

EXPERIMENTOS NUMERICOS CON UN MODELO CLIMATICO DE BALANCE
DE ENERGIA

Norma E. Possía - Mario N. Nuñez
Departamento de Meteorología - Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Universidad de Buenos Aires
Buenos Aires - República Argentina
María del Carmen Dentoni
Centro Nacional Patagónico
Puerto Madryn - Río Negro - República Argentina

RESUMEN

Se presenta en este trabajo un modelo de "Balance de Energía" basado en las hipótesis de Adem (1970). La ecuación básica utilizada es la ecuación de conservación de energía termodinámica que promediada en el tiempo y en el espacio permite obtener la temperatura media mensual longitudinal de las superficies oceánicas sobre 36 cinturones de 5° de latitud y en intervalos de tiempo mensuales.

Se realizaron dos experimentos. En el primero, se obtuvo la temperatura de un mes determinado, a partir de las condiciones energéticas del mes en cuestión y la temperatura del mes anterior; en el segundo se obtuvo la temperatura para todos los meses del año a partir de la temperatura del mes de enero y las condiciones energéticas del mes considerado.

Los resultados muestran que el modelo reproduce adecuadamente los campos térmicos cuando se realiza el primer experimento, pero en el segundo su validez no puede extenderse más allá de los tres meses de integración.

Se realizaron además, distintas pruebas de sensibilidad, modificando los valores de albedo, cantidad de nubosidad y suma de calor sensible y latente. En todos los casos el modelo reaccionó dando los resultados esperados de acuerdo a los procesos físicos actuantes.

ABSTRACT

Following Adem (1970) a Climatic model "balance of energy type" is developed. The thermodynamic energy equation averaged over the time and space is used. It is written and solved for the mean zonal surface temperature for oceans. The equation is specified for each 5° latitude belt and the time step of one month is used.

Two experiments were performed. In one, the temperature is obtained from energy conditions and the temperature of the previous month. The second experiment made use of only temperature data of the first month (and energy data) as initial conditions. Monthly climatic temperatures for the whole year were obtained, using this initial conditions for January. Using present values for input parameters, the model reproduces quite well several of the major thermal characteristics of the oceans.

Also a series of experiment were performed to study model's sensitivity. It is sensitive to variations of the albedo, cloud cover and sensible and latent heat. Changes in these variables modify the surface temperature field.

1. INTRODUCCION

El clima de la tierra es el resultado de un balance entre diferentes procesos físicos, químicos y bioquímicos relacionados entre sí y que se manifiestan en un sistema de gran complejidad. Este sistema se conoce como "sistema climático" y engloba a la atmósfera, los océanos, el hielo, el suelo y la vegetación. Las interacciones no lineales que tienen lugar en el sistema climático hacen que no sea real tratar de explicar y entender el rol de los procesos señalados anteriormente en la determinación de los climas pasados y presentes, recurriendo a modelos analíticos.

Por lo tanto se hace necesario, para llevar a cabo simulaciones climáticas, recurrir a la integración numérica de un conjunto de ecuaciones de diagnóstico y pronóstico que constituyen un modelo matemático del sistema climático. Estos modelos son usados asiduamente en la actualidad, para diagnosticar el clima y simular su variabilidad y pueden además, ser usados eventualmente para predecir variaciones y cambios climáticos.

El rango de complejidad (definido por el grado de parametrización) de los modelos va desde los modelos unidimensionales de Balance de energía, hasta los tridimensionales de alta resolución que involucran la circulación general de la atmósfera y de los océanos. Los modelos más simples que presentan un grado muy alto de parametrización, son útiles para reproducir condiciones climáticas globales y permiten estimar, con una aproximación del primer orden la sensibilidad del clima frente a las influencias de la escala planetaria. Como contraparte, estos modelos adicionan a su simplicidad la necesidad de bajos tiempos de computación. En cuanto a la bondad de los mismos, cabe señalar que estiman la respuesta del clima frente a incrementos en la cantidad de constituyentes atmosféricos (como C_2O y otros gases), con resultados razonablemente consistentes con los obtenidos a partir de modelos sumamente complejos.

Por lo anteriormente señalado, se estimó conveniente recurrir al uso de modelos simples para llevar a cabo experimentos numéricos de simulación climática.

En este trabajo se utilizó un modelo del tipo de Balance de Energía, basado en las hipótesis formuladas por Adem (1964/1970). Otros trabajos que utilizan estos principios son Morales Acoltzi (1976), del Valle Sanchez (1978) y Buendía Carreras (1978/1982).

