}$  sobre los océanos.

En este último cálculo hemos supuesto que el calor perdido por evaporación en la superficie ha sido ganado por la Tropósfera como calor latente y no como calor sensible. Sin embargo, si suponemos que el calor perdido por evaporación en la superficie pasa a la Tropósfera como calor sensible y aumentamos 50 langley por día, tanto el calor perdido por evaporación en la superficie como el calor ganado por la Tropósfera por condensación de vapor de agua en las nubes, obtenemos, como en el caso del aumento de  $G_p$ , un aumento en la temperatura meso-troposférica de casi  $1.5^\circ\text{C}$  sobre los continentes y de  $2.5^\circ\text{C}$  sobre los océanos y una disminución de temperatura de  $3.5^\circ\text{C}$  en la superficie en los continentes y de menos de  $0.5^\circ\text{C}$  en los océanos.

#### AGRADECIMIENTOS

El autor agradece a J. Namias y P. F. Clapp su aliento y muy estimulantes discusiones. También agradece a T. Johnson su ayuda en los cálculos numéricos y a R. Taubensee y W. Bartlett la preparación de algunas cartas normales usadas en este trabajo.

An increase of 50 langley per day in the heat gained by the Troposphere by condensation of water vapor in the clouds ( $G_p$ ), increases the mid-tropospheric temperature about  $3.5^\circ\text{C}$  over the continents and  $3^\circ\text{C}$  over the oceans; and increases the surface temperature about  $2.5^\circ\text{C}$  over the continents and about  $0.2^\circ\text{C}$  over the oceans.

An increase of 50 langley per day in the heat lost by evaporation at the surface, decreases about  $6.0^\circ\text{C}$  the surface temperatures in the continents and about  $0.5^\circ\text{C}$  in the oceans; and also decreases the mid-tropospheric temperature about  $2.0^\circ\text{C}$  over the continents and about  $0.5^\circ\text{C}$  over the oceans.

In this last computation we have assumed that the heat lost by evaporation at the surface has been gained by the Troposphere as latent heat and has not been released as sensible heat. However, if we assume that the heat lost by evaporation at the surface is gained as sensible heat at the Troposphere and increase 50 langley per day both the heat lost by evaporation at the surface and the heat gained by the Troposphere by condensation of water vapor at the clouds, we obtain, as in the case of the increase of  $G_p$ , an increase in the mid-tropospheric temperature of about  $1.5^\circ\text{C}$  over the continents and  $2.5^\circ\text{C}$  over the oceans, and a decrease in the surface temperature of  $3.5^\circ\text{C}$  in the continents and of less than  $0.5^\circ\text{C}$  in the oceans.

#### ACKNOWLEDGEMENTS

The author is indebted to J. Namias and P. F. Clapp for their encouragement and very stimulating discussions. Thanks are also due to T. Johnson for his help with the numerical computations and R. Taubensee and W. Bartlett for preparing some of the normal charts used in the paper.

#### BIBLIOGRAFIA

- ADEM, J. 1962. On the Theory of the General Circulation of the Atmosphere. *Tellus*, 14:102-115.
- 1963. Preliminary Computations on the Maintenance and Prediction of Seasonal Temperatures in the Troposphere. *Monthly Weather Review*, 91(8):375-386.
- 1964. On the Physical Basis for the Numerical Prediction of Monthly and Seasonal temperatures in the Troposphere-Ocean-Continent System. *Monthly Weather Review*, 92(3):91-104.
- BUDYKO, M. I. 1955. *Atlas of the Heat Balance (Atlas Teplovogo Balansa)*. Glavniia Geofizicheskaiia Observatoriia, Leningrad (A. I. Voeikova), 41 pp.
- 1956. *The Heat Balance of the Earth's Surface (Teplovoi Balans Zemnoi Poverkhnosti)*. Leningrad (Hydrometeorological Publishing House), 254 pp. (Translated from the original Russian by N. A. Stepanova, U. S. Weather Bureau, 1958).
- ELSASSER, W. M. 1940. An Atmospheric Radiation Chart and its Use, Supplement to *Quart. Jour. Royal Meteorol. Soc.*, 66:41-56.

#### BIBLIOGRAPHY



- HENNIG, H. 1958. 40 jährige Monatsmittel der absoluten Topographien der 850 mb, 700 mb und 300 mb Flächen über der Nordhemisphäre für den Zeitraum 1900-1939. *Freie Universität Berlin, Institut für Meteorologische Abhandlungen*, 4(3): 1-55.
- LONDON, F. 1957. A Study of the Atmospheric Heat Balance, Final Report 131, New York University.
- MÖLLER, F. 1951. Vierteljahrskarten des Niederschlags für die Ganze Erde, *Petermanns Geogr. Mitteil.*, 95(1):1-7.
- POSEY, J. & P. F. CLAPP. 1964. Global Distribution of Normal Surface Albedo *Geofísica Internacional*, 4(1).
- U. S. NAVY HYDROGRAPHIC OFFICE. 1944. *World Atlas of Sea Surface Temperatures*, H. O. 228. Washington, D. C., 1 vol. il.
- WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION. 1962. Climatological Normals. (CLINO) for Climat and Climat Ship Stations for the Period 1931-1960. Geneva, WMO/OMM, No. 117.TP.52.

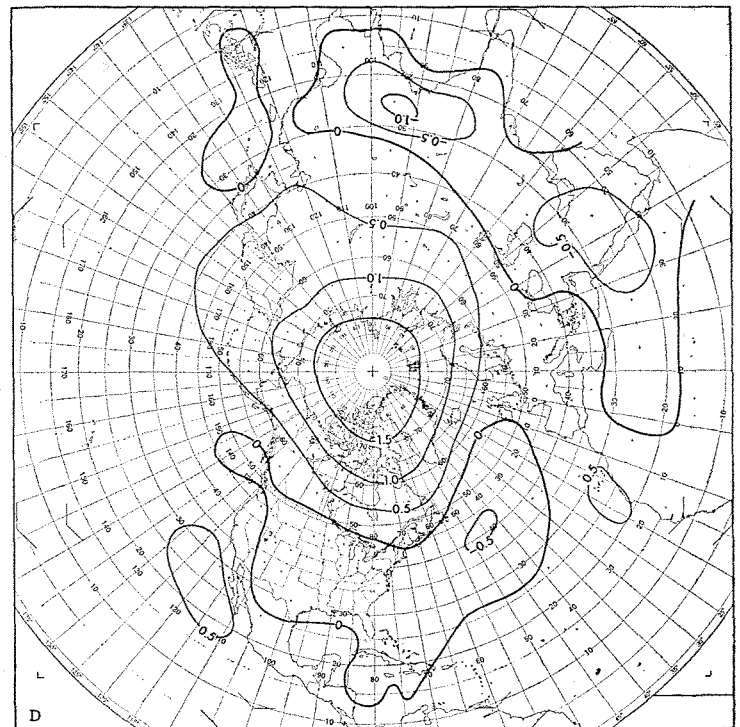
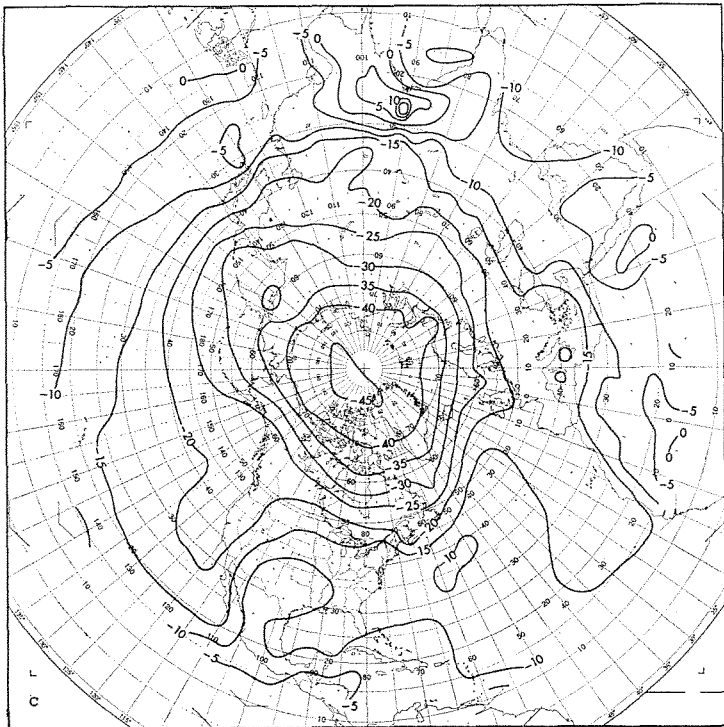
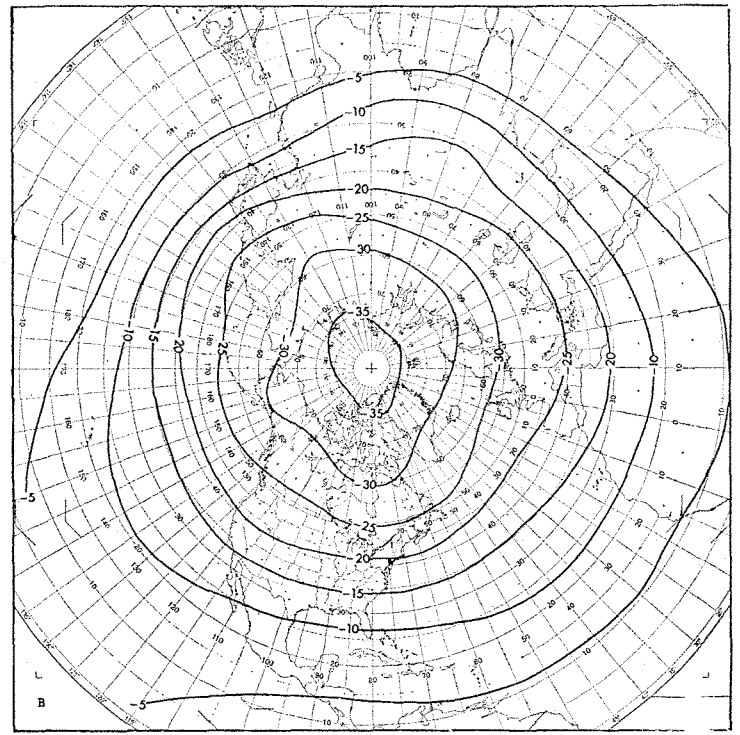
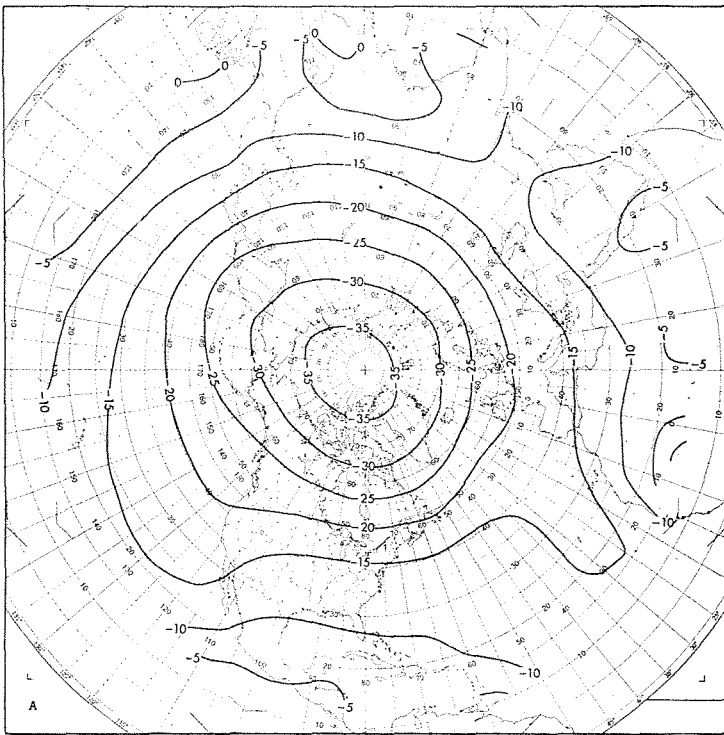


Fig. 4. La temperatura normal meso-troposférica en Abril, en grados centígrados. La parte (A) muestra las temperaturas normales calculadas a 500 mb y la (B) los valores observados correspondientes. La parte (C) muestra la solución cuando se desprecia el transporte horizontal y la (D) el cambio de temperatura meso-troposférica debido al aumento en el coeficiente de intercambio de  $2 \times 10^{10}$  a  $3 \times 10^{10} \text{ cm}^2 \text{ seg}^{-1}$ .

Fig. 4. The mid-tropospheric normal temperature in April, in degrees centigrade. Part (A) shows the predicted normal temperatures at 500 mb and (B) the corresponding observed values. Part (C) shows the solution when the horizontal transport is neglected; and (D), the mid-tropospheric temperature change, due to an increase of the Austausch coefficient from  $2 \times 10^{10}$  to  $3 \times 10^{10} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$ .

