



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

ESTUDIO SOBRE LOS POSIBLES EFECTOS DEL
CO₂ ATMOSFERICO EN LA TEMPERATURA
MEDIA DE LA TIERRA Y EN LA
VEGETACION

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:
LICENCIADO EN BIOLOGIA
P R E S E N T A :
MIGUEL ANGEL ALDAMA DURAN

MEXICO, D. F.



1990



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

ESTUDIO SOBRE LOS POSIBLES EFECTOS DEL CO₂
ATMOSFERICO EN LA TEMPERATURA MEDIA DE LA
TIERRA Y EN LA VEGETACION

I N D I C E

	Pág.
1.1. RESUMEN	1
1.2. INTRODUCCION	2
1.3. OBJETIVOS	6
2. EL CICLO DEL CARBONO	7
3. SUMIDEROS Y FUENTES DE CO ₂ DE MAYOR IMPORTANCIA, PRODUCIDOS POR FENOMENOS NATURALES Y ANTROPOGENICOS...	14
4. MECANISMOS DE ASIMILACION DEL CO ₂ EN LOS VEGETALES	35
5. SINTESIS DE ALGUNOS RESULTADOS DE INVESTIGACIONES SOBRE EL INCREMENTO DE CO ₂ ATMOSFERICO Y SU RELACION CON LA TEMPERATURA	42
6. EL "EFECTO INVERNADERO"	57
7. POSIBLES EFECTOS EN LA VEGETACION A CONSECUENCIA DE LA VARIACION DEL CO ₂ ATMOSFERICO Y SU RELACION CON LA TEMPERATURA	62
8. DISCUSION	73
9. CONCLUSIONES	77
10. REFERENCIAS	79

1.1. RESUMEN

El presente trabajo tiene como objetivo, dar a conocer los efectos posibles que tendría un incremento de CO_2 atmosférico de origen natural y antropogénico en los vegetales y en la temperatura media global de la Tierra.

Para tal efecto, se describe el ciclo del CO_2 para identificar las fuentes emisoras y sumideros de mayor importancia de dicho gas, resultando más relevantes la combustión de hidrocarburos y los mares respectivamente.

Por otra parte, se mencionan los mecanismos de asimilación del CO_2 en los vegetales del tipo C 3, C 4 y C A M.

Además, se analizaron resultados de estudios publicados por diversos investigadores los cuales predicen el incremento de temperatura que se tendría al duplicarse la cantidad de CO_2 atmosférico. Así también se mencionan las posibles alteraciones climáticas que tendrían lugar a consecuencia del "efecto invernadero" por el incremento del mencionado gas.

1.2. INTRODUCCION

Las fluctuaciones en el ambiente son debidas al clima, la vegetación, el suelo, el relieve, etc., siendo el clima el más importante, porque actúa sobre los otros modificándolos.

El clima terrestre a través de las distintas eras geológicas ha cambiado. El actual difiere mucho del que dominaba hace varios millones de años e incluso varía de lo que era hace 18 000 años cuando los hielos cubrían una zona muy extensa del Hemisferio Norte.

Con toda seguridad el clima continuará modificándose en el futuro, cambio que se verá impulsado en parte por causas naturales como son las fluctuaciones en la órbita terrestre. Sin embargo, las variaciones climáticas que sobrevengan, a diferencia de las registradas en el pasado, tendrán una nueva fuente: la actividad humana (Schneider, 1987).

Efectivamente, las modificaciones climáticas hoy en día se encuentran íntimamente ligadas a los impactos potenciales de la contaminación antropogénica y a la explosión demográfica, a través de actividades como la deforestación y la instalación de industrias y servicios, los cuales llevan consigo-

la urbanización y consumo de hidrocarburos.

Dentro de la gran variedad de actividades que el hombre ha introducido en su vida cotidiana y que han tenido una acción directa y severa en el clima se encuentran: la quema de combustibles fósiles y la tala inmoderada de bosques tropicales, sucesos que provocan un rápido incremento de CO_2 en la atmósfera.

Este aumento en la concentración de CO_2 atmosférico, -- eleva la temperatura en la superficie de la Tierra, presentándose así el llamado "efecto invernadero". Este se debe a que el CO_2 , bastante transparente a la luz visible, se convierte en eficaz absorbente de la radiación infrarroja de onda larga emitida por la superficie de la Tierra. De aquí -- que tienda a aprisionar el calor en la vecindad de la superficie.

Entre los trabajos realizados sobre las condiciones climáticas en el pasado se encuentra el análisis de burbujas de aire contenidas en hielo del Antártico el cual ha permitido remontarse en el tiempo y conocer qué cantidad de CO_2 existía en años anteriores.

Keeling (en Bach, 1984), desarrolló un aparato muy eficaz para la medición continua de CO_2 atmosférico el cual instaló en la estación de Mauna Loa, Hawai. La primer lectura-

registrada fue en el año de 1958 y fue de 315 ppmv, viéndose incrementadas a más de 340 ppmv en el año de 1982, es importante hacer notar que en 1959 el aumento fue de 0.66 ppmv -- anual y que a partir de 1981, éste ascendió a más de 1.81 -- ppmv por año (figura 1) (Bach, 1984).

Conjuntamente con las lecturas registradas en el monte-Mauna Loa, han surgido los modelos climáticos encaminados a pronosticar qué efectos se tendrían en la temperatura por el incremento de CO_2 atmosférico. Estos consisten en representaciones matemáticas de procesos físicos los cuales varían -- en su resolución espacial, es decir, en el número de dimen-- siones que abordan. Así los hay de dimensión cero, modelo -- sencillo, tridimensional, etc.

Manabe (en Garduño, 1981), a través de un modelo unidi-- mensional radiativo-convectivo con humedad relativa y nubosi-- dades fijas, determinó cuál podría ser la temperatura media-- global de la Tierra en el futuro si se llegara a duplicar el CO_2 atmosférico. Se considera que su pronóstico de 1.9°C , -- está dentro de los valores aceptables de incremento de tempe-- ratura.

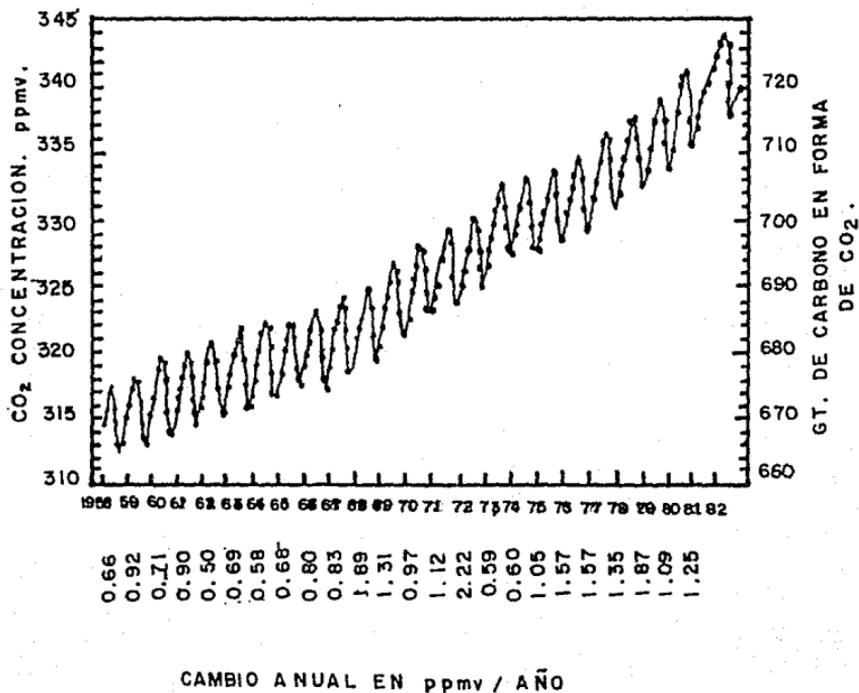


FIGURA 1. Cambio anual en ppmv/año y en Gt. de la concentración del CO₂ atmosférico del año 1958 a 1982, registrado por el espectrofómeto infrarrojo no dispersivo en el Monte Mauna Loa, Hawai (Tomada de Bach, 1980).

1.3. OBJETIVOS

Este trabajo se planteó para conocer el posible efecto en la temperatura media global de la Tierra y en la biomasa de la vegetación a consecuencia de un incremento de CO_2 atmosférico, de acuerdo a los siguientes objetivos:

1. Identificar los sumideros y fuentes de emisión CO_2 más importantes.
2. Conocer los pronósticos de temperatura, efectuados por diversos investigadores al considerar una duplicación de la cantidad de CO_2 atmosférico.
3. Describir posibles efectos en la biomasa de la vegetación al aumentar la concentración de CO_2 atmosférico y la temperatura.

2. EL CICLO DEL CARBONO

La atmósfera es una capa gaseosa que envuelve a la Tierra y está formada por una mezcla de gases que se extiende a una altura de más de 1 200 kilómetros. En ella se encuentran la tropósfera, la estratósfera, la estratopausa, la mesósfera, la mesopausa y la termopausa. Estas capas de la atmósfera poseen propiedades físicas y químicas importantes para la vida en nuestro planeta, siendo la movilidad, la compresibilidad y la diatermancia las más importantes (figura - 2).

La mayoría de los seres vivos se encuentran en la tropósfera, la cual va desde el nivel del mar hasta 11 y 17 kilómetros de altura en la zona polar y ecuatorial respectivamente (García, 1980). En esta capa, es el lugar donde se efectúan los fenómenos meteorológicos como precipitación pluvial, vientos, corrientes verticales del aire, condensación del vapor de agua en sus varias formas, etc.

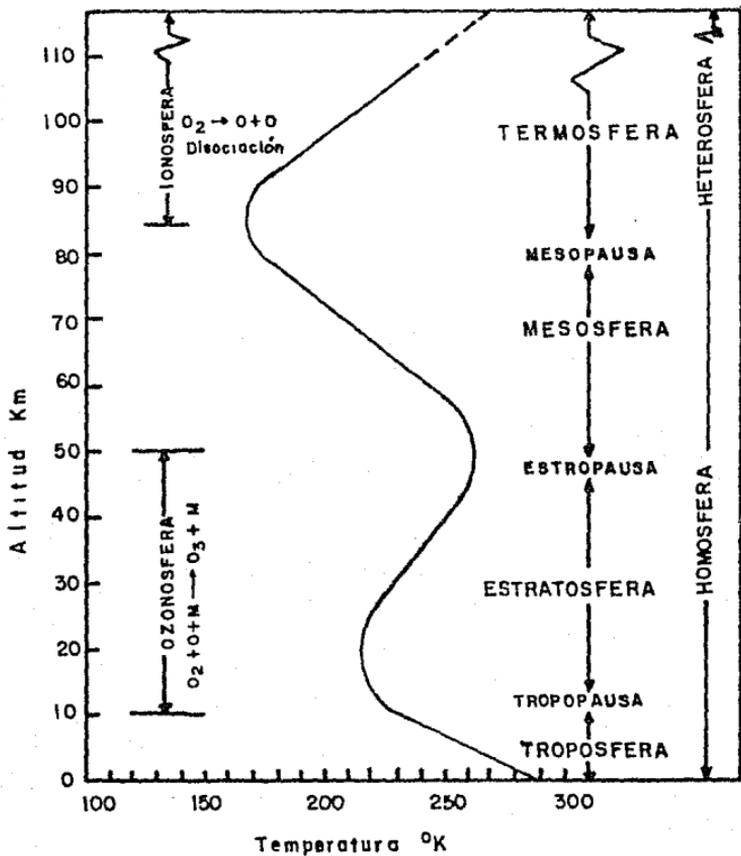


FIGURA 2. Regiones de la Atmósfera (modificada de García, 1980. Newell y Dopplick, 1977).