2. CONSIDERACIONES TEORICAS Y DESARROLLO DEL MODELO

El modelo está basado en el uso de la ecuación de conservación de la energía termodinámica en la superficie de la tierra, teniendo en cuenta el exceso de radiación en la superficie, el calor latente perdido por evaporación en superficie, el calor sensible entregado a la tropósfera y el almacenamiento de energía en los océanos. De acuerdo con esta ecuación se "pronostican" las temperaturas de las superficies oceánicas, promediadas sobre cinturones de 5° de latitud y para períodos de tiempo que pueden ser estacionales o mensuales. El término pronostican hace referencia en este trabajo a la resolución numérica de una ecuación evolutiva para la temperatura, (ecuación de pronóstico). Con esto se quiere diferenciar del caso en que se obtienen valores climáticos, utilizando una ecuación de diagnóstico.

2.1. Ecuaciones del modelo

El modelo considera a la superficie de la tierra dividida en 36 cinturones de 5 grados de latitud cada uno y resuelve para cada uno de ellos, la siguiente ecuación de balance de energía:

$$\rho_s H_s C_{vs} \frac{\partial [\bar{T}]}{\partial t} = [\bar{E}_s] - [\bar{H}] - [\bar{LE}] \quad (1)$$

donde:

$\rho_s H_s C_{vs} \frac{\partial [\bar{T}]}{\partial t}$ es el almacenamiento de energía de los océanos

ρ_s la densidad de la superficie

H_s la profundidad de la capa considerada

C_{vs} el calor específico

$[\bar{T}]$ es la desviación de la temperatura media temporal-longitudinal, con respecto a la temperatura media global de la superficie de la tierra

$[\bar{E}_s]$ el promedio temporal-longitudinal del exceso de energía en la superficie, siendo su expresión:

$$E_s = a_1 I + \epsilon [\sigma T_{c_1}^4 - E(T_{c_1})] - [\sigma T_s^4 - E_s(T_s)]$$

donde:

$a_1 I$ es la cantidad de energía absorbida por la superficie de la recibida en el tope de la atmósfera

I la radiación incidente en el tope de la atmósfera

a_1 el coeficiente de absorción de la superficie. Se obtiene de acuerdo con la siguiente ecuación

$$a_1 = \frac{q}{I} [I - (1-K)\epsilon] (1-\alpha)$$

siendo:

q la máxima radiación que puede llegar a la superficie con cielo despejado

K el coeficiente de difusión de Sabino-Angstrom

α el albedo de la superficie

ϵ la cantidad de cielo cubierto

$[\sigma T_{c_1}^4 - E(T_{c_1})]$ la energía recibida por la superficie de la emitida por las nubes

$[\sigma T_s^4 - E(T_s)]$ la energía emitida desde la superficie y que no es absorbida por la troposfera

T_{c_1} la temperatura de la base inferior de la cubierta de nubes

T_s la temperatura de superficie

$[\bar{LE}]$ el promedio temporal-longitudinal del calor latente perdido por evaporación desde la superficie

$[\bar{H}]$ el promedio temporal-longitudinal del calor sensible cedido por la superficie a la atmósfera

Los promedios longitudinales se definen para una variable α arbitraria, función del tiempo y del espacio, como:

$$[\alpha] = \frac{1}{2\pi a \cos\psi} \int_0^{2\pi} \alpha(\psi, \lambda, z, t) \cos\psi \, d\lambda$$

siendo:

ψ y λ la latitud y la longitud geográfica

z la altura

t el tiempo

la barra sobre las variables señaladas anteriormente indican promedios temporales tomados en períodos estacionales o mensuales.

La ecuación de pronóstico (1) es aproximada y la misma no tiene en cuenta los flujos a través de los cinturones y otros procesos como deshielos, compresión, fricción, etc.

2.2. Esquemas numéricos

La ecuación (1) dada en 2.1. fue resuelta mediante la utilización de métodos numéricos.

Los distintos experimentos llevados a cabo en el presente trabajo utilizan todos o alguno de los tres esquemas que se indican a continuación:

1. Adelantado: $[\bar{T}_s]^{(n+1)} = [\bar{T}_s]^{(n)} + \Delta t [\bar{f}]^{(n)}$

2. Centrado: $[\bar{T}_s]^{(n+1)} = [\bar{T}_s]^{(n-1)} + 2\Delta t [\bar{f}]^{(n)}$

3. Semi Implícito: (Matsuno):

$$[\bar{T}_s]^{(n+1)*} = [\bar{T}_s]^{(n)} + \Delta t [\bar{f}]^{(n)}$$

$$[\bar{T}_s]^{(n+1)} = [\bar{T}_s]^{(n)} + \Delta t [\bar{f}]^{(n+1)*}$$

donde los supraíndices indican los pasos de tiempo. Estos pasos temporales fueron tomados de 30 días.