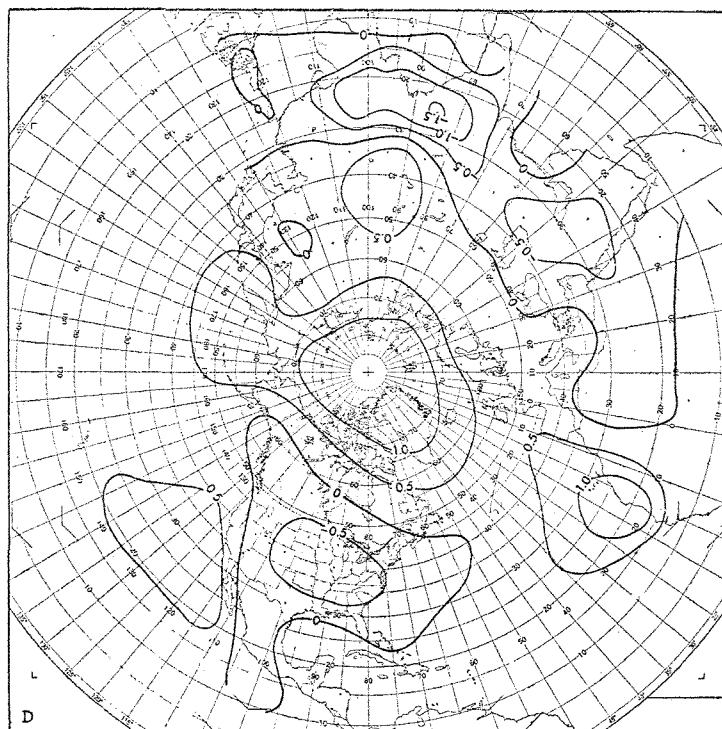
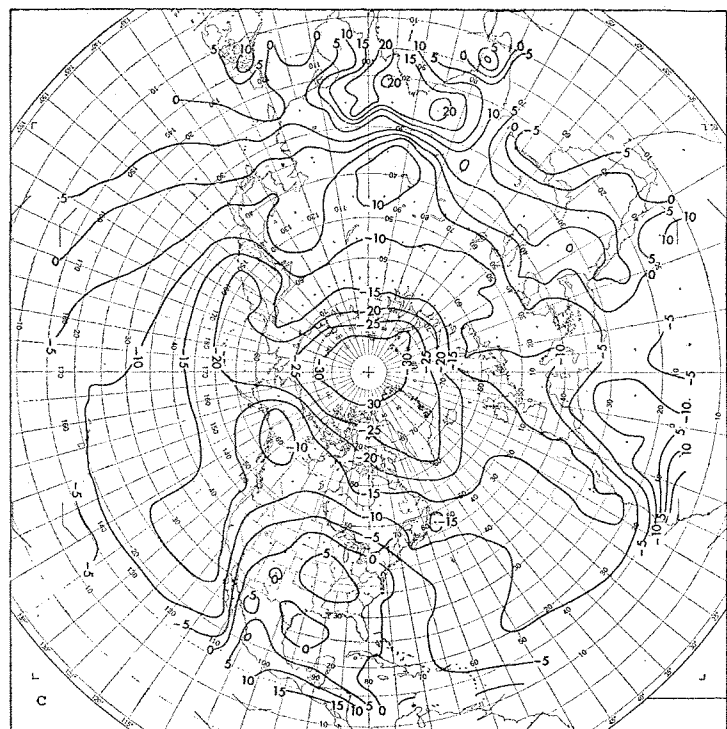
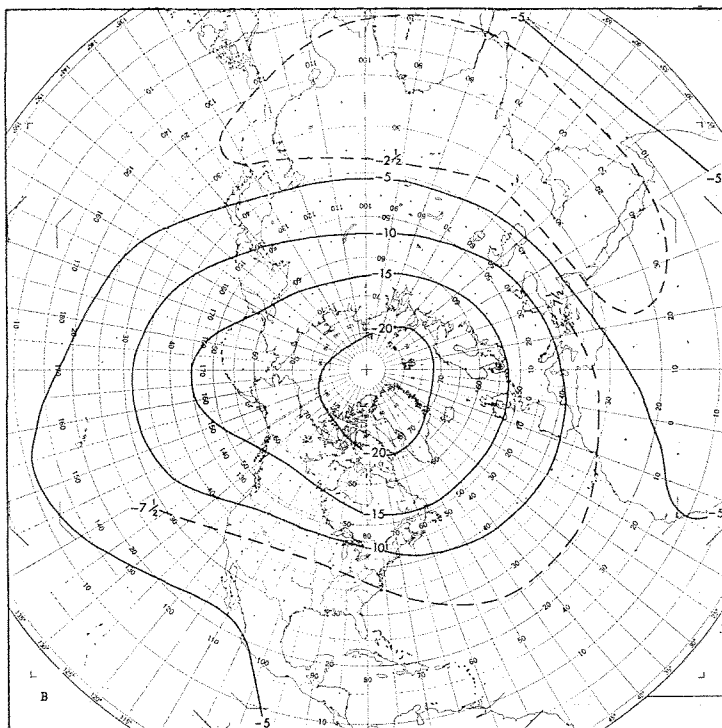
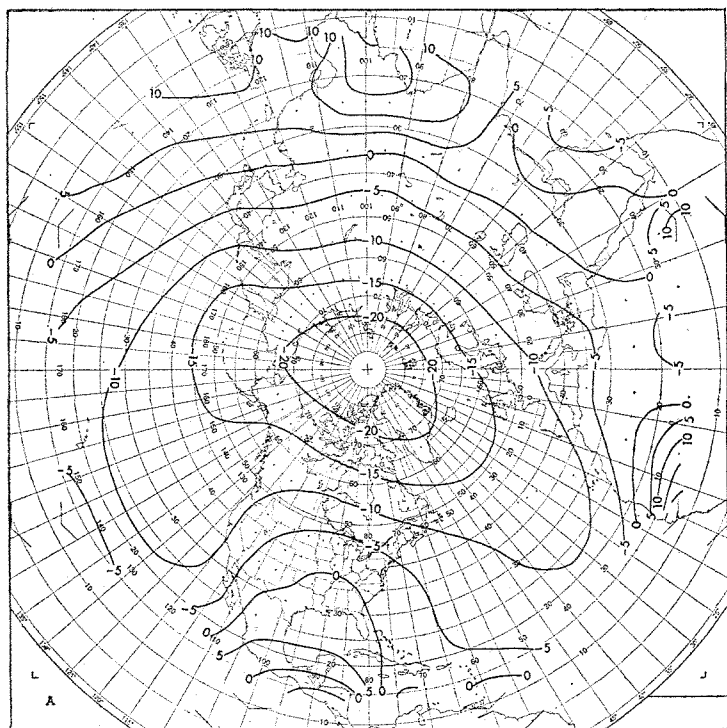


Fig. 5. La temperatura normal meso-troposférica en Julio, en grados centígrados (para una explicación véase leyenda de Fig. 4).

Fig. 5. The mid-tropospheric normal temperature in July, in degrees centigrade (For an explanation see legend to Fig. 4).

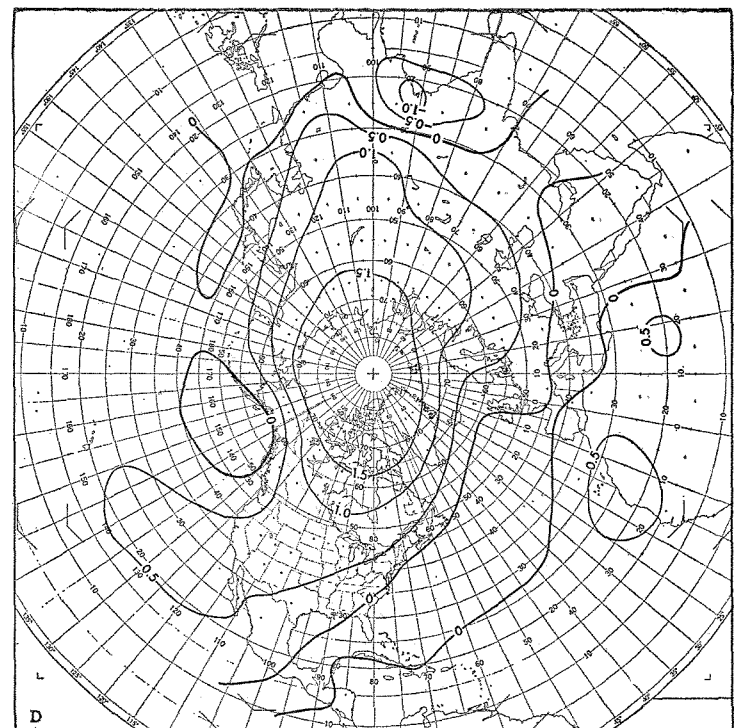
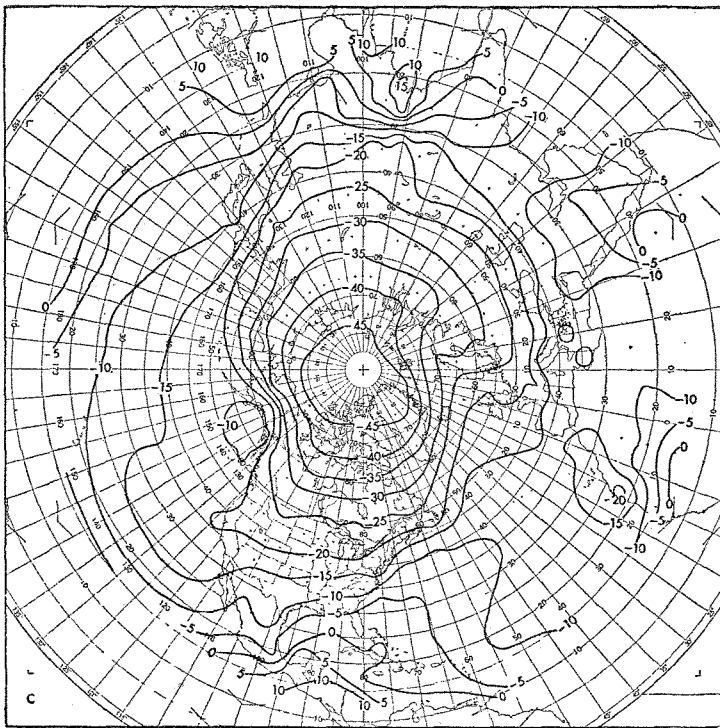
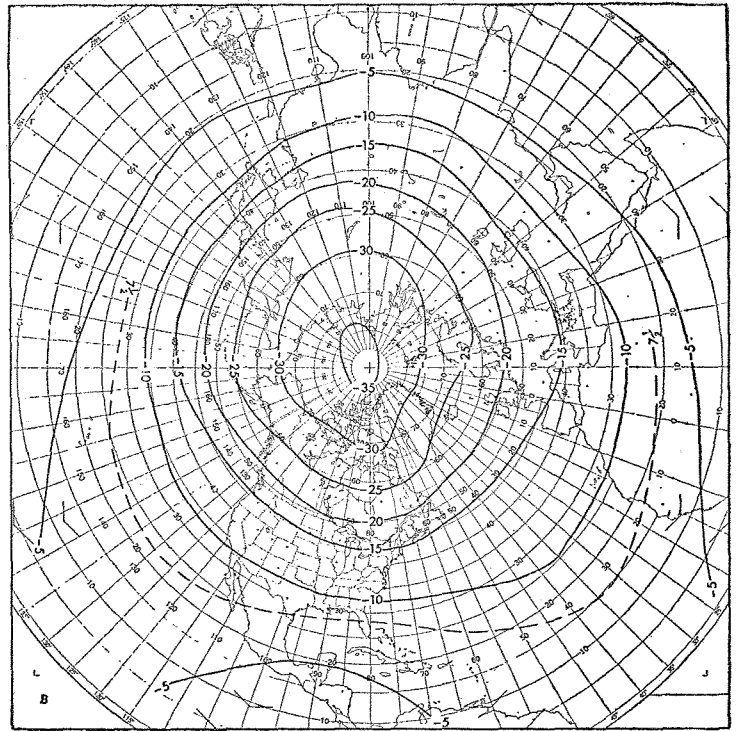
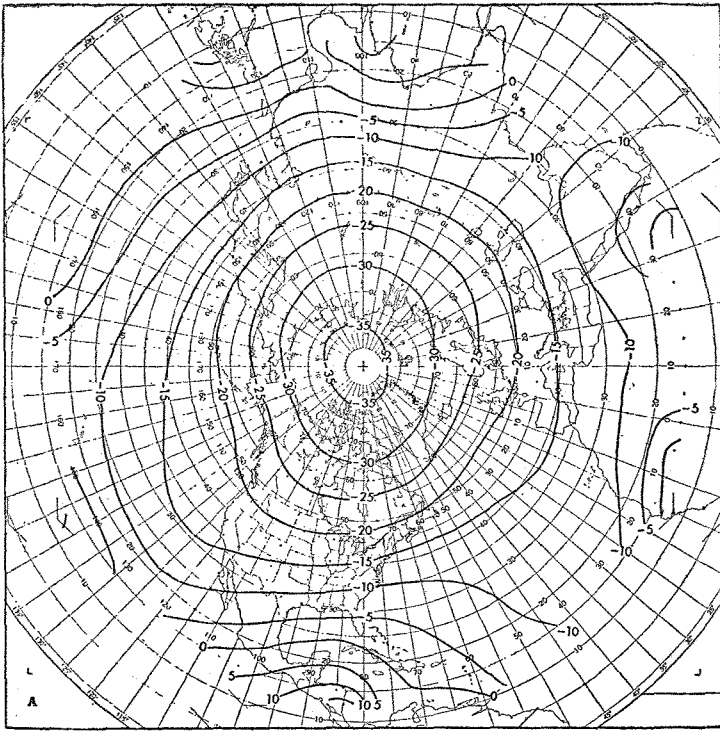


Fig. 6. La temperatura normal meso-troposférica en Octubre (para una explicación véase leyenda de Fig. 4).

Fig. 6. The mid-tropospheric normal temperature in October, in degrees centigrade (For an explanation see legend to Fig. 4).



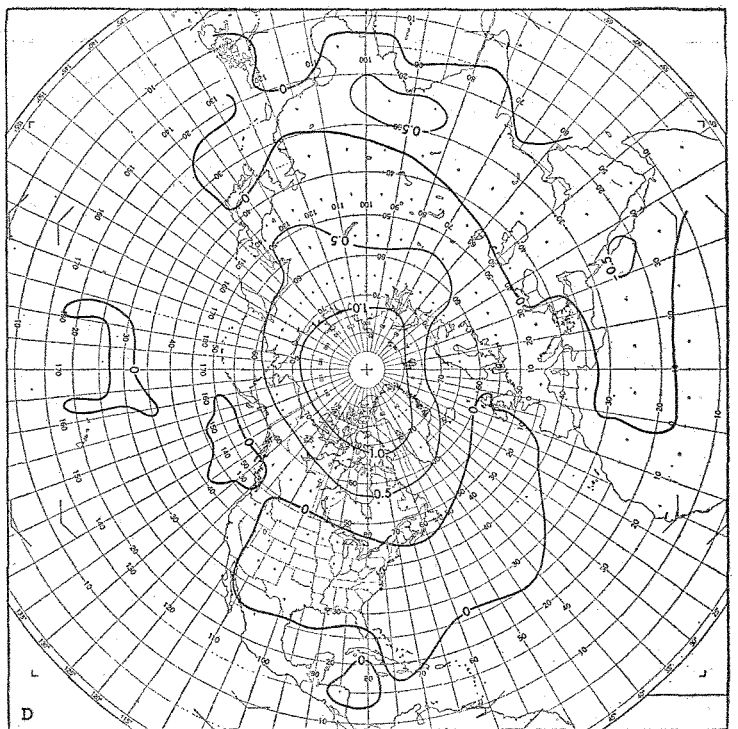
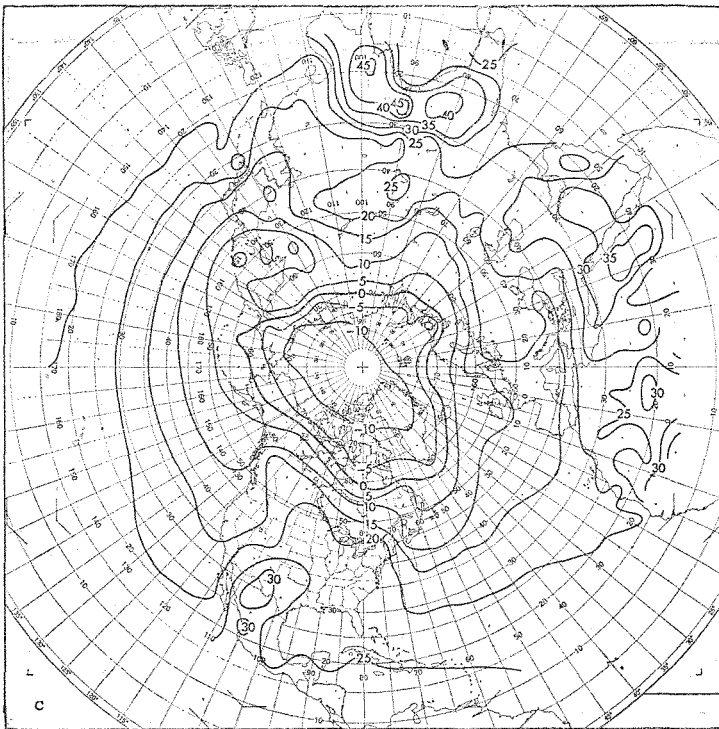
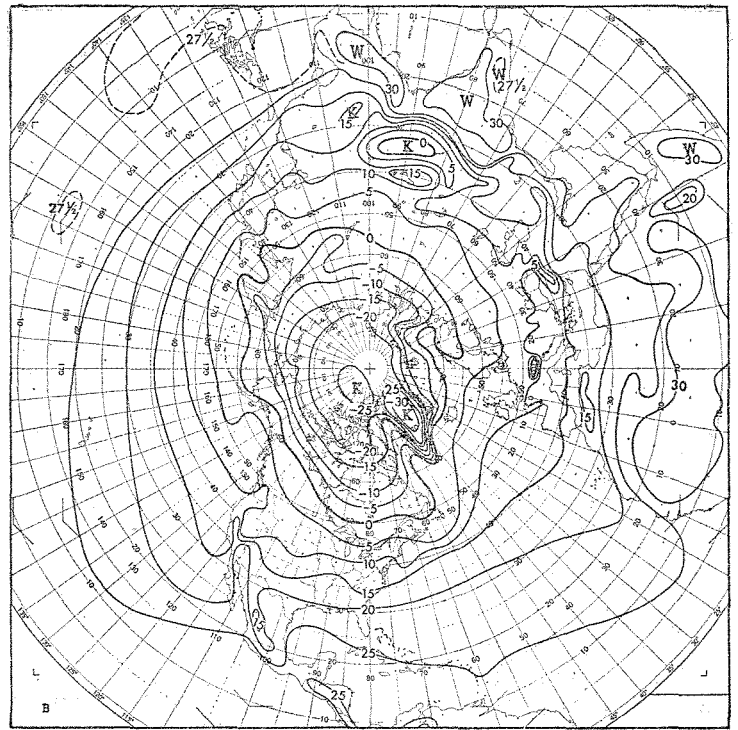
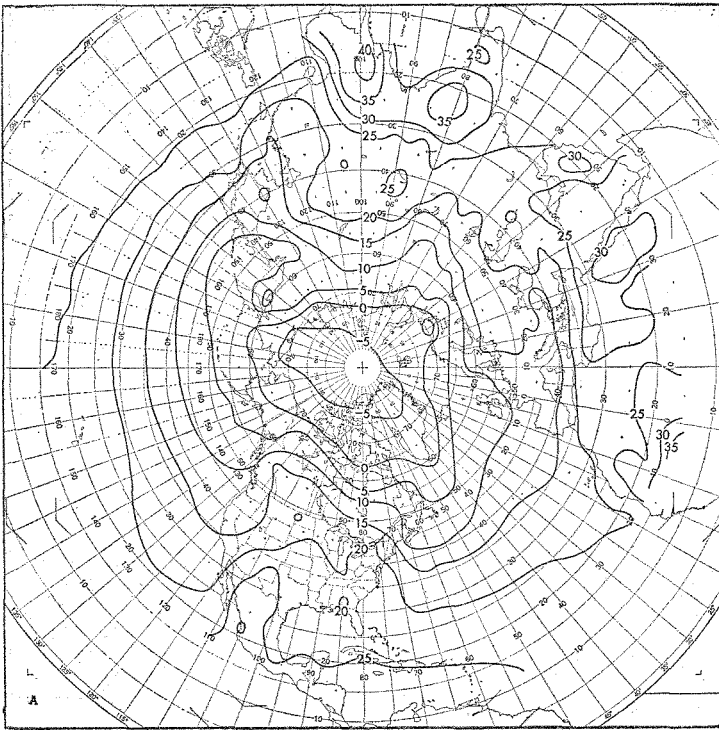


Fig. 7. La temperatura en la superficie de la Tierra en Abril, en grados centígrados. La parte (A) muestra los valores normales calculados y la (B) la temperatura del aire normal observada en la superficie. La parte (C) muestra la solución cuando se desprecia el transporte horizontal y la (D) el aumento de temperatura en la superficie debido al aumento en el coeficiente de intercambio desde  $2 \times 10^{10}$  hasta  $3 \times 10^{10} \text{ cm}^2 \text{ seg}^{-1}$ .

