



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFISICA
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA

**MODELACIÓN ESTADÍSTICA DE LA SERIE DE
TIEMPO DE CO₂ ATMOSFÉRICO DEL BARRENO
GLACIAL DE VOSTOK**

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS
(FÍSICA DE LA ATMÓSFERA)
P R E S E N T A
DANIELA ALEJANDRA CRUZ PASTRANA

DIRECTOR DE TESIS: M. EN C. MANUEL RENÉ GARDUÑO LÓPEZ



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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 esta 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.

AGRADECIMIENTOS

Al M. en C. René Garduño, por dirigir mi tesis, por su apoyo estos años, por darme *típs* de inspiración en mi trabajo.

Al Ing. Luis Rodríguez Viqueira del iingen de la UNAM, por su apoyo y confianza.

Al Dr. Adalberto Tejeda Martínez, por su insustituible apoyo, por todas las charlas, por su guía, por su ejemplo.

A las doctoras Socorro Lozano García, Norma Sánchez Santillan y Elba Villanueva Urrutía por el tiempo dedicado a mi trabajo, a leerlo, a mejorarlo.

A los doctores: Ernesto Caetano, Carlos Gay, Víctor Magaña, Víctor Mendoza, David Parra, Ricardo Prieto y Jorge Zavala por todo lo que aprendí con ellos, no sólo en el aula.

Al M. en C. Oscar Sánchez Meneses, por sus comentarios y correcciones al primer capítulo de esta tesis.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por otorgarme la beca para estudio de maestría. Al Instituto de Ingeniería de la UNAM por el apoyo financiero para la elaboración de esta tesis.

DEDICATORIA

A Matías, por todas las risas, las sonrisas, los momentos, la vida, porque la palabra *amor* cambió de definición contigo, por tu apoyo (incluido el técnico) e impulso, por ser una bocanada de aire fresco cada mañana. “Qué curioso, es cierto que nos hemos encontrado en otros sueños... G.G.M.” Te amo...

A mi mamá, porque aún en la distancia está a mi lado todo el tiempo cobijando e impulsando mis sueños y por supuesto siendo parte de ellos. Para ti, el instante que dura mi vida...

A mi papá, por su apoyo en cada una de mis aventuras y por todos los cafés que nos tomamos en estos años de la maestría. Estaré a tu lado todo el tiempo, ya lo sabes...

A mis hermanos:

Mara (Big Sister), porque aunque no te viera a menudo sabía que estabas ahí a la vuelta de la esquina en el momento que te necesitara...

Edgar (Garo), por tu corazón azul y tu piel dorada...

Horacio†, por acompañarme todo el tiempo, todos los tiempos.

Nadia (Sis), Yo!!! por ser guía y amiga en el camino...

A mis sobrinos Dourdané, Andrea, Yeshua, Adriana y Emiliano, por ser una fuente de inspiración en mi vida...

A mi tía Ro, por su apoyo y amor...

A mis abuelos, tíos y primos...

A toda la familia de Matías, ahora mía también, por recibirme siempre...

A mis amigos

Adriana Espinosa, Abraham Ortíz, Alex Zitacuaro, Alma Muñoz, Anabell Muñoz, Erika López, Gerardo Utrera, Irving Barraza, Irving MenPez, Julio Rojas, Keila Sosa, Lore Cruz, Marcos Chavacán, Moisés Polanco, Neo Glez., Oscar O. Cruz M., Rosa Morales, Vale López y Yoja Nava, por su compañía cerca o lejos durante estos años, por sus ánimos, por su ejemplo, por hacer de mis días un momento más agradable y de mi vida una aventura constante.

