

CCB-221



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE CIENCIAS



**BIBLIOTECA
CENTRO DE ECOLOGIA**

**EL EFECTO DE LA VEGETACION EN LA PREDICION
DEL CLIMA CON ESPECIAL ENFASIS EN LA
REPUBLICA MEXICANA**

*Carlos Vazquez Jues
Mexico 1990*

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS (GEOFISICA)
P R E S E N T A
VICTOR LUIS BARRADAS MIRANDA

MEXICO, D. F.

1990

A Cristina

AGRADECIMIENTOS.

Deseo expresar mi más sincero agradecimiento a todas aquellas personas que de una u otra forma contribuyeron en la elaboración de esta tesis y en especial:

Al Dr. Julián Adem por haberme sugerido y dirigido este trabajo proporcionandome todos los elementos necesarios para su realización.

Al Dr. Daniel Piñero y al Dr. Carlos Vázquez Yanes por todo el apoyo brindado, no sólo durante la elaboración de este trabajo, sino todo el tiempo que duró la gestación del mismo. A ellos muchas gracias por el apoyo y la confianza que depositaron en mí.

Al M. en C. René Garduño le agradezco la asesoría brindada y el tiempo que me dedicó en la elección de los cursos de grado.

Al comité asesor que hizo la revisión de la versión final de este trabajo: Dr. Julián Adem, Dr. Carlos Vázquez Yanes, Dr. Carlos Gay, Dr. Ernesto Jáuregui, M. en C. René Garduño, Dra Aima Orozco y M. en C. Ismael Pérez. A todos ellos mi más sincero reconocimiento por la revisión exhaustiva y cuidadosa que realizaron y por las sugerencias vertidas en él.

Al Sr. Jorge Tzintzun por la ayuda que me brindó al haber implementado y realizado las corridas del programa del Modelo Termodinámico del Clima.

Deseo agradecer muy sinceramente a todo el personal de la Biblioteca del Centro de Ciencias de la Atmósfera que tan amablemente me proporcionaron el material bibliográfico necesario, no sólo en la realización de este trabajo, sino todo el tiempo que tomaron los cursos de grado.

"LA ATMOSFERA TERRESTRE ES POR Y PARA LA VIDA"

James E. Lovelock y Lynn Margulis

Resumen

La vegetación guarda una estrecha interrelación con el clima global o regional interactuando a través de mecanismos termodinámicos y dinámicos. En este trabajo se estudió el efecto termodinámico, a través del albedo, de la vegetación en el clima de la República Mexicana. Se aplicó el modelo termodinámico del clima desarrollado por el Dr. Julián Adem para determinar este efecto de la vegetación.

Se determinó el albedo en la República Mexicana en la estación húmeda y seca a partir de albedos correspondientes en otras comunidades vegetales semejantes a los tipos de vegetación establecidos en el país. Se despreció la vegetación asociada al área ocupada por agricultura y ganadería, ya que esta es de aproximadamente el 26% del área del país, disgregada en microrregiones que en mapas de la escala usada se pierden y la contribución en el albedo es despreciable.

El área más contrastante fue la ocupada por la selva baja caducifolia (0.18 y 0.28 de albedo en las estaciones húmeda y seca, respectivamente). El área correspondiente a la ocupada por las selvas altas siempreverdes fue la que tuvo un cambio mínimo entre estaciones (0.11 estación húmeda y 0.12 estación seca). Las áreas sin cambio fueron aquellas ocupadas por los bosques de coníferas y pastizales (0.16 albedo en los bosques de coníferas y 0.20 en pastizales).

Se hicieron experimentos numéricos con el modelo de predicción del clima y se encontró que las diferencias en los albedos afectaron al clima de la República Mexicana, teniéndose anomalías de temperatura superficial hasta de 3.6 °C entre el mes de septiembre y mayo.

Así mismo, las anomalías de precipitación pluvial entre los dos meses (septiembre con respecto a mayo), presentó un déficit que abarcó casi todo el país a excepción del noroeste; teniendo un valor máximo de -10 ly d^{-1} en el mes de mayo y que coincidió con el punto de la máxima anomalía de temperatura. Sin embargo, las anomalías del mes de septiembre tuvieron un comportamiento contrario, ya que gran parte del país presentó un exceso de precipitación, no siendo así para el noroeste y parte del litoral y Golfo de México.

Como la selva baja caducifolia fue la que presentó un mayor contraste en el albedo y en las otras comunidades éste fue casi constante, se parametrizó la dependencia del albedo de la cobertura vegetal, y la cobertura vegetal con la precipitación pluvial y la temperatura del aire. La dependencia del albedo de la cobertura vegetal resultó lineal. La dependencia de la cobertura vegetal de la temperatura del aire y la precipitación resultaron ser hiperbólicas, sin embargo, la correlación de la cobertura vegetal con la temperatura superficial no fue tan significativa como aquella con la precipitación pluvial. Con esta parametrización es po-



sible predecir el clima con mayor precisión en la República Mexicana.

Se concluye que el efecto de la vegetación en el clima a través del albedo es significativa y que puede jugar un papel muy importante en el pronóstico del clima en la República Mexicana.

1. INTRODUCCION Y ANTECEDENTES.

1.1 El Efecto de la Vegetación en el Clima.

La relación entre los bosques o selvas tropicales y el clima ha sido tema de polémicas desde hace cientos de años. El mismo Cristobal Colón sugería que las lluvias intensas de Jamaica y otras islas del Caribe, eran producidas por la presencia de sus selvas frondosas (Dickinson, 1981). Por otro lado, en el siglo XIX se realizó una cruzada conservacionista en los Estados Unidos de Norteamérica esgrimiendo argumentos tales como que el deterioro del clima era debido a la deforestación (Thompson, 1980). Actualmente se han realizado estudios con mayor énfasis en los trópicos húmedos, consistentes en construir modelos físicos climáticos e hidrológicos que alimentados con datos correspondientes a regiones deforestadas han demostrado, sin lugar a dudas, que el clima cambia al deforestar una región con fines agrícolas y/o ganaderos (Newell, 1971; Potter *et al.* 1975; Lettau *et al.* 1979; Wilson, 1984; Henderson-Sellers y Gornitz, 1984 y Henderson-Sellers, 1987).

Por otro lado, Charney (1975) en un estudio realizado mediante un modelo físico aplicado en el Sahel, parte meridional del desierto del Sahara, encontró que la precipitación pluvial aumentaba en casi un 100% al decrementar el albedo de 35% a 14%. En este contexto concluyó que las grandes sequías que se presentan en esta región son debidas al sobrepastoreo, que cambia la cobertura vegetal el cual tiene un efecto directo en el albedo de esta re-

gión.

1.1.1 Factores de la vegetación que modifican el clima.

De hecho, la vegetación está estrechamente relacionada con el clima de una región, debido a su interacción tanto termodinámica como dinámica (Fig. 1.1). En la interacción termodinámica, se modifica el balance energético superficial (Gates, 1981; Pinker *et al.*, 1980; Jones, 1983; Sellers, 1987) y el ciclo hidrológico (Pereira, 1973; Salati, 1987).

El factor dinámico se limita únicamente a la interacción a través de la resistencia aerodinámica que presenta el dosel vegetal al flujo del viento (Fig. 1.1).

Un cambio en la cobertura vegetal por perturbaciones naturales como las caídas de árboles que generan claros en las selvas altas siempreverdes, originan un cambio en el microclima local (Pinker, 1980); pero si el cambio es mas amplio por deforestación regional, acarrea un cambio en el microclima de la región (ver Barradas y Fanjul, 1986). Debido a la preocupación que causa el desmonte masivo de las selvas ecuatoriales, se han formulado estudios teóricos donde se prueba que estas deforestaciones serlan capaces de producir cambios climáticos globales (Dickinson, 1981, 1987).

i. La evapotranspiración.

Sin embargo, el factor mas importantes en estos cambios climáticos es el termodinámico, con las modificaciones de la carga energética en presencia de vegetación, a través de la evapotranspi

ración (evaporación desde la superficie del suelo y transpiración desde la cobertura vegetal a través de los estomas), el albedo, la fotosíntesis (almacenaje de radiación de 400 a 700 nm), y el almacenamiento de calor en los troncos y ramas de las plantas (Fig. 1.1).

Tanto la evaporación, como la transpiración que es una función fisiológica, consumen una gran cantidad de energía (2 454 MJ kg⁻¹ a 20 °C). Una razón típica de evapotranspiración es la de los ambientes áridos que llegan a tener un valor máximo de 10 mm día⁻¹, el cual equivale a un requerimiento de energía de 680 W m⁻² y que son valores muy razonables para cultivos irrigados, mientras que en climas templados en invierno las velocidades llegan a ser de 0.3 mm día⁻¹ (20.4 W m⁻²) (Jones, 1983).

La evaporación del suelo es frecuentemente una componente importante de la pérdida de agua de las plantas, pero depende fuertemente de la humedad del suelo y de la cubierta vegetal. Algunos reportes indican que cuando el suelo está húmedo, la evaporación es de cerca del 5% del total de la evapotranspiración cuando el índice de área foliar es de 4 en plantaciones de Pinus radiata (Denmead, 1969). Cuando el índice de área foliar es 2 o menor, la evaporación de un suelo húmedo puede llegar a ser de hasta el 50% del total (El índice de área foliar se refiere a la razón del área foliar de una planta entre el área de la proyección de su cobertura en un plano horizontal).

El cambio climático más obvio al reducirse las tasas de evapotranspiración ya sea natural o antropogénico es un aumento del calor sensible que a su vez calienta las capas inferiores de la

atmósfera traduciéndose en un incremento de la temperatura superficial.

ii. El albedo superficial.

Los cambios del albedo (Índice de reflectividad de radiación solar), ya sean naturales o antropogénicos modifican negativamente la radiación neta, ya que normalmente la vegetación minimiza la reflexión de la radiación solar. Pinker (1980) encontró en una selva alta siempreverde en Tailandia que el albedo es mas pequeño en la cubierta vegetal (0.11) que en los claros (0.14). Barradas y Fanjul (1986) encontraron en una selva baja caducifolia en México que el albedo de la vegetación en la estación lluviosa fué de 0.16, mientras que en la estación seca fué de 0.26. Sin embargo, en tipos de vegetación como el de matorral xerófilo el cambio estacional no es tan marcado como lo reportado para una selva baja caducifolia.

iii. El almacenamiento de energía.

La radiación de onda corta de los 400 a los 700 nm es absorbida por las plantas para realizar la síntesis de carbohidratos. Las razones típicas máximas de fotosíntesis neta van de 0.5 a 2.0 $\text{mgCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ que corresponden a valores de 8 a 32 W m^{-2} de energía radiante de onda corta, y a lo sumo se llega a invertir en este proceso el 5% de esa energía (Jones, 1983).

Finalmente, la cantidad de energía calórica almacenada en troncos y ramas es pequeña excepto para ramas o troncos masivos (e.g. cactus) y bosques o selvas, debido principalmente a la can-

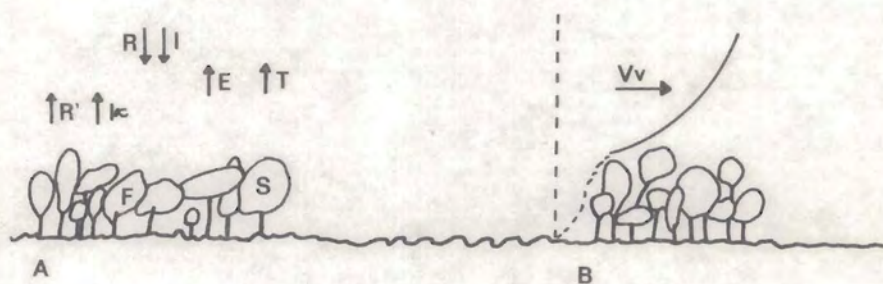


Fig. 1.1. Efecto de la vegetación en el clima de una región. Factor termodinámico (A) y factor dinámico (B). Radiación directa y difusa (I), radiación infrarroja que emite la atmósfera (R), radiación directa y difusa reflejada (I_c), radiación infrarroja que emite la superficie (R'), evaporación directa del suelo (E), transpiración (T), fotosíntesis (F), almacenamiento de calor (S) y velocidad del viento (V_v).

tividad de agua que contienen estos. Por ejemplo, un cultivo de cereales muy denso puede contener 3 kg de agua m^{-2} , así que una estimación del almacenaje cuando la temperatura del dosel está cambiando $5\text{ }^{\circ}C\ h^{-1}$ será de $17\ W\ m^{-2}$. En un estudio realizado por Schulze y colaboradores (1988) en una selva baja caducifolia se encontró que las plantas (árboles de madera densa y ligera) poseían contenidos máximos de agua que iban desde 0.67 hasta 2.15 gramos de agua por gramo de madera.

Sin embargo, la energía invertida en la fotosíntesis y el almacenamiento es muy pequeña comparada con la de evapotranspiración y calor sensible, por ello, el almacenamiento se puede despreciar con un margen de error muy pequeño en un balance energético en un ecosistema tropical (Pinker *et al.*, 1980; Landsberg, 1984).

1.1.2 Modificación del ciclo hidrológico por la vegetación.

El ciclo hidrológico también se ve modificado en dos aspectos. Uno es el introducido por la evapotranspiración que es regulado mediante la apertura estomática y la carga de energía en el dosel. El otro es el de modificar la cantidad de agua que llega a la superficie del suelo mediante dos mecanismos. El primer mecanismo se refiere al almacenamiento del agua en el dosel al ser interceptada parte de la precipitación pluvial, que modifica negativamente al ciclo hidrológico porque finalmente se evapora, este almacenamiento llega a ser de hasta el 50% (Rutter *et al.*, 1975). No obstante, las tasas de evaporación de hojas húmedas son un poco mayores de las tasas correspondientes de la transpiración

potencial de las hojas secas (Montelith, 1963; Wagonner et al. 1969). Stewart (1977) en Thetford Forest en Gran Bretaña encontró que en Pinus sylvestris y P. nigra la cantidad de agua transpirada era de 3.1 veces menor que la captada. Esto sugiere que la transpiración se reduce cuando las hojas se humedecen. Las hojas se humedecen por precipitación pluvial o en presencia de rocío o nieblas.

El segundo mecanismo es el de captar agua a partir de la niebla generando una precipitación indirecta por debajo de la cobertura vegetal, en muchas partes del mundo ésta es la única fuente de humedad. En un estudio realizado en Las Vigas, Veracruz, México un individuo de Pinus montezumae fué capaz de precipitar 55 litros de agua por hora (Barradas, 1984).

1.2 El Modelo Termodinámico del Clima.

El modelo termodinámico del clima ha sido desarrollado durante los últimos 30 años por el Dr. Julián Adem y colaboradores y ha llegado a ser un modelo físico realista. En el principio se trató de un modelo unidimensional latitudinal (Adem, 1962), que consideraba la entrada y la salida de radiación en la tropósfera, en la capa de nubes y en la superficie de la Tierra. Se derivaron tres ecuaciones que tenían como incógnitas la temperatura y el exceso de radiación en la tropósfera, en la capa nubosa y en la superficie terrestre. Los parámetros conocidos en las ecuaciones fueron la insolación y la capa nubosa. Paralelamente se derivó la ecuación de la conservación de la energía para la tropósfera, con

la que al aplicarla a la superficie de la Tierra y a la capa nubosa se obtuvieron dos ecuaciones más, que combinadas con las cuatro anteriores permitieron determinar las seis incógnitas. De esta forma, se obtuvo la distribución de la temperatura en la troposfera y en la superficie terrestre como funciones de la insolación, la nubosidad, la energía cedida de la superficie terrestre a la atmósfera como calor latente y sensible, y la distribución inicial de la temperatura.

Para 1964, el modelo se transformó en bidimensional capaz de explicar el campo de temperatura normal en el sistema troposfera-oceano-continente y usarlo para predecir el campo de temperatura media para un mes o estación dadas. Para obtener las soluciones, se necesitó prescribir la nubosidad, el coeficiente de intercambio, el albedo de la superficie de la Tierra, el calor dado a la troposfera por la condensación de vapor de agua en las nubes, el calor sensible cedido a la troposfera por conducción vertical turbulenta de la superficie terrestre y la energía liberada de la superficie por evaporación.

Actualmente, el modelo se aplica en una malla hemisférica de 1977 puntos cuya resolución es intermedia entre los modelos de circulación general y los de balance energético simple. Incluye la dinámica en una forma parametrizada y es capaz de generar el ciclo anual del clima (Adem, 1982), de simular el clima en la edad del hielo (Adem, 1981) y el de hace 10 mil años (Adem, 1985), también se usa para simular el clima en caso de que el bióxido de carbono existente en la atmósfera se duplicara (Adem y

Guarduño, 1982, 1984).