En esta delgada capa terrestre se encuentra la Biósfera, misma que se conserva gracias a los ciclos generales de la energía y de los elementos químicos de los cuales el del carbono es uno de los más importantes por su influencia sobre el hombre (Hutchinson, 1972).

En el ciclo del carbono, el CO_2 es obtenido a través de fuentes naturales como la respiración animal, la degradación de la materia orgánica y la actividad volcánica además de -- fuentes antropogénicas como la quema de combustibles fósiles y la deforestación. La atmósfera pierde CO_2 únicamente de -- manera natural por asimilación metabólica de la vegetación y por absorción en la capa superior del océano.

En otras palabras, el ciclo del carbono empieza con la fijación del CO_2 atmosférico en los procesos de la fotosíntesis. En este proceso, el mencionado gas y el agua reaccionan para formar carbohidratos con la liberación simultánea de oxígeno el cual pasa a la atmósfera, mientras que parte del carbohidrato se consume directamente para suministrar -- energía a la planta y otra se incorpora como biomasa. El -- CO_2 formado se libera a través de las hojas de las plantas o a través de sus raíces.

Una parte del carbono fijado por las plantas es consumido por los animales, que también llevan a cabo la respiración y liberan CO_2 .

Las plantas y los animales que mueren son finalmente -- descompuestos por microorganismos y el carbono de sus tejidos se oxida en CO_2 y regresa a la atmósfera, iniciándose -- nuevamente el ciclo (figura 3).

Bolin (1972) a través de diversos experimentos logró medir el CO_2 a varios niveles sobre el suelo de un bosque, obteniendo en sus resultados cambios muy marcados en la concentración de este gas en un periodo de 24 horas.

El promedio en la concentración de CO_2 en la atmósfera-- de un bosque experimental fue de 320 ppmv. Cuando por la posición de la Tierra en su órbita el bosque recibía los rayos del sol la fotosíntesis empezaba y hacía que la concentra--ción de CO_2 disminuyera rápidamente conforme las hojas de -- las coníferas transformaban el CO_2 en compuestos orgánicos.

Al mediodía, conforme aumentó la temperatura y disminu--yó la humedad el valor de la respiración también aumentaba,-- y el consumo neto de CO_2 disminuía lentamente alcanzando los valores mínimos, es decir, unas diez o quince ppmv por deba--jo del promedio diario (320 ppmv).

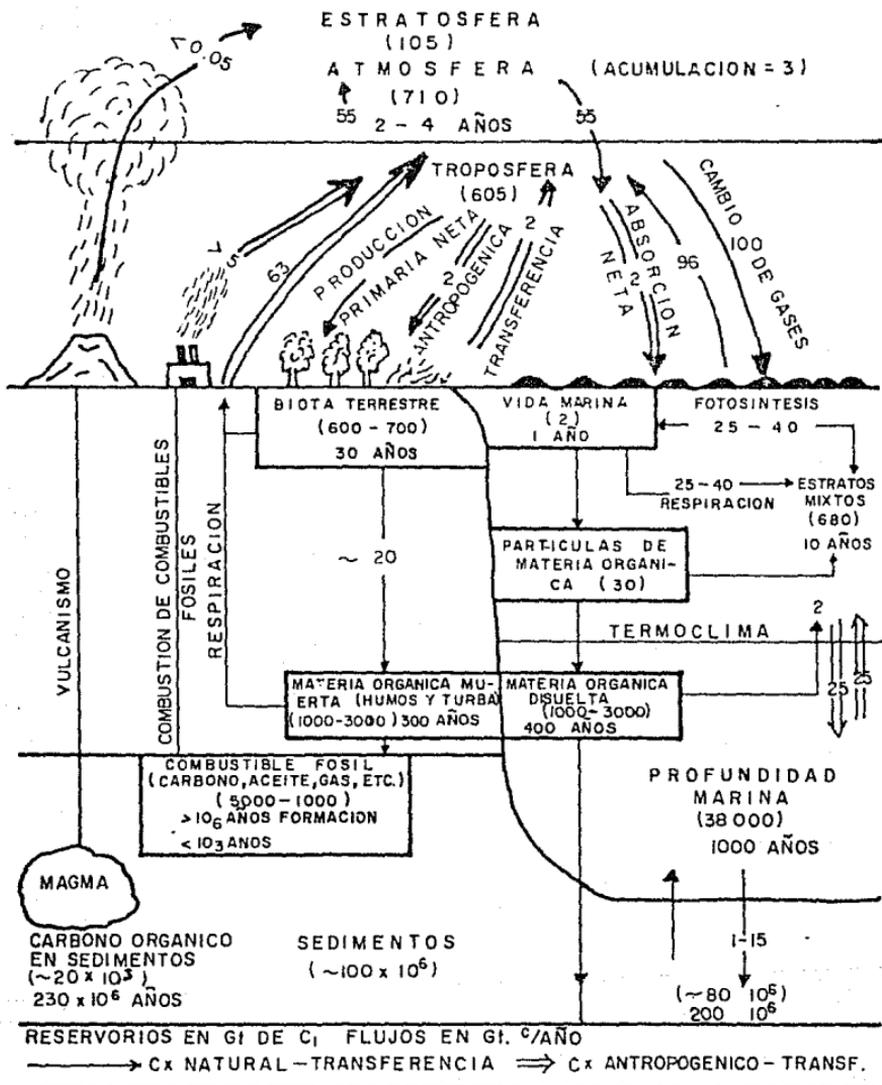


FIGURA 3. El Ciclo de Carbono Global (tomada de Kellog y Schwarc, 1981).

Por la noche cuando la fotosíntesis terminaba y la respiración continuaba, la concentración de CO_2 cerca del suelo llegaba a más de 400 ppmv. Este valor refleja en parte el desprendimiento de CO_2 por la descomposición de materia orgánica en el suelo y por la tendencia del aire a estancarse -- cerca del suelo por la noche, cuando no hay calentamiento solar para producir corrientes convectivas.

La productividad neta, o valor neto de fijación de CO_2 varía notablemente de una comunidad a otra. Los bosques tropicales lluviosos de crecimiento acelerado, fijan anualmente entre uno y dos kilogramos de carbono por metro cuadrado de superficie terrestre, lo cual es igual, aproximadamente, a la cantidad de CO_2 de una columna de aire extendiéndose desde la misma área de superficie terrestre hasta la parte superior de la atmósfera. La tundra ártica y las cercanas regiones de un desierto pueden llegar a fijar tan sólo el 1% de esa cantidad. Por otra parte, los bosques y los campos de cultivo de latitudes medias asimilan entre 0.2 y 0.4 kilogramo por metro cuadrado (Bolin, 1972).

Por otro lado, la parte del ciclo del carbono que se desarrolla en los océanos es relativamente distinto del ocurrido en los continentes. Esto se debe a que el fitoplancton asimila el CO_2 disuelto en el agua de mar y libera oxígeno -- devolviéndolo a la solución; el zooplancton y los peces con-

sumen el carbono fijado por el fitoplacton, utilizando el -- oxígeno disuelto para la respiración. Por último, la descomposición de la materia orgánica devuelve finalmente el CO_2 - asimilado para el fitoplacton.

La cantidad de carbono consumida anualmente en forma de CO_2 por el fitoplacton en los océanos es de 40 000 millones- de toneladas, es decir, aproximadamente lo mismo que la asimilación bruta de CO_2 por la vegetación terrestre (Bolin, - 1972).

3. SUMIDEROS Y FUENTES DE CO₂ DE MAYOR IMPORTANCIA, PRODUCIDOS POR FENÓMENOS NATURALES Y ANTROPOGENICOS

Desde hace varios miles de años existe un intercambio de carbono entre los océanos y los continentes por medio de la atmósfera. Hoy en día, este intercambio se ve perturbado por diversas actividades humanas, como son principalmente la deforestación y la quema de combustibles fósiles, actividades que durante su proceso de descomposición y combustión -- respectivamente, liberan una gran cantidad de CO₂, retardando de esta manera el intercambio de dicho gas entre el sistema océano-continente.

En el aire de la biosfera, puede ser benéfica la presencia de CO₂ en volumen normal (0.03% en vol.) o superior al normal como producto de erupciones volcánicas, fotorrespiración, deforestación y combustión de hidrocarburos. Debido a que el mencionado gas es transformado por las plantas verdes en carbohidratos, el cual sirve de base energética a diferentes organismos. Sin embargo, un exceso de CO₂ puede inducir alteraciones notables en el clima terrestre.

Para tener una visión más clara del balance de CO_2 que sucede en la Tierra en relación a la cantidad de CO_2 existente, se enlista en la tabla 1 el contenido de dicho gas en toneladas de carbón.

Tabla 1. Contenido de CO₂ en toneladas de carbón en la Tierra (tomada de Lieth, 1963)

Atmósfera	697 x 10 ⁹
Hidrosfera	35,420
Geósfera:	
carbonatos inorgánicos	18'300,000
iones carbonato inorgánicos	6'800,000
Compuestos orgánicos:	
gas y aceite	7,400
Materia orgánica joven:	
detritus:	
en el océano	3,220
en el continente	710
Biósfera:	
en el océano	10
en el continente	124

3.1. FUENTES DE CO₂ DE ORIGEN NATURAL

Fotorrespiración:

El fenómeno de la fotorrespiración en las plantas verdes, es un ciclo metabólico que se produce en presencia de luz e implica globalmente consumo de oxígeno y desprendimiento de CO₂.

El ciclo inicia por conducto de la enzima Rubis CO (ribulosa 1-5 bifosfato Carboxilasa/Oxigenasa) y se lleva a cabo en tres compartimientos celulares distintos: en primer lugar en el cloroplasto con la absorción de una molécula de oxígeno, prosiguiendo en el peroxisoma y terminando en la mitocondria. En el cloroplasto, se lleva a cabo la combinación de un compuesto de cinco átomos de carbono (la ribulosa 1-5 difosfato-RuDP-) con una molécula de oxígeno (O₂), lo que implica la formación de una molécula (C₃) (el fosfoglicolato) y una molécula (C₂) el fosfoglicolato (PO₃-CH₂O-COOH). Las transformaciones de este último ácido con dos átomos de carbono constituyen la vía metabólica específica de la fotorrespiración.

Una vez liberado el fósforo que quedaba en el cloroplasto, el ácido glicólico se transfiere al peroxisoma y se oxida para dar lugar al glicolato (CHO-COOH). El glioxilato combinado con una molécula de amoníaco se transforma en un -

aminoácido (la glicina) ($\text{CH}_2 \text{NH}_2\text{-COO}$) que se transfiere a -- una mitocondria, donde dos moléculas de glicina dan lugar a otro aminoácido (la serina), que sufre la pérdida de una molécula de amoníaco y otra de CO_2 . Estos dos compuestos al ser gaseosos son rápidamente, fijados de nuevo por los tejidos de la planta.

El dióxido de carbono desprendido por la producción de la serina en la mitocondria, difunde al citoplasma y fuera de la célula. En las plantas C 3, una parte de este CO_2 se pierde a la atmósfera y en el caso de las plantas C4 y C A M el mencionado gas es en su mayoría totalmente fijado (tabla-2).

Tabla 2. Algunos taxa del tipo C 3, C 4 y C A M, de acuerdo al mecanismo de asimilación de CO_2 . Debe aclararse, que existen plantas que contienen a la vez especies C 3 y C 4 incluso en el mismo género.