ÍNDICE

SIGLAS	3
RESUMEN	5
INTRODUCCIÓN	6
1. CARBONO ATMOSFÉRICO Y CLIMA	9
1.1 El sistema climático	9
1.1.1 Atmósfera	11
1.1.2 Océano	13
1.1.3 Continente	16
1.2 Retroalimentadores en el sistema climático	18
1.3 Comportamiento radiativo del carbono	24
2. DESCRIPCIÓN DEL CARBONO EN EL SISTEMA CLIMÁTICO	29
2.1 El carbono en la atmósfera	31
2.2 El carbono en el océano	34
2.3 El carbono en el continente	39
2.4 Contenidos y flujos de carbono	43
3. DETERMINACIÓN DE PERIODICIDAD	47
3.1 Datos	47
3.1.1 Definición de series de tiempo	49
3.2 Metodología	50
3.2.1 Interpolación	51
3.2.2 Análisis de Fourier	56
3.2.3 Modelación estadística	59

3.4	Resultados	60
4.	CONCLUSIONES Y TRABAJO A FUTURO	63
	APÉNDICE A. TEORÍA DE MILANKOVITCH	65
	BIBLIOGRAFÍA	70

SIGLAS Y FÓRMULAS QUÍMICAS

AT	Alcalinidad total
BGV	Barreno Glacial de Vostok
CID	Carbono inorgánico disuelto
COD	Carbono orgánico disuelto
FDP	Función de distribución de probabilidad
GEI	Gases de Efecto Invernadero
GtC	Gigatonelada de carbono
IGBP	Programa Internacional Geosfera-Biosfera
ka	Mil años
pCO ₂	Presión parcial del dióxido de carbono
pH	Potencial hidrógeno
PNB	Producción neta del bioma
PNE	Producción neta del ecosistema
PPB	Producción primaria bruta
ppbv	Partes por mil millones de volumen (10 ⁻⁹)
PPN	Producción primaria neta
ppmv	Partes por millón de volumen (10 ⁻⁶)
pptv	Partes por millón de millones por volumen (10 ⁻¹²)

Ar	Argón
C	Carbono
C ₆ H ₁₂ O ₆	Azúcares
CaCO ₃	Carbonato de calcio
CF ₄	Perfluorometano
CFC	Clorofluorocarbono
CH ₃	Radical metilo
CH ₃ O	Radical metiloxi

CH_3O_2	Radical peróxido de metilo
CH_4	Metano
CO	Monóxido de carbono
CO_2	Dióxido de carbono
CO_3^{2-}	Ion carbonato
H_2	Hidrógeno molecular
H_2CO_3	Ácido carbónico
H_2O	Agua
H_2S	Sulfuro de hidrógeno
HCHO	Formaldehído
HCO_3^-	Ion bicarbonato
He	Helio
HFC	Hidrofluorocarbono
Kr	Criptón
N_2	Nitrógeno molecular
N_2O	Oxido nitroso
Ne	Neón
NO_2	Dióxido de nitrógeno
NO_3^-	Ion nitrato
NH_3	Amonia
O_2	Oxígeno molecular
O_3	Ozono
OH	Radical hidroxilo
PFC	Perfluorocarbono
$\text{PO}_4^{=}$	Ion fosfato
SiO_2	Dióxido de Silicio
SO_2	Dióxido de azufre
Xe	Xenón

RESUMEN

Partiendo del trabajo de Garduño *et al.* (2005), que muestra una alta correlación entre la temperatura del aire superficial y el contenido de CO₂ atmosférico ($r=0.84$) en el registro del Barreno Glacial de Vostok (BGV), y considerando que la temperatura del planeta depende de forma directa e indirecta de la energía recibida del Sol, se infiere que el contenido de CO₂ atmosférico está correlacionado con la radiación solar; por tanto, en este trabajo se pretende entender la relación del CO₂ atmosférico con la radiación solar y su dependencia de otros factores dentro del sistema climático.

A partir de la teoría de series de Fourier, la cual muestra que cualquier función periódica puede ser representada como la suma de senos y cosenos, se realiza la descomposición de la serie de tiempo de CO₂ (dióxido de carbono) del BGV; posteriormente se eligen los mayores valores del periodograma, los cuales se corresponden con forzamientos climáticos y a partir de estos se modela la serie.

Se encuentra que en el lapso de tiempo de estudio más del 50% ($r^2=0.537$) del comportamiento de la serie se puede explicar en función de la radiación solar.