Este modelo incluye de una capa atmosférica de 10 km de altura, una capa oceánica que va de 50 a 100 m de profundidad y una capa continental de profundidad despreciable. El modelo también incluye una capa de nubes y una capa de hielo y nieve cuya extensión se calcula internamente. Este cálculo se efectúa suponiendo que la capa de hielo y nieve coincide con la isoterma de 0 °C calculada en la superficie, llevando a un proceso de ajuste entre el albedo superficial y la temperatura de la superficie. Sin embargo, para latitudes tropicales se continúan usando valores prescritos de albedo dados por Posey y Clapp (1964).

Las ecuaciones y las variables se promedian por mes, así el transporte horizontal turbulento instantáneo en la atmósfera se parametriza usando un coeficiente de intercambio turbulento de $3 \times 10^{10} \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$, que representa a los ciclones y anticiclones migratorios de latitudes medias.

1.3 Objetivos.

Este trabajo tiene dos objetivos fundamentales. El primero es el de determinar mediante el modelo termodinámico del clima (MTC) (Adem, 1982) el efecto que tiene la cobertura vegetal en el clima de una región. Y aunque la vegetación tiene efectos en algunos factores como en la disipación (transpiración y respiración) y almacenamiento de energía (fotosíntesis, calor almacenado en

troncos y ramas), como se vió con anterioridad, y la resistencia aerodinámica que presenta al viento, la vía fundamental de estudio en este trabajo será la de investigar cómo los cambios del albedo a través de la vegetación afectan al clima en Mexico, generando un punto de partida para realizar predicciones del clima incluyendo esta interacción.

El segundo objetivo es el de generar una parametrización del albedo a través de la vegetación en función de la temperatura del aire y de la precipitación pluvial, con el fin de cuantificar dicha interacción e intentar incorporarla en al Modelo Termodinámico del Clima, y posiblemente mejorar las predicciones del clima en la República Mexicana.



BIBLIOTECA
CENTRO DE ECOLOGIA

2. MARCO TEORICO

2.1 El Modelo Termodinámico del Clima

2.1.1 Descripción de las ecuaciones del modelo y el método de solución.

El modelo consiste de una capa atmosférica de cerca de 10 km de altura en la que se incluye una capa nubosa, una capa oceánica que va de 50 a 100 m de profundidad y una capa continental de profundidad despreciable. La ecuación básica de pronóstico es la conservación de la energía térmica aplicada al sistema atmósfera-oceano-continente.

La ecuación de energía térmica integrada verticalmente en una unidad de área horizontal de una capa atmosférica es (Adem, 1965):

$$C_v a_o \frac{\partial T_m'}{\partial t} + AD_1 + TU_1 = E_T + G_1 + G_2 \quad (2.1)$$

donde T_m' es una desviación de la temperatura absoluta media de la atmósfera respecto a un valor constante T_{m_o} , $T_{m_o} \gg T_m'$; C_v es el calor específico del aire a volumen constante;

$$a_o = \int_0^H \rho_o^* dz, \quad AD_1 = C_v Ma \cdot \bar{\nabla} T_m' \quad \text{y} \quad Ma = \int_0^H \rho_o^* V_n^* dz, \quad \text{donde } H \text{ es la}$$

altura constante de una atmósfera modelo y ρ_o^* es la densidad del aire dada por:

$$\rho_o^* = (1 + (H - z)/(T_m - H/2))^{(g/R) - 1}$$

$T_m = T_{m_0} + T_m'$, ρ_0 es una densidad constante fija cuando $z = H$, β es el gradiente térmico en la capa atmosférica, g es la aceleración de la gravedad, R es la constante del gas del aire, V_H' es la componente horizontal del viento y ρ_0^* es el valor de ρ^* al reemplazar T_m por T_{m_0} .

En la ecuación 2.1 E_r es la razón con la que se está añadiendo o perdiendo energía via radiación, G_1 es la razón con la que se añade calor a la atmósfera debido a la condensación del vapor de agua en las nubes y G_2 es la razón con que se añade calor sensible por transporte vertical turbulento de la superficie de la Tierra a la atmósfera, a estas también se les conoce como las funciones de calentamiento. El primer término del miembro de la izquierda de la ecuación es el cambio local de energía térmica, AD , es la advección de energía térmica debida al viento medio, y TU_1 es el transporte horizontal de calor por turbulencia instantánea.

La ecuación que se usa para la capa oceánica es (Adem, 1970b):

$$h \rho_0 C_0 \frac{\partial T_s'}{\partial t} = E_1 - G_2 - G_3 \quad (2.2)$$

donde $T_s' = T_s - T_{s_0}$ es la desviación de la temperatura superficial absoluta oceánica respecto a un valor constante T_{s_0} . $T_{s_0} \gg T_s'$; ρ_0 es la densidad constante del agua y C_0 es el calor específico del agua; h es la profundidad de la capa oceánica que va de 50 a 100 m, E_1 es la razón con que se añade energía por radiación, G_2 ya se definió anteriormente y G_3 es la razón con que se pierde calor por evaporación. El océano represen

ta la memoria térmica del planeta, energéticamente hablando, debido a la capacidad de almacenamiento de calor en el agua.

Sobre los continentes la ecuación 2.2 se reduce a:

$$0 = E_0 - G_2 - G_3 \quad (2.3)$$

Si se parametriza E_1 , E_0 , G_2 , G_3 , G_0 , AD_1 y TU_1 , entonces los componentes que aparecen en 2.1 y 2.2 se pueden expresar como funciones lineales de T_s' y T_m' o de su primera y segunda derivada con respecto a un mapa de coordenadas \underline{x} y \underline{y} .

La parametrización de los componentes del calentamiento y del transporte requiere del uso de leyes físicas y principios de conservación suplementados con datos observados, de esta manera se tienen fórmulas semi-empíricas.

Para el viento horizontal se usan las siguientes fórmulas (Adem, 1982):

$$V_H^* = V_{H_{obs}}^* + (V^* - V_H^*), \quad (2.4)$$

donde $V_{H_{obs}}^*$ es el viento normal observado y $V^* - V_H^*$ es la anomalía calculada del viento geostrofico; y las dos componentes de V^* se obtienen de las fórmulas:

$$u^* = - \frac{R}{fT} (T_0 + (H - z) \left(\beta - \frac{g}{R} \right)) \frac{\partial T_m'}{\partial y} \quad (2.5)$$

$$v^* = \frac{R}{fT} (T_0 + H - z) \left(\beta - \frac{g}{R} \right) \frac{\partial T_m'}{\partial x} \quad (2.6)$$

donde u^* y v^* son las componentes del viento geostrofico a lo largo de los ejes \underline{x} y \underline{y} , respectivamente. El eje \underline{x} apunta hacia el este, el \underline{y} hacia el norte y el \underline{z} hacia arriba; f es el parámetro de Coriolis y $T_0 = T_{m_0} - H/2$.

Para calcular los componentes del viento horizontal normal V_N^* se usan las ecuaciones 2.5 y 2.6 con el valor normal $T_m'n$ en lugar de T_m' .

La advección del viento medio está dada por (Adem, 1970):

$AD_i =$

$$(F_s)_0 J(T_m', p_{N00}) + (F_s'')_0 J(T_m', T_{N00}) - (F_s')_0 J(T_m', T_m'n) \quad (2.7)$$

donde $(F_s)_0$, $(F_s'')_0$ y $(F_s')_0$ son constantes y

$$T_{N00} = - (H - H_{7N00}) + T_{7N00}$$

$$p_{N00} = p_7 (T_{N00} / T_{7N00})^{g/R}$$

donde H_{7N00} y T_{7N00} es la altura y la temperatura normal observada a los 700 mb de presión, respectivamente.

El transporte turbulento horizontal está dado por:

$$TU_i = -C_v a K \nabla^2 T_m' \quad (2.8)$$

donde ∇^2 es el operador Laplaciano horizontal bidimensional y K es el coeficiente de intercambio que se toma como constante siendo $3 \times 10^{10} \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$, este valor de K es del mismo orden de magnitud que el correspondiente a los ciclones y anticiclones migratorios de latitudes medias considerados como remolinos turbulentos (Defant, 1921; Clapp, 1970).

La parametrización de la tasa en la que se añade energía por radiación en la atmósfera (E_r) y en la superficie (E_s) son las siguientes:

$$E_T = A_2'' T_m' + (A_3 + \epsilon D_3) T_s' + A_4 + \epsilon D_4' + (a_2 + \epsilon b_3) I \quad (2.9) \text{ y}$$

$$E_s = B_2'' T_m' + B_3 T_s' + B_4 + \epsilon B_7 + [1 - (1-k)\epsilon](1-\alpha)(Q+q)_0 \quad (2.10).$$

Estas fórmulas se encuentran linealizadas con respecto a T_m' y T_s' y donde A_2'' , A_3 , D_3 , A_4 , D_4' , B_2'' , B_3 , B_4 y B_7 son constantes; ϵ es la cubierta de nubes; a_2 y b_3 son funciones de la latitud y de la estación del año; $(Q+q)_0$ es la radiación total (directa mas difusa) que recibe la superficie terrestre en condiciones atmosféricas de cielo claro; k es una función de la latitud; I es la insolación y α es el albedo superficial. Es precisamente en esta ecuación 2.10 donde se fijará mayormente la atención ya que contiene la expresión del albedo superficial y constituye el objetivo principal y el desarrollo de este trabajo.

Para G_2 y G_3 sobre los océanos se usan las fórmulas aproximadas linealizadas deducidas por Clapp et al (1965):

$$G_2 = G_{2N} + K_3 |V_{sN}| [(T_s' - T_{sN}') - (T_m' - T_{mN}')] \quad (2.11)$$

$$G_3 = G_{3N} + K_4 |V_{sN}| [0.981(T_s' - T_{sN}') - U_N(T_m' - T_{mN}')] \quad (2.12)$$

donde G_{2N} , G_{3N} , T_{sN}' y T_{mN}' son los valores normales de G_2 , G_3 , T_s' y T_m' , respectivamente. K_3 y K_4 son constantes. U_N es el valor normal de la humedad relativa superficial y V_{sN} es la velocidad normal del viento superficial.

Sobre los continentes G_2 se calcula de una fórmula similar a 2.11 y para G_3 se usa

$$G_3 = G_{3N} + (1 - d_7)(E_s - E_{sN}) \quad (2.13)$$

donde d_7 es una función de coordenadas del mapa y de la estación del año, y E_{sN} es el valor normal de E_s (Clapp et al, 1965).

G_s se calcula de la fórmula empírica (Clapp et al, 1965):

$$G_s = G_{sN} + b(Tm' - Tm'_N) + d'' \left(\frac{\partial Tm'}{\partial x} - \frac{\partial Tm'_N}{\partial x} \right) + c'' \left(\frac{\partial Tm'}{\partial y} - \frac{\partial Tm'_N}{\partial y} \right) \quad (2.14)$$

donde G_{sN} es el valor normal estacional y b , d'' y c'' son funciones de x y y y la estación del año. Esta es una función importante, ya que de ella se deriva la precipitación pluvial.

Finalmente la cubierta nubosa está dada por:

$$\epsilon = \epsilon_N + D_2 (G_s - G_{sN}) \quad (2.15)$$

donde ϵ es la cobertura nubosa, ϵ_N es la cubierta nubosa normal y D_2 es una constante empírica (Clapp et al, 1965).

Las ecuaciones 2.1, 2.2 y 2.3 se resuelven junto con las ecuaciones de parametrización 2.4, 2.7, 2.8, 2.9, 2.10, 2.11, 2.12, 2.13, 2.14 y 2.15 como un sistema simultáneo de ecuaciones que contienen 12 incógnitas, siendo estas Tm' , Ts' , E_1 , E_s , G_1 , G_s , AD_1 , TU_1 , u^* , v^* y ϵ .

El valor del albedo superficial (α) también se genera internamente seleccionando en cada punto el valor entre dos campos, uno cuando hay hielo o nieve en la superficie para una temperatura superficial menor o igual a 0 °C, y el otro desprovisto de hielo y nieve cuando la temperatura superficial es mayor de los 0 °C. Es

la duración del día solar. Para el caso de las regiones polares cuando es de día durante un periodo de tiempo más largo que un día $w_1 = \mathcal{J}$.

2.2 El Albedo.

El albedo (A) se define como la razón que existe entre la radiación solar reflejada (RSR) y la radiación solar incidente (RSI) en las longitudes de onda de los 300 a los 3000 nm, como se muestra en la siguiente ecuación:

$$A = \frac{\text{RSR}}{\text{RSI}} \quad (2.18)$$

y toma valores de 0 a 1, aunque frecuentemente se da en porcentaje. El valor de cero corresponde a una superficie que absorbe toda la radiación solar que recibe, mientras que el valor de 1 pertenece a una superficie que refleja toda la radiación que recibe.

La siguiente ecuación presenta el balance de energía en el sistema superficie terrestre-atmósfera en función del albedo total o planetario (Adem, 1967):

$$\begin{aligned} (1 - A_t)I &= \\ &= [1 - (1-k)\epsilon](1 - \alpha)(Q + q)_0 + (a_2 + a_2' + \epsilon b_3)I \end{aligned} \quad (2.19)$$

donde I es la insolación en una superficie horizontal en el tope de la atmósfera, $(Q + q)_0$ es la radiación total recibida por la

superficie con cielos despejados, k es una función de la latitud, y ϵ es la cubierta nubosa.

El término del lado izquierdo de la ecuación 2.19 donde aparece A_t es la radiación total de onda corta que absorbe el sistema tierra-atmósfera.

La correspondencia de A_t y α_C es directa, pero el albedo debido a las nubes está dado en función del segundo término del lado derecho que determina la absorción de radiación de onda corta en la atmósfera: $a_2 I$ es la absorción debida al vapor de agua y del polvo, $a_2' I$ es la absorción del ozono en la estratósfera y $\epsilon b_2 I$ es la absorción debida a las nubes; a_2 , a_2' y b_2 son funciones de la latitud y la estación del año.

El término del lado derecho de 2.19 donde aparece A_s es la radiación que absorbe la superficie terrestre, y donde se usa la fórmula de Savino-Ångstrom para estimar la radiación recibida en la superficie (ver Budyko, 1956). La ecuación 2.20 al igual que la 2.10 contiene también un término donde se encuentra el albedo superficial.

El segundo miembro de la ecuación 2.19 es la radiación de onda corta (solar) que absorbe el sistema tierra-atmósfera; mientras que la ecuación 2.10 es la radiación tanto de onda corta como larga que absorbe la superficie terrestre.

2.3 El Albedo Superficial.

2.3.1 El albedo superficial en función de la altura solar.

Biriukova (1935, citada en Budyko, 1956) encontró, de datos observados, que el albedo depende de la altura solar y de la nubosidad. El aumento en la cobertura nubosa disminuye el grado de dependencia del albedo de la altura solar, porque el aumento en la nubosidad reduce la radiación solar directa y aumenta la difusa donde la absorción no depende directamente de la altura del Sol.

La dependencia del albedo superficial en función de la altura solar se muestra en la Fig. 2.1. En ella se observa que el cambio del albedo es nulo a una altura solar entre los 45° y 90°, mientras que es máximo al amanecer o al atardecer (elevación solar de 0°). El cambio del albedo referido en la Fig. 2.1 ($\Delta\alpha$) es la diferencia entre el albedo que se registra a cualquier hora del día ($\alpha(t)$), y el que se registra al mediodía solar ($\alpha(\text{mediodía})$), matemáticamente se representa como sigue:

$$\Delta\alpha = \alpha(t) - \alpha(\text{mediodía}).$$

2.3.2 La dependencia del albedo de cubiertas vegetales.

Los valores del albedo superficial cambian considerablemente en el transcurso del día (Barradas y Fanjul, 1986; Pinker *et al* 1980). Con altitudes solares bajas (por la mañana y por la tarde), los valores del albedo son considerablemente más grandes que al mediodía (altitudes solares altas) y siguen un comportamiento semejante al reportado por Biriukova (1935, citada por Budyko, 1956). La razón se debe a las diferentes capacidades reflectivas



de las superficies donde incide la radiación solar. Los rayos solares que inciden con ángulos solares altos los rayos penetran profundamente dentro de los estratos de la vegetación donde son absorbidos; mientras que a ángulos solares bajos los rayos del Sol no penetran en los estratos de la vegetación y reflejan una gran porción de radiación.

2.3.3 La dependencia del albedo superficial del agua.

El albedo de la superficie de agua es menor que la mayoría de los albedos de superficies naturales continentales, ya que existe una gran absorción de radiación de onda corta al penetrar los rayos solares en las capas superiores translúcidas donde se dispersan y son casi completamente absorbidos. Por esto, el albedo de cuerpos de agua musgosos es relativamente mas alto.