Fig. 7. The temperature at the surface of the Earth in April, in degrees centigrade. Part (A) shows the predicted normal values and (B) the observed normal temperature of the air at the surface. Part (C) shows the solution when the horizontal transport is neglected; and (D) the surface temperature increase due to an increase of the austausch coefficient from  $2 \times 10^{10}$  to  $3 \times 10^{10} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$ .



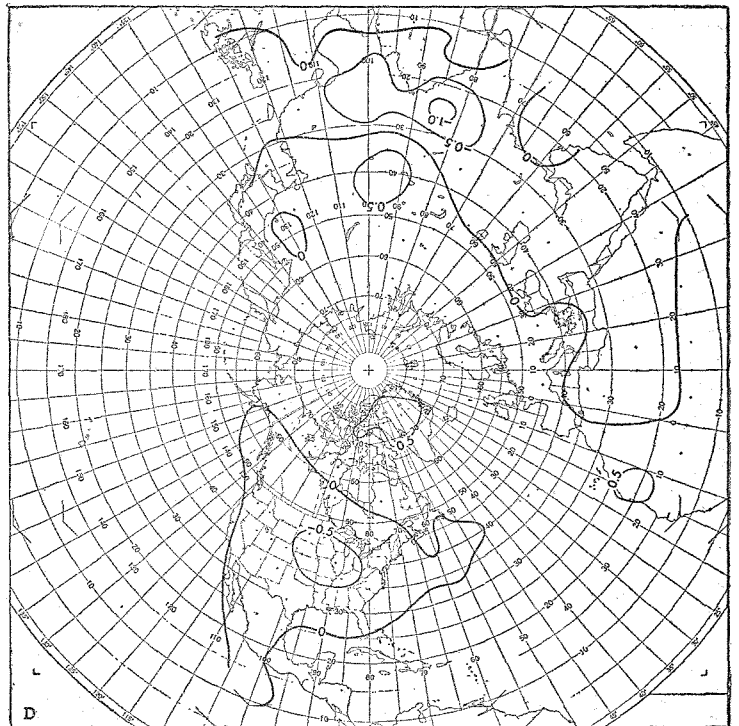
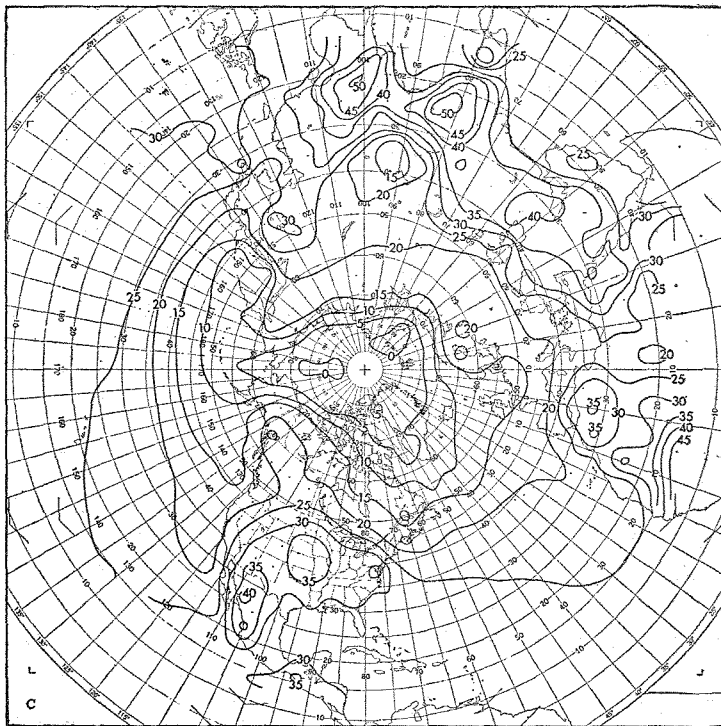
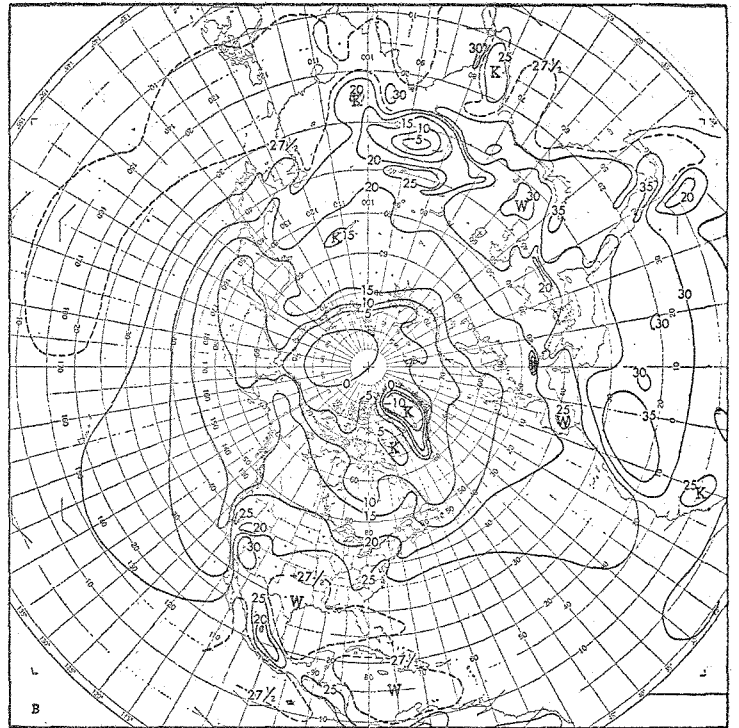
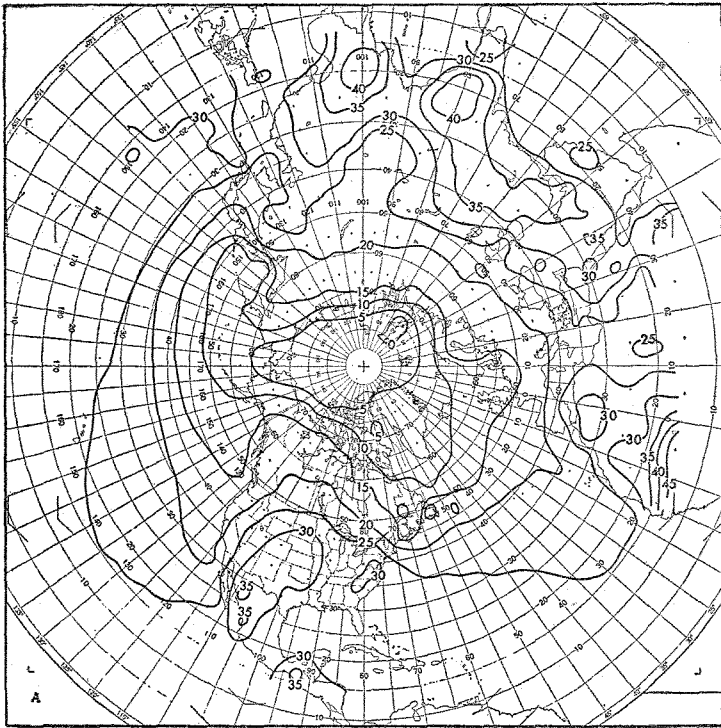


Fig. 8. La temperatura en la superficie de la Tierra en Julio, en grados centígrados (para una explicación véase leyenda de Fig. 7).

Fig. 8. The temperature at the surface of the Earth in July, in degrees centigrade (For an explanation see legend to Fig. 7).

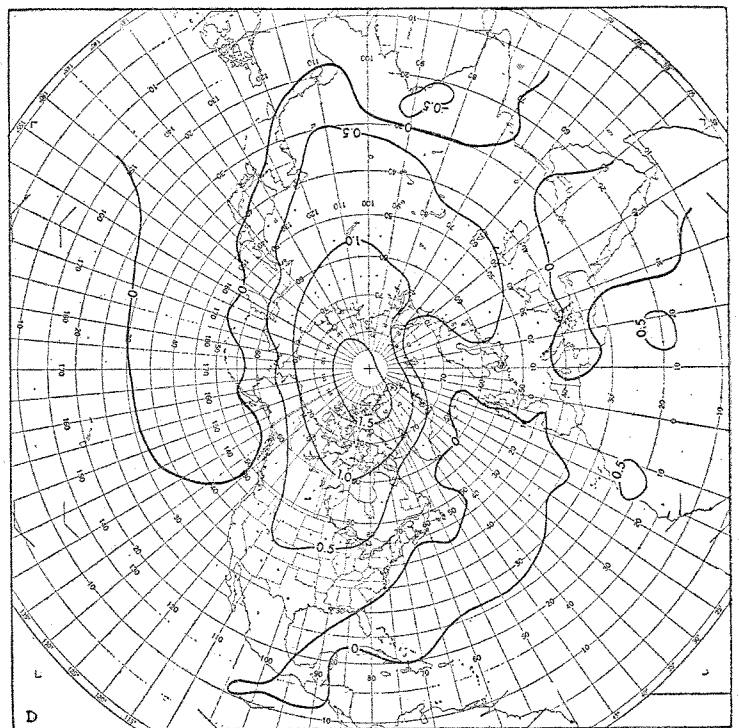
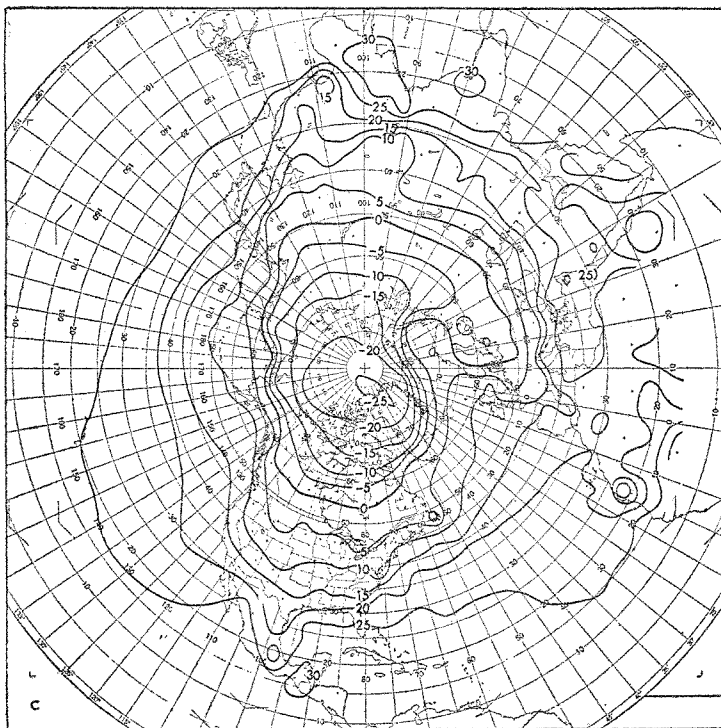
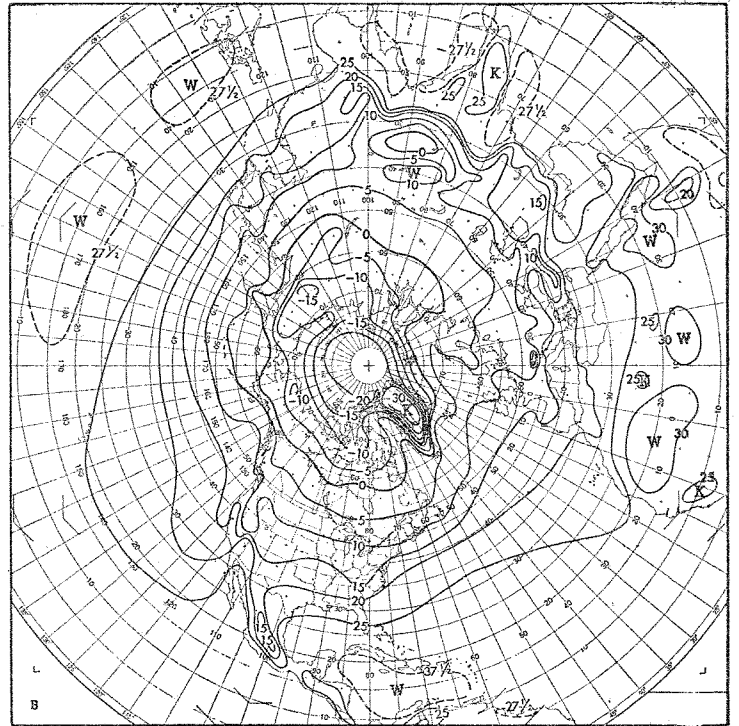
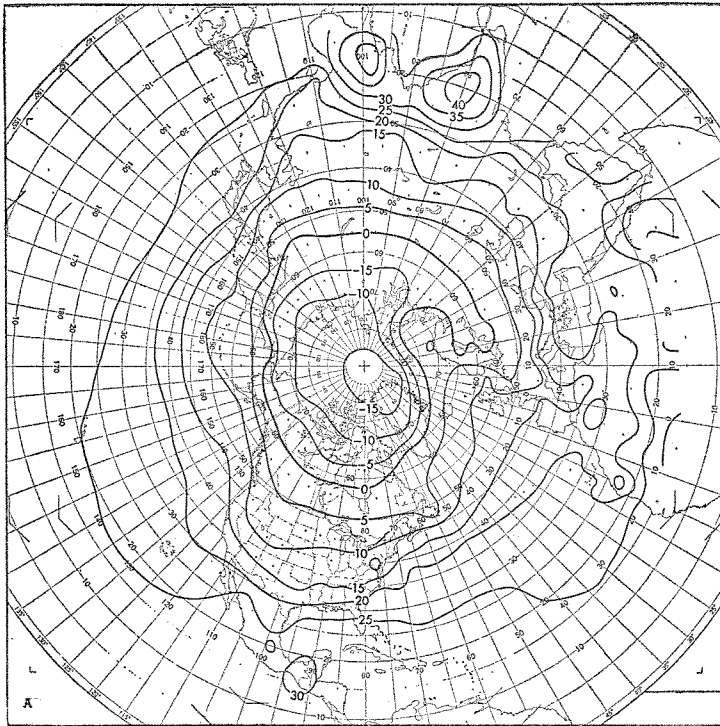


Fig. 9. La temperatura en la superficie de la Tierra en Octubre, en grados centígrados (para una explicación véase leyenda de Fig. 7).