INTRODUCCIÓN

De acuerdo con Garduño *et al.* (2005), existe una alta correlación entre la temperatura del aire superficial y el contenido de CO₂ atmosférico ($r=0.84$) en el registro del BGV que es el utilizado en este trabajo. Por otro lado se tiene que la temperatura superficial del planeta depende de forma directa e indirecta de la energía recibida del Sol ya que la energía generada en el interior de la Tierra es despreciable (Hartmann, 1994). A partir de ambos puntos se infiere que el contenido de CO₂ atmosférico esta correlacionado con la radiación solar, por tanto en este trabajo se pretende entender la relación del CO₂ atmosférico con la radiación solar y su dependencia de otros factores dentro del sistema climático.

El BGV incluye datos de un periodo de 400 ka que abarca cuatro eras glaciales, reconstruir los cambios climáticos pasados es extremadamente difícil porque los registros instrumentales confiables tienen pocos siglos de antigüedad y éstos existen únicamente en Europa y Norteamérica. En la India la observación sistemática comenzó durante el siglo XIX. Los registros meteorológicos exactos para África tienen poco más de tres cuartos de siglo. Para periodos anteriores se tienen los llamados registros *proxy* (o indicadores paleoclimáticos) reconstruidos de escritos, anillos de árboles, núcleos de hielo (Fagan, 2000), crecimiento de corales, sedimentos marinos y análisis de polen, entre otros (Bradley, 1999).

Los núcleos de hielo dan acceso a series paleoclimáticas que incluyen temperatura y razón de precipitación, así como contenido de distintos aerosoles, condiciones de fuentes de humedad y viento. Dichos núcleos son únicos debido a las burbujas de aire atrapadas que proveen registros directos de cambios pasados en el contenido atmosférico de gases traza (Petit *et al.*, 1999). Ellos muestran una estrecha relación entre gases de efecto invernadero y clima (EPICA, 2004).

En la figura A se observan las series originales de Petit *et al.* (1999) de anomalía de temperatura, CO₂ y CH₄, la importancia de la primera se debe a que es el principal indicador del paleoclima, mientras que las dos series restantes son importantes debido a su relación con el clima por ser gases de efecto invernadero.

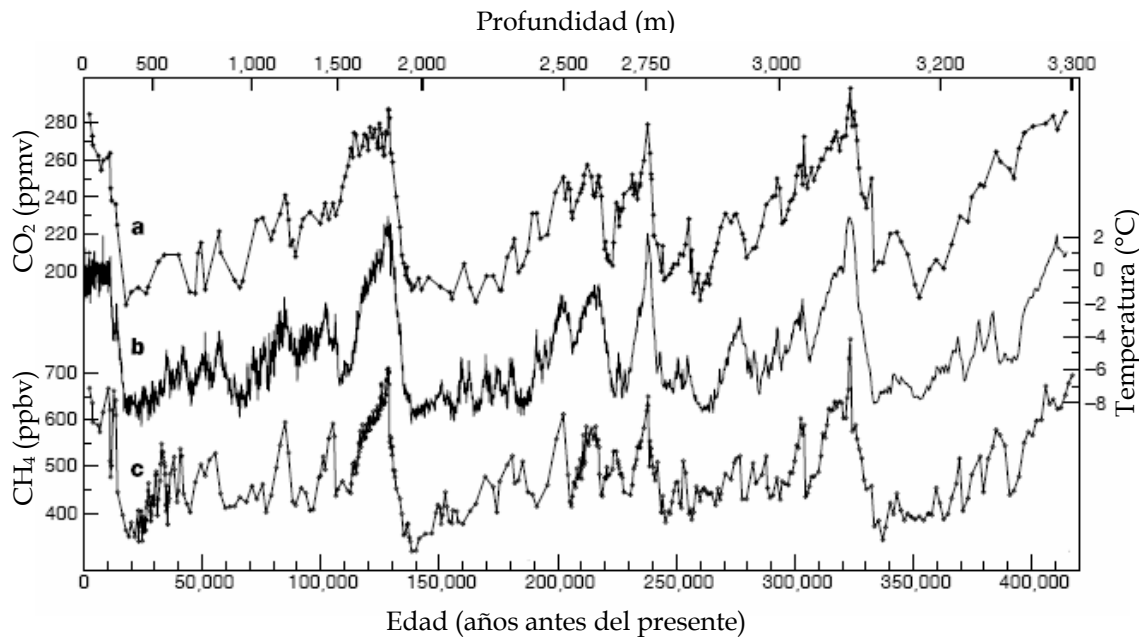


Figura A. Series de tiempo del Barreno Glacial de Vostok: a) Contenido atmosférico de CO₂, b) Temperatura de la atmósfera a partir de deuterio, c) Contenido atmosférico de CH₄.