Este albedo depende grandemente de la inclinación de los rayos solares directos, y varía de unos porcentos con un sol alto a casi el 100% para soles bajos (cerca del horizonte). Esta dependencia del albedo en el ángulo de los rayos solares puede calcularse teóricamente con la fórmula de Fresnel. Muchos autores han demostrado que el uso de esta fórmula es adecuado ya que el cálculo del albedo corresponde con los datos observados (Kondratyev, 1954 citado en Budyko, 1956).

Con radiación difusa, el albedo de la superficie del agua varía en un rango pequeño del orden del 8 al 10% en promedio.

2.3.4 La dependencia del albedo superficial en suelos desnudos.

Una de las características más interesantes del albedo superficial en suelos desnudos es su dependencia con la humedad de estos. Típicamente el albedo es menor en suelos húmedos que en suelos secos. Posiblemente, esto se relacione con el cambio del color del suelo, ya que el suelo al estar mojado es más oscuro que si se encuentra seco.

En la Fig. 2.2 se muestra la variabilidad del albedo superficial en función del contenido hídrico del suelo a diferentes profundidades (Idso, et al., 1975). Sin embargo, es necesario aclarar que el albedo depende únicamente de la humedad de la superficie del suelo y no de la humedad de las capas inferiores del mismo ya que el objetivo de estos investigadores fue el de determinar indirectamente la humedad del suelo a través de mediciones de albedo. No obstante, es interesante notar que en la superficie del suelo la relación del albedo y el contenido hídrico es lineal de pendiente negativa para los valores de 0.0 a 0.21 mm g⁻¹ de contenido hídrico, mientras que para otras profundidades el comportamiento es diferente ya que la línea se curva teniendo, por ejemplo para una profundidad de 10 cm, una parte casi constante hasta los 0.22 mm g⁻¹ de contenido hídrico, para que en ese punto al aumentar muy poco la humedad del suelo, el albedo superficial disminuya rápidamente.

Sin embargo, uno de los factores más importantes que se puede apreciar en esta figura es la dependencia casi lineal del albedo superficial de la humedad del suelo y que a partir de cierto contenido hídrico del suelo (0.24 mm g⁻¹), el albedo superficial

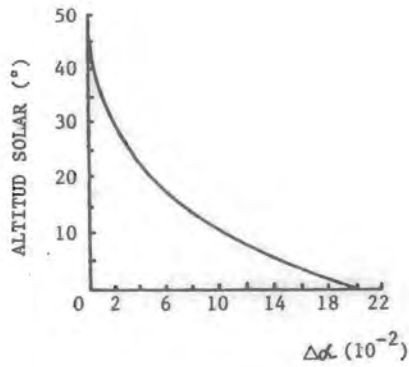


Fig. 2.1. Dependencia del albedo superficial de la altitud solar según Biriukova (1955 citada por Budyko 1956).

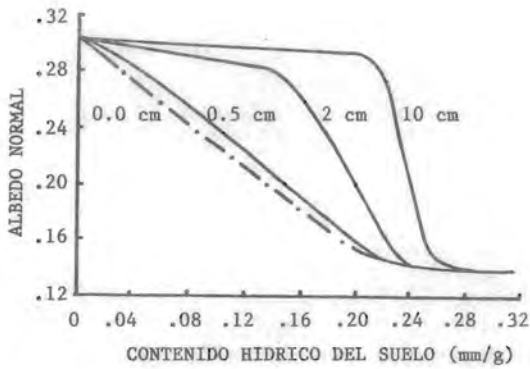


Fig. 2.2. Albedo superficial en función de la humedad del suelo según Idso et al. (1975).

se torna constante. Es decir, aunque la humedad del suelo aumente a partir de 0.24 mm g^{-1} el albedo ya no disminuye y se vuelve constante. La razón es que a partir de cierta humedad, el suelo ya no se vuelve mas oscuro.

2.3.5 Métodos experimentales de la determinación del albedo superficial.

Existen varios métodos de medir el albedo superficial, uno de ellos, que es el más versátil debido a su capacidad de cubrir grandes extensiones de superficies, consiste en el uso de satélites meteorológicos; pero puede tener el problema de interferencias por nubosidad y por reflexión del mismo aire de la atmósfera, o por partículas suspendidas y finalmente hay que calibrar la información generada tomando datos directos en los sitios de interés.

Otro método de determinar el albedo superficial es el medirlo directamente en el sitio de estudio. Estas mediciones se realizan con instrumentos de medición de radiación con un rango de medición de los 300 a los 3000 nm, comunmente se usan dos piranómetros. Estos piranómetros se instalan en forma horizontal, uno hacia arriba y el otro hacia abajo. Este arreglo, normalmente se instala a una altura de 1.5 m en las estaciones climatológicas, pero puede variar dependiendo de la superficie que se trate.

Para determinar el albedo en una selva siempreverde en Tailandia (Pinker, 1980) se usó un arreglo de dos piranómetros tipo Eppley instalados en la parte superior de una torre de 46 m

de altura, existiendo una diferencia de 14 a 22 m entre el extremo superior de la torre y la parte mas alta de la vegetación. Otro arreglo se instaló a un metro de altura de la superficie del suelo con fines de comparar este albedo con el de un claro. A la mitad del mes de marzo los piranómetros se cambiaron de su orientación hacia el sur a orientación hacia el norte, con el fin de que la estructura de la torre no interfiriera en las mediciones. La salida de los piranómetros se midió con un voltmetro digital y las mediciones se grabaron cada 20 segundos en cinta magnética.

Para determinar el albedo en una selva baja caducifolia se usó un albedómetro Wilhelm-Lambrecht CM7-800421 instalado en el extremo superior de una torre de 15 m de altura, quedando un espacio de 3 m entre la vegetación mas alta y el albedómetro. Los datos generados por este instrumento se promediaron y se almacenaron cada 30 minutos en un sistema de adquisición de datos Campbell Scientific CR21. Al igual que Pinker (1980), a mediados del mes de mayo, se cambió la orientación del albedómetro del sur hacia el norte y en noviembre del norte hacia el sur (Barradas, en prensa).

3. EL ALBEDO SUPERFICIAL EN LA REPUBLICA MEXICANA

3.1 Método de Determinación del Albedo Superficial en la República Mexicana.

Como en la República Mexicana se hacen patentes dos estaciones: la húmeda y la seca, aunque no simultáneamente en todo el territorio, la variabilidad temporal del albedo determinó la construcción de sólo dos cartas que corresponden a estas épocas.

Para construir estas cartas de albedo superficial, se tomó en cuenta que éste varía fundamentalmente por el tipo de superficie que refleja la radiación solar incidente como se describió en el apartado 2.3. En este contexto, se enumeraron las diferentes superficies reflejantes de la República Mexicana a partir de consultar cartas de uso del suelo (agricultura y ganadería) y vegetación natural. En la Tabla 3.1 se presenta el área ocupada por diferentes usos del suelo de las diferentes zonas ecológicas que conforman a la República Mexicana.

El área ocupada por asociaciones de vegetación natural ocupa cerca del 40% que sumada a la ocupada por la superficie forestal dan cerca del 71%, mientras que el área destinada a la agricultura y ganadería ocupa el 26% del territorio nacional al menos hasta 1981. Sin embargo, el área agrícola y ganadera está formada por pequeñas regiones en cada zona ecológica y es variable entre zonas, por ejemplo, para la zona tropical húmeda la superficie agrícola es el 13.5% y la superficie pecuaria es casi el 19%, mien

Tabla 3.1. Resumen de la Información del VI Censo General Agrícola, Ganadero y Ejidal (1981).
Fuente: Toledo *et al.* (1989).

| Zona ecológica | Sup. total | Sup. agrícola | Sup. forestal | Sup. pecuaria | Otras asociaciones | otros |
|-----------------|-------------|---------------|---------------|---------------|--------------------|-----------|
| Tropical húmeda | 20 144 137 | 2 719 990 | 11 696 263 | 3 789 220 | 749 972 | 1 213 000 |
| Tropical sub* | 32 576 050 | 7 747 377 | 14 578 467 | 2 867 426 | 6 594 553 | 788 000 |
| Templada húmeda | 555 811 | 42 938 | 356 021 | 119 719 | 36 081 | 1 000 |
| Templada sub* | 26 777 944 | 3 998 888 | 16 822 897 | 2 909 934 | 2 825 327 | 220 898 |
| Árida y semi** | 84 024 435 | 7 789 315 | 2 004 385 | 9 663 989 | 60 454 989 | 4 112 050 |
| Multizonal | 34 637 636 | 5 243 612 | 16 719 313 | 4 178 216 | 8 209 114 | 487 000 |
| Total | 198 915 003 | 27 542 120 | 62 177 348 | 23 528 504 | 78 844 759 | 6 822 000 |
| % del total | 100% | 14% | 31% | 12% | 40% | 3% |

*, ** se refiere a subhúmeda y semiárida, respectivamente.



tras que en la templada húmeda estos porcentajes son 8 y 21%, respectivamente.

Estas regiones de cultivo y pecuarias en un mapa de la escala que se usó para determinar el albedo superficial (ver Figs 3.1, 3.2, 3.3 y 3.4) se pierden, por lo que la construcción de las cartas de albedo se basó únicamente en lo que se refiere a la distribución de la vegetación natural determinada por Rzedowski (1981) debido a que es la más actualizada.

De acuerdo a Rzedowski (1981) existen 9 tipos de vegetación en el país que son: bosque tropical perennifolio (1) que ocupa una superficie aproximada de 220 000 km², bosque tropical subcaducifolio (2) que ocupa un área aproximada de 40 000 km², bosque tropical caducifolio con una superficie de 160 000 km² (3) y bosque espinoso cuya superficie aproximada es de 100 000 km² (4), pastizal (5) con una superficie de 110 000 km², matorral xerófilo (6) cuya superficie es de 800 000 km², bosque de coníferas y querqus (7) que abarcan una área aproximada de 220 000 km², bosque mesófilo de montaña (8) con cerca de 10 000 km² de superficie y vegetación acuática y subacuática (9). En el curso de este trabajo se le llamará al tipo de vegetación 1 como selva alta siempreverde (1'), a los tipos 2, 3 y 4, selva mediana subcaducifolia (2'), selva baja caducifolia (3') y selva baja espinosa caducifolia (4'), respectivamente. Esta clasificación corresponde a la determinada por Miranda y Hernández X (1963) en lo que se refiere a las selvas. En la Fig. 3.1 se presenta la distribución de la vegetación en México según Rzedowski (1981) y los tipos de vegetación en México según Miranda y Hernandez X (1963).

Fig. 3.1. Distribución y tipos de vegetación en México.



Sin embargo, de estos nueve tipos de vegetación se formaron cinco grupos tomando en cuenta el medio de desarrollo de los mismos, características reflejantes semejantes y superficie ocupada en el país, así los grupos correspondientes a los números 1', 5, y 6 permanecieron sin cambios; los correspondientes a los números 2', 3' y 4' se agruparon en 3', es decir, la selva mediana subcaducifolia, la selva baja caducifolia y la selva baja espinosa caducifolia quedaron en el grupo que se le denominó selva baja caducifolia. Los tipos de vegetación de números 7 y 8 quedaron agrupados en 7 y se denominó como bosque de coníferas. El tipo de vegetación con el número 9 se desechó; no obstante, la superficie correspondiente a la localizada en el Golfo de México en los estados de Tabasco, Campeche y Yucatán se agrupó con la selva alta siempreverde.

La escala que se usó para representar el albedo superficial (Fig. 3.2 y 3.3) donde los efectos locales (100 km²) prácticamente son despreciables debido a la suavización que se produce al representar este parámetro en las cartas. Cabe aclarar que esto sucede con cualquier otra distribución geográfica de la misma escala con otras variables tanto climáticas como geomorfológicas o biológicas.

Por otro lado, se tomaron datos bibliográficos de valores de albedo superficial y su variación a través del año, obtenidos en otros países de latitudes cercanas al nuestro, para las diferentes comunidades vegetales del país a excepción de la selva baja caducifolia. Se tuvieron valores de los siguientes tipos de vege-

tación: Bosque de coníferas, selva alta siempreverde, selva baja caducifolia, pastizal y matorral xerófilo. Los valores de albedo superficial para estos tipos de vegetación son los siguientes: Para la selva alta siempreverde 0.11 en la estación húmeda y 0.12 en la estación seca (Pinker et al., 1980) determinados en Tailandia; para la selva baja caducifolia fueron de 0.18 en la estación húmeda y 0.28 en la estación seca (Barradas, en prensa) determinados en Chamela, Jalisco (México); el bosque de coníferas presentó un albedo invariable con la época del año, este valor fué de 0.18 (Jarvis et al., 1973) y fueron determinados en Gran Bretaña, sin embargo, este valor si presentó variaciones con las especies que iban desde 0.18 hasta 0.20. El pastizal presentó un solo valor a lo largo del año, este valor fué de 0.20 (Ripley y Redman, 1967) tomado en Estados Unidos de Norteamérica. Finalmente, el matorral xerófilo tuvo los valores de 0.25 y 0.28 para la estación húmeda y seca, respectivamente (North y Mason, 1965) y fueron tomados en Estados Unidos de Norteamérica.

El único valor que no corresponde a las latitudes de la República Mexicana es el asociado a los bosques de coníferas. Estos valores tuvieron que ser corregidos mediante la función que se presentó en la Fig. 1.1 identificando el ángulo anual del Sol debido a la traslación de la Tierra con la altitud solar (h_0), así el valor asignado a los bosques de coníferas fué de 0.16, y de 0.16 y 0.18 para especies que no variaron a través del año y para especies que variaron entre ellas y en el tiempo, respectivamente. El valor de 0.16 se asentó en los bosques del litoral del

Golfo de México y los valores de 0.16 y 0.18 para los bosques del litoral del Océano Pacífico en la época húmeda y seca, respectivamente.

Todos los valores de albedos son valores promedio donde se encuentran incluidas las variaciones y dependencias enumeradas en el apartado 2.3.

Sin embargo, la única variación del albedo incluida en estos valores que merece atención es la dependencia que tiene éste con el contenido hídrico del suelo en sitios con suelos desnudos. Por lo que será importante en tales condiciones y en campos de cultivo donde la densidad de siembra permite la incidencia y la reflexión de los rayos solares en la superficie del suelo. En áreas con vegetación natural, es muy difícil que los rayos del Sol lleguen hasta la superficie del suelo. Esto se debe a que la densidad de distribución de las plantas hace homogéneo el follaje y por lo tanto, impide la incidencia directa de radiación solar en la superficie del suelo. Sólo en la vegetación de matorral xerófilo, al igual que en ciertos cultivos la densidad del follaje si permite la penetración de radiación solar hasta el suelo, sin embargo, este mecanismo ya está incluido en los datos reportados.

3.2 El Albedo Superficial de la República Mexicana.

En la Fig. 3.2 se muestra la distribución del albedo superficial en la República Mexicana en la estación húmeda. Esta distribución aunque más detallada es semejante a la encontrada por

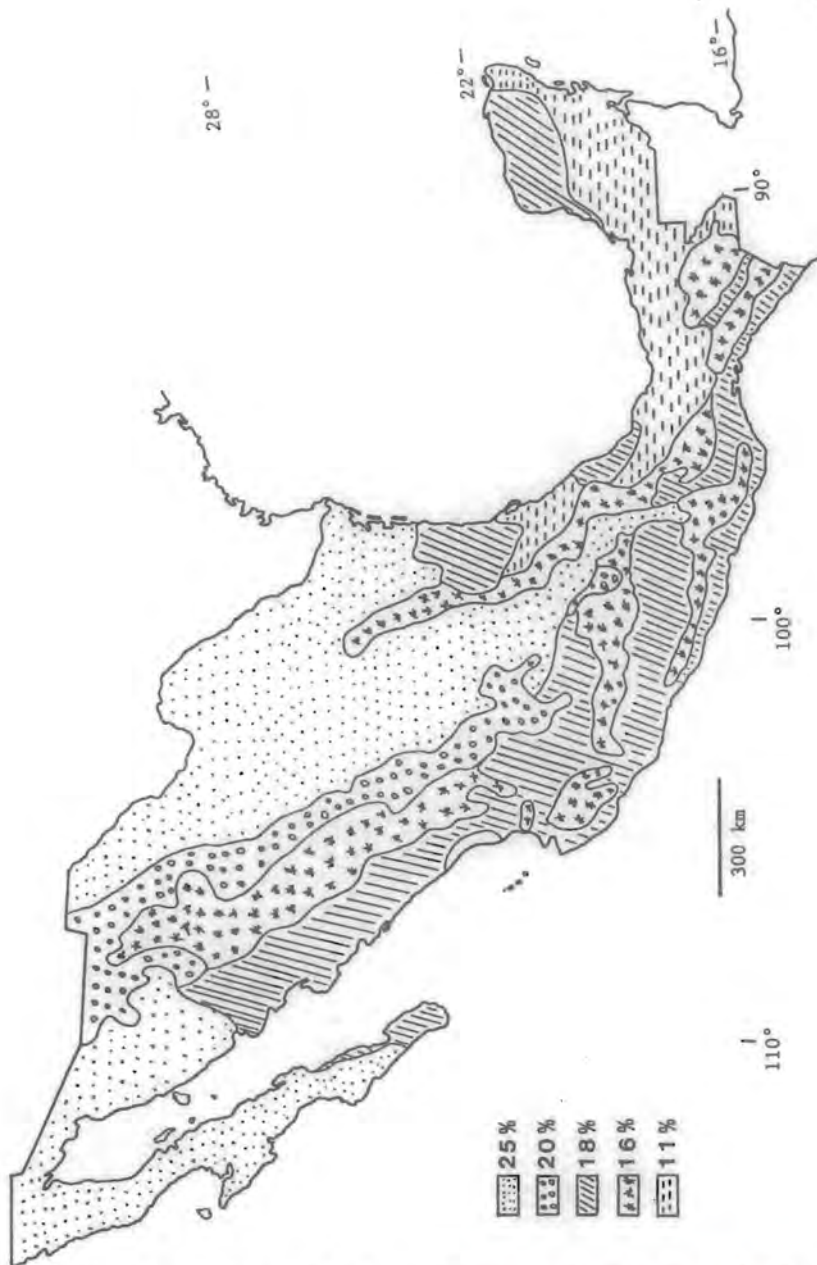


Fig. 3.2. Distribución del albedo superficial en la estación húmeda en la República Mexicana.