2.3. Datos utilizados

Los datos utilizados para este trabajo fueron gentilmente cedidos por el Centro de Ciencias de la Atmósfera de la Universidad Autónoma de México. Los mismos consisten en promedios longitudinales-temporales, para las siguientes variables:

$[\bar{T}]$	temperatura (media mensual) de los océanos
$[\bar{I}]$	radiación (media mensual) que llega al tope de la atmósfera
$[\bar{q}]$	radiación (media mensual) que llega a la superficie con cielo despejado
$[\bar{\epsilon}]$	promedio (estacional) de la cantidad de cielo cubierto
$[\bar{\alpha}]$	promedio (estacional) del albedo de superficie

$[H + LE]$ promedios (estacionales) de la suma de calor latente y sensible.

Se contó con estos datos, con promedios estacionales o mensuales según la variable, para todo el año.

La temperatura del agua en las regiones donde no hay océanos (regiones polares) fueron extrapoladas siguiendo la tendencia espacial de la curva de temperatura para cada mes del año (Buendía Carrera, 1983).

3. EXPERIMENTOS REALIZADOS

3.1 Reproducción de condiciones climáticas globales

Se realizaron dos tipos de experimentos numéricos para la obtención de la temperatura media mensual-longitudinal de los océanos.

- i) Obtención de $[\bar{T}]$ oceánica a partir de la $[\bar{T}]$ del mes anterior y de las condiciones energéticas del mes en cuestión
- ii) Obtención de la $[\bar{T}]$ oceánica para todos los meses del año a partir de la $[\bar{T}]$ del mes de enero y las condiciones energéticas del mes considerado.

En este caso se obtuvieron los valores de $[\bar{T}]$ oceánica para cada uno de los meses del año utilizando la ecuación (1) como ecuación de pronóstico donde las condiciones iniciales de temperatura corresponden al mes de enero para cada uno de los cinturones. Se integró con estas condiciones para obtener los campos de $[\bar{T}]$, para los doce meses del año.

3.2 Estudio de la sensibilidad del modelo

Tomando en cuenta los resultados del experimento i del punto 3.1. se realizó un estudio de la sensibilidad del modelo, comparando los resultados con los que se obtuvieron al modificar (aumentando y disminuyendo) las cantidades de nubosidad, calor sensible más latente y albedo en un 20% para todos los cinturones de latitud.

4. RESULTADOS OBTENIDOS

En la figura 1 se han representado los valores de las temperaturas medias observadas y calculadas para el océano en un corte polo norte-polo sur, correspondiente al mes de febrero (Experimento i). Del análisis de la misma puede inferirse que los valores calculados por el modelo, aproximan en buen grado los valores medios obtenidos de las observaciones. El apartamiento máximo entre los valores calculados y observados se presenta para el cinturón 15° de latitud sur y el mismo alcanza a 1,6°C. Para el resto de los cinturones definidos en 2.1., los apartamientos se mantienen por debajo del valor señalado anteriormente. Para mostrar la bondad de los resultados en este experimento fueron calculados el error medio de los apartamientos y pudo comprobarse que este error no supera el valor de 0.8° C.

Estos resultados son similares para todos los meses del año, cuando se calculan mediante el modelo, los valores de temperatura.

para un mes en particular a partir de los datos de temperatura del mes anterior.

En la Tabla 1 se muestran las diferencias entre los valores observados y los valores numéricos calculados por el modelo para el experimento señalado en ii. En este experimento se calculan las $[T]$ oceánicas para todos los meses del año, a partir de los valores equivalentes del primer mes del año, recurriendo a distintos esquemas numéricos para la integración temporal. De esta Tabla citada anteriormente, puede inferirse que a medida que la integración temporal avanza en el tiempo, las diferencias entre las temperaturas medias calculadas y observadas crecen hasta alcanzar un valor de $11,8^{\circ}\text{C}$ para el mes de diciembre, con el esquema de Matsuno. En los esquemas restantes los valores de las diferencias son ligeramente superiores en casi todos los meses, aunque no se puede definir cual es el esquema que mejor aproxima a los valores observados en el presente experimento. Cabe señalar que estas diferencias, que alcanzan su valor máximo para el mes de diciembre, como consecuencia probable de una propagación de errores, presentan los valores máximos de apartamiento solamente en uno de los distintos cinturones de latitud. En el resto de los cinturones se observa que los apartamientos son sensiblemente inferiores. Con el objeto de cuantificar lo señalado, se calcularon los errores medios sobre todos los cinturones de latitud para cada uno de los meses del año y para cada uno de los tres esquemas temporales de integración. El error medio máximo es de $5,4^{\circ}\text{C}$ para el esquema de Matsuno, $6,0^{\circ}\text{C}$ para el esquema adelantado y $6,3^{\circ}\text{C}$ para el esquema centrado.