P L A N T A S C 3

Bacterias fotosintéticas	Trigo
Cianofceas (algas azules)	Cebada
Algas	Remolacha
Musgos	Papa
Helechos	Tabaco
Coníferas	

P L A N T A S C 4

Helechos	Gramíneas (600 especies)
Coníferas	Cereales
Caña	Mafz
Papiro	Sorgo
Amaranto	Mijo
Compuestas	

P L A N T A S C A M

Plantas crassuláceas
Cactáceas
Orquídeas
Eurfobias

En las plantas C 3 la enzima Rubis CO cataliza la reacción de oxigenación, es decir, que la RuDP se combina con el oxígeno para formar dos moléculas distintas; un fosfoglicerato de tres átomos de carbono y una molécula de dos átomos de carbono, el fosfoglicolato. Este compuesto se degrada inmediatamente, resultando finalmente su liberación a la atmósfera en forma de CO_2 , del 25% del carbono contenido en el fosfoglicolato (Semerville y Somerville, 1984).

En las plantas C 4 la función oxigenasa de la Rubis CO es insignificante al haber vías metabólicas distintas, mediadas por estructuras anatómicas especiales. El CO_2 de -- origen fotorrespiratorio liberado hacia los tejidos foliares es reasimilado por los cloroplastos de las células de una de sus coronas concéntricas.

Datos recopilados por Woodwell (1978) (Tabla 3) muestran ejemplos de comunidades de plantas, su producción primaria neta y la cantidad de carbono que almacenan. Estos datos muestran que a pesar de que aproximadamente el 30% de la superficie terrestre está cubierta de tierra, la producción primaria neta de la vegetación terrestre es un poco más del doble con respecto a la de los océanos. La cantidad de carbono almacenada en plantas terrestres es como 500 veces mayor que la cantidad almacenada en ecosistemas marinos.

Tabla 3. Comunidades de plantas, su producción primaria neta y cantidad de carbono que almacenan en promedio (Woodwell, 1978).

COMUNIDADES DE PLANTAS	AREA (10^6 km^2)	PRODUCCION PRIMARIA NETA (10^5 g m^2 año^{-1} de C)	MASA DE LA PLANTA (10^{15} g m^2 año^{-1} de C)
Bosque tropical lluvioso	17.0	16.8	344.0
Bosque tropical estacional	7.5	5.4	117.0
Bosque templado (siempre verde)	5.0	2.9	79.0
Bosque templado caducifolio	7.0	3.8	95.0
Bosque boreal	12.0	4.3	108.0
Selva y arbustos	8.5	2.7	22.0
Sabana	15.0	6.1	27.0
Pastizales templados	9.0	2.4	6.3
Tundra y prados alpinos	8.0	0.5	2.3
Chaparral desierto	18.0	0.7	5.9
Roca, hielo y arena	24.0	0.03	0.2
Tierra cultivada	14.0	4.1	6.3
Pantanos y Ciénagas	2.0	2.7	13.5
Lagos y ríos	2.0	0.4	0.02
TOTAL DEL CONTINENTE	149.0	52.8	826.5
Océano abierto	332.0	18.7	0.45
Zonas altas	0.4	0.1	0.004
Plataforma continental	26.6	4.3	0.12
Cama algal y arrecifes	0.6	0.7	0.54
Estuarios	1.4	1.0	0.63
TOTAL DEL MAR	361.0	24.8	1.7
MUNDIAL TOTAL	510.0	77.6	828.0

Volcanes:

Como consecuencia de la gran cantidad y variedad de erupciones volcánicas que han sucedido durante las pasadas eras geológicas, se han llevado a cabo investigaciones que permiten afirmar que la actividad volcánica tiene una importancia significativa que influye en el clima de nuestro planeta.

Las erupciones volcánicas lanzan material fragmentado que se acumula alrededor del cráter formando un cono. Este material fragmentado denominado "cenizas" (que científicamente recibe el nombre de Tefra) no es un producto de la combustión y está formado por trozos de roca y de lava solidificada pulverizados por la salida explosiva de gases (Bryson, 1982).

A través de análisis químicos obtenidos de lava de un cráter por Payson (1979), se dio a conocer la cantidad en promedio de gases en moles por ciento desprendidos en erupciones volcánicas explosivas (tabla 4).

Así también, como fuente de referencia del peso y volumen de material volátil que se desprende de las erupciones volcánicas, se han publicado resultados acerca del volcán La kagigar (Payson, 1979) (tabla 5).

Tabla 4. Análisis químico de gases desprendidos en erupciones volcánicas, en moles por ciento (tomada de Payson, 1979).

MUESTRA Nº	H ₂ O	HCl	SO ₂	CO ₂	H ₂	CO	O ₂	H+Ar
17	86.16	0.40	3.28	4.97	4.74	0.38	0.00	0.07
22	86.16	0.40	1,84	6.47	4.70	0.36	0.00	0.07
24	86.13	0.43	2.86	5.54	4.58	0.39	0.00	0.07

Tabla 5. Volumen y peso del material volátil en la erupción del Lakagigar (tomada de Payson, 1979).

MATERIAL	VOLUMEN Km^3 (0°C, 1 atm.)	PESO EN TONELADAS
Lava	12.5	3.0×10^{10}
H ₂ O	0.12	1.2×10^8
HCl	0.71	1.2×10^6
SO ₂	4.60	1.3×10^7
CO ₂	9.80	1.9×10^7
H ₂	8.20	0.7×10^6

Un gran porcentaje de estos gases es transformado químicamente en carbonatos de calcio y magnesio o en materia orgánica, los cuales han sido enterrados en los sedimentos marinos.

Así también, algunos de los gases mencionados participan en el llamado "efecto invernadero", el cual eleva la temperatura en la atmósfera e incrementa conjuntamente con la quema de combustibles fósiles el contenido de CO_2 atmosférico. Para que éste sea tóxico las concentraciones de CO_2 tienen que ser cien mil veces mayores que las presentes en el aire (0.03% en vol.). Un ejemplo de ello es lo que sucedió cerca del lago Nyos (Camerún), donde probablemente como consecuencia de un acontecimiento volcánico, se formó una capa de CO_2 casi puro de un kilómetro cúbico que causó la muerte de mil ochocientas personas diseminadas por varios pueblos (Lambert, 1987).

Este efecto mortífero se deriva de la elevada densidad del CO_2 puro con respecto al aire (cerca de 1.5 de densidad) que produce su estancamiento cerca del suelo.

3.2. SUMIDEROS DE CO₂ DE ORIGEN NATURAL

Océanos:

Los sumideros oceánicos son de gran importancia debido a su poder de asimilación. En el agua de mar, el CO₂ ya no es un gas inerte. Aquí se llevan a cabo una serie de reacciones químicas que permiten la formación de iones bicarbonato y carbonato, siendo sólo una pequeña cantidad de CO₂ la que se mantiene en forma de gas disuelto en el agua (tabla 1) (Lambert, 1987).

El contenido del mencionado gas disuelto en el agua de mar depende en definitiva de la temperatura, la presión, el contenido total en carbono no orgánico disuelto y la alcalinidad total (que es la suma de las concentraciones de los iones negativos, carbonatos, bicarbonatos y algunos otros). Las diversas reacciones químicas finalizan en un "efecto tampón" representado por un factor próximo a 10 llamado "factor de Revelle", lo cual significa que un cambio en la concentración de CO₂ en la atmósfera da como resultado una variación de unas diez veces más pequeña la concentración del CO₂ disuelto en la capa superficial bien mezclada por las corrientes. La solubilidad del CO₂ aumenta cuando la temperatura del agua disminuye y la cantidad de CO₂ disuelto varía entre 1% y 4% por grado centígrado (Lambert, 1987).

Atmósfera:

El otro sumidero natural es la atmósfera, en ella se -- llevan a cabo los intercambios entre la biomasa continental y los oceános, quedando en promedio en el aire sólo un pequeño porcentaje de 0.03% en volumen.

Por otro lado, se ha podido conocer que los intercambios de carbono por unidad de superficie de suelo entre la atmósfera y la vegetación son superiores (100 veces mayores-- aproximadamente) que entre el mar y la atmósfera.

Así también la absorción de CO_2 a mediodía alcanza un -- valor de $7 \text{ g m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ de carbono, mientras que la emisión -- nocturna suele ser del orden de $1 \text{ g m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ de carbono, y -- los intercambios con el mar son del orden de $0.03 \text{ g m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ de carbono (Lambert, 1987). Estos datos varían como conse-- cuencia de turbulencias y de la circulación atmosférica, en-- tre otras causas. Así que, dichos valores sólo pueden tomar se como simple referencia.

Continentes:

Los vegetales en los continentes son considerados tam-- bién sumideros naturales de CO_2 (tabla 2), debido a que este gas es la fuente de carbono para la producción de carbohidratos.

La fijación de CO_2 varía según el tipo de planta y la cantidad de este gas presente en el aire (tabla 3).

3.3. FUENTES DE CO₂ DEBIDAS A FENOMENOS ANTROPOGENICOS

Tala y quema de bosques:

Los estragos ecológicos por el proceso de extracción forestal en millones de hectáreas, son sin duda uno de los mayores problemas que el hombre enfrenta sin tener una clara esperanza de poder salvaguardar sus bosques.

Y es que la deforestación es causada principalmente -- por necesidades vitales y por satisfactores creados por la sociedad, entre los que se encuentran el alimento, los combustibles, el techo y las divisas. Además, un fenómeno muy -- acentuado que es la explosión demográfica que exige áreas -- donde asentarse e industrias que logren satisfacer sus requerimientos.

Los beneficios que se obtienen de los bosques para el mismo hombre pueden ser diversos, por ejemplo: la madera como material de construcción, fibras, productos manufacturados, medicinales y como leña y carbón de madera.

La tala, quema y quema no sólo crean alteraciones en -- los ecosistemas, sino también en el clima y en la producción de alimentos, debido a que por estas actividades y la oxidación del suelo se incrementa el contenido de CO₂ atmosférico. Así, al quemar los bosques se libera como producto final de esta combustión el mencionado gas (Kellogg y Schare, 1981).

En la tabla 6, se citan cifras posibles del resultado de la deforestación y oxidación del suelo a nivel mundial, - siendo necesario hacer notar que la discrepancia de los resultados obtenidos por los autores se debe a la dificultad de medición de las diferentes regiones del mundo y a la continua reforestación y deforestación de las mismas.

Tabla 6. Deforestación y oxidación de suelos a nivel mundial en gigatoneladas por año (tomada de Kellog y Schware, 1981)

FUENTE	Gt ⁻¹ año ⁻¹ de C
Woodwell	5
Seiler y Crutzen	3
Hampicke y Bach	2
Bolin	2

Combustibles fósiles (combustión):

Los combustibles fósiles (naturales y sintéticos) como son la gasolina, el petróleo, el carbón, el aceite, el gas natural, etc., tienen su origen en las plantas y animales -- prehistóricos que quedaron atrapados dentro de la Litósfera debido a procesos geológicos. Consisten en cientos de diferentes compuestos con un alto contenido de carbono, denominándose compuestos orgánicos.

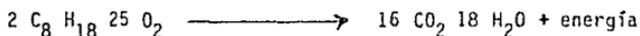
La mayoría de los compuestos orgánicos que hay en los combustibles fósiles consisten en carbono e hidrógeno y son llamados normalmente hidrocarburos, que al entrar en combustión, es decir, la reacción del compuesto orgánico (hidrocarburo) con el oxígeno de la atmósfera, producen CO_2 y agua.

Kellog y Schware (1981) estiman que la emisión de CO_2 - producto de la quema de combustibles fósiles en el año de -- 1860 era de 0.1 Gt. en forma de carbón y que para 1980 alcanzó las 5.3 Gt.

Estos resultados indican que la cantidad de CO_2 por este medio, se ha incrementado en un 3.4% por año. Afortunadamente este valor disminuyó por la crisis energética de -- 1973-1974 hasta un 2% por año (Kellog y Schware, 1981).