Posey y Clapp (1964), sin embargo, existen fuertes discrepancias en los valores reportados. Posey y Clapp (op. cit.) reportaron solamente dos áreas en la República Mexicana las correspondientes a la parte húmeda y subhúmeda y a la parte seca con valores de 0.07 y 0.20, respectivamente.

La distribución de la Fig. 3.2 presenta valores que van desde 0.25 hasta 0.11, donde predominan los valores de 0.25 correspondiente a la parte norte, centro y noroeste del país; 0.18 en la costa del Pacífico desde el estado de Sonora hasta el de Chiapas y una parte de Baja California Sur, centro y algunos manchones en la costa del Golfo de México en los estados de Tamaulipas, Veracruz y Yucatán; 0.16 tanto en la vertiente oriental como en la occidental del país a lo largo de los sistemas montañosos; 0.11 en parte de los estados de Veracruz, Tabasco, Chiapas, Campeche, Yucatán y Quintana Roo.

En la Fig. 3.3 se presenta la distribución del albedo superficial en la República Mexicana en la estación seca. Esta distribución no es tan semejante a la encontrada por Posey y Clapp (1964), los valores asignados son más discrepantes que los correspondientes a la estación húmeda ya que estos autores no reportaron variaciones de una estación a la otra.

La mayor parte del territorio nacional presentó el valor de albedo superficial de 0.28. Las regiones oriental y occidental presentaron el valor de 0.16 a lo largo de los sistemas montañosos y la vertiente del Golfo de México en los estados de Veracruz, Tabasco, Campeche, Chiapas y Quintana Roo presentaron el valor de 0.12.

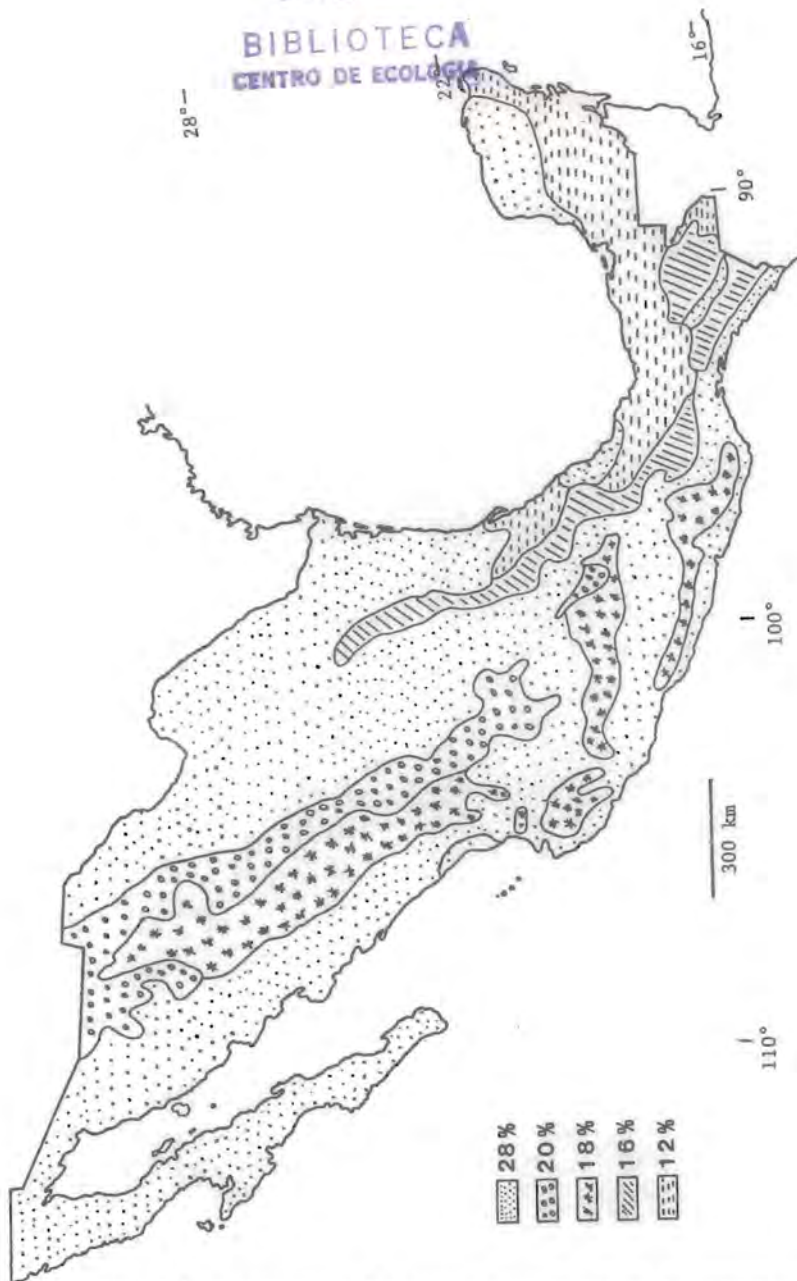


Fig. 3.3. Distribución del albedo superficial en la estación seca en la República Mexicana.

En la Fig. 3.4 se muestra la variación del albedo superficial donde el mayor cambio (0.10) está concentrado en la costa del Pacífico desde el estado de Sonora hasta el de Chiapas y una parte en Baja California Sur, y en manchones en la costa del Golfo de México en el estado de Tamaulipas, Veracruz y Yucatán. Gran parte del área perteneciente a los sistemas montañosos de las vertientes del Golfo de México y del Océano Pacífico permanecieron sin cambio. El cambio mínimo (0.01) se registró en parte de los estados de Veracruz, Tabasco, Chiapas, Campeche, Yucatán y Quintana Roo.

La variación del albedo entre las dos estaciones es más contrastante en el grupo denominado selva baja caducifolia que en cualquier otro tipo de vegetación, teniendo una diferencia de 0.1 (0.18 y 0.28, estaciones húmeda y seca respectivamente). Mientras que para los tipos de vegetación de pastizal y bosques de coníferas en el litoral del Golfo de México permanecieron sin cambios. La diferencia en la selva alta siempreverde fue de apenas 0.01 (0.11 y 0.12, estaciones húmeda y seca respectivamente).

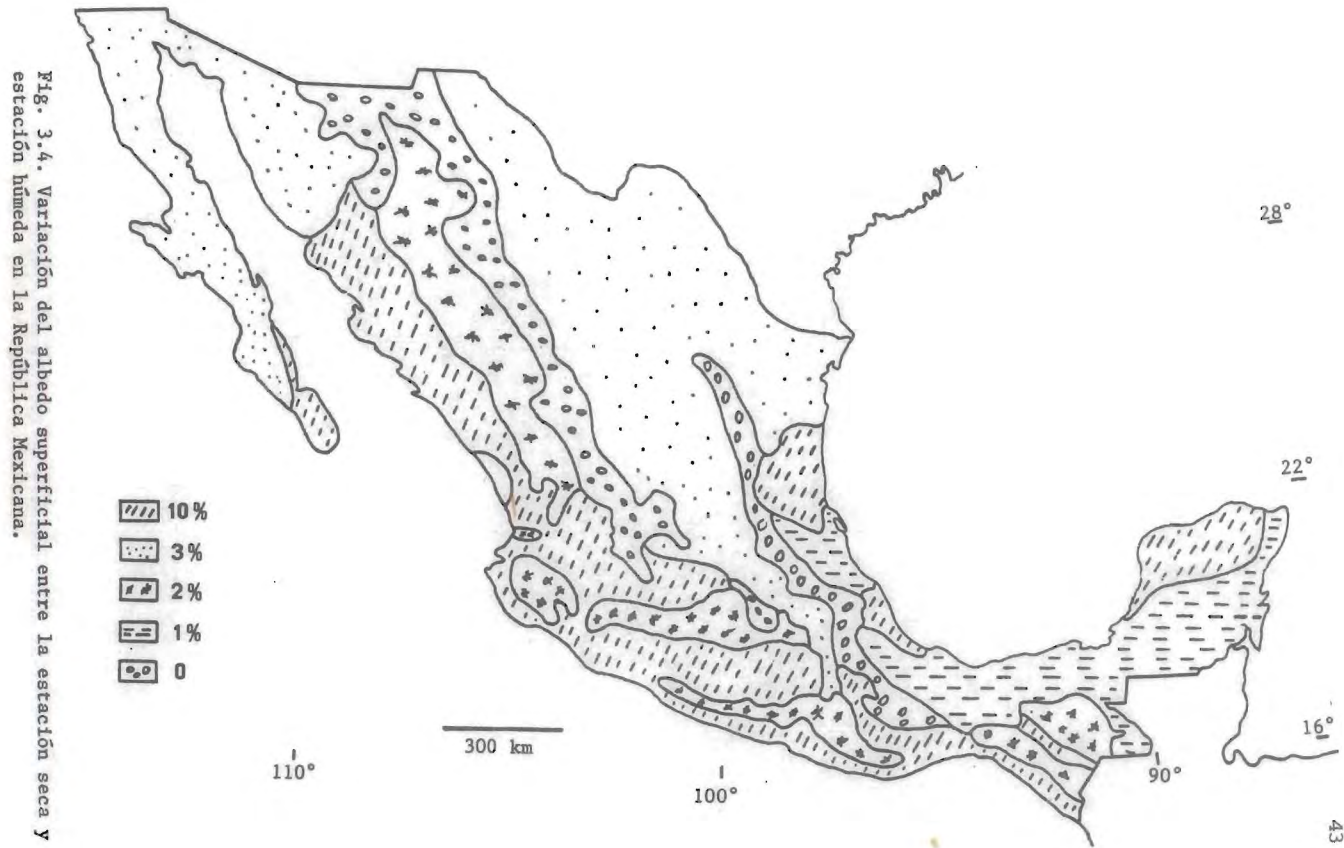


Fig. 3.4. Variación del albedo superficial entre la estación seca y estación húmeda en la República Mexicana.

4. EL EFECTO DEL ALBEDO SUPERFICIAL EN EL CLIMA DE LA REPUBLICA MEXICANA Y SU PARAMETRIZACION.

4.1 Los Experimentos Numéricos.

En el método de cálculo del MTC se calcula primero el clima para el caso normal y después para el anormal. Las anomalías se obtienen sustrayendo de los valores anormales los normales. Para el caso de la República Mexicana se tomaron los datos de albedo superficial determinados en la época seca como el albedo del caso normal (Fig. 3.3) y los de la época húmeda como el albedo del caso anormal, para los otros puntos de la malla mostrada en la Fig. 4.1 se asignó el albedo normal de Posey y Clapp (1964), tanto para el caso normal como para el anormal. Los datos de la República Mexicana se asentaron en los puntos correspondientes de la malla de trabajo en los mapas presentados en las Figs 4.1 y 4.2. La distancia entre cada punto es de 408.5 km. La integración se realizó para toda la malla (1977 puntos).

Al asentar estos datos se generó un campo nuevo tal como los ve el modelo termodinámico del clima (MTC). En la Fig. 4.3 se presenta el campo nuevo de albedo superficial que corresponde a la época húmeda. Este nuevo campo difiere del campo de la Fig. 3.3 en las distribuciones debido a las resoluciones, ya que la resolución con que se determinó el albedo es mayor de la que posee el MTC y a que algunos valores se asentaron en puntos que corresponden al océano, tales como los que se tienen a lo largo de la península de Baja California en el mar de Cortés (4 puntos) y los

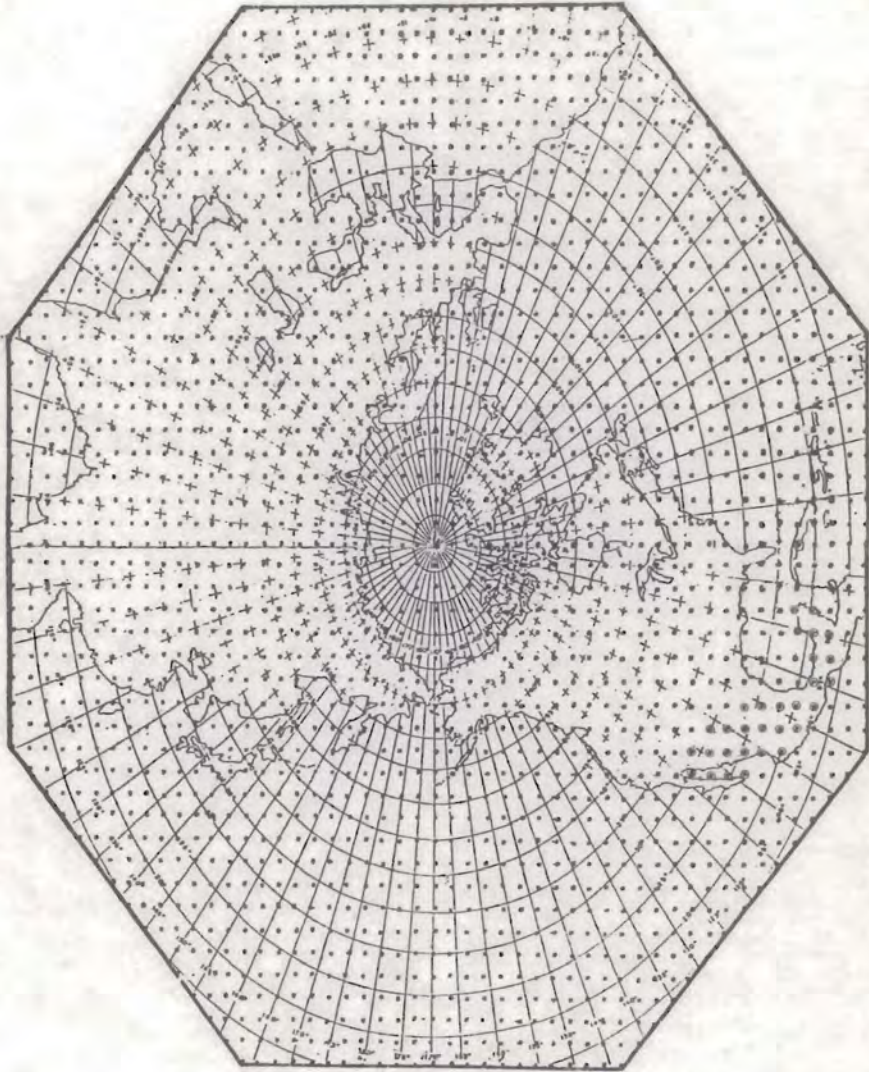


Fig. 4.1.1. Región de integración y malla usada por el Modelo Termodinámico del clima.