Los errores acumulativos señalados precedentemente que aparecen en el experimento ii, se reducen notablemente cuando se reemplazan las temperaturas medias pronosticadas por un promedio móvil trimestral de las mismas, siendo estos promedios los que se utilizan como valor del mes anterior en la integración numérica. En este caso el máximo error medio obtenido es de $2,4^{\circ}\text{C}$.

En las figuras 1, 2, 3 y 4 se han representado los valores medios temporales-longitudinales calculados por el modelo y los correspondientes observados, para todos los cinturones de latitud y para los meses de febrero, mayo, agosto y noviembre, respectivamente. Las mismas corresponden al experimento ii cuando se utilizó el esquema temporal de Matsuno. En cambio, las figuras 5, 6, 7 y 8 son las equivalentes a las anteriores, cuando se utilizan los valores de los promedios móviles de temperatura, ya discutidos anteriormente. El análisis y comparación de las mismas, corrobora lo señalado en los párrafos anteriores.

Como se ha expresado anteriormente se estudió la sensibilidad del modelo, mediante modificaciones en las variables de entrada del mismo con respecto a los valores utilizados en el experimento i del punto 3.1.

Las tablas 2, 3, 4 y 5 muestran para los meses de febrero, mayo, agosto y noviembre respectivamente los promedios hemisféricos y globales de las variaciones de temperatura y la diferencia máxima obtenida al realizar, en experiencias separadas, cambios en la cantidad de nubosidad, albedo y suma de calor latente y sensible.

Con respecto a la nubosidad se puede ver que el efecto que produce en la temperatura un aumento de nubosidad varía con la estación del año, trasladándose la variación máxima de bajas latitudes

en las estaciones intermedias a altas latitudes en verano e invierno (55°), producto de la marcha anual en la posición del sol. El cambio de albedo produce, como era de esperar, la mayor variación de temperatura en los polos donde su efecto es más notable, llegando a 1.1°C en el mes de febrero en el hemisferio Sur. La suma de calor latente y sensible produce la variación máxima en la temperatura de aproximadamente 0.8°C alrededor de los 20° de latitud Sur donde esta variable tiene un máximo en las cuatro estaciones del año.

5. CONCLUSIONES

Los experimentos numéricos realizados con el modelo, mostraron que el mismo reproduce bien las condiciones climáticas globales para la temperatura de superficie (promedios temporales-longitudinales), cuando se utiliza la temperatura señalada del mes anterior para reproducir las condiciones de un mes particular. En cambio cuando se trató de reproducir las temperaturas climáticas globales para superficie (promedios temporales-longitudinales) para cada uno de los doce meses del año, tomando como datos iniciales los valores correspondientes de temperatura para el mes de enero, los esquemas numéricos de integración produjeron errores acumulativos. En este caso el máximo error observado alcanzó 11.8°C para el mes de diciembre y para los cinturones comprendidos entre 10 y 25° de latitud Sur. El cálculo del error medio de acuerdo con los errores de cada uno de los cinturones de latitud dió un valor máximo de 5.4°C cuando se utilizó el esquema de Matsuno. Los resultados para el segundo experimento mejoraron notablemente cuando se introdujo un suavizado temporal en el esquema de integración, siendo el máximo error calculado de 6°C en el mes de diciembre y para el cinturón comprendido entre los 80 y 85° N. El error medio calculado en este caso es de 2.4°C .

Por lo anteriormente señalado, cabe concluir que el modelo utilizado en los experimentos numéricos discutidos en este trabajo reproducen las condiciones climáticas globales con una aproximación de primer orden, para cada uno de los meses del año, si son conocidos los valores de temperatura del correspondiente mes anterior.

En las pruebas de sensibilidad para el modelo, se observó un doble efecto de la nubosidad sobre las variaciones de temperatura. La variación de signos de estos apartamientos muestra según la latitud la influencia del efecto predominante: cuando el aumento de la cantidad de nubosidad impide de tal manera la llegada de radiación que provoca una disminución en la temperatura, o cuando la cantidad de nubosidad no permite la salida al espacio exterior de radiación en onda larga, que provoca el efecto inverso en la temperatura (aumento).

Debido a que el albedo no solo depende de la superficie sino también del ángulo de incidencia de los rayos solares, las mayores variaciones de temperatura se produjeron en los polos donde mas notablemente influyen estos dos factores.

En cuanto a la suma de calor sensible y latente las mayores variaciones de temperatura se produjeron alrededor de los 15°S , donde esta variable tiene un máximo durante las cuatro estaciones del año. Es importante recalcar en este punto la carencia en el modelo del transporte meridional de calor, que provoca un aumento no espe

rado de la temperatura en las latitudes citadas.

6. BIBLIOGRAFIA

Adem, J., 1964: An the physical basis for the numerical prediction of monthly and seasonal temperatures in the troposphere-ocean-continent system; Monthly Weather Review, Vol 92, N° 3.