Como ejemplo de lo citado, en relación al uso de combustibles se tiene a los vehículos automotores, mismos que uti-

lizan una mezcla compleja de hidrocarburos para poder desplazarse incluyéndose entre éstos a la gasolina, cuya combustión implica una variedad de reacciones, por ejemplo la del octano ($C_8 H_{18}$):



La combustión del gas natural, implica también desprendimiento de CO_2 a la atmósfera, debido a que incluye en su combustión al metano (CH_4) el cual al reaccionar con el oxígeno libera CO_2 , agua y energía:



Además de estos dos compuestos mencionados existen muchos más los cuales, al entrar en combustión, liberan a la atmósfera CO_2 . Este fenómeno se ha visto incrementado debido a que los países desarrollados y los que se encuentran en vías de desarrollo han encontrado en los hidrocarburos la esencia del mismo desarrollo.

4. MECANISMOS DE ASIMILACION DEL CO₂ EN LOS VEGETALES

Los vegetales forman parte de los seres vivos capaces de transformar directamente sustancias minerales (carbono, hidrógeno, oxígeno, nitrógeno, etc.) en biomasa.

Dicho fenómeno de transformación es conocido como fotosíntesis, es decir, la conversión de la radiación lumínica en potencial reductor y energético que posteriormente se utiliza para la reducción y asimilación de elementos biogénicos que se encuentran en alto estado de oxidación o en formas de baja reactividad (Pla, Chueca, Lázaro y López, 1985).

Los mecanismos de asimilación del CO₂ durante la fotosíntesis son diferentes según el tipo de planta que lo lleve a cabo; de esta manera, se distinguen las plantas C 3, las C 4 y las C A M.

En las plantas C 3 el primer producto que resulta de la fijación del CO₂ es un compuesto de tres átomos de carbono. En las plantas C 4 y las C A M, este producto inicial es un compuesto de cuatro átomos de carbono, siendo el periodo de fijación distinto en estos dos últimos: diurno para las plantas C 4 y nocturno para las C A M.

Dentro de estos mecanismos de asimilación, se lleva a cabo el ciclo reductivo de las pentosas (fosfato o ciclo de Benson-Calvin) el cual constituye el proceso bioquímico básico por el cual se convierte el CO_2 en azúcares durante la fotosíntesis, teniendo lugar en el espacio estromático del cloroplasto.

En las plantas C₃, el CO_2 entra en el metabolismo celular combinándose en los cloroplastos con un compuesto de cinco átomos de carbono, la ribulosa 1-5 difosfato (RuDP), para dar un compuesto intermediario de seis átomos de carbono (C_6). La reacción de combinación o carboxilación está catalizada por un enzima especial, la ribulosa 1-5 difosfato carboxilasa. El compuesto C_6 inmediatamente se divide en dos partes idénticas gracias a la misma enzima. De esta partición aparecen dos moléculas de fosfoglicerato, es decir, dos compuestos de tres átomos de carbono, recibiendo así el nombre de plantas C₃.

El fosfoglicerato reducido a triosa/fosfato, que se exporta del cloroplasto (al citoplasma), es utilizado para el metabolismo celular y la síntesis de azúcares, continuándose nuevamente el ciclo (figura 4).

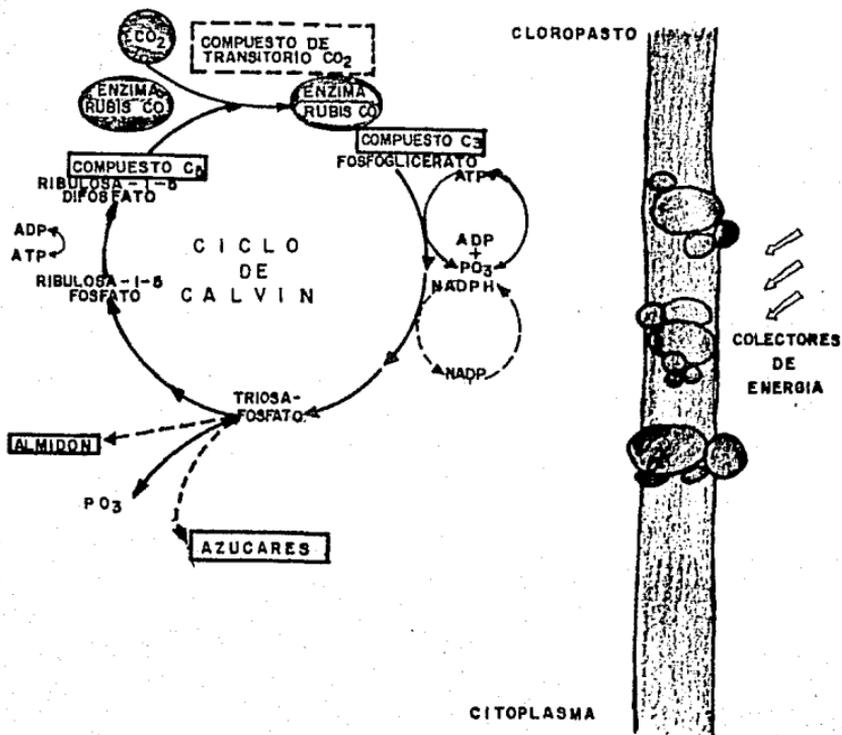


FIGURA 4. Fijación de CO₂ y ciclo de Calvin en plantas C₃ (tomada de Somerville y Somerville, 1984).

Además de efectuarse en estas plantas el mencionado ciclo de Calvin, se lleva a cabo la fotorrespiración, la cual da como resultado final la liberación de CO_2 a la atmósfera (Somerville y Somerville, 1984).

Por otra parte, la fijación del CO_2 en las plantas C 4- y C A M se descubrió mediante el uso de ^{14}C como trazador -- por Hatch y Slack (1970), los cuales observaron a través de esta vía que en algunos vegetales la primera etapa de fijación del CO_2 no se efectúa con la combinación de la RuDP como en las plantas C 3, sino que después de que el CO_2 se ha difundido hacia el interior de la hoja y transportado a las células y después a los cloroplastos, se combina con un compuesto hidrocarbonado para formar una molécula de cuatro átomos de carbono, de donde procede el nombre de este grupo de plantas.

En una segunda etapa, el compuesto C_4 pierde momentáneamente una molécula de CO_2 , ya que es recuperada y combinada con una molécula de RuDP, debido a la intervención de la Ribulosa 1-5 bifosfato-carboxilasa-oxigenasa (Rubis CO), continuándose a partir de este punto nuevamente el ciclo de Calvin (figura 4).

Asimismo, Hatch y Slack (1970), dieron a conocer que -- las plantas que funcionan con este tipo metabólico han desarrollado estructuras anatómicas especiales que sirven de cen

tro de acción del mencionado ciclo metabólico.

Las plantas C 4 poseen en sus hojas dos tipos de células con cloroplastos dispuestos en dos coronas concéntricas en torno a los vasos que transportan la savia. Esta disposición es denominada también estructura de tipo "Kranz" (en alemán; kranz = corona) (Somerville y Somerville, 1984).

Las dos coronas de células tienen una función distinta cada una. En las de la corona externa, los cloroplastos sintetizan el compuesto C_4 , no poseen enzima Rubis CO ni se lleva a cabo el ciclo de Calvin; por el contrario, los cloroplastos de las células de la corona interna o cubierta perivascular están dotados de RuDP y de Rubis CO y pueden funcionar como los de las plantas C 3. El CO_2 que entra en las hojas penetra en los cloroplastos de la corona externa, donde se combina con un compuesto de cuatro átomos de carbono (el oxalacetato).

Este ácido es transportado hacia las células de la corona interna donde es descarboxilado; por otra parte, el compuesto C_3 restante vuelve hacia las células de la corona externa, y el CO_2 liberado en las células de la corona interna entra en el ciclo de Calvin igual que en las plantas C 3. De esta forma, para este tipo de plantas la oxigenación de la Rubis CO no es funcional (figura 5).

A PLANTA C₃

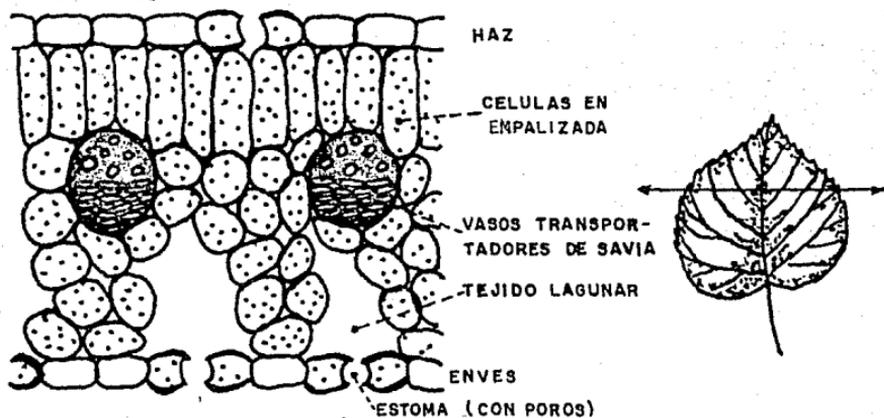


FIGURA 5a. Corte transversal de una hoja de planta C₃, en ella se muestra las diferencias en la estructura anatómica que sustentan las dos formas de incorporación de CO₂, (tomada de Somerville y Somerville, 1984).

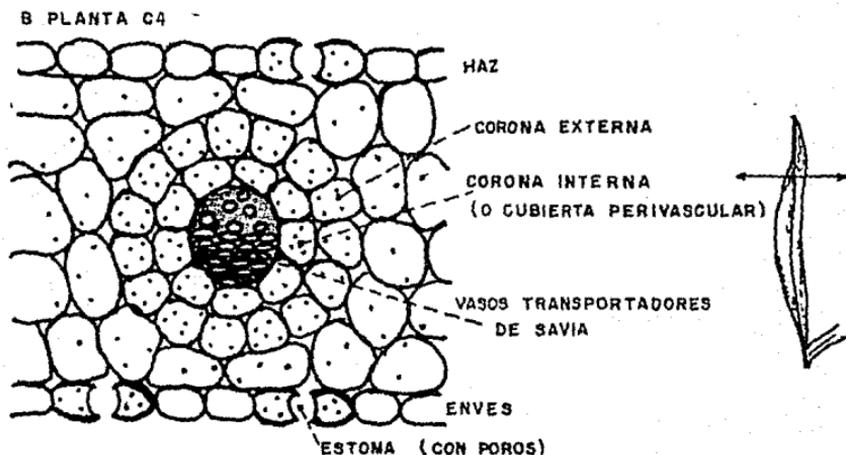


FIGURA 5b. Corte transversal de una hoja de planta C₄, en ella se muestra las diferencias en la estructura anatómica que sustentan las dos formas de incorporación de CO₂, (tomada de Somerville y Somerville, 1984).

Por lo tanto, la fotorrespiración es mínima en este tipo de plantas (C 4 y C A M) y el CO_2 de origen fotorrespiratorio liberado hacia los tejidos foliares es reasimilado por los cloroplastos de las células de una de las coronas.

Por este motivo, la eficiencia fotosintética se ve aumentada notablemente, siendo en condiciones naturales dos veces en promedio más elevada la fotosíntesis en las plantas - C 4 que en las C 3 (Somerville y Somerville, 1984).

5. SINTESIS DE ALGUNOS RESULTADOS DE INVESTIGACIONES SOBRE EL INCREMENTO DE CO₂ ATMOSFERICO Y SU RELACION CON LA TEMPERATURA

El dióxido de carbono acumulado a través de las diferentes eras geológicas es analizado y registrado por diversos investigadores. Ellos utilizan varios métodos de estudio -- los cuales difieren en su instrumentación y objetivos.

Conocer los climas pasados y futuros a consecuencia de la relación que guardan con el CO₂, es un problema difícil -- al carecer de herramientas como son los "arqueorecipientes" -- los cuales contienen aire de tiempos pasados, e indican el clima y concentración del CO₂ de generaciones anteriores.