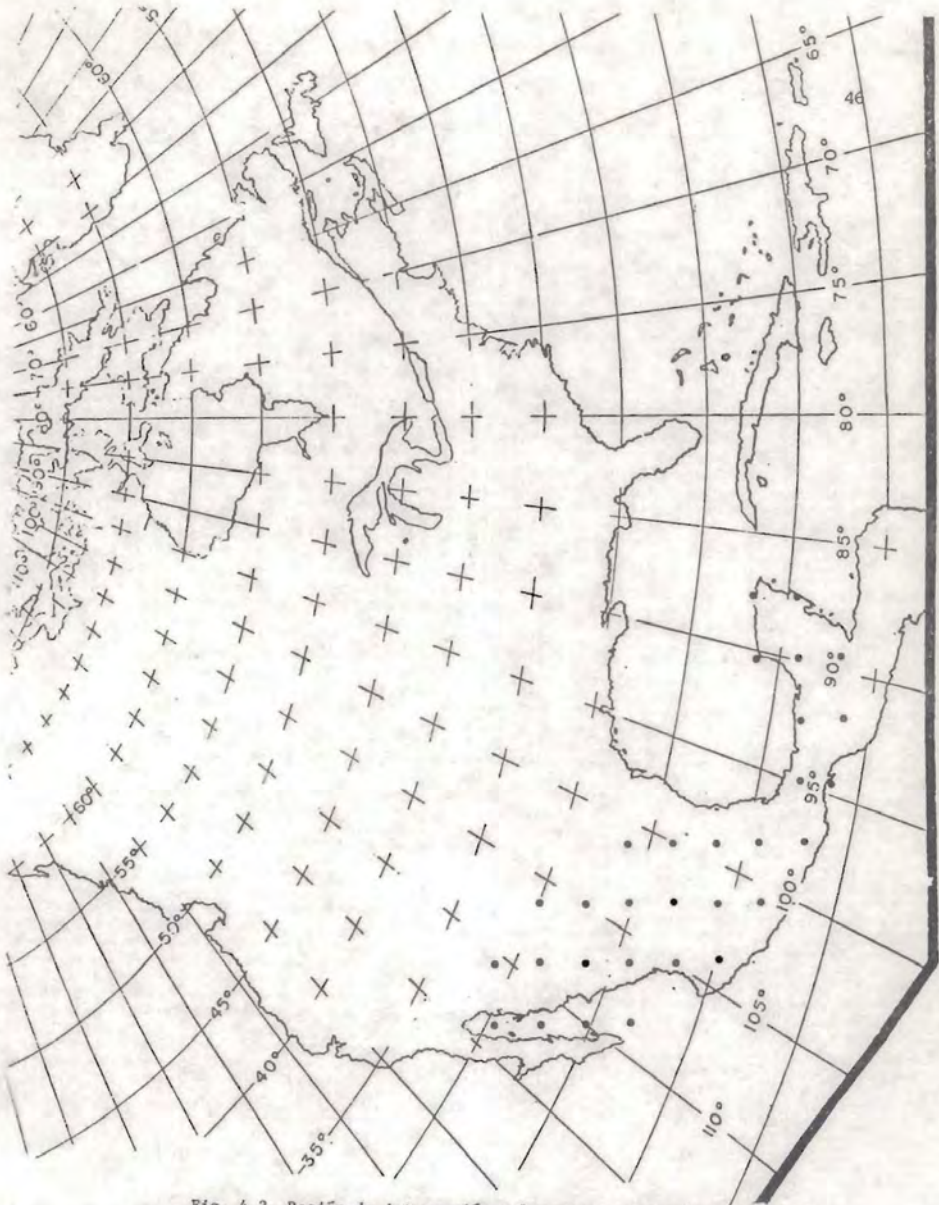


Fig. 4.2. Región de integración a los que se les asignaron valores de albedo superficial en la República Mexicana.

situados al norte de la península de Yucatán en el Golfo de México (2 puntos).

Los experimentos numéricos se realizaron, tomando los valores del albedo en la época seca (A_s) como los valores normales como se dijo anteriormente y los valores de albedo en la época húmeda (A_h) como los anormales, determinándose sus anomalías (A') como se muestra en la siguiente ecuación: $A' = A_h - A_s$; y que se presentan en la Fig. 4.4. Como el campo de albedo es mayor en la época seca, las anomalías son negativas, y al igual que el campo de la Fig. 4.3 existen diferencias principalmente en la distribución con el campo de albedo de la Fig. 3.4 debido a las diferencias en la resolución y a que en la Fig. 4.1 hay valores asentados en el océano. La variabilidad fué desde -0.10 hasta 0.00.

Los experimentos numéricos se realizaron para el mes de mayo y septiembre.

4.2 El Efecto del Albedo en el Clima de la República Mexicana.

4.2.1 El efecto del albedo en la temperatura superficial.

En la Fig. 4.5 se muestra la distribución de las anomalías de la temperatura del aire en el mes de mayo que proviene de las anomalías del albedo (Fig. 4.4) y se observa que las máximas anomalías de temperatura del aire se encuentran en una zona amplia de la costa del Océano Pacífico, concordando con las zonas de más

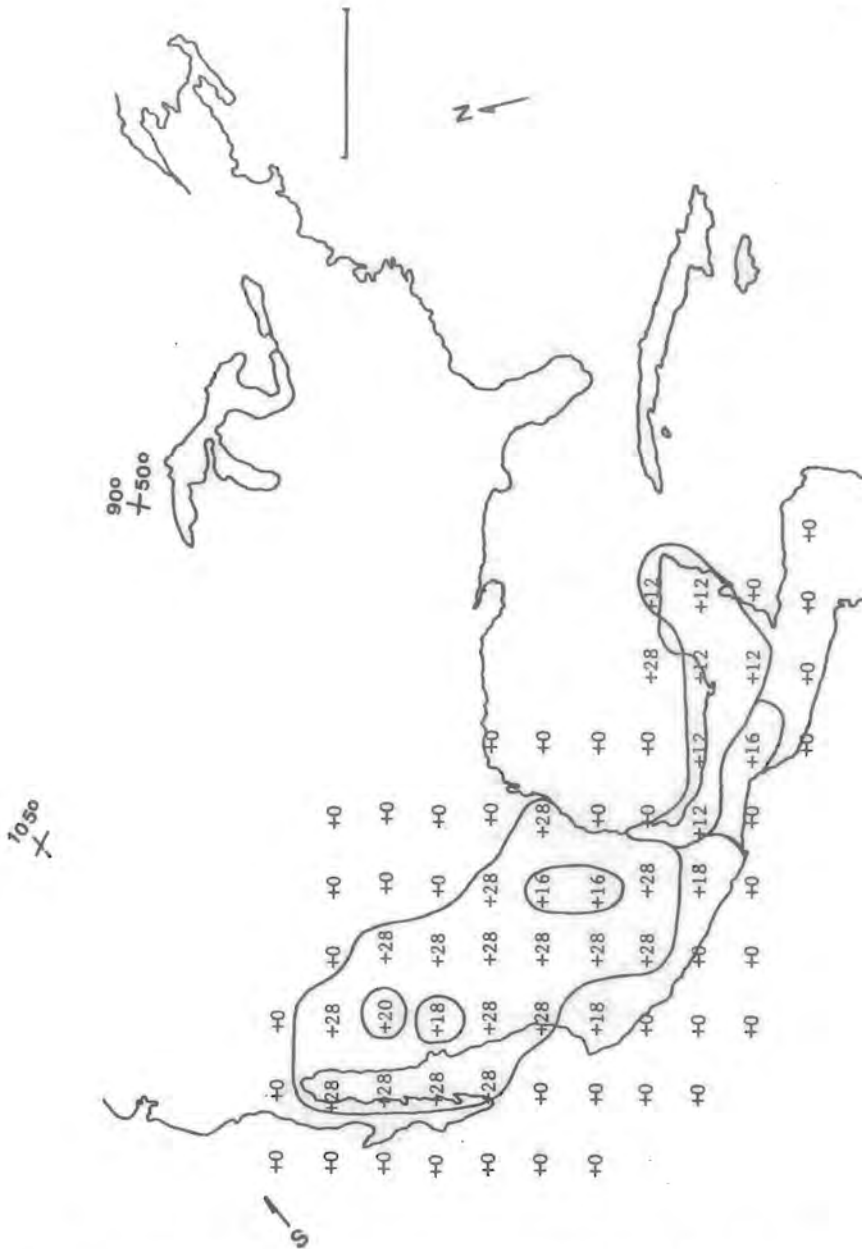


Fig. 4.3. Distribución del albedo superficial en la época seca generado para el Modelo Termodinámico del Clima.

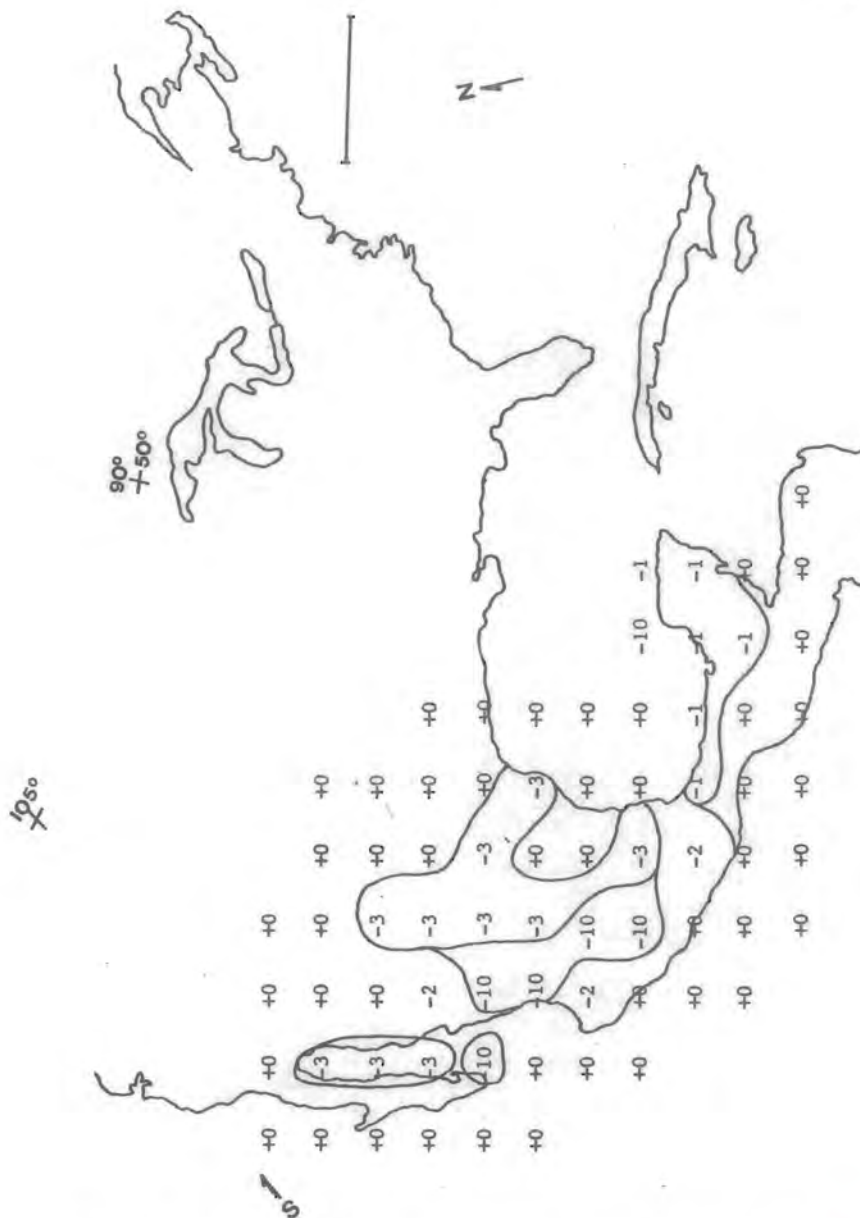


Fig. 4.4. Anomalías del albedo superficial entre la época seca y húmeda generados para el Modelo Termodinámico del Clima.

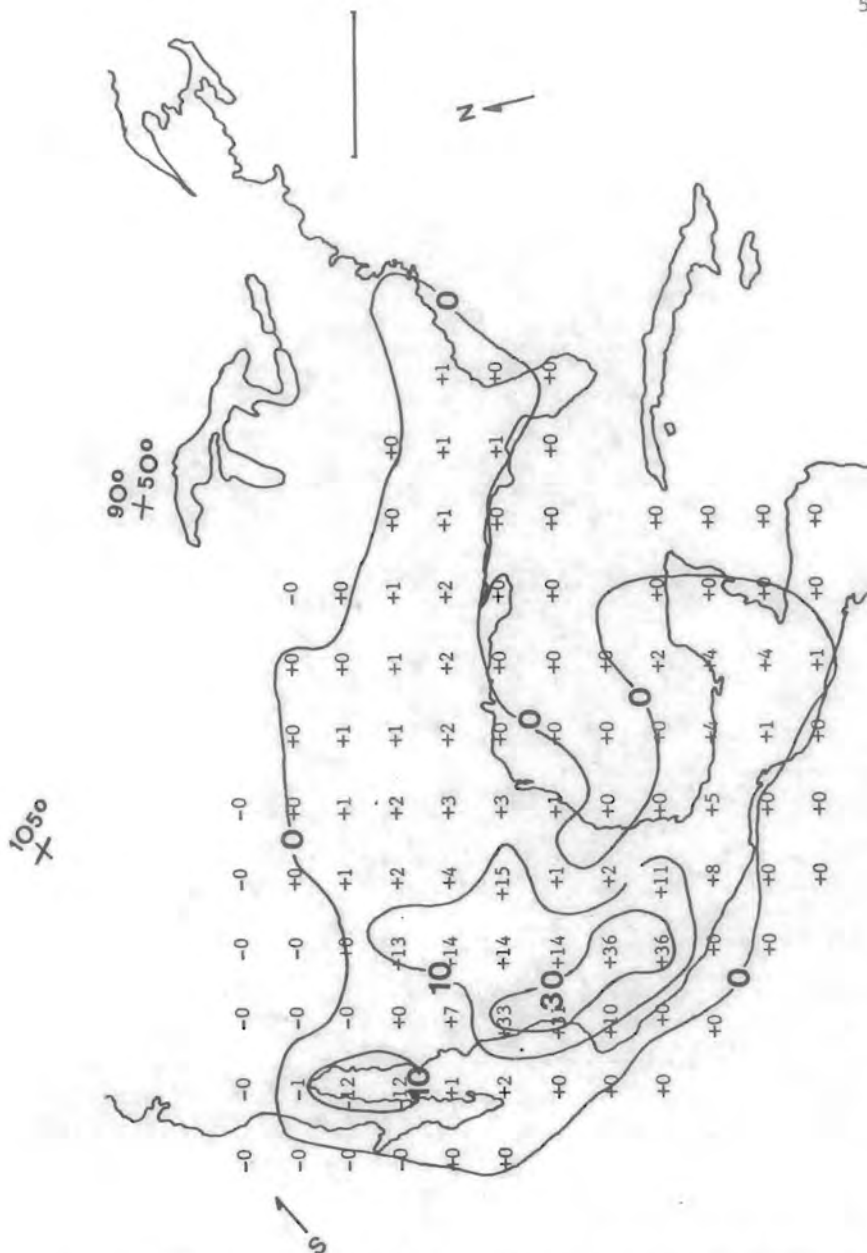


Fig. 4.5. Distribución de las anomalías de la temperatura superficial en décimas °C, entre la época seca y húmeda en mayo.

alto contraste de albedo. Estas anomalías llegan a ser de hasta $3.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ (dos puntos de la malla presentaron este valor). También se encuentra un máximo relativo sobre el Golfo de Baja California ($1.2\text{ }^{\circ}\text{C}$) y hacia los litorales las anomalías son nulas. Estas anomalías demuestran que la temperatura del aire es más elevada en el caso del albedo húmedo que en el de albedo seco como era de esperarse ya que los albedos secos son menores.

Para el caso del mes de septiembre, las anomalías de temperatura fueron ligeramente más bajas (hasta $0.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ de diferencia), aunque en el mar de Cortés fueron ligeramente más altas (hasta $0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ de diferencia) con respecto a las calculadas para mayo (Fig. 4.6). No obstante, en el sureste del país se presentaron valores negativos y la máxima diferencia fue de $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ entre los dos meses. Como la generación del campo de temperaturas superficiales realizada en septiembre también se determinó como si este mes tuviera albedo normal seco, claramente el campo en este mes debía ser igual al generado en mayo, no obstante las diferencias observadas pueden ser debidas principalmente a las parametrizaciones que se usan en las ecuaciones del MTC (ver Capítulo 2) que varían entre meses y estaciones del año. Por esta razón, el mes de mayo presenta una mayor sensibilidad al campo de temperatura superficial.