Adem, J., 1970: On the prediction of mean monthly ocean temperature Tellus XXII, 4.

Buendía Carrera, E., 1978: El transporte horizontal turbulento en el modelo termodinámico global del clima; Revista de Geofísica Año XXXVII, Vol. 2, N° 2.

Buendía Carrera, E., 1983: Consulta Personal.

Del Valle Sanchez, E., 1978: El flujo de energía superficial en el pronóstico a largo plazo; Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias.

Morales Acoltzi, T., 1976: Modelo termodinámico global; Universidad Nacional autónoma de México, Facultad de Ciencias.

Tabla 1: Errores promedio y máximos, a través del año, en el cálculo de la \bar{T} oceánica, utilizando distintos esquemas temporales de integración

	Esquema Adelantado		Esquema Centrado		Esquema Semimplícito		Esquema Matsuno + Suavizado	
	Error Promedio	Error Máximo	Error Promedio	Error Máximo	Error Promedio	Error Máximo	Error Promedio	Error Máximo
FEBRERO	1,0	2,4	1,0	2,4	0,8	2,2	0,3	1,6
MAYO	3,4	9,0	2,2	5,4	2,2	5,0	1,2	3,0
AGOSTO	3,4	7,8	3,8	8,7	4,9	8,7	1,8	3,9
DICIEMBRE	6,0	12,7	6,3	14,7	5,4	11,8	2,4	5,1

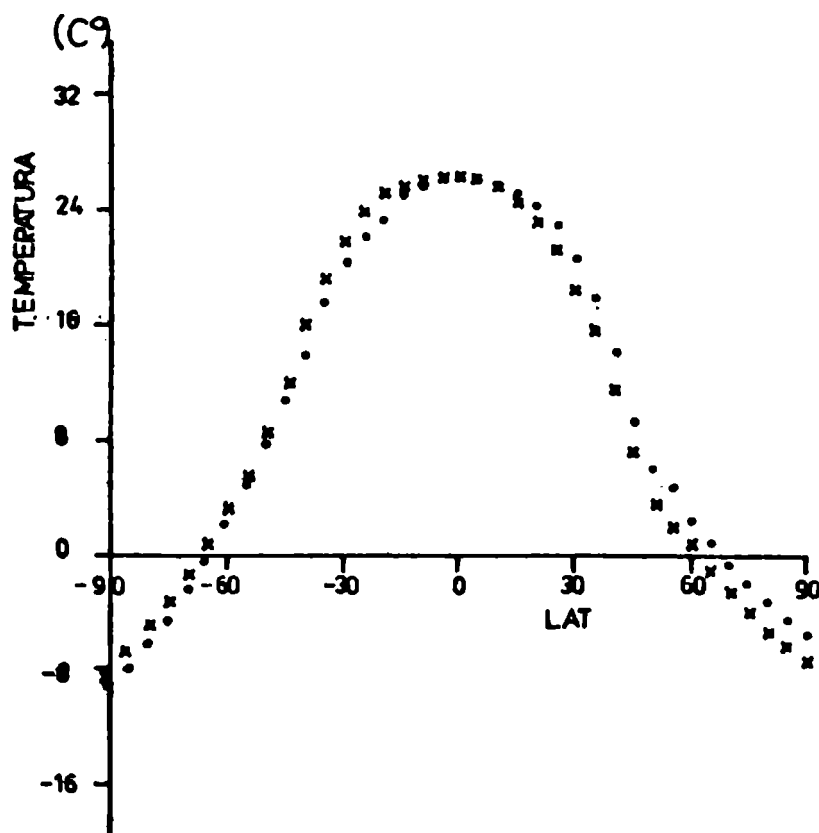


Figura 1: Valores de la \bar{T} observada (x) y calculada (·) en un corte Polo sur-Polo norte correspondiente al mes de febrero, tomando como valor inicial la \bar{T} del mes de enero.

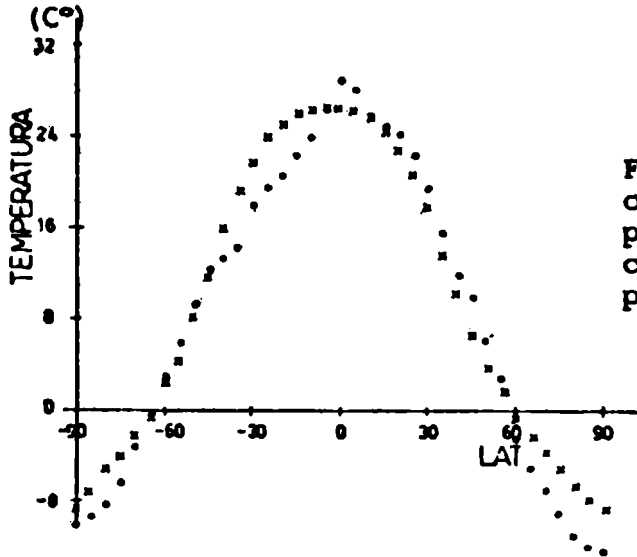


Figura 2: Valores de la \bar{T} observada (x) y calculada (·) por el experimento ii, en un corte Polo sur-Polo norte para el mes de mayo.