Raynaud, Delmas y Oeschger (en Lambert, 1987), lograron extraer pequeñas burbujas de aire atrapadas en hielos polares muy profundos y antiguos (de hasta 200 000 años) cuyo aire ocluido tiene aproximadamente la misma edad. El experimento consistió en extraer una muestra de hielo, llevarlo en una cámara fría al estado sólido para trasladarlo al laboratorio donde le fue retirada la capa exterior la cual podría estar contaminada. Para lograr extraer el aire, molieron el hielo al vacío y a baja temperatura. Así determinaron el va

lor, denominado "Pre-Industrial" el cual fue de 270 ppmv a -
inicios del siglo XX.

Con este análisis se pudo regresar en el tiempo, logran-
do conocer que hace 20 000 años la proporción de CO_2 en la -
atmósfera fue del orden de 200 ppmv y que hace 15 000 años -
cuando el clima era muy parecido al de hoy, la concentración
era de unas 270 ppmv (Lambert, 1987).

Por otra parte, en el siglo XIX cuando iniciaba la era-
industrial y la utilización del carbón estaba en pleno auge,
Keeling (en Bach, 1984), desarrolló un registrador para la -
medición de la concentración de CO_2 en la atmósfera. Este -
aparato, conocido como espectrofotómetro infrarrojo no dis-
persivo, utiliza la propiedad que tiene el CO_2 de absorber -
la radiación infrarroja, mismo que ha servido eficazmente en
la utilización de los modelos matemáticos.

Con respecto a los modelos climáticos, éstos varían en-
tre sí dependiendo qué efectos de la atmósfera terrestre se
desean estudiar y qué duración tienen los mismos, ya que al-
gunos procesos que influyen sobre el clima son muy lentos y-
complejos como por ejemplo la retirada de los glaciares, el
crecimiento de los bosques o el transporte de calor desde la
superficie del océano hasta sus profundidades.

La evolución y avances que han tenido dichos modelos, -

han servido para que en la actualidad éstos sean más ciertos y precisos. Siendo los mejores los modelos "Tridimensionales de Circulación General" (M.C.G.). Estos comienzan con un conjunto de condiciones iniciales (radiación solar, cobertura nubosa, distribución zonal de temperaturas según la latitud y, en los mejores modelos, con la altura, la concentración de CO_2 , etc.), se someten a cálculos repetidos de las respuestas de las variables a los cambios atmosféricos, hasta que llegan a un régimen estacionario en que todas las variables se mantienen constantes. Tales valores de las variables clave se toman como guía sobre la forma que responde la atmósfera real a semejantes condiciones iniciales.

Así como los M.C.G., se han formulado varios más los cuales crean fuertes debates en relación al resultado que se tendrían en la temperatura al duplicarse la cantidad de CO_2 en la atmósfera.

Los primeros investigadores que realizaron estimaciones cuantitativas de los efectos potenciales del CO_2 sobre el clima fueron Chamberlin y Arrhenius (Garduño 1981), quienes con sus ideas abrieron paso a la gran cantidad de estudios subsecuentes.

Plass (1961) calculó la respuesta de la temperatura superficial frente a la duplicación del CO_2 , mediante un cálculo de balance de energía en superficie. Sus primeras estima

ciones fueron rechazadas por Kaplan (1961), quien sostenía que la inclusión de la nubosidad reduciría considerablemente la estimación de Plass.

Por otro lado Möller (1963) conjuntó los puntos conflictivos de Kaplan y Plass, argumentando que la atmósfera tiende a conservar la humedad relativa más que la absoluta. Obtuvo para T_2 (incremento de la temperatura en superficie - -globalmente promediada- inducido por una duplicación supuesta de la concentración actual de CO_2 en la atmósfera) el valor tabulado de $9.6^\circ C$, usando un modelo unidimensional de balance energético-radiativo en superficie con humedad relativa y nubosidad fijas.

Manabe y Stouffer (en Kellogg y Schwart, 1981) realizaron su pronóstico con un M.C.G. con nueve niveles en vertical, indicando la presencia de las nubes y la insolación estacional. Introdujeron al océano con capas mixtas sin circulación (68.5 mts. fijos de profundidad), además obtuvieron una T_2 de $2^\circ C$ ts (ts en función de la latitud y estación del año).

Newell y Dopplick (1979) trabajaron con un modelo unidimensional radiativo-convectivo simplificado, poniendo énfasis en latitudes bajas; analizaron el efecto por puro incremento de CO_2 , sin incluir en él, el efecto de retroalimentación causado por el aumento consecuente de vapor de agua en la atmósfera.

Schneider (1987), a través de extrapolaciones de los resultados de otros autores trata de explicar el origen de sus diferencias. Concluyó que, a pesar de que los efectos de -- los mecanismos de retroalimentación desconocidos o modelos -- inadecuados podrían modificar el resultado en varios múlti-- plos, era posible hacer una estimación en orden de magnitud y según el estado de la cuestión para T_2 , este valor resul-- tando entre 2.0 y 3.2°C.

En otro compendio, Augustsson y Ramanathan (1977) revisaron de igual forma algunas de las hipótesis de los modelos radiativos-convectivos y determinaron para T_2 el valor de -- 2.0-3.2°C.

Broecker (en Gribbin, 1986), mediante su modelo pronostica que la temperatura media global de la Tierra será de -- 2.4°C y relaciona los ciclos naturales de temperatura, lo -- que implica que por cada 10% de aumento en la concentración de CO_2 se produce un aumento de temperatura de 0.3°C, mismo que proviene de la estimación de que la temperatura aumenta en proporción al logaritmo de la concentración de CO_2 atmosférico. Por otra parte, argumenta que un calentamiento global medio de un grado o dos puede inducir un aumento de temperatura a altas latitudes, pero sólo un pequeño aumento en los trópicos. Lo anterior guarda relación con un transporte más eficaz de aire tropical caliente hacia los polos y con -

la forma en que la nieve y el hielo reflejan la radiación solar incidente.

Y así como estos estudios existen otros (tablas 7 y 8)- los cuales apoyan con sus resultados lo que se ha llamado el "consenso de los 2°C", denominado de esta manera porque la suma total de los valores pronosticados en los diversos trabajos y divididos entre el número de los mismos, tiene como valor promedio 2°C.

Tabla 7. Pronóstico del incremento de temperatura por la duplicación del CO_2 atmosférico a través de modelos climáticos (modificada de Garduño (1981) Kellog y Schware (1981)).

FUENTE	TEMPERATURA EN SUPERFICIE -GLOBALMENTE PROMEDIADA- T_2 °C
Möller, 1963	9.6
Hansen, 1979	3.9
Hansen, 1978	3.5
Ramanathan, Lian y Cess, 1979	3.2
Manabe y Wetherald, 1980	3.0
Manabe y Wetherald, 1980	2.9
Broeker, 1975	2.4
Manabe y Wetherald, 1967	2.4
Wetherald y Manabe, 1980	2.4
Manabe y Stouffer, 1979	2.0
Manabe, 1971	1.9
Ramanathan, 1975	1.5
Mac Cracker y Potter, 1979	1.5
Adem y Garduño, 1982	1.4
Sollers, 1974	1.3
Rascol y Scheneider, 1971	0.8
Weare y Shell, 1981	0.7
Garduño, 1981	0.63
Gates, 1981	0.3
Idso, 1980	0.25
Newell y Dopplick, 1979	0.2

Tabla 8. Resultados de experimentos con modelos climáticos- que predicen el incremento de temperatura que se - tendría al duplicar la cantidad de CO₂ atmosférico (tomada de Kellogg y Schware, 1981).

Institución y principal investigador	Principal característica del modelo	Resumen del resultado por la duplicación -- del CO ₂
G F D L MANABE Y WETHERALD	Atmósfera-océano (marsima) MCG atmosférico con 9 nive <u>les</u> . Indicando presencia- de nubes y promedio anual- de insolación. Sin circu- lación oceánica ni capaci- dad de calentamiento (mode <u>lo</u> marisma).	2.9° Δ ts en función de la latitud
G F D L MANABE Y STOUFFER	Atmósfera-océano (capas - mixtas) MCG atmosférico -- con 9 niveles en vertical, indicando presencia de nu- bes; insolación estacional. Océano con capas mixtas -- (68.5 mts. de profundidad) sin circulación: sub-mode- lo de hielo marino.	2° Δ ts; ts en fun-- ción de la latitud y estación
G I I S HANSEN	Atmósfera-océano (capas - mixtas) insolación estacio <u>nal</u> . Capas mixtas de océa <u>no</u> (70 mts). Sin circula- ción.	3.5° Δ ts; Δ ts a alta latitud

Tabla 8. Continuación:

O S U GATES	Sin juntar Atmósfera-océano. MCG atmosférico con 2 niveles, varía la presencia de nubes, insolación estacional, ciclo hidrológico. -- Temperatura del océano superficial con distribución fija. Continente real.	0.3° $\bar{\Delta}$ ts con.sst - fijo
L L L MAC CRACKEN Y POTTER	Atmósfera-océano (capas mixtas). Atmósfera estacional. Modelo dinámico; 9 niveles, promedio de zonas, promedio de insolación anual y promedio de presencia de nubes.	1.5° $\bar{\Delta}$ ts; 2.3° $\bar{\Delta}$ ts en NH, 1° $\bar{\Delta}$ ts en SH.

SIMBOLOGIA:

G F D L	= Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
G I S S	= Goddard Institute for Space Studies
O S U	= Oregon State University
L L L	= Lawrence Livermore Laboratory
ts	= temperatura de superficie
$\bar{\Delta}$ ts	= promedio global de temperatura en superficie
sst	= temperatura del mar en superficie
NH	= Hemisferio Norte
SH	= Hemisferio Sur

Idso (1983), publicó un trabajo corto en el que sugería que los modelistas del clima estaban en un error y que el -- "consenso de los 2°C" era diez veces demasiado grande. Según este autor, "la duplicación de la concentración de CO₂ - en la atmósfera no causará un calentamiento global mayor de un cuarto de grado centígrado".

En su trabajo, Idso (op.cit) examina la forma en que varía la temperatura en la superficie de la Tierra cuando cambian las condiciones atmosféricas reales e intenta, a partir de observaciones directas de temperatura y energía radiante, calcular una "función de respuesta", que indicará cómo responderá la temperatura al "efecto invernadero" provocado por el CO₂.

Durante sus estudios del equilibrio de la radiación infrarroja emitida por el suelo de Arizona, Idso (1983) controló las variaciones en la cantidad de vapor de agua (humedad), las variaciones producidas por el polvo en la atmósfera y -- las variaciones por la nubosidad, señalando que las tempestades de polvo ejercen poca influencia sobre la temperatura en el suelo a las horas de luz natural, porque la radiación solar que no llega es compensada por el calor que la atmósfera polvorienta radía hacia el suelo. Hay una época a finales de junio o principios de julio de cada año en que la cantidad de vapor de agua en Arizona varía de forma espectacular-duplicándose de un día a otro.

Mediante datos que cubren los pasados treinta años, Idso (op.cit) encontró que el aumento del contenido de humedad en la atmósfera es suficiente para elevar la presión de vapor de agua desde 4 hasta 20 hectopascales, lo que corresponde a un aumento de la temperatura del aire en la superficie de 11.4°C al amanecer, mostrándose así el efecto protector del vapor de agua.

De esta forma, a partir de los estudios conjuntos del polvo y humedad, Idso calculó que por cada watt extra de energía radiante que pase a través de una capa de aire junto al suelo y de un metro cuadrado de área, la temperatura del aire en la superficie responde con un aumento de 0.196°C .