El carbono es una parte esencial de toda forma de vida y es uno de los elementos más abundantes en la Tierra. El carbono forma los esqueletos de todas las moléculas orgánicas, es el bloque constructor básico para todas las plantas y animales vivos. Las plantas toman el CO₂ de la atmósfera. El aire pre-industrial contenía 0.03% de CO₂. En el proceso de fotosíntesis, el carbono se une con el hidrógeno y el oxígeno para formar carbohidratos (Jackson, 1993).

La importancia del CO₂ y el vapor de agua en la atmósfera, para la regulación de la temperatura del planeta, es tal que sin su presencia la temperatura promedio del planeta sería aproximadamente 33°C más baja y, por lo tanto, el planeta estaría congelado (Jaramillo, 2004).

El estudio, comprensión, análisis y modelación del ciclo del carbono, en la era pre-industrial, da las bases para su acertada investigación en los siglos recientes que son de interés por su impacto en el humano y su patrimonio.

La importancia de estudiar el impacto en el clima por parte de los compuestos de carbono se presenta en el primer capítulo; así se presentan las razones de estudiarlo, comenzando por una revisión del sistema climático, sus componentes y las relaciones entre ellos como lo son los retroalimentadores y finalizando con una revisión de las características físicas de los compuestos de carbono que determinan su impacto directo en el clima debido al efecto invernadero.

En el segundo capítulo se describe de forma general el carbono en el sistema terráqueo, los contenidos de éste en los componentes del sistema y sus flujos, tanto físicos como químicos, incluyendo los montos principales en la era pre-industrial; todo esto debido a que a partir de estudiar, analizar y comprender el ciclo del carbono podemos inferir sobre su automodulación y su relación con la insolación.

Finalmente en el tercer capítulo, se explora la periodicidad a partir de análisis de Fourier y modelación de la serie de CO₂ del BGV, con la correspondiente explicación teórica de ambos. Los principales periodos se identifican con periodos importantes en la insolación.

Esta tesis incluye, además una lista de siglas y compuestos químicos utilizados en el texto.

1. CARBONO ATMOSFÉRICO Y CLIMA

En este primer capítulo se presenta una introducción con la finalidad de conocer el escenario en el cual se desarrolla esta tesis que es el sistema climático, así como establecer una delimitación de sus componentes que varía de un autor a otro dependiendo el interés de estudio; en este caso se establecen tres grandes módulos que son la atmósfera, el océano y el continente, y se presentan interacciones entre ellos haciendo hincapié en las interacciones secundarias o retroalimentadores, debido a que del trabajo de Garduño *et al.* (2005) se infiere que el contenido de CO₂ atmosférico se retroalimenta con la temperatura superficial. Por último, como parte de este capítulo introductoria, se estudia el comportamiento radiativo de los compuestos de carbono, que con las otras partes del capítulo sientan las bases de la necesidad de estudiar el ciclo del carbono y su interacción con la insolación.

1.1 El sistema climático

El sistema climático está compuesto por: atmósfera; hidrosfera, que incluye a los océanos, lagos y ríos; criosfera, formada por las masas de hielo y nieve de la Tierra; litosfera y biosfera, compuesta por los biosistemas terrestres y marinos. Estos componentes del sistema son muy diferentes en sus composiciones, propiedades físicas, estructura y comportamiento; todos ellos están enlazados por flujos de masa, energía y momento (Peixoto y Oort, 1992).

Considerando como principal componente de la hidrosfera al océano y como parte de éste a los biosistemas y la criosfera marina, así como principal componente climático de la litosfera al continente y al igual que en el caso del océano, considerando los biosistemas terrestres y la criosfera como parte del continente, consideraremos que los mayores componentes del sistema terrestre, son: atmósfera, océano y continente; estos se observan en la figura 1.1.