Figura 3: Valores de la \bar{T} observada (x) y calculada (·) por el experimento ii, en un corte Polo sur-Polo norte para el mes de agosto.

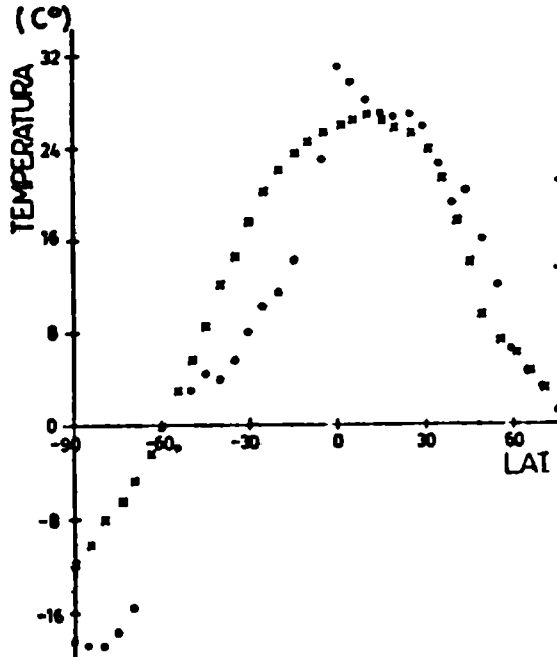
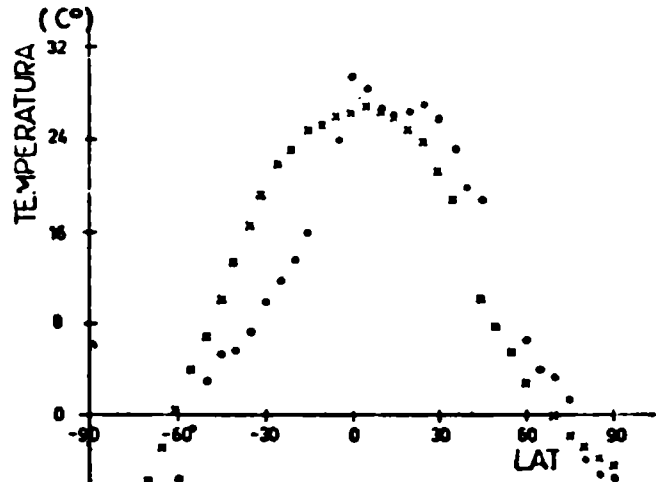


Figura 4: Valores de la \bar{T} observada (x) y calculada (·) por el experimento ii, en un corte Polo sur-Polo norte para el mes de noviembre.

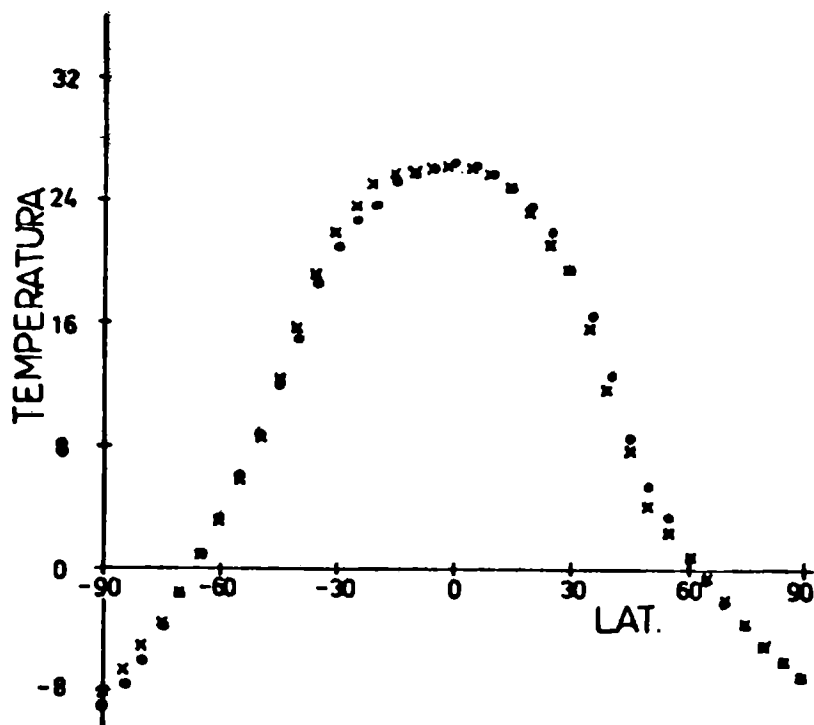


Figura 5: Valores de la \bar{T} observada (x) y calculada (·) utilizando promedios temporales en el experimento ii en un corte Polo sur-Polo norte para el mes de febrero.