Estos dos cálculos dependen de las variaciones de la órbita terrestre. Para compararlas con variaciones estacionales, utilizó una compilación de medidas de radiación solar de 105 estaciones de observación repartidas por Estados Unidos y las cotejó con las fluctuaciones estacionales de temperatura en los puntos de observación. Encontró que los lugares interiores mostraban exactamente la misma función impulsora (0.19°C por vatio por metro cuadrado). Aunque en los lugares al borde del mar la respuesta se reducía a la mitad. Admitiendo que esto representa la máxima respuesta posible del océano y teniendo en cuenta que el 70% del planeta está cubierto por el mar, se estimó que la fluctuación media glo-

bal de respuesta no debe ser más de 0.113°C por watt por metro cuadrado (Idso, 1983).

El cálculo del aumento en la cantidad de energía radiante en el suelo, si la cantidad de CO_2 aumentase desde 300 -- ppm hasta 600 ppm, dio la cifra de 2.28 watts por metro cuadrado, que multiplicándolo por el factor impulsor (0.113°C)-- de un aumento de temperatura media global de 25°C .

Todavía algo más impresionante que llevó a cabo Idso -- (op.cit), fue el de considerar a la Tierra como un todo tratando de calcular la temperatura de equilibrio de un mundo -- igual que este planeta, pero sin atmósfera. Este mundo podría tener océanos, vegetación, montañas, desiertos, etc., -- pero no una cubierta protectora de aire a su alrededor y, -- por supuesto, no experimentaría "efecto invernadero" alguno. Sin "efecto invernadero", la temperatura media global de la Tierra sería según Manabe y Wetherald (1980) de -19°C , y como la actual temperatura media global del aire es aproximadamente de $+15^{\circ}\text{C}$, concluyó que el "efecto invernadero" global de la atmósfera aumenta la temperatura en unos $+34^{\circ}\text{C}$ ($-19^{\circ}\text{C} + 34^{\circ}\text{C} = 15^{\circ}\text{C}$).

Esto incluye todos los procesos de retroalimentación en los que intervienen los océanos, el vapor de agua, las nubes, el polvo y cualquier otro agente, y representa un equilibrio que se ha alcanzado tras miles de millones de años.

Es de suma importancia mencionar que existe otros trabajos, entre ellos se encuentra uno de creación mexicana: el modelo Termodinámico del Clima (M.T.C.) creado a principios de los años sesenta por Adem (1962), se aplica actualmente en varios países para obtener el pronóstico climático y también para solucionar otros problemas como diagnosticar las glaciaciones, calcular qué pasaría si la constante solar disminuyera en 1% o si el CO_2 de la atmósfera se duplicara, entre otros. Para estos dos últimos casos se determinó con ayuda del M.T.C., que la temperatura ambiente disminuye en el primer caso 1°C y en el segundo aumenta 1.5°C . Estos son los promedios globales y anuales, aunque el modelo da resultados desdoblados geográfica y mensualmente (Garduño, 1988).

Garduño (1981) adaptó el M.T.C. para predecir un incremento de temperatura por la duplicación de CO_2 atmosférico. El modelo usado tiene las siguientes características:

1. Es tridimensional y calcula las variables (que dependen de la altura) en una región bidimensional (el hemisferio norte).
2. Es radiativo-convectivo, pues además de los procesos radiativos incluye el transporte vertical de calor (latente y sensible) entre la atmósfera y la superficie terrestre.

3. Es un modelo en una sola capa atmosférica (tropósfera) que incluye una sola capa de nubes.
4. Supone que la superficie y las nubes emiten como -- cuerpos negros.

Los resultados obtenidos a través de este modelo fueron valores promedios hemisféricos estacionales y anuales de los incrementos de temperatura en la tropósfera y en la superficie (tabla 9).

Conjuntamente, Adem y Garduño (1982) aplicaron el modelo termodinámico que incluye el ciclo anual del clima y una capa oceánica mezclada. El modelo tiene un enfoque nuevo y simplificado para el tratamiento de las variaciones en el calentamiento introducido al incrementar el CO_2 atmosférico. El aumento promedio anual calculado en el hemisferio Norte fue de 0.7°C , con valores de 0.8°C en primavera y verano y 0.6°C en invierno y otoño. Sin embargo, cuando las variaciones del calentamiento distinto de radiación (transporte vertical de calor sensible, evaporación en la superficie y condensación de vapor de agua en las nubes) se desprecian, el promedio anual del aumento calculado fue 1.4°C . Además, se indica la importancia que tiene la capa oceánica mezclada en los cálculos.

Tabla 9. Promedios hemisféricos estacionales y anuales de los incrementos de temperatura en la tropósfera y la superficie (tomada de Garduño, 1981).

	TROPOSFERA Δ_2 t_m (°C)	SUPERFICIE Δ_2 t_s (°C)
PRIMAVERA	0.43 °C	0.72 °C
VERANO	0.43 °C	0.72 °C
OTOÑO	0.32 °C	0.54 °C
INVIERNO	0.35 °C	0.54 °C
MEDIA ANUAL	0.38 °C	MEDIA ANUAL 0.63 °C

Δ_2 t_m y Δ_2 t_s = incremento de temperatura

t_s = temperatura de la superficie

t_m = temperatura de la tropósfera

6. EL "EFECTO INVERNADERO"

Estudios recientes hacen posible conocer el equilibrio-energético del sistema Tierra-Atmósfera en su conjunto, el - cual está considerado como un sistema termodinámico cerrado - que intercambia energía con el resto del Universo en forma - de flujos radiativos (Royer, 1989).

El sol es el origen de toda la energía presente en la - atmósfera terrestre. Se calcula que la superficie del sol - se encuentra a una temperatura de $5\ 750^{\circ}\text{C}$, emitiendo - $1/2\ 000\ 000\ 000$ de energía a la Tierra (García, 1980). La - mayor parte de esta energía está comprendida en una banda de longitudes de onda que va desde 0.4 hasta 0.7 micras (10^{-6}m), que se conoce como región visible. Las más cortas de esas - longitudes de onda son de color violeta y las más largas de color rojo, y entre ambas se halla la totalidad del espectro visible.

Alrededor del 7% de la energía solar es radiada a longi - tudes de onda más corta (por abajo de 0.4 micras) llamadas - ultravioletas, mientras que las longitudes de onda larga - - (por encima de 0.7 micras) se denominan infrarrojo.

Según Hutchinson (1972), la energía del sol una vez que ha entrado en la parte alta de la atmósfera (Ionósfera) se transmite y se transforma en todo el planeta de la siguiente manera: el 30% de la radiación se dispersa hacia el exterior por los componentes de la atmósfera y por el reflejo de las nubes y la superficie terrestre. Un 50% de la radiación alcanza el suelo y el océano, donde se absorbe como calor: el 20% restante aparentemente es absorbido en su camino a través de la atmósfera por el vapor de agua, polvo, oxígeno, ozono, etc.

Es importante hacer notar que, la cantidad de energía radiante del sol que llega a cualquier punto de la superficie terrestre, depende además de la distancia de la Tierra al sol, la latitud, y estación del año, de la transparencia de la atmósfera, de la continuidad de la radiación, etc.

La cantidad de energía que la superficie del planeta absorbe varía de acuerdo con el tipo de superficie sobre la cual caen los rayos solares; por ejemplo el color del suelo, la presencia de vegetación, superficies con hielo o nieve, pueden ser importantes.

La Tierra emite radiaciones de longitudes de onda larga (7 a 14 micras), de las cuales la atmósfera absorbe por medio del vapor de agua, el oxígeno, el ozono y el dióxido de carbono, principalmente. Todos estos elementos son transpa-

rentes a las radiaciones emitidas por el sol en la región visible, pero sin embargo son opacos y eficaces absorbentes de la radiación de onda larga emitida por la Tierra, lo que permite que la superficie se mantenga caliente. A este fenómeno se le ha denominado "efecto invernadero".

Este se basa principalmente en el papel que desempeña - el vapor de agua, el gas carbónico (CO_2) y el ozono (O_3) los cuales tienen una distribución muy distinta. El primero alcanza sus concentraciones más altas en la baja tropósfera y cerca del Ecuador, el CO_2 tiene una concentración relativamente homogénea y el O_3 presenta un máximo en la estratósfera hacia los veinticinco kilómetros de altura.

Todos estos gases son prácticamente transparentes a la radiación solar, pero no a la radiación terrestre reflejada - en cuyo espectro se presentan varias bandas de absorción por CO_2 . De esta forma, cuando aumenta la cantidad de estos gases crece la opacidad ante las ondas largas, quedándose atrapada en la tropósfera una mayor cantidad de radiación terrestre mientras que la radiación solar que ingresa al sistema climático permanece inalterada, produciéndose así un incremento en la temperatura media de la tropósfera que se refuerza por otros efectos secundarios como un calentamiento adicional de la superficie debido al aumento de emisión (hacia-abajo) por parte del CO_2 atmosférico (Garduño, 1981).

Así también, hay que añadir a este "efecto invernadero" el calentamiento procedente del rápido aumento de otros gases con las mismas características que los mencionados, los cuales han tomado importancia durante los últimos veinte años.

Este es el caso del metano (CH_4), cuya concentración ha aumentado en más del 1% anual en los últimos años y actualmente sobrepasa las 1 700 ppb (partes por billón). El CH_4 se produce mediante procesos muy diversos y sus principales fuentes naturales son la descomposición de materia orgánica por bacterias anaerobias (en las ciénegas o en los arrozales) las fermentaciones entéricas de los animales (ruminantes, termitas) y las fugas de gas natural. Aproximadamente el 10% de las emisiones se producen en zonas urbanas (Royer, 1989).

Otro gas traza producido naturalmente por la desnitrificación bacteriana de los suelos o de las aguas de superficie es el óxido nitroso (N_2O) (o hemióxido de nitrógeno). Su concentración actual es cerca de 310 ppb y ha aumentado en un 0.3% anual en el transcurso de los últimos diez años. Este aumento se atribuye a la utilización cada vez mayor de abonos nitrogenados, así como a la oxidación del nitrógeno del aire, durante los procesos de combustión, donde en algunos casos se alcanzan temperaturas de más de 2 000°C y donde este gas no es inerte (Royer, 1989).

Así también se encuentran los clorofluorocarbonos (CFC) que son compuestos químicos cuyo uso se ha desarrollado considerablemente desde hace treinta años. Los más utilizados son los freones F-11 (CFC) y F12 (CFC) y se utilizan principalmente como refrigerantes y como disolventes. Con respecto a su concentración actual, tiene cerca de 0.22 ppb para el F-11 y 0.38 ppb para el F-12, y ha crecido casi un 5% - anual durante los últimos diez años.

A consecuencia de su larga vida media pueden acumularse en la atmósfera. Su destrucción por fotodisociación en la estratósfera libera cloro atómico el cual alimenta una cadena de reacciones catalíticas; estas reacciones provocan una destrucción de la capa de ozono estratosférico (Royer, 1989).

Por tanto, es evidente que el problema de la previsión de los futuros niveles de estos diversos gases traza es un problema complejo en el que intervienen, a la vez, la química de la tropósfera y de la estratósfera.

7. POSIBLES EFECTOS EN LA VEGETACION A CONSECUENCIA DE LA VARIACION DEL CO₂ ATMOSFERICO Y DE LA TEMPERATURA

La fotosíntesis es un proceso en extremo complejo, ya que los efectos de la concentración de CO₂, temperatura y luz sobre la fotosíntesis se relacionan todos entre sí y a su vez todos ellos dependen en mayor o menor grado de diversas características fisiológicas y anatómicas de la planta.

Para un elemento del tiempo relacionado con la fotosíntesis existe un factor mínimo, un óptimo y un máximo. Por ejemplo, para una especie vegetal, existe una temperatura óptima en la cual se obtiene la mayor intensidad fotosintética y una temperatura máxima y una mínima, en las cuales la planta disminuye su rendimiento fotosintético (Devlin, 1982).