4.2.2 El efecto del albedo en la precipitación pluvial.

Las anomalías de la precipitación pluvial se calculan en el MTC y se toman proporcionales a las anomalías de la condensación

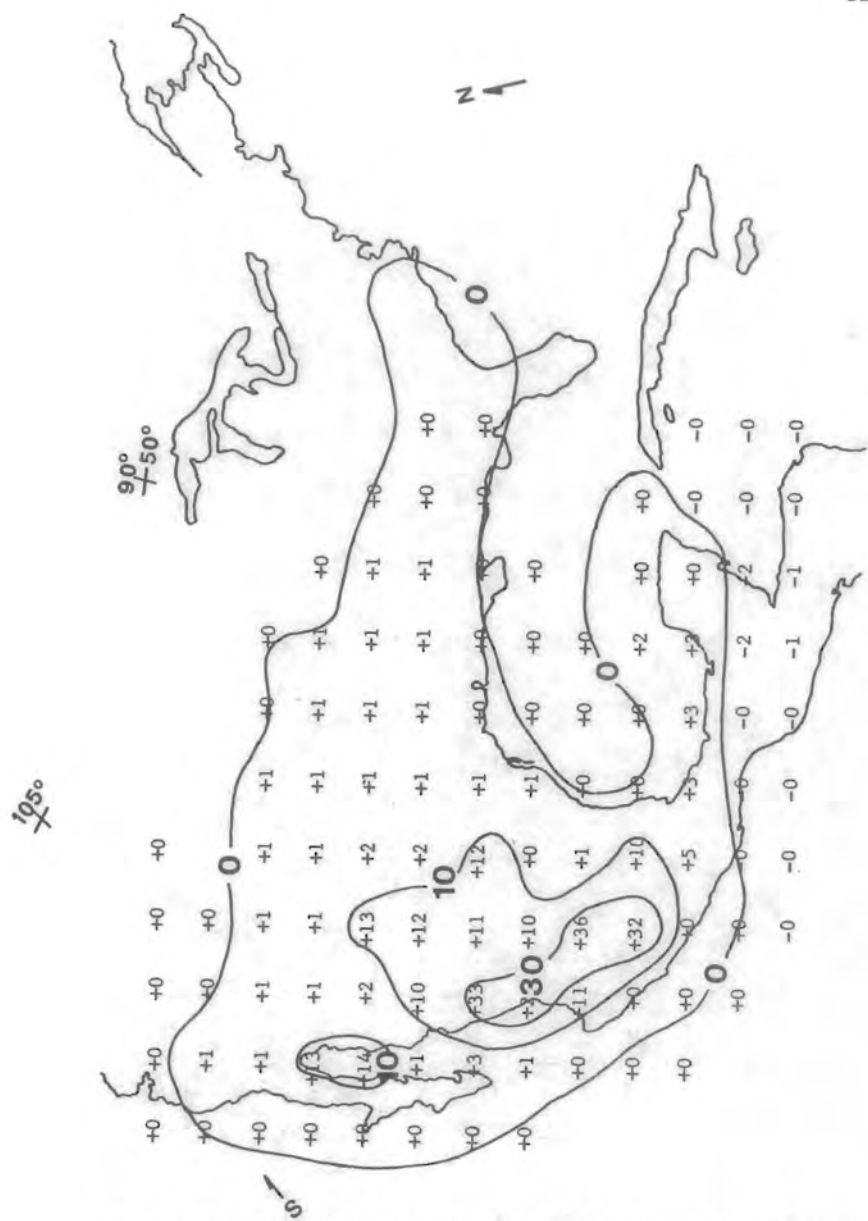


Fig. 4.6. Distribución de las anomalías de la temperatura superficial en décimas °C, entre la época seca y húmeda en septiembre.

de vapor de agua en las nubes. Por esta razón los valores están dados en langley por día ($\text{cal cm}^{-2} \text{ día}^{-1}$).

En la Fig. 4.7 se presenta el campo de anomalías de precipitación pluvial en el mes de mayo. Los valores positivos indican que existe un exceso de precipitación, mientras que los negativos indican un déficit. Los valores de precipitación van desde +2 hasta -10 ly d^{-1} . Se presenta un déficit de precipitación en casi todo el país a excepción del noroeste donde hay un exceso. Los valores más bajos (déficit) concuerdan con el área de más alta anomalía de temperatura y el punto de la malla que presenta un mayor déficit (-10 ly d^{-1}) concuerda con el punto de más alta anomalía de temperatura ($3.6 \text{ }^\circ\text{C}$) (ver Fig. 4.5). No obstante, aunque exista un máximo relativo en la península de Baja California se presenta un exceso de precipitación en esta zona.

El campo de anomalías de la precipitación pluvial en el mes de septiembre se presenta en la Fig. 4.8. Los valores de las anomalías van de -14 a $+6 \text{ ly d}^{-1}$. Al contrario de lo calculado en mayo, se presenta un exceso de precipitación casi para todo el país a excepción del noroeste y una parte en el litoral del Golfo de México y sobre este mismo.

La zona donde el exceso de precipitación es mayor es en la península de Baja California donde existe un máximo relativo de temperatura. El valor más bajo de déficit de precipitación llega a ser de -14 ly d^{-1} . Recuerdese que tanto las anomalías de tempera

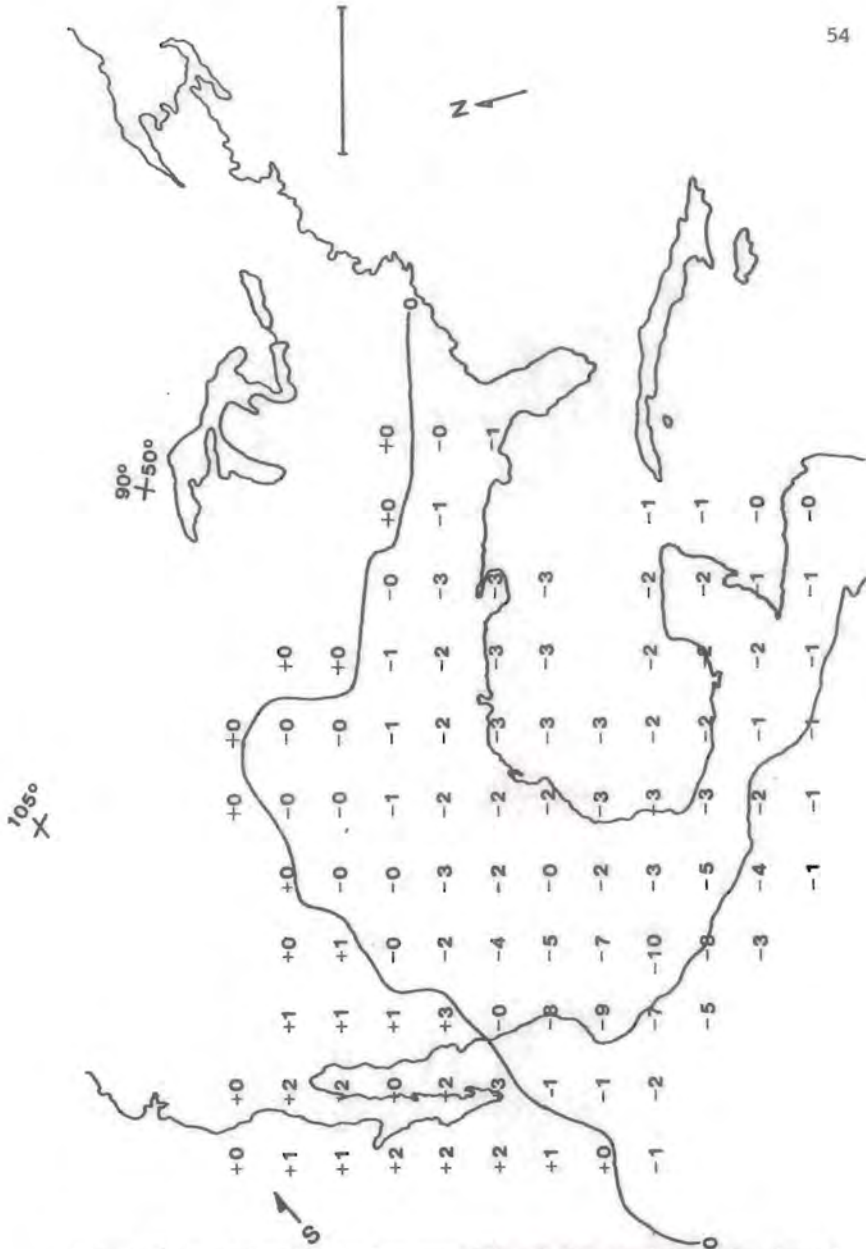


Fig. 4.7. Distribución de las anomalías de la precipitación pluvial en ly/día entre la época seca y la húmeda en el mes de mayo.

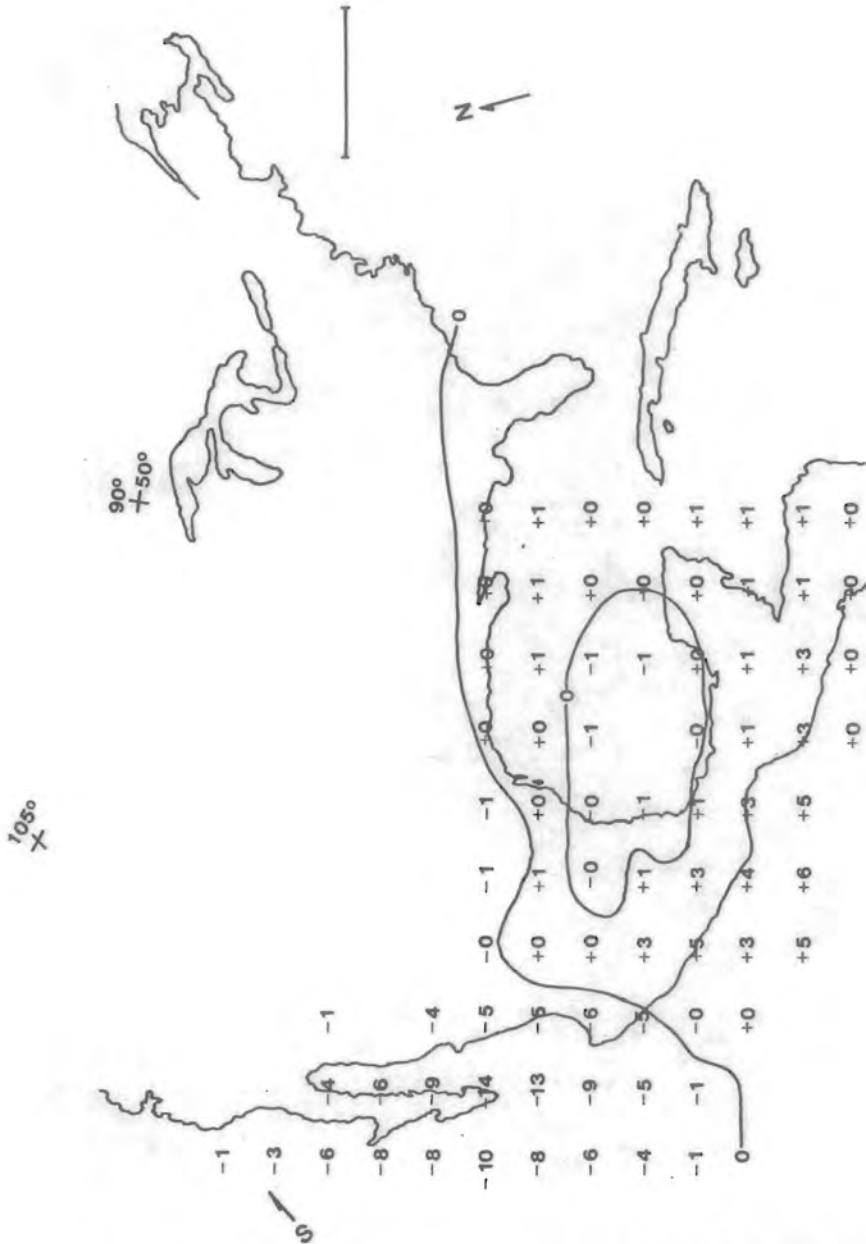


Fig. 4.8. Distribución de las anomalías de precipitación pluvial en ly/día, entre la época seca y la húmeda en el mes de septiembre.

tura y precipitación que se han calculado, corresponden al cambio de albedo seco al húmedo, considerando como normal el albedo seco y su cálculo es únicamente un experimento de sensibilidad del modelo con el objeto de posiblemente incorporar la variación de la vegetación en un modelo de predicción climática mensual o estacional.

4.3 Parametrización del Albedo Superficial.

Como se mostró en el inciso anterior, las áreas de la República Mexicana que presentan un alto contraste térmico y pluviométrico, son aquellas donde se encuentran las selvas bajas caducifolias. Por esta razón, se centrará la atención solamente en estas comunidades. Sin embargo, la única localidad donde hay disponibilidad de datos suficientes de cobertura vegetal y climáticos es en la Estación de Biología Chamela del Instituto de Biología de la Universidad Nacional Autónoma de México en el estado de Jalisco, donde existe este tipo de vegetación.

4.3.1 Descripción de un sitio con tipo de vegetación de selva baja caducifolia.

i. Ubicación de la Estación de Biología Chamela.

La Estación de Biología Chamela se encuentra ubicada al sur-

oeste de la costa de Jalisco, México, entre los 19° 30' y 19° 33' norte y 105° y 105° 05' oeste, a la altura del km 59 de la carretera federal No. 200, vía Barra de Navidad-Puerto Vallarta y a 5 km del poblado de Chamela en el municipio de la Huerta, Jalisco, México.

ii. Fisiografía.

La Estación y sus alrededores fueron ubicadas por Ordoñez (1946, citado en Solís, 1961) dentro de la provincia fisiográfica denominada Sierra Madre del Sur que, de acuerdo con Tamayo (1962) forma parte de la "Planicie Costera Suboccidental". La emersión continental de esta sierra y sus estribaciones han dado como resultado la formación de una costa juvenil en las que apenas se ha iniciado el proceso de erosión de las montañas.

La Estación y sus alrededores se caracterizan por presentar un relieve ondulado que forma una serie de lomeríos de poca altura, que van de 20 a 150 mSNM, con pendientes de 15 a 60° o más y con valles intramontanos escasos (Cervantes-Servín et al. 1988).

iii. Clima.

La precipitación anual promedio del lugar en el periodo 1977-1984 fué de 748 mm. El 80% de esta precipitación cae entre el mes de julio y noviembre, y ocasionalmente llueve sustancialmente en diciembre y enero. El porcentaje de lluvia invernal es mayor del 10% del total, por lo que existe una marcada estación

de lluvias, seguida por un periodo seco de 5 a 7 meses. El periodo lluvioso tiene un patrón no muy regular en el tiempo (de Ita-Martínez y Barradas, 1986).

La temperatura media mensual mas baja fué de 22.3 °C (marzo) y la mas alta fué de 27.3 °C (julio). La oscilación anual de la temperatura media fué de 5 °C.

iv. Vegetación.

La Selva Baja Caducifolia (SBC) es el tipo de vegetación que da la fisonomía general del área, y se establece en las laderas y partes altas de los cerros y lo mas frecuente es que exista un solo estrato arbóreo de 7 a 15 m de altura (Sollis-Magallanes, 1980).

La característica mas sobresaliente de la selva baja caducifolia la constituye la pérdida del follaje en la sequía (Rzedowski, 1981).