Fig. 9. The temperature at the surface of the Earth in October, in degrees centigrade (For an explanation see legend to Fig. 7).

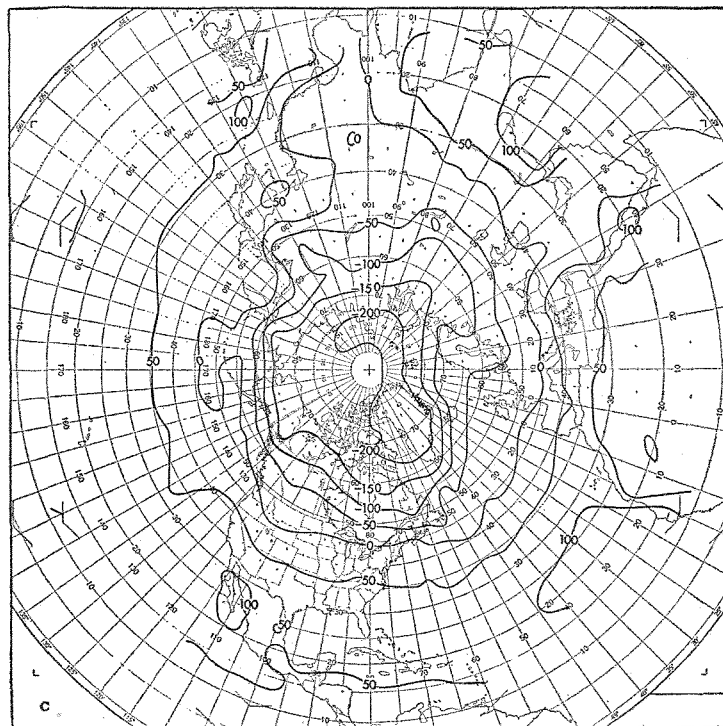
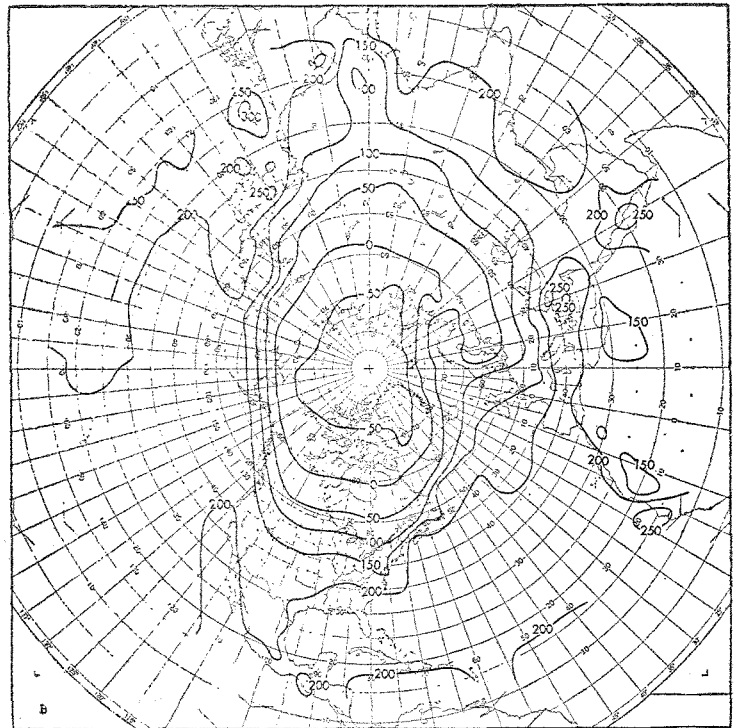
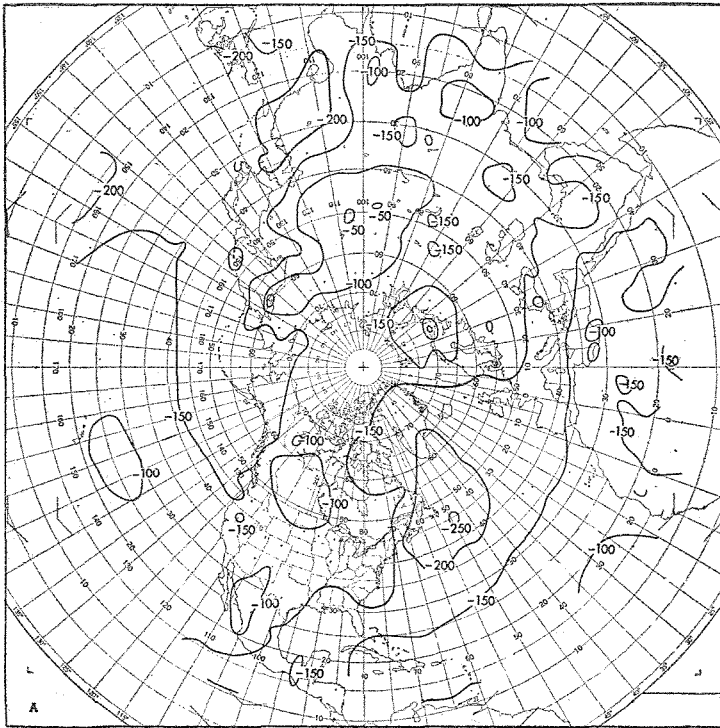


Fig. 10. El exceso de radiación normal calculada en Abril en langleys por día. La parte (A) es el exceso de radiación en la Tropósfera y la (B) el exceso de radiación en la superficie de la Tierra. La parte (C) es la suma de (A) y (B) que iguala a la diferencia entre la radiación entrante y la saliente en la cima de la Tropósfera.

Fig. 10. The computed normal excess of radiation in April in langleys per day. Part (A) is the excess of radiation in the Troposphere and (B), the excess of radiation at the surface of the Earth. Part (C), the sum of (A) and (B), which is equal to the difference between the incoming and the outgoing radiation at the top of the Troposphere.

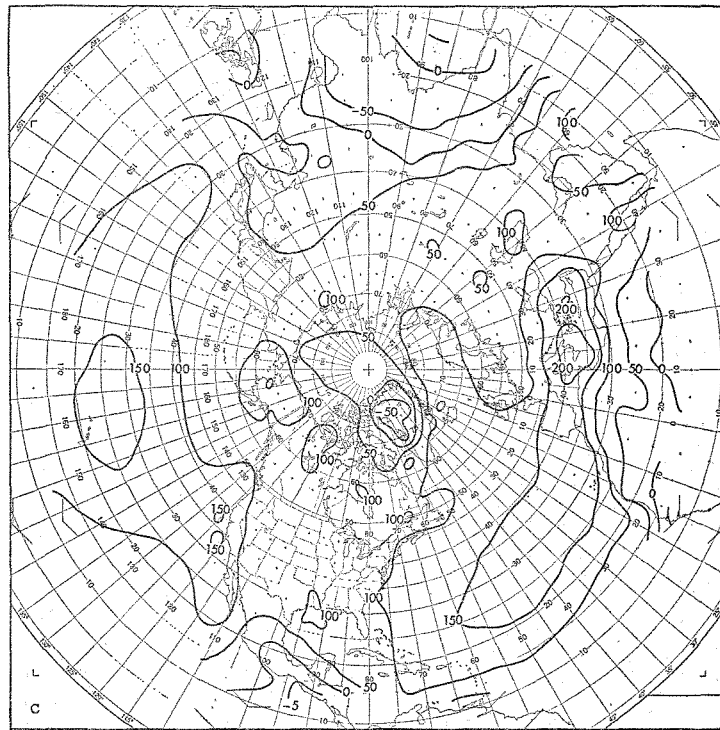
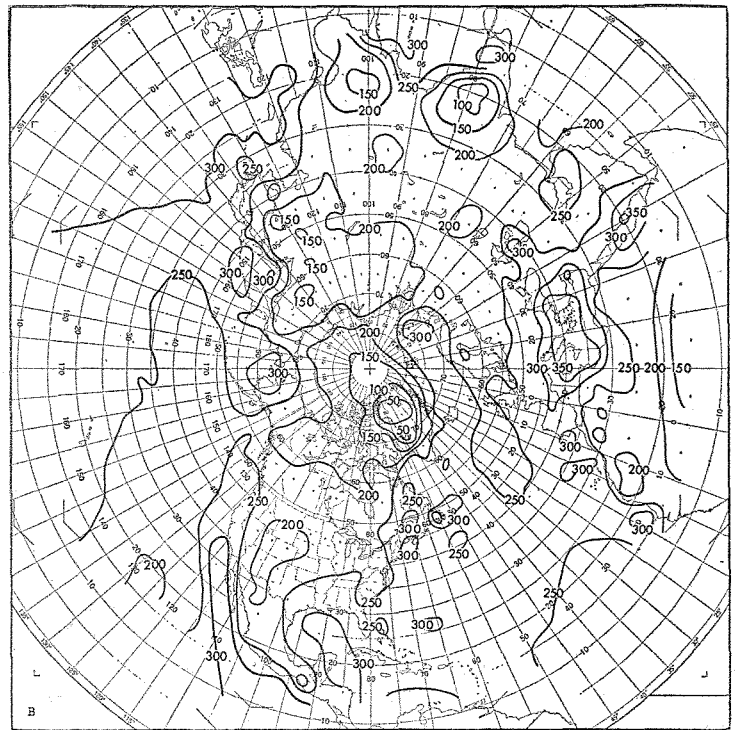
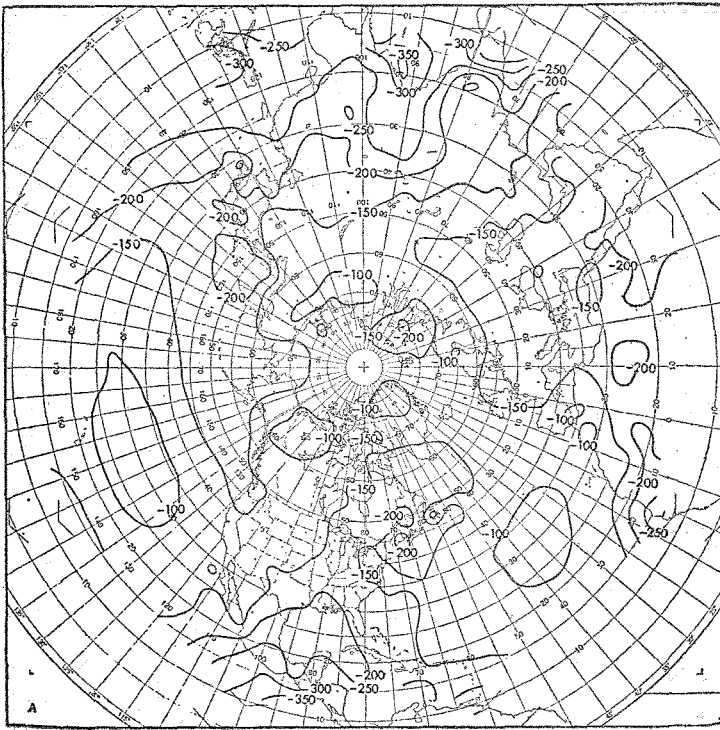


Fig. 11. El exceso de radiación normal calculado en Julio (para una explicación ver leyenda de Fig. 10).

Fig. 11. The computed normal excess of radiation in July (For an explanation see legend to Fig. 10).

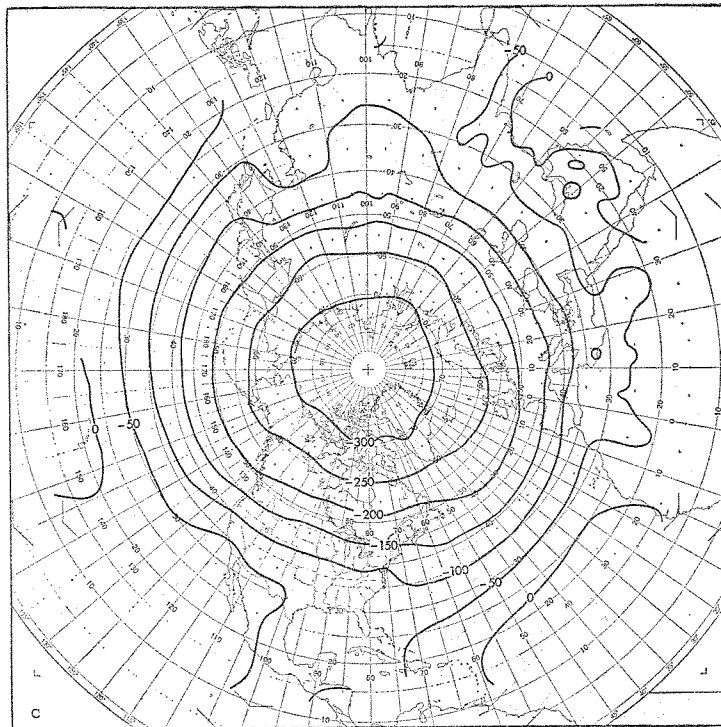
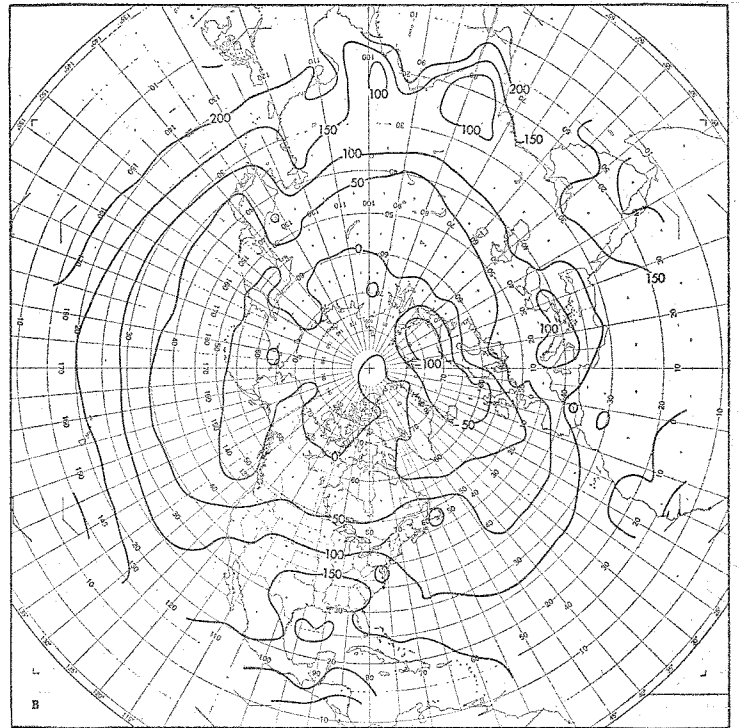
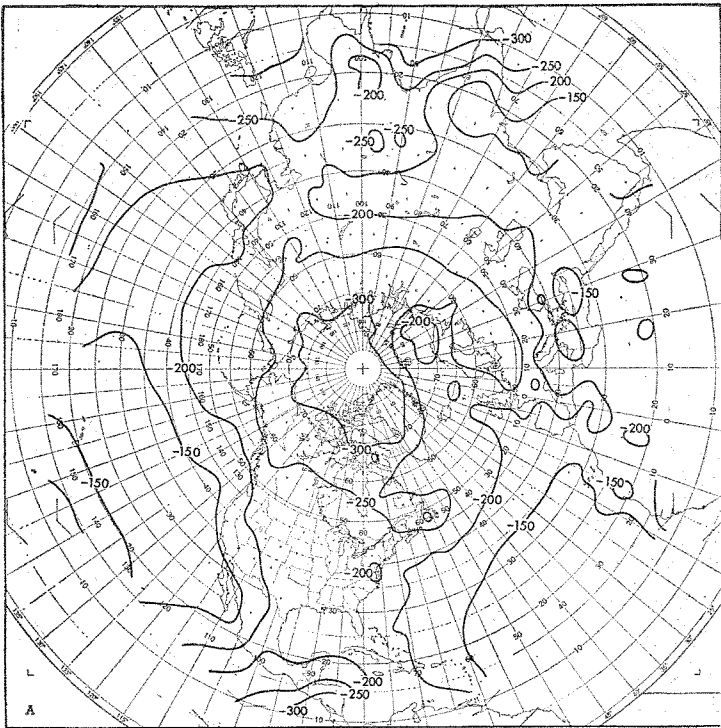


Fig. 12. El exceso de radiación normal calculado en Octubre (para una explicación véase leyenda de Fig. 10).