El CO₂ atmosférico se considera un factor que modifica el proceso fotosintético, ya que interviene directamente en el crecimiento y desarrollo de la planta debido a que este gas es la fuente de carbono en el proceso de productividad primaria.

La intensidad de la difusión de CO₂ atmosférico a través de los poros estomáticos de la hoja y los factores que

intervienen sobre ella, se rigen por las variaciones tanto ambientales como del interior de la planta. Entre los factores externos que tienen gran influencia en la abertura se encuentran: la iluminación, la temperatura, la humedad del aire y el suministro de agua; entre los factores internos influyen la presión parcial de CO_2 en el sistema intercelular, las condiciones hídricas en que se encuentra la planta, el contenido iónico y las fitohormonas de las cuales el ácido giberélico, la citocinina y el ácido abscísico determinan la abertura y el cierre de los poros estomáticos, respectivamente.

Larcher (1977) demostró que las plantas herbáceas son capaces de captar 150 mg de CO_2 por dm^2 de superficie foliar en condiciones óptimas, esto es, con iluminación intensa, buen suministro de agua, temperatura adecuada y contenido en CO_2 atmosférico aumentado superficialmente de 0.3 a 1.0% en volumen, saturando con ello la capacidad de carboxilación. Esta capacidad tan elevada se alcanzó bajo condiciones de laboratorio y sólo por cortos periodos de tiempo.

En condiciones naturales, donde el CO_2 de la atmósfera no supera prácticamente el 0.03 - 0.04% en volumen, las plantas consiguen fijar como máximo $80 \text{ mg } \text{CO}_2 \times \text{dm}^{-2} \text{ h}^{-1}$ (tabla 10).

Tabla 10. Valores máximos promedio de la fotosíntesis neta - en condiciones naturales de suministro de CO₂ (300 ppm), saturación de luz, temperatura óptima y buen suministro de agua (tomada de Larcher, 1977).

P L A N T A S	FIJACION DE CO ₂	
	mg dm ⁻² H ⁻¹	mg g ⁻¹ PS h ⁻¹
1. Fanerógamas herbáceas		
Plantas de gran rendimiento a través de la vía C 4 de la fijación de CO ₂	50 - 80	60 - 140
Plantas explotadas en la agricultura (C 3)	20 - 40	30 - 60
Plantas herbáceas de lugares soleados	20 - 50	30 - 80
Plantas de sombra y geófitos de primavera	4 - 20	10 - 30
Gramíneas	6 - 12	—
Plantas de desiertos	4 - 12	2 - 8
2. Suculentas		
Captación de CO ₂ a la luz	3 - 20	0.3 - 2
Captación de CO ₂ a la oscuridad	10 - 15	1 - 1.5
3. Plantas leñosas		
Plantas y arbustos verdes en verano		
Hojas de sol	10 - 20(25)	15 - 25(30)
Hojas de sombra	5 - 10	—
Especies esclerófilas de zonas de sequía estival		
Maquia y zonas de arbustos	5 - 15	3 - 10
Coníferas siempre verdes	4 - 15	3 - 18
Arbustos enanos con hojas acanaladas	4 - 10	4 - 6
4. Criptógamas		
Helechos	3 - 5	—
Musgos	aprox. .3	2 - 4
Líquenes	0.5 - 2	0.3 - 2(3)
Plantas acuáticas		
Plantas de pantano	20 - 40	—
Cormófitos sumergidos	4 - 6	aprox. 7
Algas planctónicas	—	aprox. 3

Dentro de una misma planta varía el comportamiento del intercambio gaseoso a lo largo del desarrollo individual y - también en relación con las variaciones estacionales y diarias de la actividad. En este sentido, las hojas jóvenes no fijan mucho CO_2 y en las coníferas la fotosíntesis es mínima, a tal grado que la respiración que es muy intensa y ocurre - simultáneamente, llega a superarla.

Larcher (op.cit) midió durante varios días el CO_2 liberado en condiciones de iluminación en fases de nuevo crecimiento en plantas leñosas, observando que los nuevos brotes no podían mantenerse a sí mismos y que requerían un suministro de CO_2 por las partes más viejas de la planta (Figura 6), adquiriendo rápidamente con el desarrollo de las hojas la capacidad de una fijación intensa de CO_2 . El follaje joven totalmente desarrollado se encuentra en el punto máximo de rendimiento y al cabo de unos días o semanas empieza éste a disminuir hasta que envejece. Esta pérdida de capacidad es más rápida en los órganos asimiladores que son activos un solo periodo de tiempo, mientras que en las hojas que perduran varios años se da más lentamente y de modo gradual. Por otra parte, en las plantas de hojas perennes de zonas con estación fría disminuye la capacidad fotosintética después de cada invierno y con cada nuevo desarrollo del follaje alcanzan siempre un nivel inferior. Si no se presenta este nuevo crecimiento, se consigue alargar la vida de las hojas maduras y también se frena el proceso fotosintético.

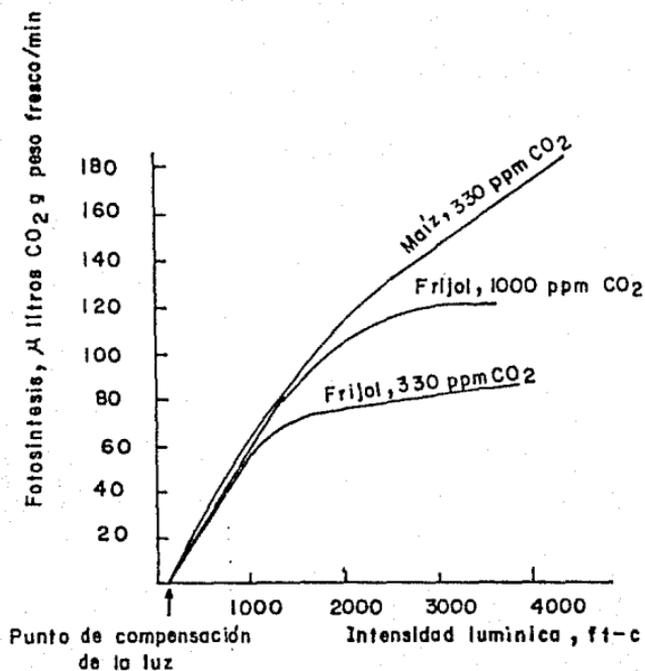


FIGURA 6. Efecto de la intensidad lumínica en la fotosíntesis de hojas de "Phaseolus vulgaris" (C3) y "Zea mays"- (C4) (tomada de Larcher, 1977).

Por otro lado, estudios cuantitativos realizados por -- Kreusler, Brown, Escombe y Plantanelli (en Devlin, 1982) lograron mostrar la correlación entre la concentración de CO_2 atmosférico y la intensidad de la fotosíntesis, observando que se produce un aumento de la intensidad de la fotosíntesis al aumentar la concentración normal de CO_2 . Además a -- concentraciones excesivas observaron una disminución de la -- intensidad fotosintética.

Asimismo, Devlin (op.cit) llevó a cabo un experimento -- con tomateras, las cuales mantuvo a concentraciones altas de CO_2 . Después de un periodo largo de tiempo presentaron -- áreas de necrosis sobre las hojas. Posteriormente, al restablecer las condiciones normales de CO_2 , estas mismas tomateras formaron nuevas hojas presentando un aspecto normal.

Para Bidwell (1979), la concentración de CO_2 en la atmósfera (0.03% en volumen) está muy por debajo de la saturación en la mayoría de las plantas, ya que algunas se saturan cuando alcanzan concentraciones de 10 a 100 veces mayores.

Al disminuir la concentración de CO_2 la tasa fotosintética desciende hasta que iguala exactamente a la tasa de fotorrespiración, en un punto conocido como punto de compensación de CO_2 . Para las plantas C 3 esto ocurre a una concentración de CO_2 de 50 ppm, mientras que en las plantas C 4 -- que no liberan CO_2 es de 2 a 5 ppm. En la figura 7 se mues-

tran las curvas características de CO_2 para las plantas C 3- y C 4 (Bidwell, 1979).

Es importante aclarar que debido a las diferencias bioquímicas y estructurales que se encuentran en las plantas, - existe una amplia variación de las concentraciones de saturación según las distintas plantas.

La temperatura es un factor de gran importancia para la fotosíntesis, debido a que esta última queda limitada dentro de extremos de temperatura que corresponden a los tolerados- para los compuestos proteínicos, los cuales suelen ser activos a temperaturas de 0°C e inferiores a 50°C (Devlin, 1982).

También, la temperatura independientemente de que no -- tiene efecto en la parte fotoquímica de la fotosíntesis, sí -- lo tiene en las reacciones enzimáticas oscuras, así como en la movilización de los azúcares (Rojas, 1982).

Las temperaturas bajas inhiben la intensidad de fotosíntesis al reducir la actividad de las enzimas que intervienen en las reacciones oscuras de la fotosíntesis. De manera indirecta, este proceso es afectado por la formación de hielo fuera y dentro de la célula, ya que, la formación de hielo -- dentro de las paredes externas de una planta crea condiciones de sequía al separar agua a expensas de las células vivas. Por otro lado, la formación de hielo fuera de una célula

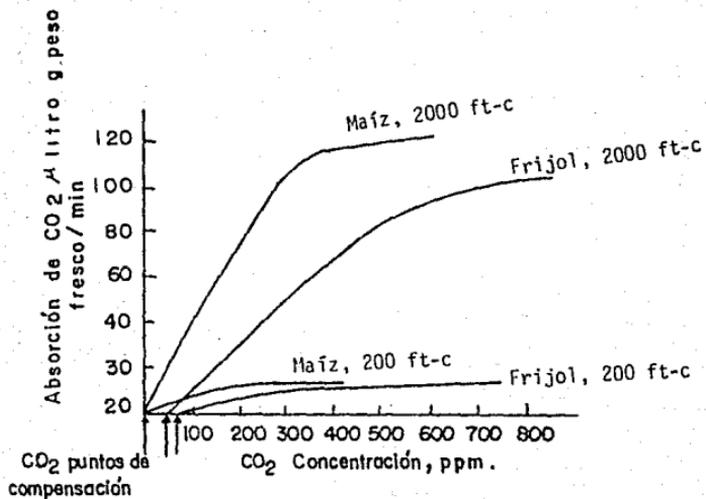


FIGURA 7. Efecto de la concentración de CO₂ en la fotosíntesis de hojas de "Phaseolus vulgaris" (C3) y "Zea mays" - (C4) (tomada de Larcher, 1977).

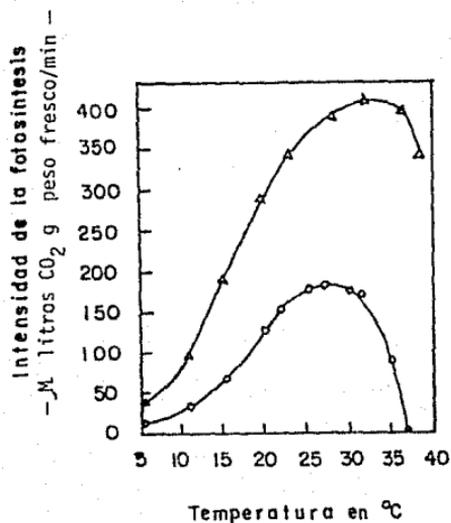


FIGURA 8. Influencia de la temperatura (con luz de alta intensidad) sobre la fotosíntesis en "Nitzschia closterium" (o) y "N. palea" (A) (tomada de Larcher 1977).

la impide el paso a ésta de agua libre y provoca alteraciones mecánicas al cambiar la estructura de la célula y de sus cloroplastos, destruyéndose las propiedades de permeabilidad de sus membranas (Devlin, 1982).

Las funciones vitales de la célula cesan a temperaturas muy altas cuando se llega a la "muerte térmica" (55-56°C).