4.3.2 La dependencia del albedo superficial.

En la Fig. 4.9 se presentan los cambios de la cobertura vegetal y la variabilidad de la precipitación pluvial y la temperatura de junio de 1981 a noviembre de 1984. La variabilidad del albedo se registró de 1984 a 1986 en el sitio de estudio. Se puede notar que la cobertura máxima que se registró fué del 98.8% (1981) mientras que la mínima fué de 4.4% (1982). Es muy claro que la caída de hojas empieza en el mes de noviembre, sin embargo, en 1983 hubo un retraso en la pérdida del follaje que repercutió con un máximo relativo al principio del año (entre enero y

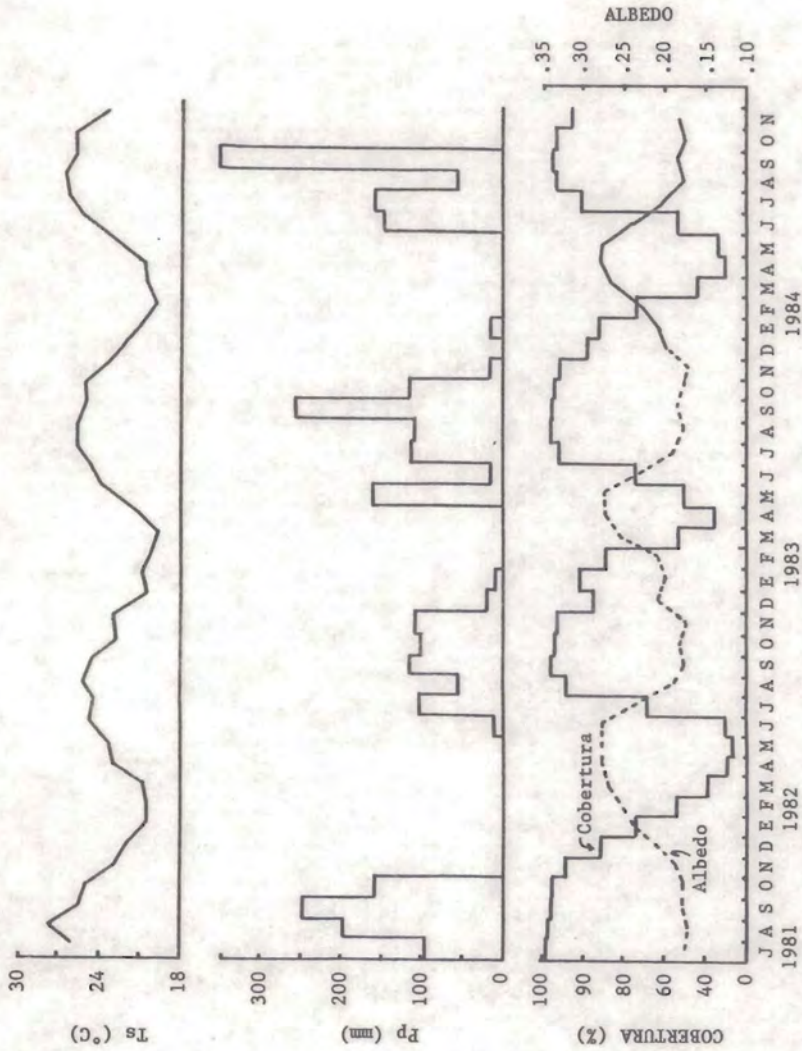


Fig. 4.9. Variabilidad de la cobertura vegetal (cobertura), precipitación pluvial (Pp), temperatura superficial (Ts) y albedo superficial en la selva baja caducifolia de Chamela, Jalisco.

febrero), esto posiblemente sea debido a precipitaciones extraordinarias que se registraron en los meses de noviembre y diciembre de 1982 y enero de 1984. Los datos de cobertura se obtuvieron bibliográficamente (Bullock y Solís-Magallanes, en prensa). Los datos de albedo se tomaron experimentalmente (Barradas, en prensa).

Se hicieron correlaciones simples del albedo en función de la cubierta vegetal, precipitación y temperatura, así como en función del tiempo que transcurre después de la última precipitación hasta que el albedo alcanza su valor máximo.

Se encontró una fuerte dependencia del albedo en la cobertura vegetal como se muestra a continuación:

$$\mathcal{L} = A_{MAX} - 0.119 (COB) \quad (4.1)$$

donde \mathcal{L} es el albedo superficial en cualquier instante dependiente de la cubierta vegetal (COB) dada en porcentaje y A_{MAX} es el valor máximo de albedo con una cobertura cero. Esta relación presentó un coeficiente de correlación (R^2) de 0.95 y resultó ser significativa a un nivel de $P < 0.01$.

El albedo superficial en función del número de días a partir de la última precipitación (t) fué de la siguiente forma:

$$\mathcal{L} = A_{MAX} - 0.0008(t) \quad (4.2)$$

, tomó de 102 a 137 días para que el albedo superficial alcance

su valor máximo. Esta relación tuvo una R^2 de 0.93 y es significativa en el nivel $P < 0.01$.

4.3.3 Dependencia de la cobertura vegetal de la precipitación pluvial y la temperatura superficial y sus anomalías.

En la Fig. 4.10 se presentan las anomalías de la cobertura vegetal contra las anomalías de la precipitación pluvial (a) y la temperatura superficial (b), donde se puede observar que no hay tendencias posibles entre estas variables ya que los niveles de significancia resultaron muy bajos.

En la Fig. 4.11 se presenta la dependencia de la cobertura de la vegetación de la precipitación pluvial (A) y la temperatura superficial (B). La relación entre la cobertura y la precipitación pluvial es bien clara. La dependencia de la cobertura vegetal de la precipitación pluvial (P_p) es una función hiperbólica de la siguiente forma:

$$COB = \frac{96.13 P_p}{7.9 + P_p} \quad (4.3)$$

con una R^2 de 0.93 y un nivel de significancia de $P < 0.01$. Es interesante notar que la cobertura vegetal ya no tenga una respuesta tan sensible por encima de los 80 mm de precipitación pluvial ya que la vegetación ha alcanzado el 89% de cobertura.

La dependencia de la cobertura vegetal de la temperatura superficial no es tan clara como para la precipitación pluvial. También presenta una función hiperbólica con una R^2 de 0.56 y un nivel de significancia muy bajo ($P < 0.25$).

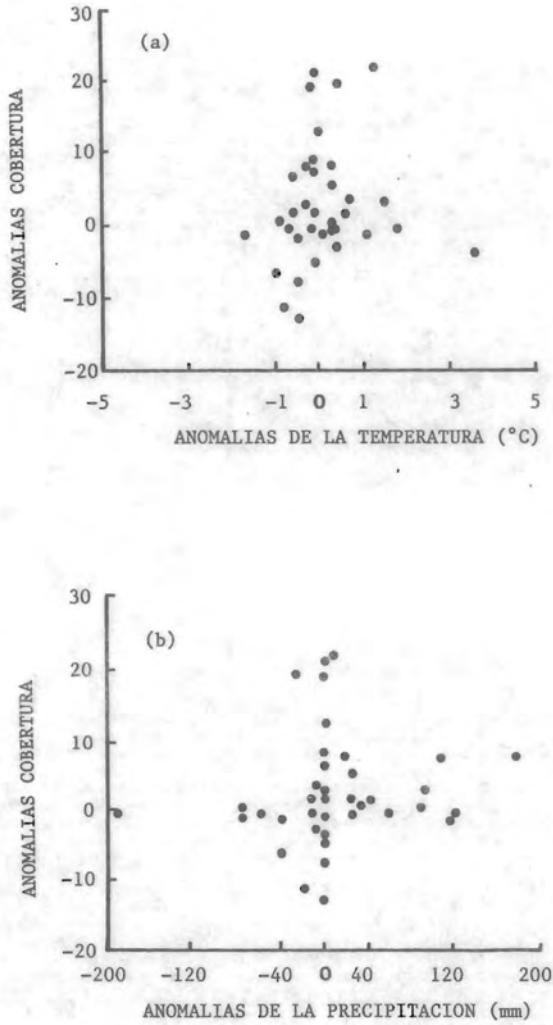


Fig. 4.10. Anomalías de la cobertura vegetal y de la temperatura superficial (a) y de la precipitación pluvial (b) en una selva baja caducifolia.



BIBLIOTECA
CENTRO DE ECOLOGIA

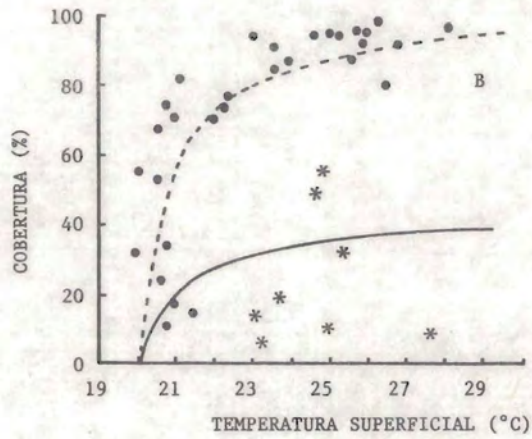
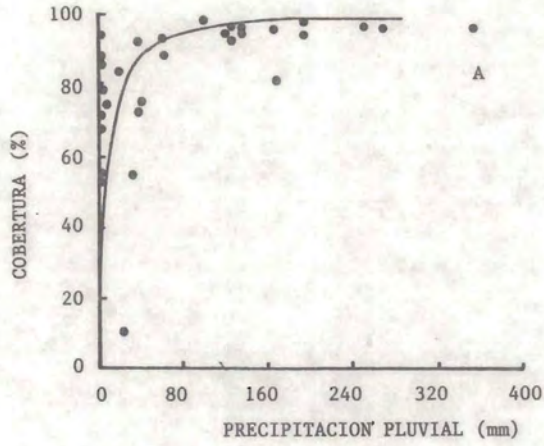


Fig. 4.11. Cobertura vegetal en función de la precipitación pluvial (A) y de la temperatura superficial (B).

La dependencia de la cobertura vegetal de la temperatura superficial (T_s) es como sigue:

$$COB = \frac{42.34 (T_s - 20)}{T_s + 18.98} \quad (4.4).$$

Pero esta correlación tiene una R^2 de apenas 0.10 indicando que no es significativa ya que la dispersión de los puntos es muy alta (ver Fig. 4.11B). Si se eliminan los ocho puntos marcados con asteriscos (Fig. 4.11B) se obtiene una correlación de la siguiente forma:

$$COB = \frac{100.34 (T_s - 20)}{T_s - 19.75} \quad (4.5),$$

que tiene una R^2 de 0.79 y un nivel de significancia de $P < 0.10$. No obstante, la cantidad de puntos eliminados representa el 20% de todos los datos. Por lo tanto, no es posible utilizar la dependencia de la cobertura vegetal de la temperatura superficial.

Finalmente, sustituyendo la ecuación 3.3 en la ecuación 3.1 se tiene la siguiente relación:

$$\alpha = A_{max} - \frac{11.68 P_p}{7.9 + P_p} \quad (4.6),$$

de esta manera se tiene al albedo superficial como una función de la precipitación pluvial en forma indirecta vía la cobertura vegetal en una selva baja caducifolia.

4.3.4 Correlación entre la precipitación pluvial y la temperatura superficial.

En la Fig. 4.12 se presenta la correlación entre la precipitación pluvial (Pp) y la temperatura superficial (Ts). Esta relación es una forma lineal de la siguiente manera:

$$Pp = 22.1 Ts - 447.8 \quad (4.7)$$

con una R^2 de 0.33 que indica una correlación muy baja entre estas dos variables.



BIBLIOTECA
CENTRO DE ECOLOGIA

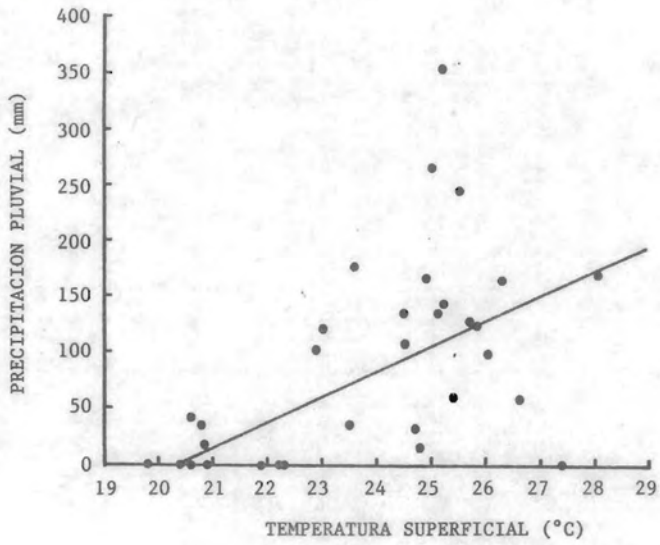


Fig. 4.12. Correlación entre la precipitación pluvial y la temperatura superficial en una selva baja caducifolia.

5. DISCUSION Y CONCLUSIONES.

5.1 De la Distribución y Variabilidad del Albedo Superficial en México.

La distribución y variabilidad del albedo superficial es muy contrastante tanto espacial como temporalmente. Sin embargo, estos resultados no se pueden comparar rigurosamente con los obtenidos por Posey y Clapp (1964). Estos autores dividieron a la República Mexicana en dos regiones con dos diferentes y contrastantes tipos de vegetación, que denominaron bosque y estepa-desierto a los que asignaron los valores de 0.07 y 0.28 de albedo superficial sin variabilidad a través del año, respectivamente. Posiblemente esta regionalización de tipos de vegetación y albedos no adecuados, se debió a la falta de información actualizada de la época. La clasificación de la vegetación de México realizada por Miranda y Hernández X aparece en 1963 y la determinación del albedo de una selva alta siempreverde por Pinker y colaboradores apareció hasta 1980. Mientras que en este trabajo se zonificó al territorio nacional en cinco tipos de vegetación siguiendo la distribución dada por Rzedowski (1981) a los que se les asignó una serie de valores de albedos mas actualizados y precisos tanto a la estación seca como a la húmeda.

No obstante, se puede notar que en la estación húmeda la distribución del albedo superficial obtenida en este trabajo es semejante a la determinada por Posey y Clapp (1964), pero hay una fuerte diferencia en los valores asignados. Mientras que en la es

tación seca, la distribución del albedo ya no es semejante a la presentada por Posey y Clapp (op. cit.) y la diferencia entre valores son mayores.

Es posible que la reconsideración de solo cinco tipos de vegetación y la información relativamente nueva de la distribución de la vegetación pudieran generar distribuciones y variabilidades de albedo superficial diferentes a las determinadas en este trabajo. Estas diferencias podrían ser debidas principalmente a que el área que ocupan tanto la agricultura y la ganadería no llegaran a ser despreciables como se asumió en el presente trabajo. No obstante, la escala usada por el Modelo Termodinámico del Clima puede de alguna forma suavizar las discrepancias que se pudieran presentar por no incluir las áreas destinadas a la agricultura y a la ganadería en el país, pues la distribución del albedo señalada en la Fig. 4.3, que es como el modelo percibe la distribución del albedo en la estación seca, es totalmente diferente a la determinada en la Fig. 3.3.

Es pues necesario incluir en un trabajo mas detallado el uso de fotografías desde satélites de vegetación y de albedo que podrían ayudar a mejorar la información requerida para generar distribuciones y variaciones de albedos superficiales mas precisas. Además es importante estudiar la posibilidad de ampliar la resolución de la malla de trabajo, al menos al doble; es decir que la distancia entre cada punto de la malla de integración se reduzca a la mitad (204.2 km) para la República Mexicana.

5.2 Del Efecto de la Vegetación en el Clima de México.

Es evidente que la vegetación tiene una marcada influencia en la distribución y en los valores de las variables atmosféricas en México.

Aunque en este estudio solo se analizó el efecto del albedo de la superficie en la temperatura superficial y en la precipitación pluvial mediante el Modelo Termodinámico del Clima, se detectó un fuerte efecto en estas dos variables. Estos efectos dependieron principalmente del tipo de vegetación, siendo la selva baja caducifolia la que indujo una mayor anomalía térmica hasta de 3.6 °C, aunque también existió cierta influencia producida por la vegetación de matorral xerófilo, ya que en estas regiones las anomalías alcanzaron valores de hasta 1.0 °C, principalmente en la parte norte y centro del país. No obstante, en la península de Yucatán las anomalías térmicas no fueron altas (de 0.5 a 0 °C) aunque existe también una selva baja caducifolia.

Tanto las anomalías bajas de Yucatán, como las máximas relativas del golfo de Baja California pueden ser debidas a que los puntos de la malla de simulación se encuentran en el mar y existe un efecto de éste que amortigua la temperatura del aire. Ya que estos puntos en el modelo tienen la característica del océano (ecuación 2.2) y no de la del continente (ecuación 2.3).

Las diferencias de temperatura y su distribución resultaron ser semejantes entre mayo (Fig. 4.5) y septiembre (Fig. 4.6), siendo la simulación del mes de mayo más sensible que la de septiembre.

En cuanto a la precipitación pluvial, Charney (1975) atribuyó las fuertes y prolongadas sequías del Sahel al cambio de un albedo superficial más bajo a uno más alto. Este cambio de albedo se debió a la reducción drástica de la cobertura vegetal por sobrepastoreo. Este podría ser un caso similar para México si se cambiase la superficie reflejante.

El efecto inducido por el cambio del albedo es indudablemente significativo, tanto en el comportamiento de la temperatura como en el de la precipitación. Por lo tanto, para obtener un pronóstico del clima más preciso en la República Mexicana es necesario incluir los campos de albedo actuales.

En este trabajo solo se tomó el efecto termodinámico que presenta la vegetación en el albedo; no obstante, también es necesario incluir el efecto de la transpiración vegetal en este contexto; ya que el flujo de calor latente regulado por la apertura estomática puede jugar un papel importante en los valores de la temperatura en la estación húmeda.

Estos resultados determinan que el efecto del albedo en el clima del país son significativos y que puede influir en gran proporción en el pronóstico del clima.