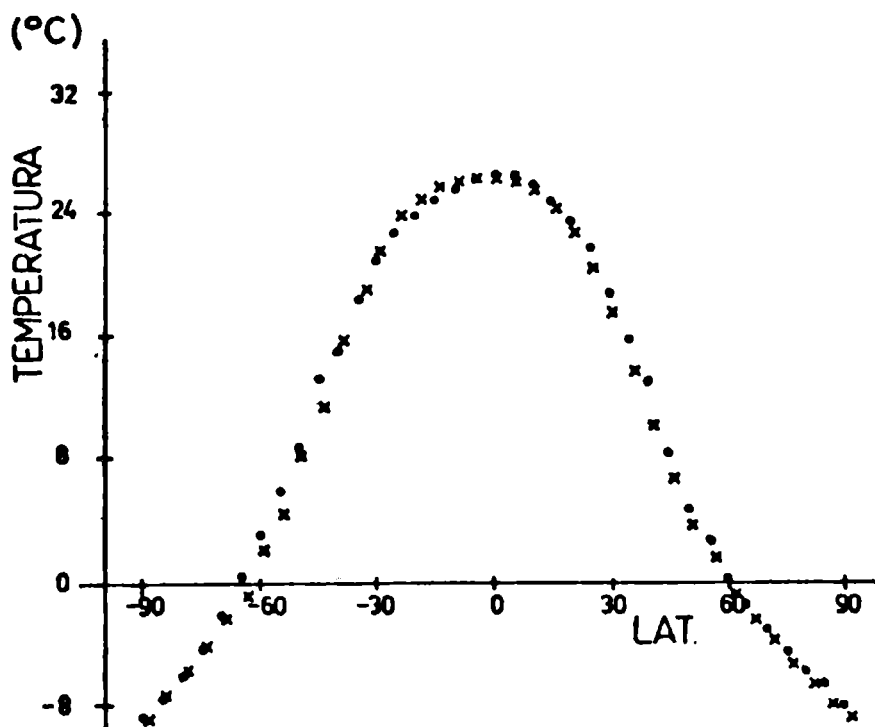


Figura 6: Valores de la \bar{T} observada (x) y calculada (·) utilizando promedios temporales en el experimento ii en un corte Polo sur-Polo norte para el mes de mayo.

Tabla 2: Variaciones de temperatura producidas por cambios en la cantidad de nubosidad, calor sensible y latente y albedo para el mes de febrero

FEBREPO		Variación de temperatura				
Variación de	Promedio HN	Promedio HS	Promedio Global	Máx obtenida	Latitud de la variación máx	
Cantidad de nubosidad(+20%)	0,0	-0,3	0,2	0,4	50°S	
Calor sensible más latente(-20%)	0,5	0,3	0,4	0,7	20°S	
Albedo(+20%)	0,0	0,3	0,1	1,1	90°S	

Tabla 3: Variaciones de temperatura producidas por cambios en la cantidad de nubosidad, calor sensible y latente y albedo para el mes de mayo

MAYO		Variación de temperatura				
Variación de	Promedio HN	Promedio HS	Promedio Global	Máx obtenida	Latitud de la variación máx	
Cantidad de nubosidad(+20%)	-0,1	-0,0	0,1	-0,3	5°N	
Calor sensible más latente(-20%)	0,3	0,4	0,4	0,8	25°S	
Albedo(+20%)	0,2	0,2	0,1	0,5	80°N	

Tabla 4: Variaciones de temperatura producidas por cambios en la cantidad de nubosidad, calor sensible y latente y albedo para el mes de agosto

AGOSTO		Variación de temperatura				
Variación de	Promedio HN	Promedio HS	Promedio Global	Máx obtenida	Latitud de la variación máx	
Cantidad de nubosidad(+20%)	-0,1	-0,3	0,2	-0,4	55°N	
Calor sensible más latente(-20%)	0,2	0,6	0,4	0,8	15°S	
Albedo(+20%)	0,2	0,0	0,1	0,7	90°N	

Tabla 5: Variaciones de temperatura producidas por cambios en la cantidad de nubosidad, calor sensible y latente y albedo para el mes de noviembre

NOVIEMBRE		Variación de temperatura				
Variación de	Promedio HN	Promedio HS	Promedio Global	Máx obtenida	Latitud de la variación máx	
Cantidad de nubosidad(+20%)	0,0	0,1	0,1	0,4	5°S	
Calor sensible más latente(-20%)	0,3	0,2	0,3	0,7	15°S	
Albedo(+20%)	0,0	0,2	0,1	1,0	90°S	