Fig. 12. The computed normal excess of radiation in October (For an explanation see legend to Fig. 10).



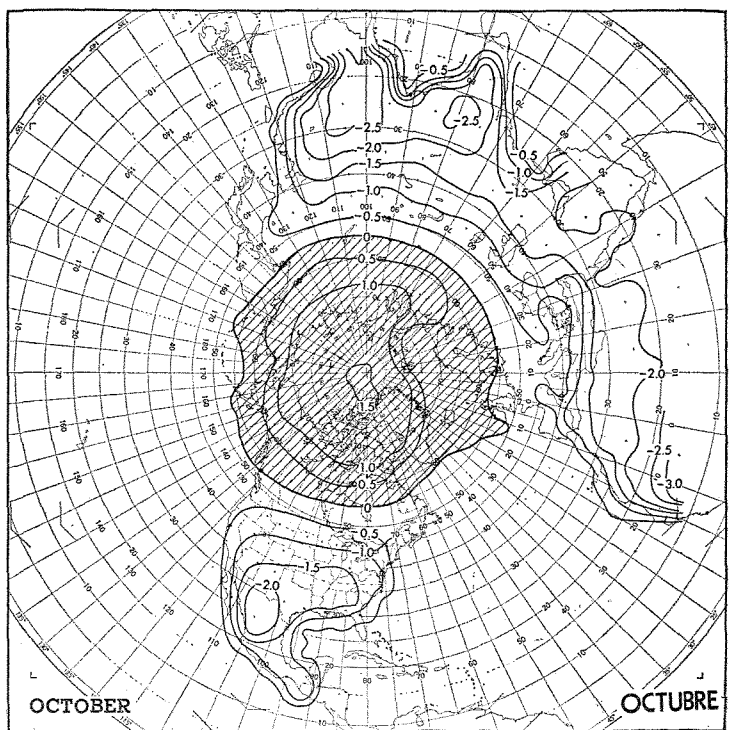
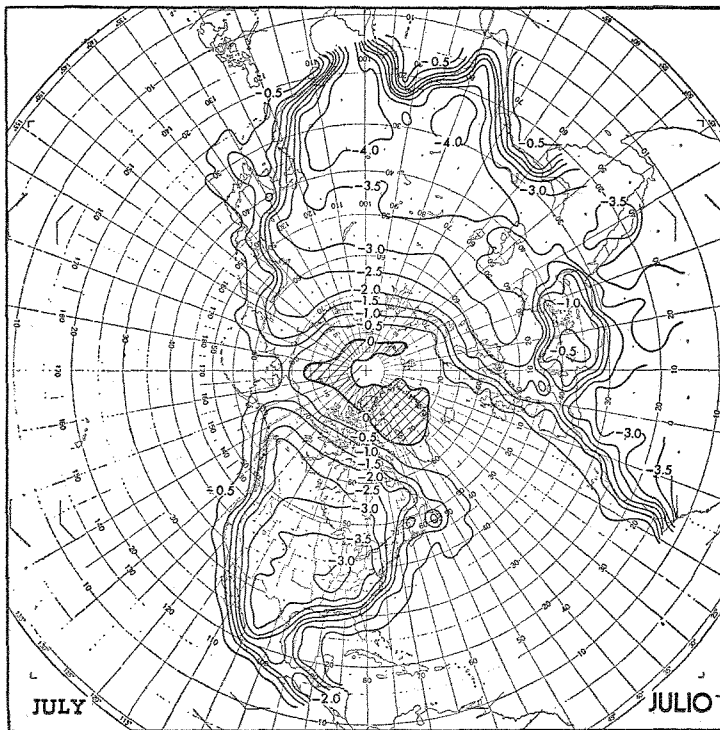
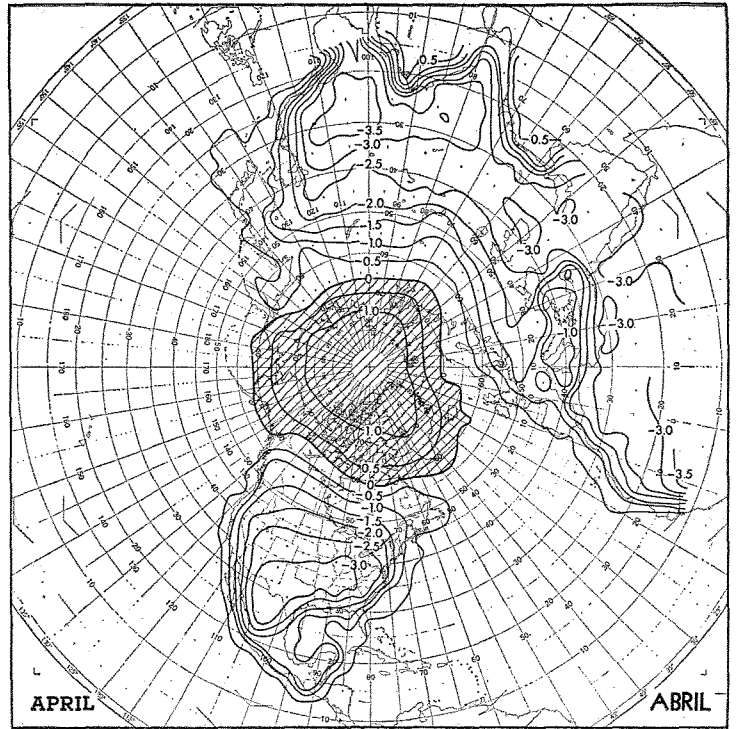
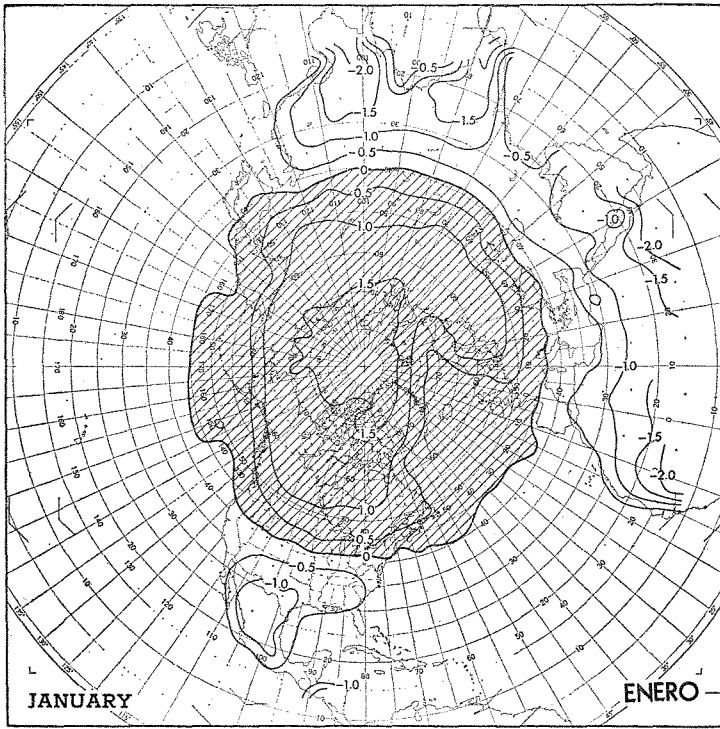


Fig. 13. Cambio de temperatura en la superficie ( $^{\circ}\text{C}$ ) debido al aumento de un décimo en la cubierta normal de nubes.

Fig. 13. Change of temperature at the surface ( $^{\circ}\text{C}$ ) due to an increase of one-tenth in the normal cloud cover.

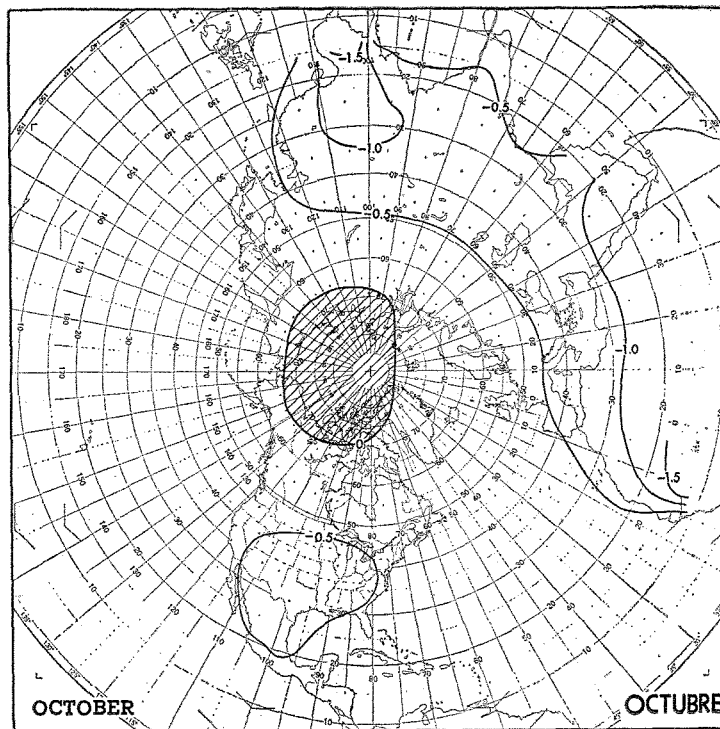
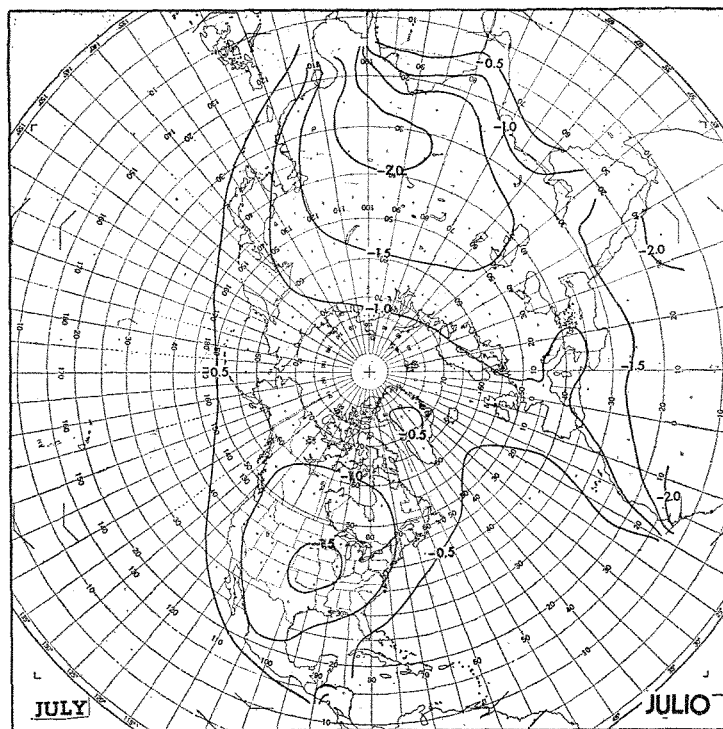
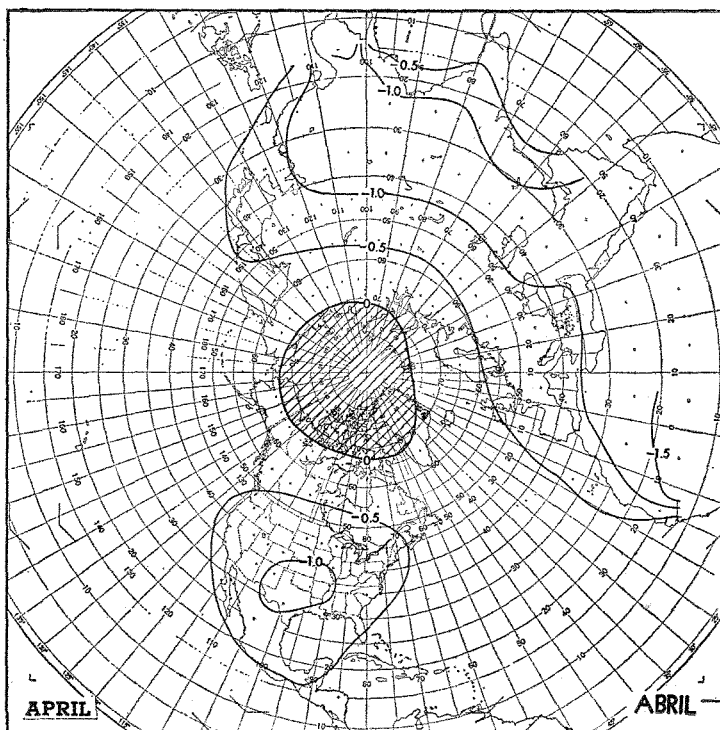
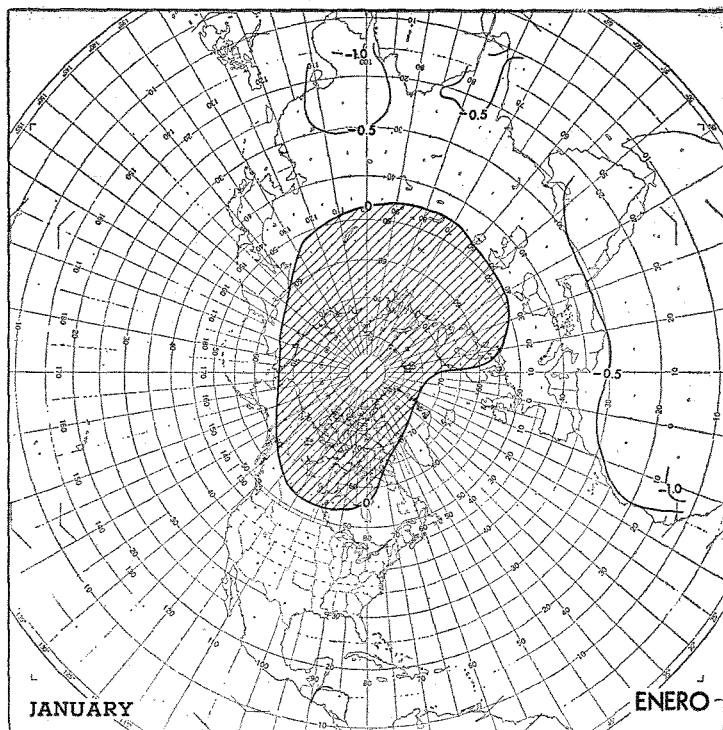


Fig. 14. Cambio de temperatura meso-troposférica ( $^{\circ}\text{C}$ ) debido al aumento de un décimo en la cubierta normal de nubes.

Fig. 14. Change of mid-tropospheric temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) due to an increase of one-tenth in the normal cloud cover.