5.3 De la Parametrización del Albedo Superficial en una Selva Baja Caducifolia.

La dependencia del albedo de las superficies reflejantes terrestres es bien conocida (Biriukova, 1935 citada en Budyko, 1956; Kondratyev 1954; Idso et. al., 1975; Pinker et. al., 1980). En una selva baja caducifolia donde la vegetación pierde el foliaje paulatinamente conforma avanza la sequía, la superficie reflejante aumenta en una forma inversa, por esta razón el albedo superficial guarda una relación directa con la cobertura vegetal (ecuación 4.1). En un clima donde la precipitación pluvial es marcadamente estacional, el inicio de la sequía lo da la última lluvia de la estación húmeda. Al avanzar el tiempo, la sequía se incrementa en relación directa y la cobertura decrece en forma inversa, de aquí que el albedo sea directamente proporcional al tiempo en número de días después de la última precipitación, esto es equivalente a lo encontrado por Gray y Landine (1967) para el efecto de la nieve en el albedo en latitudes medias. No obstante, lo que toma cerca de 30 días para el cambio total (del máximo valor de albedo al mínimo) de albedo en latitudes medias, en la selva baja caducifolia toma de 102 a 137 días, con lo que se marca un retraso muy considerable si se comparan.

Esta diferencia en tiempos del cambio total del albedo implicaría que los cambios térmicos entre una época y otra serían, posiblemente más intensos y más bruscos en latitudes medias, mientras que en una selva baja caducifolia son más paulatinos. Además, las diferencias del albedo en latitudes medias por presencia de nieve

son del orden del 55% mientras que en la selva baja caducifolia la diferencia es del 10%.

La correlación de la cobertura vegetal en función de la precipitación pluvial (ecuación 4.3) resulta ser mas adecuada que aquella en función de la temperatura superficial para fines de pronóstico. Aún eliminando algunos puntos (asteriscos en la Fig. 4.11b) de esta última correlación (ecuación 4.6) el nivel de significancia es una orden de magnitud mas bajo ($P < 0.10$) con respecto de la precipitación pluvial ($P < 0.01$). Por otro lado, tampoco se obtuvo una buena correlación entre la precipitación pluvial y la temperatura superficial ($R^2 = 0.33$). Así, la parametrización mas adecuada del albedo superficial resulta ser aquella en función de la precipitación (ecuación 4.6).

5.4 Del Efecto Clima-Vegetación-Clima.

Como es bien sabido, el clima es uno de los factores mas importantes que determina el establecimiento de las comunidades vegetales y ecosistemas naturales y limita los establecidos por el hombre (ver por ejemplo a Rzedowski, 1981, García, 1980 y de Itamartínez y Barradas, 1986). Un caso bien específico es el carácter caduco de las selvas bajas caducifolias en las que la precipitación se encuentra restringida a una época del año.

A pesar de que la selva baja caducifolia de Chamela, Jalisco es una de las selvas con mas baja precipitación (748 mm) compara-

da con otras en el país (Acapulco con 1412 mm; SAG, 1982) o en el mundo (Bombay, India con 1924 mm; Meher-Homji, 1979), posiblemente podría ser mas seca sin alterar su composición y estructura florística ya que la cobertura vegetal se llega a desarrollar casi completamente (89%) con solo 80 mm de precipitación. Esto permite llegar a la conclusión que la característica caduca de la selva se debe mas a la distribución de la precipitación a través del tiempo que a la cantidad de la misma.

Por otra parte, este carácter caduco conlleva a un cambio significativo del albedo que produce cambios en el clima de la región como se ha encontrado en el transcurso de este trabajo.

El albedo en la estación seca permite reducir la radiación neta disminuyendo considerablemente la demanda evapotranspirativa del ambiente y permitiendo mayor disponibilidad de agua para ciertas especies vegetales que permanecen con hojas durante la estación seca.

Es pues, completamente evidente la relación clima-vegetación-clima. El clima ha determinado cierto tipo de vegetación, pero a su vez este tipo de vegetación determina cambios del clima posiblemente en su propio beneficio.

REFERENCIAS.

- Adem, J. 1962. On the theory of the general circulation of the atmosphere. *Tellus* 14: 102-115.
- _____. 1965. Experiments aiming at monthly and seasonal numerical weather. *Monthly Weather Review* 93: 495-503.
- _____. 1967. On the relations between outgoing long-wave radiation, albedo, and cloudiness. *Mon. Wea. Rev.* 95: 257-260.
- _____. 1970a. On the prediction of mean monthly ocean temperature. *Tellus* 22: 410-430.
- _____. 1970b. Incorporation of advection of heat by mean winds and by ocean currents in a thermodynamic model for long-range weather prediction. *Mon. Wea. Rev.* 98: 776-786.
- _____. 1981. Numerical simulation of the annual cycle of climate during the ice ages. *Geofísica Internacional* 21: 229-247.
- _____. 1982. Simulation of the annual cycle of climate with a thermodynamic numerical model. *Geofísica Internacional* 21: 229-247.
- _____. 1985. The climate of ten thousand years ago: a numerical simulation. *Geofísica Internacional* 24: 383-407.
- _____ y Garduño, R. 1982. Preliminary experiments on the climatic effect of an increase of the atmospheric CO₂ using a thermodynamic model. *Geofísica Internacional* 21: 309-324.
- _____. 1984. Sensitivity studies on the climatic effect of an increase of atmospheric CO₂. *Geofísica Internacional* 23: 17-35.
- Barradas, V.L. 1984. Capacidad de captación de agua a partir de la niebla en Pinus montezumae Lambert, de la región de las Grandes Montañas del estado de Veracruz. *Biótica* 8: 427-431.
- Barradas, V.L. (en prensa). Seasonal variations of radiation in a tropical deciduous forest in western Mexico. *Forest and Agricultural Meteorology* (enviado).
- _____ y Fanjul, L. 1985. Equilibrio hídrico y evapotranspiración en una selva baja caducifolia de la costa de Jalisco, México. *Biótica* 10: 199-210.
- _____. 1986. Microclimatic Characterization of shaded and open-grown coffee (Coffea arabica L.)

- plantations in Mexico. *Agricultural and Forest Meteorology* 38: 101-112.
- Budyko, M.I. 1956. The Heat Balance of the Atmosphere. Hydrometeorological Publishing House. 254 pp.
- Bullock, S.H. y Solís-Magallanes J.A. (in press). Phenology of canopy trees of a tropical deciduous forest in Mexico. *Biotrópica* (aceptado).
- Cervantes-Servín, L., Maass, M. y Domínguez, R. 1988. Relación lluvia escurrimiento en un sistema pequeño de cuencas de la selva baja caducifolia. *Ingeniería Hidráulica en México* Epoca II 3: 30-42.
- Charney, J. 1975. Dynamics of deserts and drought in the Sahel. In: GARP Publications Series Nr 16. The Physical Basis of Climate and Climate Modelling. WMO.
- Clapp, P.F. 1970. Specification of monthly frequency of snow cover based on macroscale parameters. *Journal of Applied Meteorology* 6: 1018-1024.
- Clapp, P.F., Scolnick, S.H., Taubensee, R.E., y Winninghoff, F.J. 1965. Parameterization of certain atmospheric heat resources and sinks for use in a numerical model for monthly and seasonal forecasting. Internal report. Extended Forecast Division (Available on request to Climate Analysis Center. NWS/NOAA, Washington, D.C. 20233).
- Defant, L. 1921. Die Zirkulation der Atmosphäre inden Gemässigten breiten der Erde. *Gefrag. Ann.* 3: 209-266.
- de Ita-Martínez, C. y Barradas, V.L. 1986. El clima y los patrones de producción agrícola en una selva baja caducifolia de la costa de Jalisco, México. *Biótica* 11: 237-245.
- Denmead, O.T. 1969. Comparative micrometeorology of a wheat field and a forest of Pinus radiata. *Agricultural Meteorology* 6: 285-302.
- Dickinson, R.E. 1987. The Geophysiology of Amazonia (ed). John Wiley and Sons. New York, London. 526 pp.
- Dickinson, R.E. 1981. Effects of Tropical Deforestation on Climate. Technical Report NCAR/0901/81-05. National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado. 48 pp.
- García, E.M. 1980. Apuntes de Climatología. Ofset Larrios. México, D.F. 48 pp.
- Gates, D.M. 1981. Biophysical Ecology. Springer-Verlag. Heildelberg, New York. 450 pp.
- Gray, D.M. y Landine, P.G. 1987. Albedo model for shallow prairie

- snow covers. *Can. Journal of Earth Sciences* 24: 1760-1768.
- Henderson-Sellers, A. 1987. Effects of change in land use on climate in the humid tropics. pp. 463-493. In: The Geophysiology of Amazonia. R.E. Dickinson (ed). John Wiley and Sons. New York, London.
- Henderson-Sellers, A. y Gornitz, V. 1984. Possible climatic impacts of land cover transformations, with particular emphasis on tropical deforestation. *Climatic Change* 6: 231-258
- Idso, S.B., Jackson, R.D., Reginato, R.J., Kimball, B.A. y Nakayama, F.S. 1975. The dependence of bare soil albedo on soil water content. *J. Appl. Meteorol.* 14: 109-113.
- Jarvis, P.G., James, G.B. y Landsberg, J.J. 1976. Coniferous forest. In: Vegetation and the Atmosphere. Monteith, J.L. (ed). Academic Press. London, New York, San Francisco. pp. 171-240.
- Jones, H.G. 1983. Plants and Microclimate. A Quantitative Approach to Environmental Plant Physiology. Cambridge University Press, Cambridge.
- Landsberg, J.J. 1984. Physical aspects of the water regime of wet tropical vegetation. In: Physiological Ecology of Plants of the Wet Tropics, Medina, E., Mooney, H.A. y Vázquez-Yanes, C. (eds). Dr W. Junk Publ. The Hague. pp. 13-26.
- Lettau, H., Lettau, K. y Molion, L.C.B. 1979. Amazonia's hydrologic cycle and the role of atmospheric recycling in assessing deforestation effects. *Mon. Wea. Rev.* 107: 227-238
- Meher Homji, V.M. 1979. A biometeorological assessment of climate, case studies of Bombay and Mercara. *Indian Geographical Journal* 54: 43-54.
- Miranda, F. y Hernández X, E. 1963. Los tipos de vegetación de México y su clasificación. *Boletín de la Sociedad Botánica de México* 28: 29-179.
- Monteith, J.L. 1963. Dew: facts and fallacies. In: A.J. Rutter y F.H. Whitehead (Eds) *The Water Relations of Plants*. Blackwell, Londres, pp. 37-56.
- Newell, R.E. 1971. The amazon forest and atmospheric general circulation. pp. In: Man's Impact on the Climate. W.H. Matthews, W.W. Kellogg y G.D. Robinson (eds). MIT, Cambridge, USA.
- North, J. y Mason, F. 1965. The micrometeorology of desert. Technical Report NCAR/094/65-01. National Center of Atmospheric Research, Boulder Colorado, USA.

- Pereira, H.C. 1973. Land Use and Water Resources in Temperate and Tropical Climates. The University Press, Cambridge, Mass., 246 pp.
- Pinker, R.T., Thompson, D.E. y Eck, T.F. 1980. The energy balance of a tropical evergreen forest. *J. Appl. Meteorol.* 19: 1345-1349.
- _____. 1980. The albedo of a tropical evergreen forest. *Quart. J. R. Met. Soc.* 106: 551-558.
- Posey, J.W. y Clapp, P.F. 1964. Global distribution of normal surface albedo. *Geofísica Internacional* 4: 33-48.
- Potter, G.L., Ellsaesser, H.W., MacCracken, M.C. y Luther, F.M. 1975. Possible climatic impact of tropical deforestation. *Nature* 258: 697-698.
- Ripley, E.A. y Redmann, R.E. 1967. Grassland. In: Vegetation and Atmosphere. Monteith, J.L. (ed). Academic Press. London, New York. Pp. 349-397.
- Rutter, A.J., Morton, A.J. y Robin, P.C. 1975. A predictive model of rainfall interception in forests. II. Generalization of the model and comparison with observations in some coniferous hardwoods stands. *Journal of Applied Ecology* 12: 367-380.
- Rzedowski, J. 1981. Vegetación de México. Editorial Limusa. México. 432 pp.
- Salati, E. 1987. The forest and the hydrological cycle. In: The Geophysiology of Amazonia. R.E. Dickinson (ed). John Wiley and Sons. New York, London. pp. 273-296.
- SAG. 1982. Normales Climatológicas. Servicio Meteorológico Nacional. México. 799 pp.
- Schulze, E-D., Mooney, H.A., Bullock, S.H. y Mendoza, A. 1988. Water contents of wood of tropical deciduous forest species during the dry season. *Bol. Soc. Bot. de Méx.* 48: 113-118.
- Sellers, P.J. 1987. Modeling effects of vegetation on climate. In: The Geophysiology of Amazonia. R.E. Dickinson (ed). John Wiley and Sons. New York, London. pp. 297-339.
- Solis, V.J. 1961. Bosquejo geológico general de una parte de los estados de Jalisco y Colima. Tesis Profesional. Facultad de Ingeniería, UNAM. México, D.F.

- Solis-Magallanes, J.A. 1980. Leguminosas de "Chamela", Jal. Tesis Profesional. Facultad de Ciencias, UNAM. México, D.F.
- Stewart, J.B. 1977. Evaporation from the wet canopy of a pine forest. *Water Resources Research* 13: 915-921.
- Tamayo, J.L. 1982. Geografía General de México. Instituto Mexicano de Investigaciones Económicas. México, D.F.
- Thompson, K. 1980. Forests and climate change in América: Some early views. *Climatic Change* 3: 47-64.
- Toledo, V.M., Carabias, J., Toledo, C. y González-Pacheco, C. 1989. La Producción Rural en México: Alternativas Ecológicas. Editorial Fundación Universo Veintiuno. México. 402 pp.
- Wagonner, R.E., Begg, J.E. y Turner, N.C. 1969. Evaporation of dew. *Agric. Meteorol.* 6: 227-230.
- Wilson, M.F. 1984. Construction and use of land surface information in a general circulation climate model. Ph. D. Thesis. University of Liverpool. Liverpool, England.

INDICE.

| | |
|---|----|
| Agradecimientos..... | 3 |
| Resumen..... | 5 |
| 1. Introducción y Antecedentes..... | 7 |
| 1.1 El efecto de la vegetación en el clima..... | 7 |
| 1.1.1 Factores de la vegetación que modifican el clima.. | 8 |
| i La evapotranspiración..... | 8 |
| ii El albedo superficial..... | 10 |
| iii El almacenamiento de energía..... | 10 |
| 1.1.2 Modificación del ciclo hidrológico por la vegetación..... | 11 |
| 1.2 El modelo termodinámico del clima..... | 13 |
| 1.3 Objetivos..... | 15 |
| 2. Marco Teórico..... | 17 |
| 2.1 El modelo termodinámico del clima..... | 17 |
| 2.1.1 Descripción de las ecuaciones del modelo y el método de solución..... | 17 |
| 2.1.2 La entrada de radiación..... | 23 |
| 2.2 El albedo..... | 24 |
| 2.3 El albedo superficial..... | 26 |
| 2.3.1 El albedo superficial en función de la altura solar..... | 26 |
| 2.3.2 La dependencia del albedo superficial en cubiertas vegetales..... | 26 |
| 2.3.3 La dependencia del albedo superficial en el agua.. | 27 |
| 2.3.4 La dependencia del albedo superficial en suelos desnudos..... | 28 |
| 2.3.5 Métodos experimentales de la determinación del albedo superficial..... | 30 |
| 3. El Albedo Superficial en la República Mexicana..... | 32 |
| 3.1 Método de determinación del albedo superficial en la República Mexicana..... | 32 |
| 3.2 El albedo superficial en la República Mexicana..... | 38 |
| 4. Efecto del Albedo Superficial en el Clima de la República Mexicana y su Parametrización..... | 44 |
| 4.1 Los experimentos numéricos..... | 44 |
| 4.2 El efecto del albedo en el clima de la República Mexicana..... | 47 |
| 4.2.1 El efecto del albedo en la temperatura superficial..... | 47 |
| 4.2.2 El efecto del albedo en la precipitación pluvial.. | 51 |
| 4.3 Parametrización del albedo superficial..... | 56 |
| 4.3.1 Descripción de un sitio con tipo de vegetación de selva baja caducifolia..... | 56 |
| i Ubicación de la Estación de Biología Chamela.... | 56 |
| ii Fisiografía..... | 57 |
| iii Clima..... | 57 |
| iv Vegetación..... | 58 |

| | | |
|-------|---|----|
| 4.3.2 | La dependencia del albedo superficial..... | 58 |
| 4.3.3 | Dependencia de la cobertura vegetal de la precipitación pluvial y la temperatura superficial y sus anomalías..... | 61 |
| 4.3.4 | Correlación entre la precipitación pluvial y la temperatura superficial en Chamela..... | 65 |
| 5. | Discusión y Conclusiones..... | 67 |
| 5.1 | De la distribución y variabilidad del albedo superficial en México..... | 67 |
| 5.2 | Del efecto de la vegetación en el clima de México..... | 69 |
| 5.3 | De la parametrización del albedo superficial en una selva baja caducifolia..... | 71 |
| 5.4 | Del efecto clima-vegetación-clima..... | 72 |
| | Referencias..... | 74 |