En la figura 8 se muestran dos ejemplos de la influencia de la temperatura sobre la intensidad de la fotosíntesis. De manera general, cualquier aumento de la temperatura provoca una aceleración de la fotosíntesis. Este incremento es lineal a temperaturas bajas, empieza a atenuarse al alcanzar temperaturas más elevadas, y finalmente alcanzan un óptimo - después del cual la fotosíntesis resulta inhibida. El óptimo dependerá entonces de la especie estudiada y del tiempo de exposición.

Sachs (en Bonner y Galston, 1965) observó la forma que tienen los brotes de responder a los cambios de temperatura. Cuando ésta aumenta, lo hace también la velocidad de crecimiento hasta alcanzar un valor óptimo por encima del cual - todo nuevo aumento de temperatura da lugar a una disminución en dicha velocidad.

La explicación a todo esto se debe a que en un principio, las reacciones químicas suelen intensificarse al aumentar la temperatura: luego, al elevarse aún más comienzan a adquirir importancia, otras reacciones entre las que se encuentra la desnaturalización de las proteínas vegetales, con la siguiente inactivación que retarda el crecimiento.

8. DISCUSION

Por la información obtenida en el presente trabajo, es posible afirmar que el CO_2 ha ido en aumento y ejerciendo un papel primordial en el llamado "efecto invernadero".

El flujo del CO_2 en el sistema océano-continente-atmósfera ha sido alterado por diversas actividades humanas entre las que se encuentran principalmente la quema de combustible fósil y la tala inmoderada de bosques, las cuales sino son controladas y disminuidas, con toda seguridad harán que los sumideros retarden su poder y tiempo de asimilación ya que estas fuentes de CO_2 serán superiores. Por lo tanto, existirá una influencia directa en el ciclo del carbono al alterar sus eslabones de emisión y asimilación.

Al elevarse la concentración de CO_2 atmosférico se incrementa la temperatura media de la Tierra debido al "efecto invernadero". Un aumento de 2 ó 3°C a nivel mundial en promedio, como lo pronostican algunos autores (tablas 7 y 8) sería de manera pesimista catastrófico; debido a que, entre otros sucesos, los polos sufrirían deshielos mismos que ocasionarían inundaciones en países cercanos a ellos.

Así también, se tendrían alteraciones a nivel regional-- debido a que se darían cambios en la distribución de la precipitación pluvial, humedad del aire, iluminación, nubosidades, temperatura, etc., mismas que influyen en el sistema -- agrícola.

En relación a una variación de temperatura, ésta sería de suma importancia para la fotosíntesis, debido a que las -- temperaturas bajas inhiben su intensidad, ya que, se reduce-- la actividad de las enzimas que participan en las reacciones oscuras de este fenómeno de transformación.

Un aumento de temperatura superior al óptimo, dependiendo del tipo de planta, daría lugar a una disminución en la -- fotosíntesis y en el crecimiento de la planta, ocasionado -- por la desnaturalización de las proteínas vegetales.

Con respecto a una duplicación de CO_2 a nivel regional; debe ser benéfico en las plantas si se logran mantener en un óptimo los elementos del tiempo, ya que, como se ha logrado-- comprobar en campos agrícolas experimentales el CO_2 es la -- fuente de carbón en los mecanismos de asimilación y produc-- ción de biomasa.

Una concentración óptima de CO_2 atmosférico (dependiendo de la planta) produce un aumento en la intensidad de la -- fotosíntesis. Sin embargo, con una concentración máxima de

CO_2 (superior a 10 veces la presente en la atmósfera) la mayoría de las plantas se saturan, disminuyendo así su tasa fotosintética. Así también, si se disminuye la concentración del mencionado gas, la tasa fotosintética desciende.

Una concentración tan elevada o inferior a 0.03% en volumen, es difícil que suceda, ya que por los trabajos y pronósticos descritos en el presente estudio sólo se espera una duplicación de CO_2 .

Los pronósticos efectuados en relación a la modificación de la temperatura al duplicarse la concentración de CO_2 tienen muchas diferencias y son debidas principalmente a la variedad de modelos climáticos existentes, a las variables empleadas y a los diversos factores que influyen en la investigación teórica-experimental. Por este motivo, el valor que se toma con mayor aceptación es el de los 2°C, el cual se obtuvo de la suma total de los valores pronosticados en diversas investigaciones. Así también se le da mayor credibilidad a los modelos que incluyen en sus programas un número de variables diferentes.

El modelo y valor pronosticado por Möller (1963) para la duplicación del CO_2 (9.6°C) no tiene gran aceptación y confiabilidad debido a que él retoma informaciones de otros autores y modelos. Además utiliza un modelo sencillo (unidimensional) e incluye factores con valores fijos (humedad re-

lativa y nubosidad) mismos que en la realidad están sufriendo continuas modificaciones.

En comparación al modelo anterior, Manabe y Stouffer -- (en Kellog y Schware, 1981) crearon un modelo que en la actualidad tiene una gran aceptación por ser tridimensional, - de Circulación General con niveles en vertical y que incluye además la presencia de nubes y la insolación estacional mismas que son de gran importancia en la salida y entrada de -- los rayos solares. Asimismo se incluye en el modelo al océano con capas mixtas y un submodelo de hielo marino, aspecto que pocos modelos incluyen por su dificultad para la obten-- ción y manejo de los datos.

A pesar de que se ha trabajado en el perfeccionamiento de estos modelos con la aplicación de nuevas variables y de ecuaciones tridimensionales más complejas, todavfa éstos se encuentran lejos del comportamiento real de la atmósfera y - de sus cambios climáticos, por lo que estas predicciones se toman con ciertas precauciones, sobre todo cuando se hace la predicción de cómo pueden modificarse los elementos del clima cuando la concentración del CO_2 se duplique.

9. CONCLUSIONES

De acuerdo a la información y análisis realizado es posible concluir que:

1. La principal fuente de CO_2 antropogénica, que ha logrado incrementar su concentración en la atmósfera es la quema de combustible fósil.

2. Los volcanes son la fuente natural de mayor importancia de CO_2 ya que a diferencia de los vegetales, los primeros son únicamente emisores y los últimos guardan un balance al ser sumideros y generadores de dicho gas.

3. El efecto que se tiene en la temperatura al incrementar el CO_2 en la atmósfera es elevarla, debido al "Efecto Invernadero".

4. Si se llegara a duplicar la concentración de CO_2 en la atmósfera, la temperatura media global de la Tierra a nivel de la superficie tendría un aumento entre 1°C y 2°C , tomando como base el "consenso de los 2°C " y que los modelos que más cercana tienen a estos valores son Modelos de Circulación General.

5. Las plantas que poseen fotosíntesis C 4 son capaces de alcanzar tasas fotosintéticas muy altas gracias a la alta afinidad de la fosfoenolpiruvato carboxilasa por el CO_2 a -- concentraciones bajas. Esto significa que alcanzan altas tas fotosintéticas cuando sus estomas se encuentran casi cerrados, lo que significa una ventaja para las plantas que viven en climas secos y calientes. Las plantas C 4 no pierden CO_2 por fotorrespiración, ya que carecen del metabolismo fotorrespiratorio o bien el CO_2 producido así es fijado de nuevo por las células del mesófilo, así que no se libera CO_2 , - motivo por el cual algunos de los cultivos más productivos - son del tipo C 4.

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

10. REFERENCIAS

- Adem, J. 1962. On the theory of the general circulation of the atmosphere. Tellus 14: 102-115.
- Adem, H. & Garduño. 1982. Preliminary experiments on the climatic effect of an increase of the atmospheric CO_2 , using a thermodynamic model. Geof. Int. 21(4): 309-324.
- Augustsson, T. & V. Ramanathan. 1977. A radiative convective model study of the CO_2 climate problem. J. Atmos. Sci. 34:448-451
- Bach, W. 1984. Our threatened climate. D. Reidel publishing company Dordrech, Holanda, 368 pp.
- Bidwell, R.G. 1979. Fisiología Vegetal. A.G.T. México, D.F., Cap. 7, pp. 200-205.
- Bolin, B. 1972. La Biosfera. Sc. Am. Alianza Editorial, Madrid. La Biosfera: 103-120.
- Bonner, J. & A.W. Galston. 1965. Principios de fisiología vegetal. Ed. Aguilar. San Francisco, Cal. U.S.A: Cap. XX, pp. 13-48 y 440-465.
- Bryson, R. 1982. Volcanes y Clima. Mundo Cient. 2 (18): 948-955.
- Devlin, M. 1982. Fisiología Vegetal. Ed. Omega, Barcelona.- Cap. 12, 517 pp.

- García, E. 1980. Apuntes de climatología. UNAM. México, D.F. 154 pp.
- Garduño, M.R. 1981. Sobre el efecto climático del aumento de CO₂ en la Atmósfera. México, UNAM. Fac. de Ciencias. Tesis de Maestría, 51 pp.
- Garduño, R. 1988. El motor del clima. Inf. Cient. Tec. 10 - (141), 31-35.
- Gribbin, J. 1986. El clima futuro. Ed. Salvat. Barcelona. -- 241 pp.
- Hatch, A. & R. Slack. 1970. Photosynthetic CO₂ fixation pathways. Ann.Rev. Plant.Physiol. 21:141-162.
- Hutchinson, G.E. 1972. La Biosfera. Sc.Am.Alianza Editorial. Madrid. Ciclo del carbono. 11-32.
- Idso, G. 1983. Carbon Dioxide and global temperature: what the data show. J. Environm. Qual. 1(12): 158-163.
- Kaplan, L.D. 1961. Replay (to Plass). Tellus, 13, 301-302.
- Kellog, W. & R. Schwart. 1981. A westview special study: - - climatic change and society. Westview Press, Inc.- U.S.A. 78 pp.
- Lambert, G. 1987. El dióxido de carbono en la Atmósfera. - Mundo Cient. 7 (72): 848-857.
- Lärcher, W. 1977. Ecofisiología Vegetal. Ed. Omega, S.A. Barcelona, 305 pp.
- Lieth, H. 1963. The role of vegetation in the carbon dioxide content of the atmosphere. Geoph.Res. 68(13): - 3887-3898.

- Manabe, S. & T.R. Wetherald. 1980. On the distribution of -- climate change resulting from an increase in CO₂ - content of the atmosphere. J.Atmos.Sci. 37, 99-118.
- Möller, F. 1963. On the influence of changes in CO₂ concen- tration in air of the radiative balance of the - - earth's surface and on climate J.Geophys.Res. 68: 3877-3886.
- Newell, R.E. & T.G. Dopplick. 1979. Questions concerning the influence of anthropogenic CO₂ on atmospheric tem- perature. J.Appl.Meteor. 18: 822-825.
- Payson, S. 1979. Volcanic activity and human ecology. Aca- demic Press. 125-156 pp.
- Plá, A., A. Chueca, J. Lázaro & J. López. 1985. Asimilación del carbónico por la planta. Investigación y Cien- cia (trad.Sci.Amer.) 102, 6-12.
- Plass, G.N. 1961. Coments on "the influence of carbon dioxi- do variations on the atmospheric heat balance". By L.D. Kaplan. Tellus, 13: 296-300.
- Rojas, G.M. 1982. Fisiología Vegetal aplicada. Mac Graw Hill. México. 257 pp.
- Royer, F.G. 1989. El clima en el siglo XXI. Mundo Cient. - - (84), 1016-1026.
- Schneider, S. 1987. Modelos Climáticos. Investigación y Cien- cia (trad. Sci.Amer.) 30, 40-48.
- Somerville, R. & S.Somerville. 1984. La fotosíntesis de las plantas. Mundo Cient. 4 (37): 612-623.
- Woodwell, G. 1978. The carbon dioxide question. Sci.Amer. -- 238 (1): 34-43.