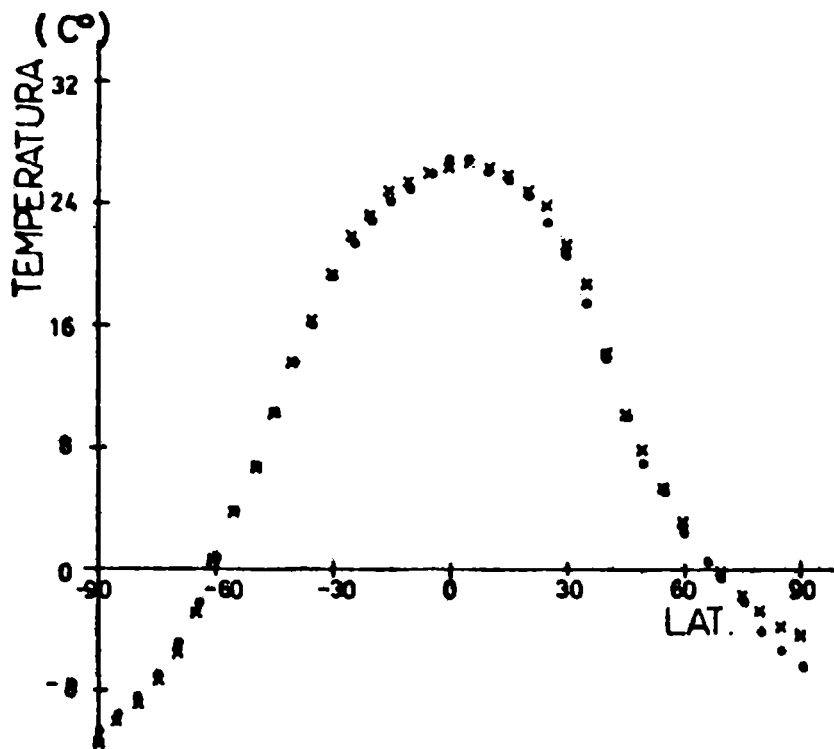


Figura 6: Valores de la T observada (x) y calculada (.) utilizando promedios temporales en el experimento ii en un corte Polo sur-Polo norte para el mes de agosto.

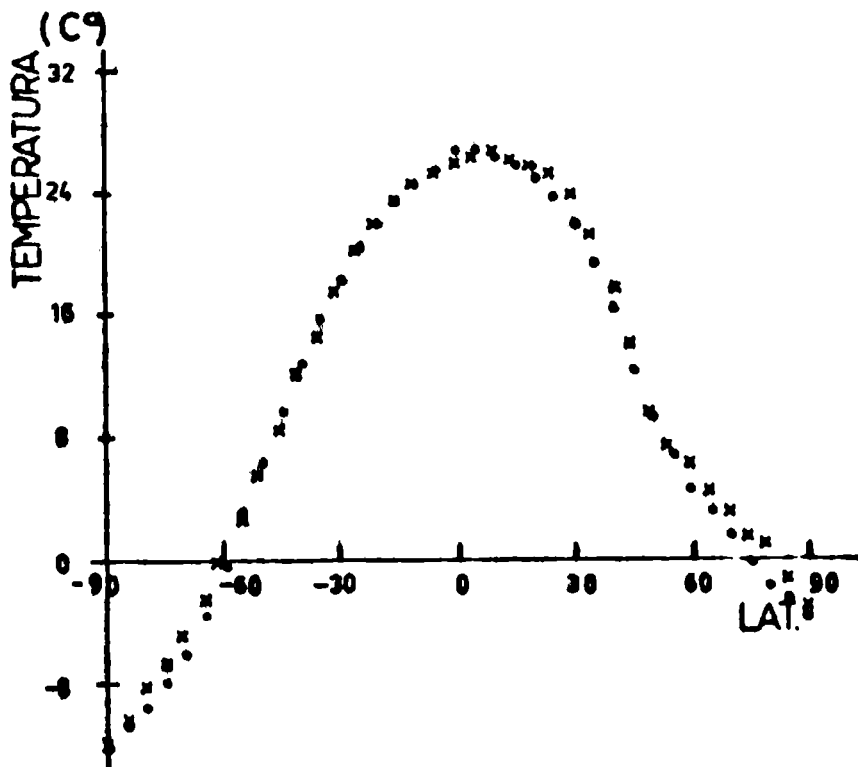


Figura 8: Valores de la T observada (x) y calculada (.) utilizando promedios temporales en el experimento ii en un corte Polo sur-Polo norte para el mes de noviembre.