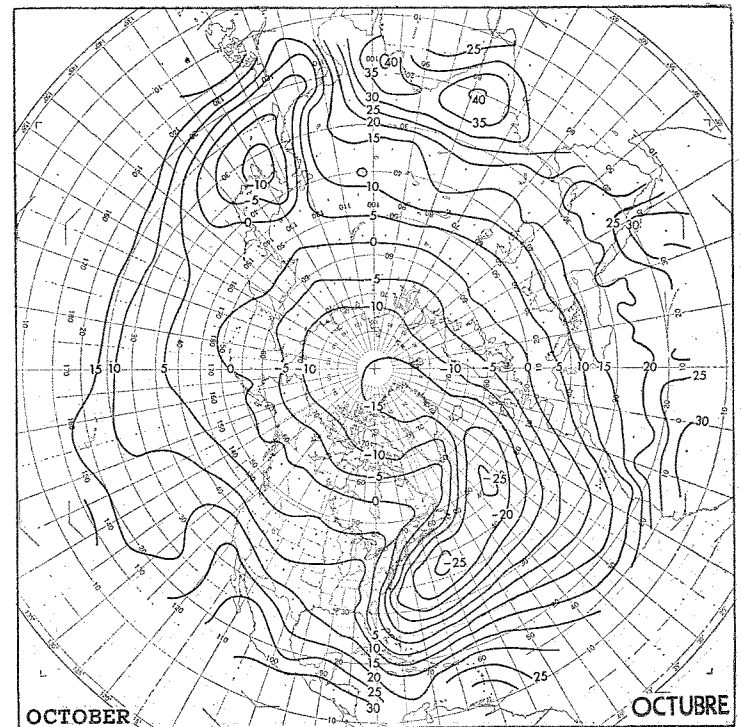
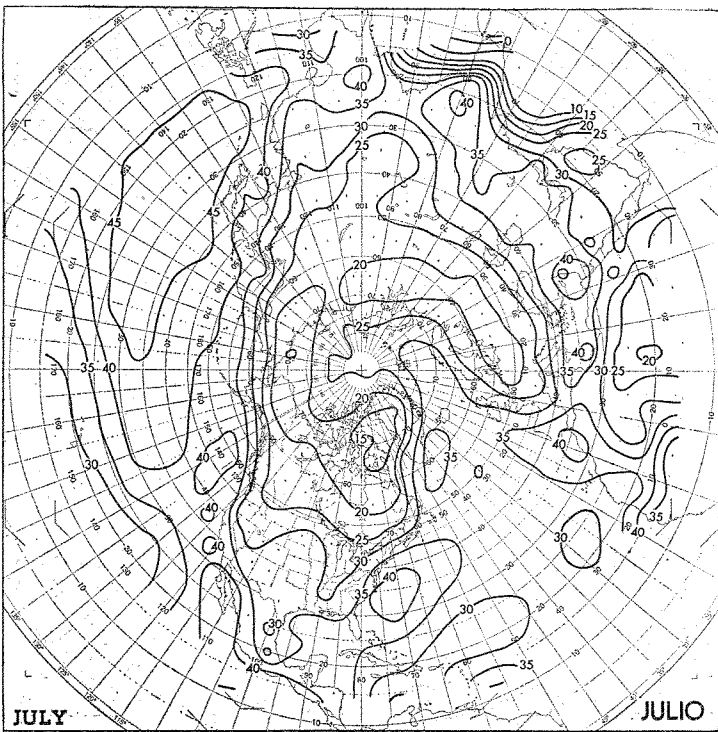
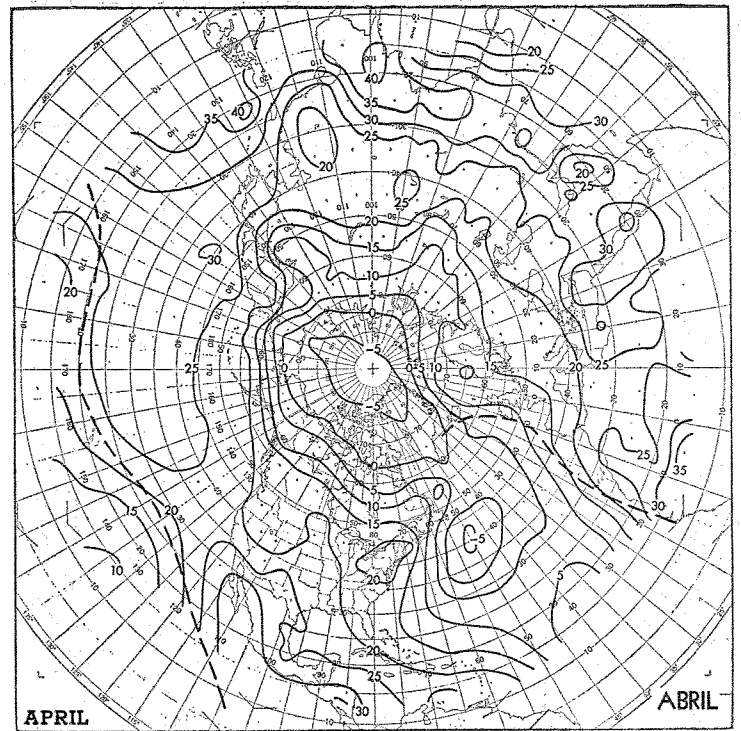
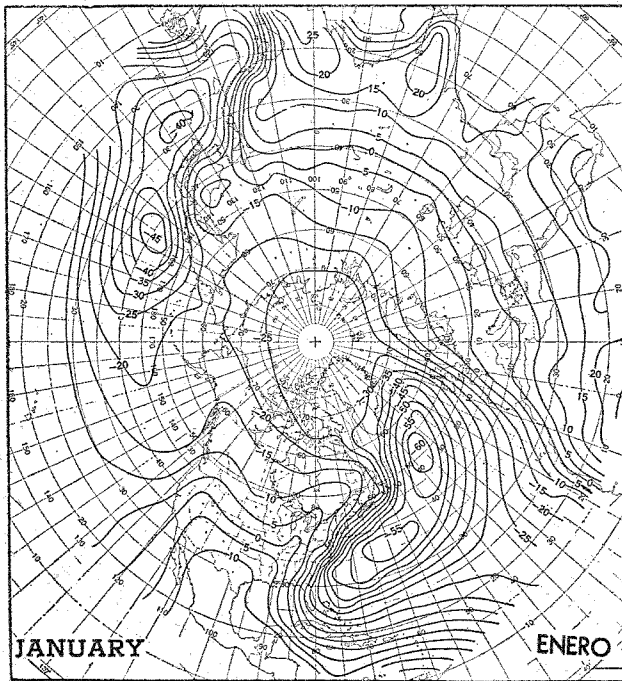


Fig. 15. Temperaturas calculadas en la superficie ( $^{\circ}\text{C}$ ) cuando se desprecia el almacenamiento de energía en los océanos.

Fig. 15. Computed temperatures at the surface ( $^{\circ}\text{C}$ ) when the storage of energy in the oceans is neglected.



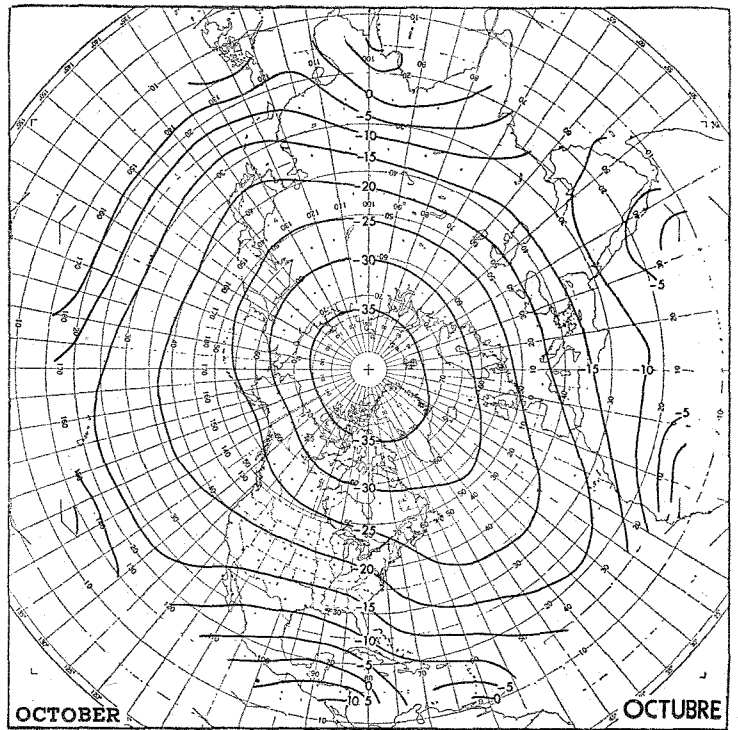
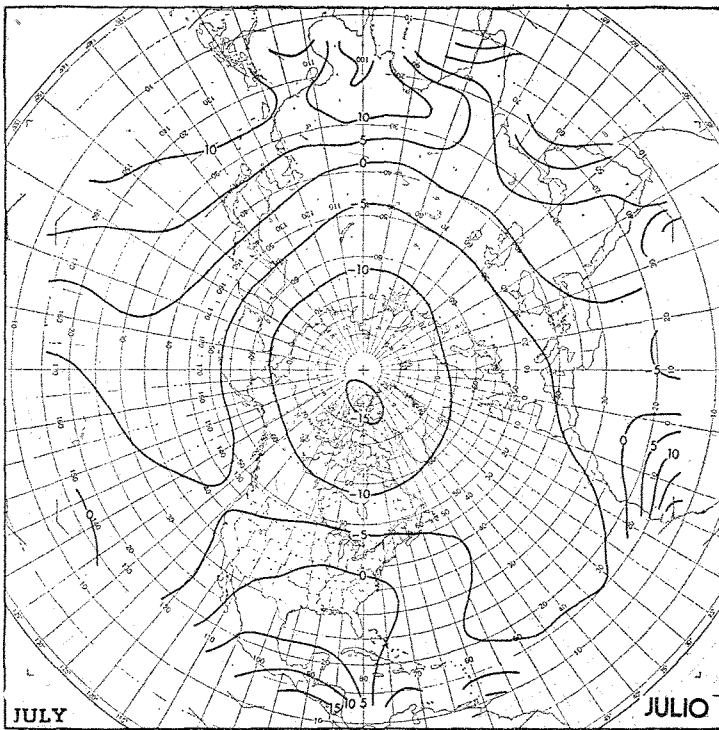
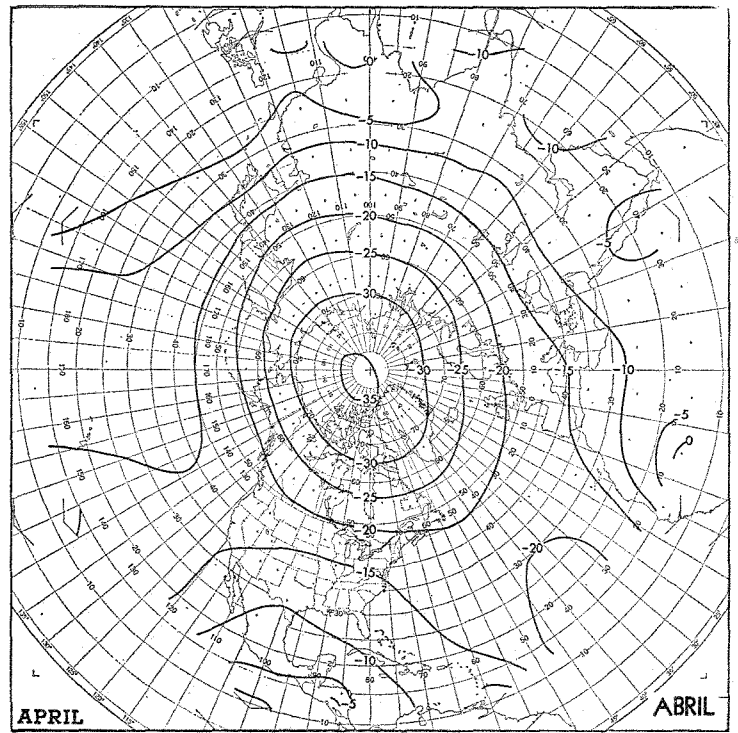
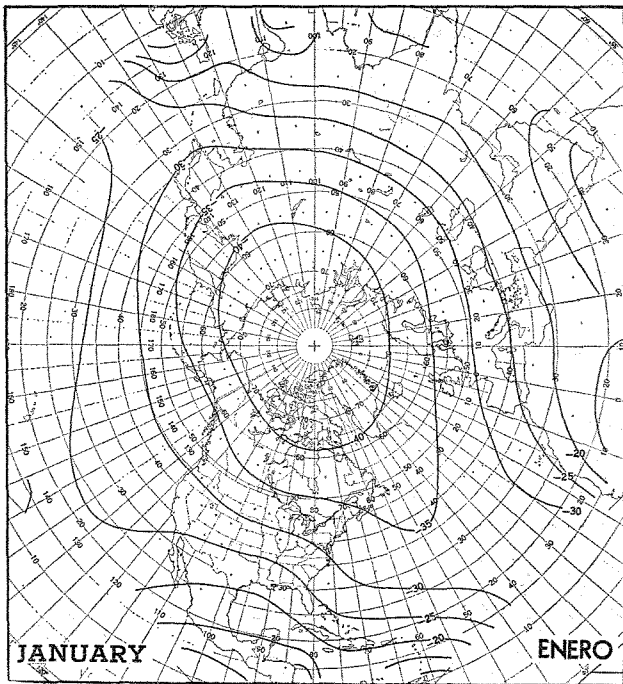


Fig. 16. Temperaturas meso-troposféricas calculadas ( $^{\circ}\text{C}$ ) cuando se desprecia el almacenamiento de energía en los océanos.

Fig. 16. Computed mid-tropospheric temperatures ( $^{\circ}\text{C}$ ) when the storage of energy in the oceans is neglected.

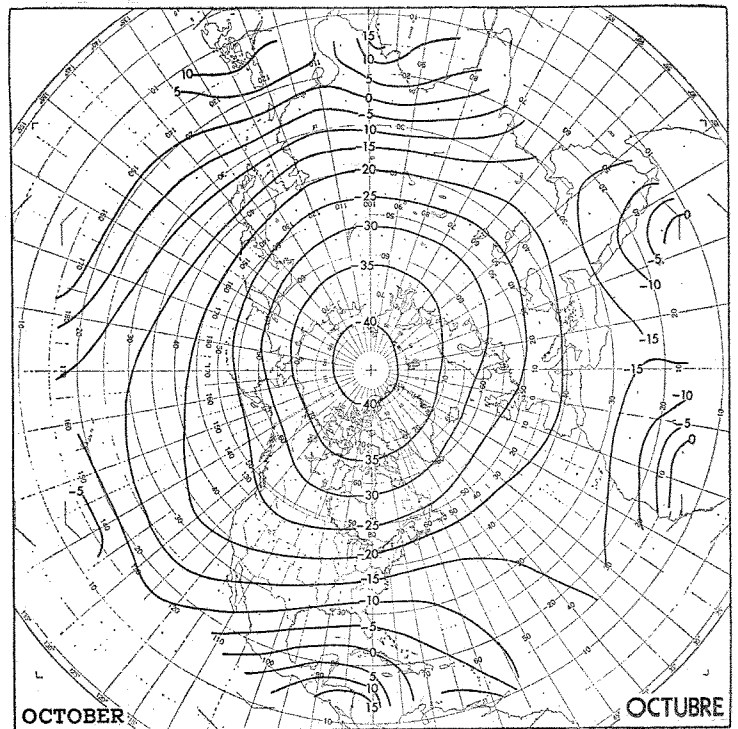
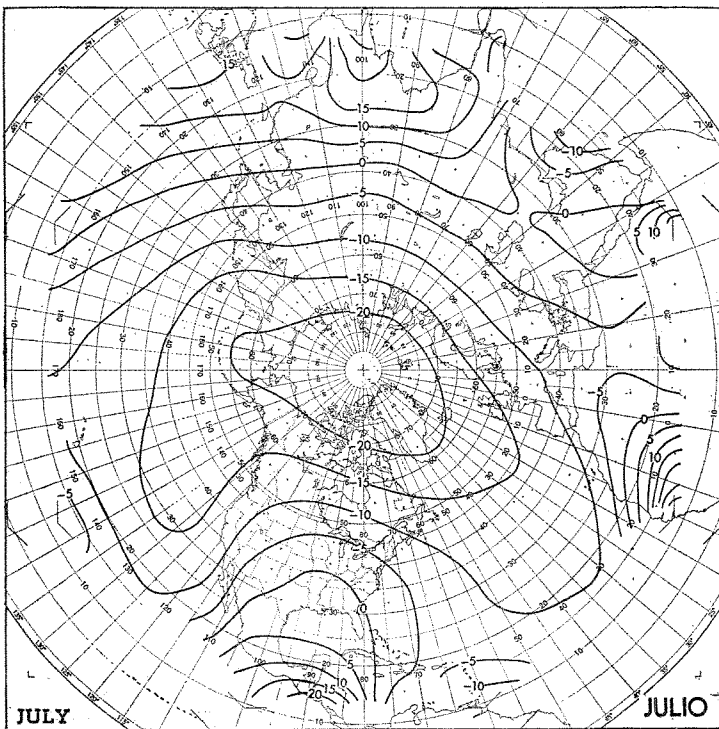
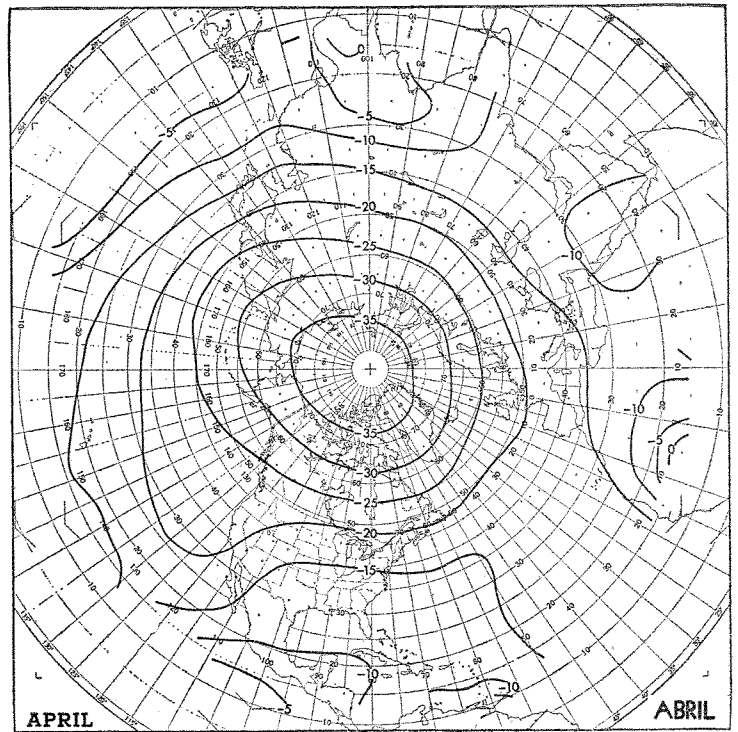
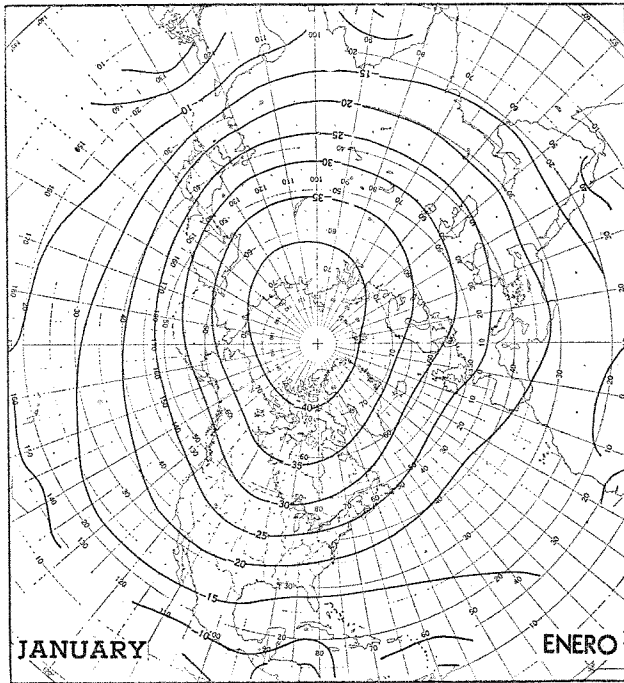


Fig. 17. Temperaturas meso-troposféricas calculadas ( $^{\circ}\text{C}$ ) cuando se desprecia el almacenamiento de energía en la Tropósfera.

Fig. 17. Computed mid-tropospheric temperatures ( $^{\circ}\text{C}$ ) when the storage of energy in the Troposphere is neglected.

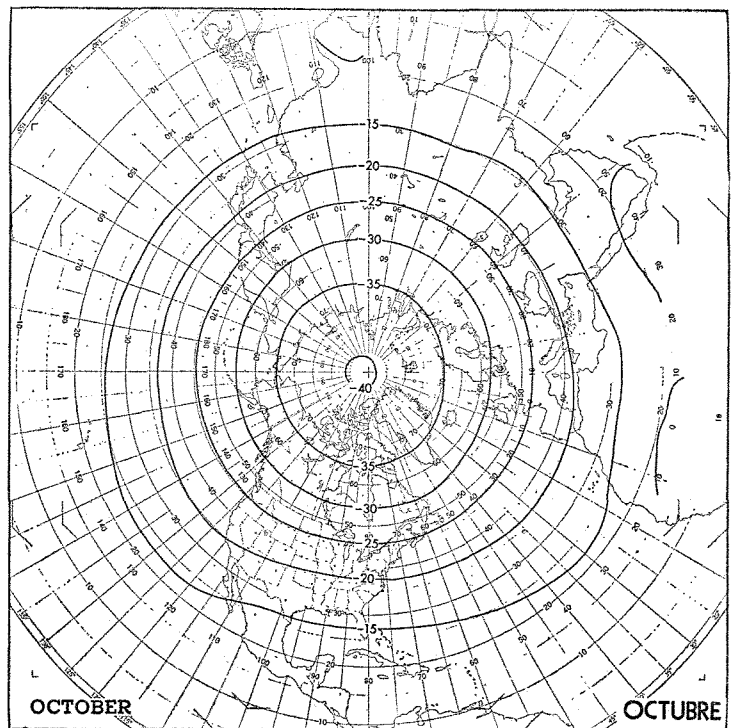
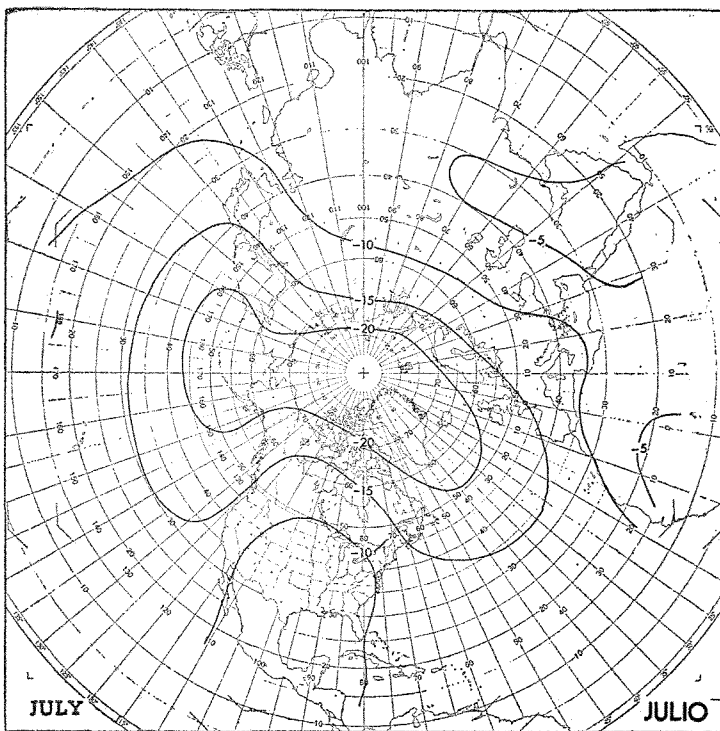
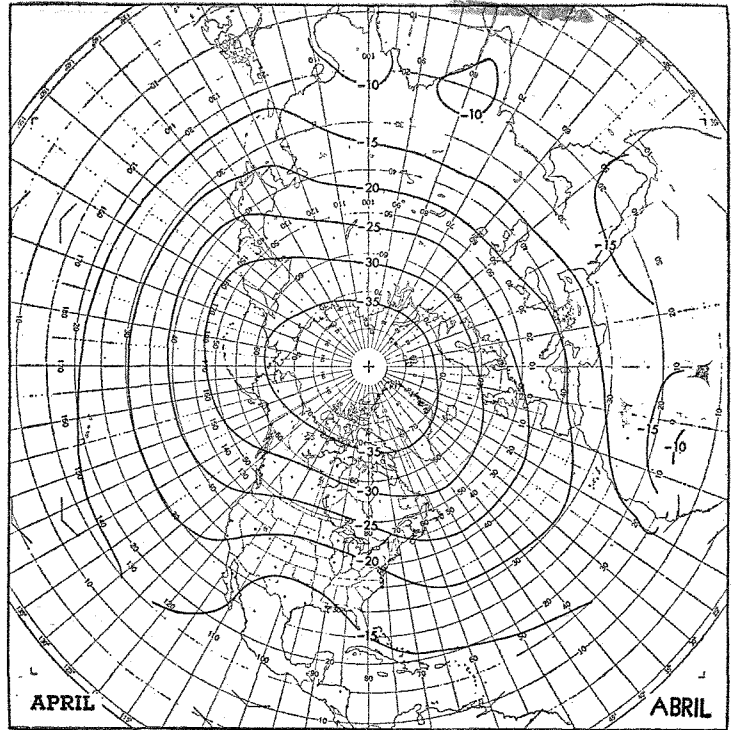
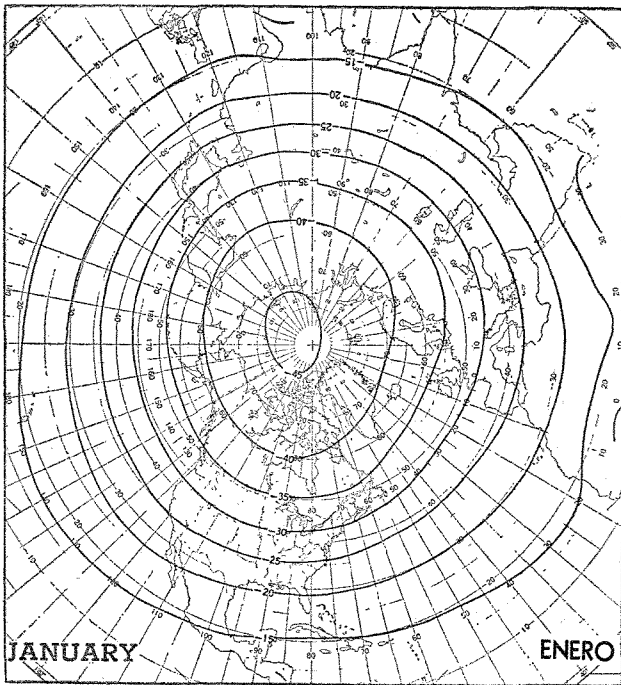
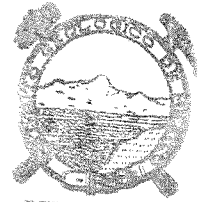


Fig. 18. Temperaturas meso-troposféricas calculadas ( $^{\circ}\text{C}$ ) cuando se desprecia el calentamiento distinto de radiación ( $G_2 = G_3 = G_5 = 0$ ).

Fig. 18. Computed mid-tropospheric temperatures ( $^{\circ}\text{C}$ ) when the heating different from radiation is neglected ( $G_2 = G_3 = G_5 = 0$ ).

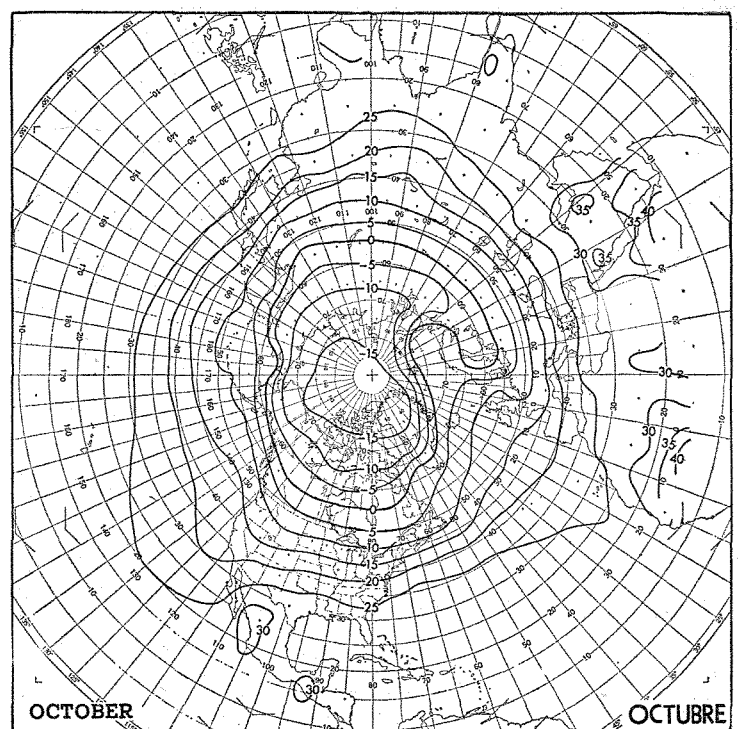
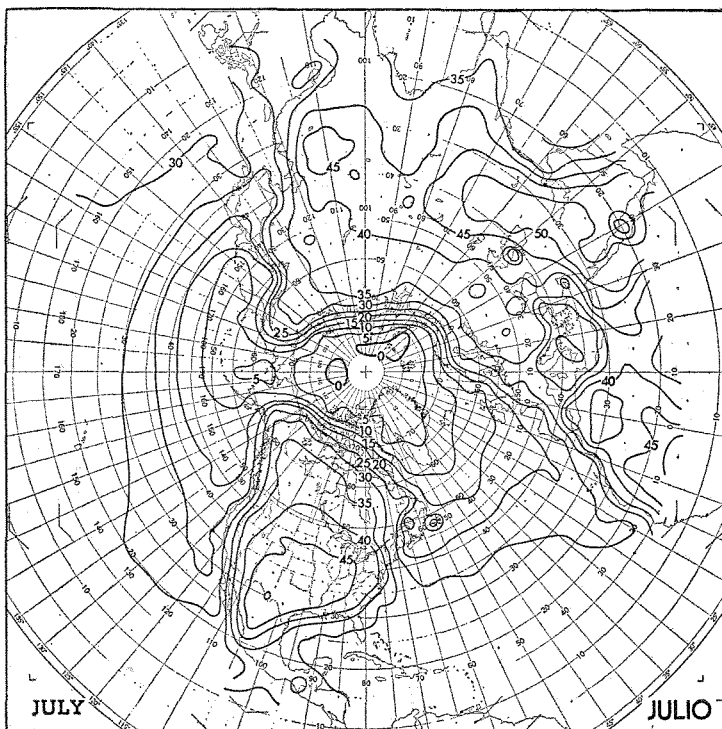
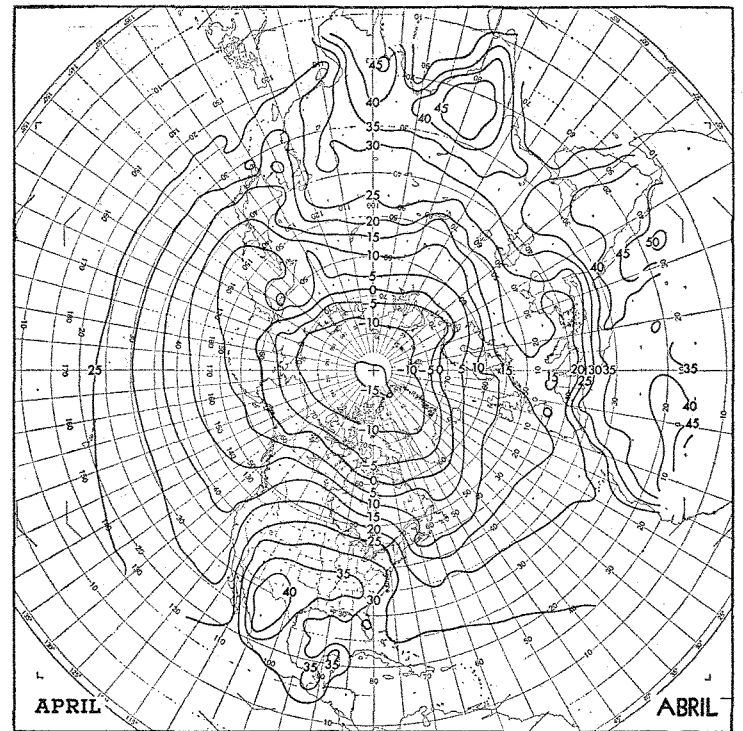
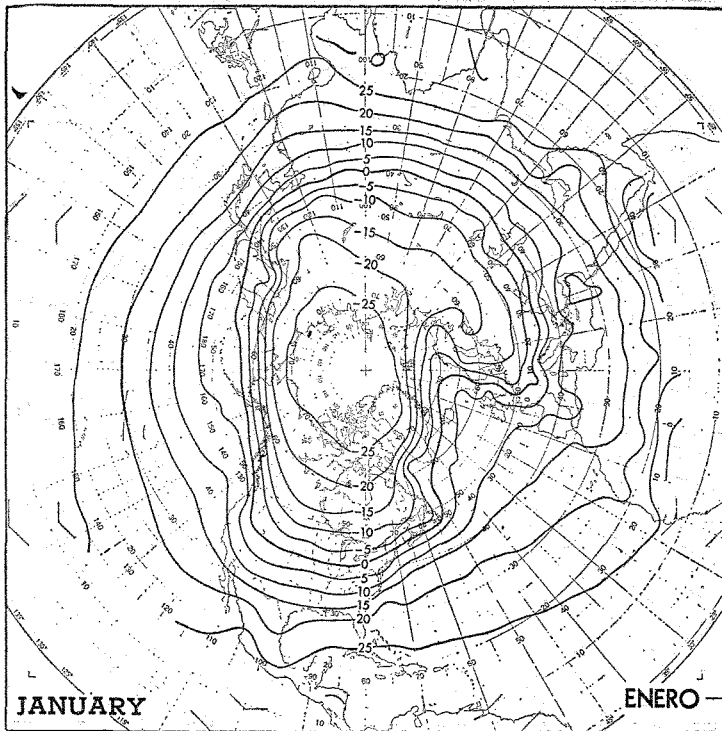


Fig. 19. Temperatura de la superficie calculada ( $^{\circ}\text{C}$ ) cuando se desprecia el calentamiento distinto de radiación ( $G_2 = G_3 = G_5 = 0$ ).

Fig. 19. Computed surface temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) when the heating different from radiation is neglected ( $G_2 = G_3 = G_5 = 0$ ).

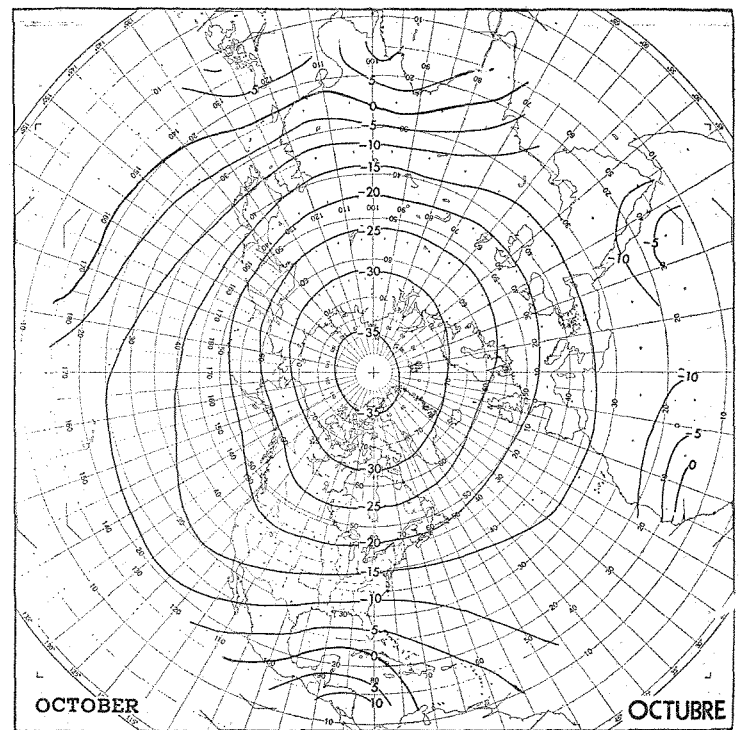
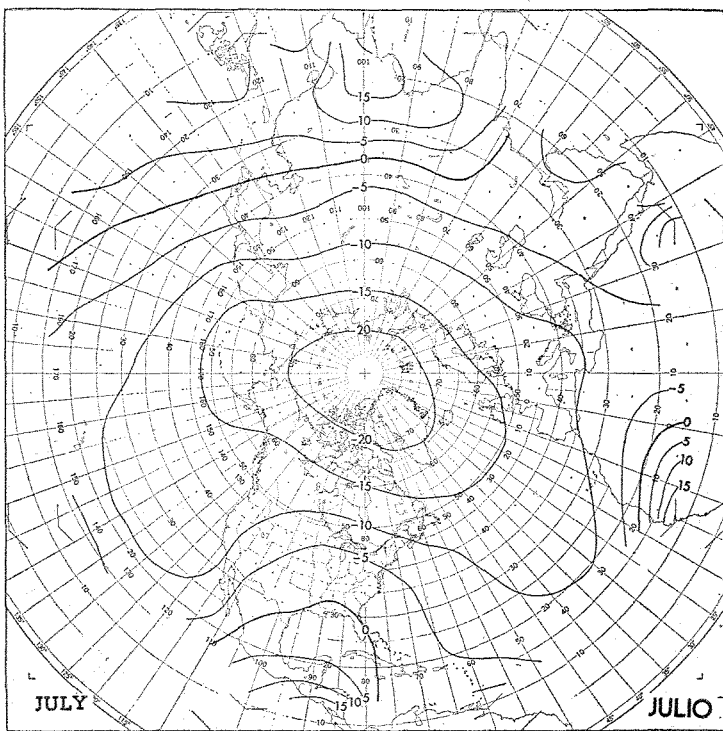
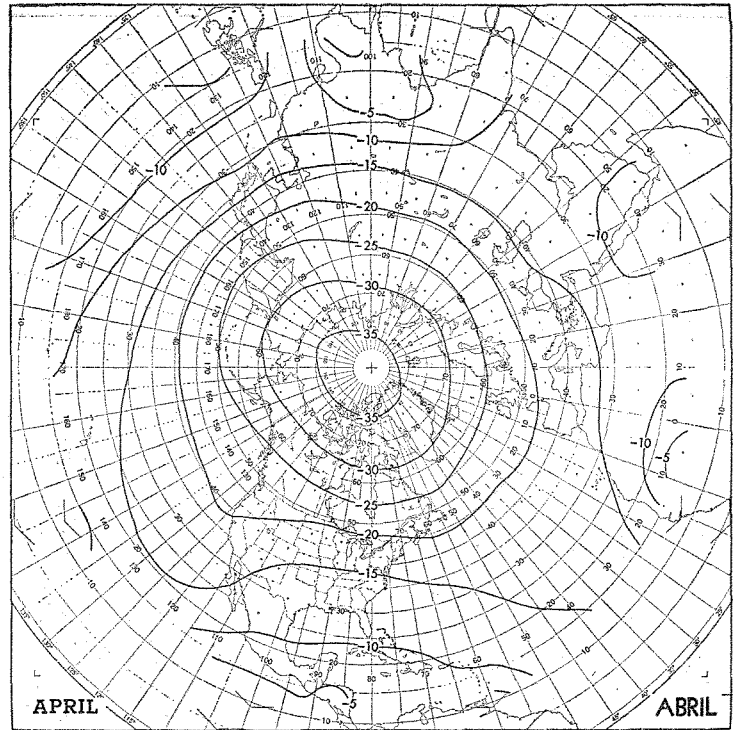
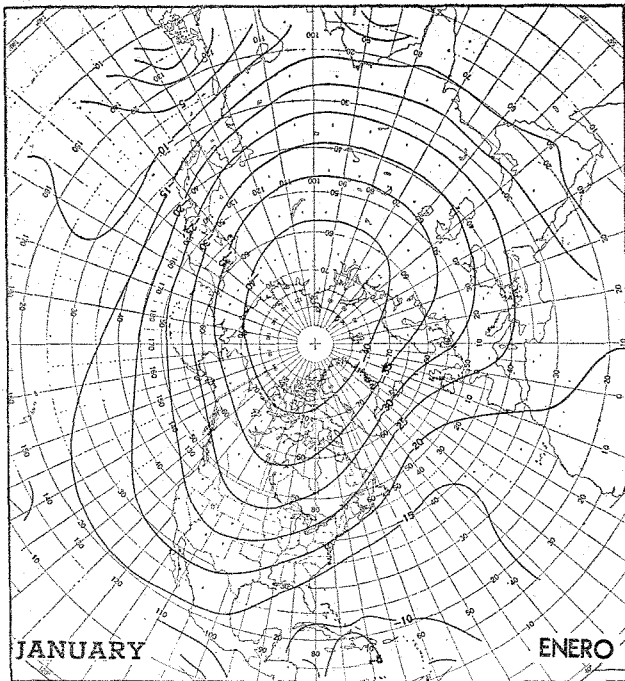


Fig. 20. Temperaturas meso-troposféricas calculadas ( $^{\circ}\text{C}$ ) cuando se desprecia la conducción turbulenta vertical de calor sensible desde la superficie ( $G_2 = 0$ ).

Fig. 20. Computed mid-tropospheric temperatures ( $^{\circ}\text{C}$ ) when the vertical turbulent conduction of sensible heat from the surface, is neglected ( $G_2 = 0$ ).



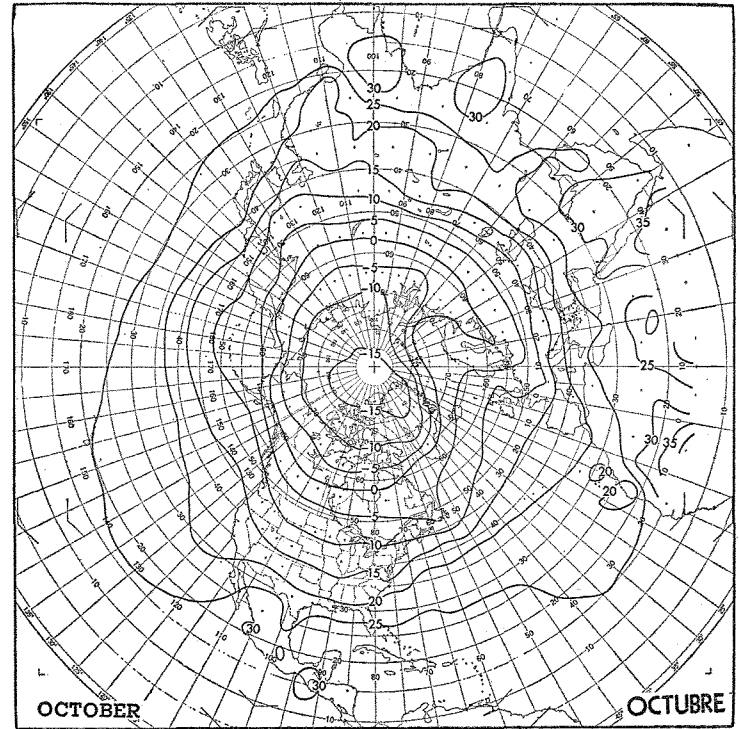
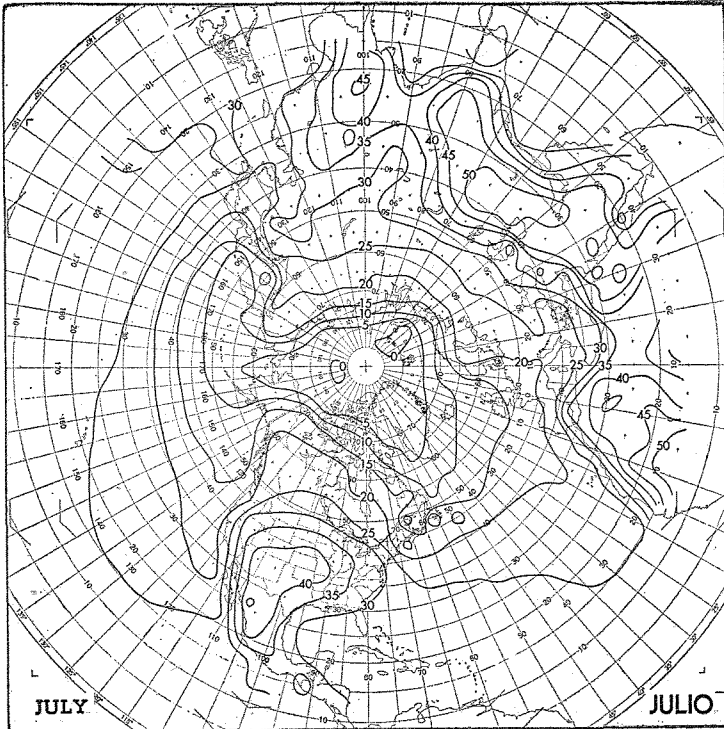
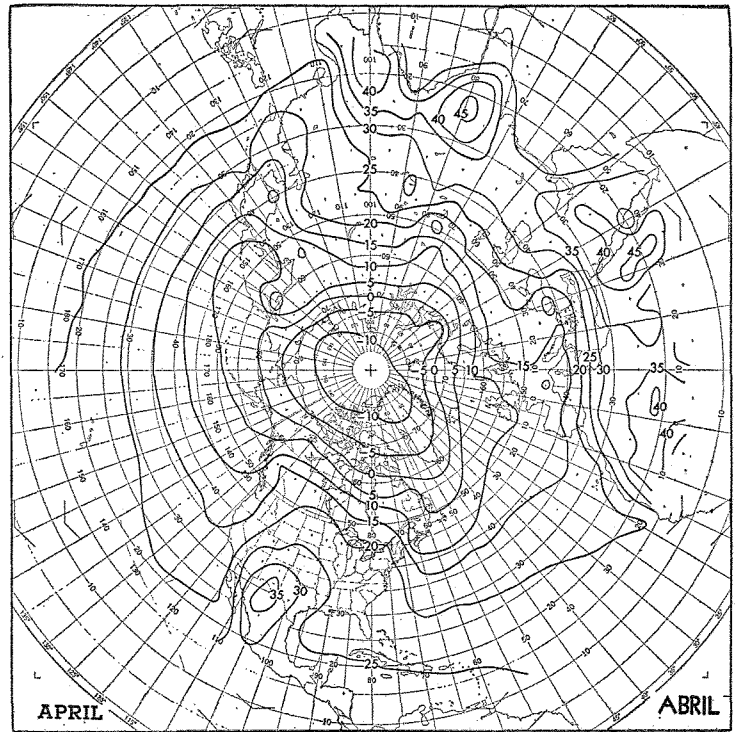
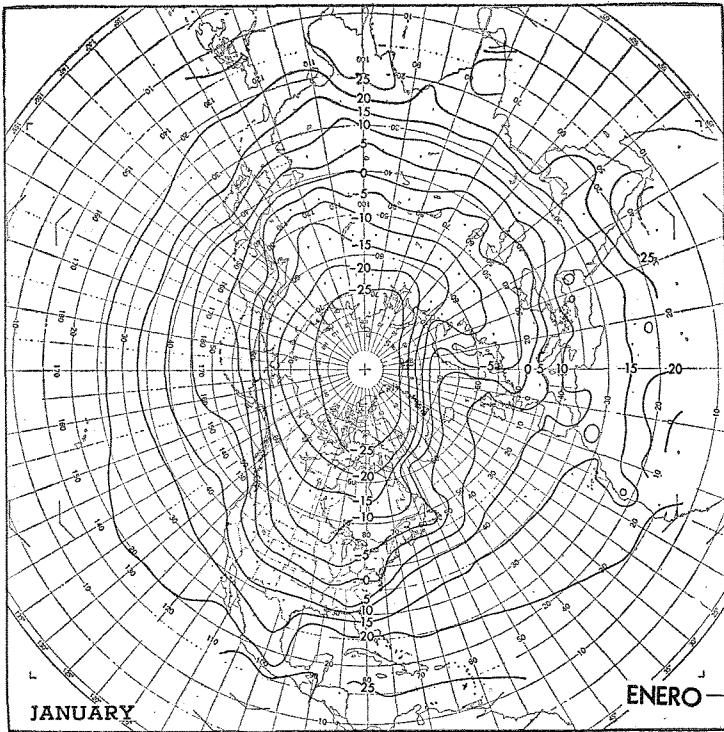


Fig. 21. Temperaturas de la superficie calculadas ( $^{\circ}\text{C}$ ) cuando se desprecia la conducción turbulenta vertical de calor sensible desde la superficie ( $G_2 = 0$ ).

Fig. 21. Computed surface temperatures ( $^{\circ}\text{C}$ ) when the vertical turbulent conduction of sensible heat from the surface is neglected ( $G_2 = 0$ ).