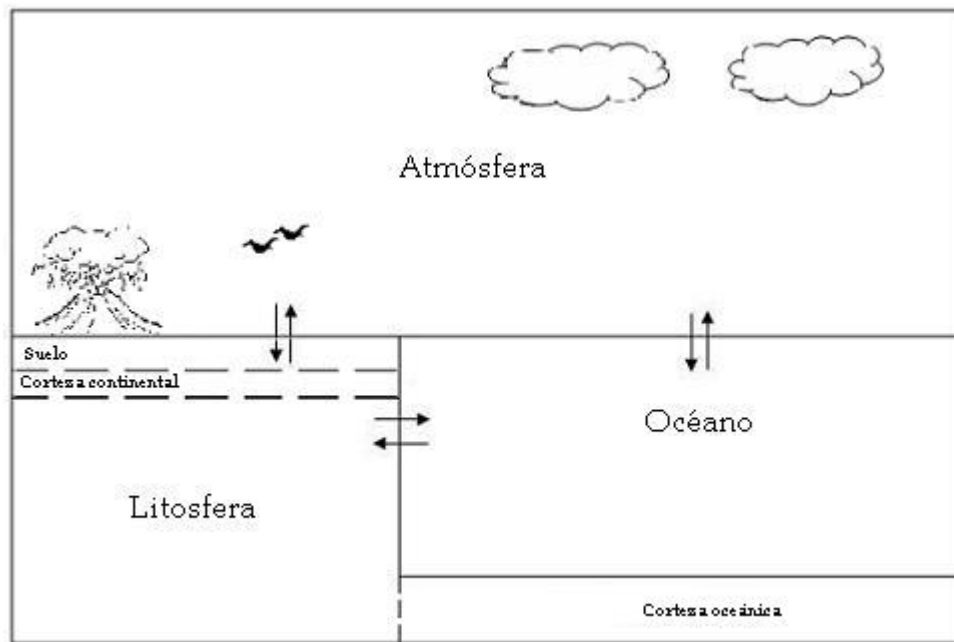


Figura 1.1 Esquema del sistema climático, las flechas representan intercambios, los cuales pueden ser de masa, energía o momento.

El sistema climático es extremadamente complejo debido a las interacciones no-lineales de sus componentes (Peixoto y Oort, 1992). Los procesos más importantes que afectan la composición de la atmósfera incluyen el intercambio de materia entre la atmósfera, el océano y el continente, tales intercambios deben su importancia a que la atmósfera contiene mucho menos materia que los otros dos componentes del sistema climático. En la tabla 1.1 se muestra la masa de los principales componentes del sistema climático en gramos. Con un pequeño cambio en la composición del océano o el continente, al haber intercambio con la atmósfera resulta en un gran cambio en la composición de ésta (Walker, 1977).

Tabla 1.1 Masa de los principales componentes del sistema climático.

Componente	Masa (g)
Atmósfera	5.24×10^{21}
Océano	1.39×10^{24}
Continente	5.98×10^{27}

Es conveniente iniciar los estudios que incluyen al sistema climático con el análisis de cada uno de sus componentes, en este caso los tres principales.

1.1.1 Atmósfera

La atmósfera de la Tierra es, en comparación con los demás componentes del sistema climático, una delgada y ligera capa formada por una mezcla gaseosa que está distribuida casi uniformemente sobre la superficie. En la dirección vertical más del 99% de la masa de la atmósfera se encuentra bajo una altitud de sólo 30 km. Pese a su masa relativamente pequeña y su poco espesor, la atmósfera constituye el componente central del sistema climático (Peixoto y Oort, 1992).

En la tabla 1.2 se muestran los principales componentes de la atmósfera, considerando el aporte porcentual de cada constituyente del aire seco, en el caso del CO₂, el CH₄ y el N₂O este valor corresponde a su concentración en 1990.

Tabla 1.2 Composición de la atmósfera (datos de Walker 1977 y Hartmann 1994).

Constituyente	Fórmula química	Peso molecular (¹² C=12)	Por ciento de volumen en aire seco	Masa total (gr)
Atmósfera total		28.97		(5.136±0.007)×10 ²¹
Vapor de agua	H ₂ O	18.01534	variable	(0.017±0.001)×10 ²¹
Aire seco		28.9644	100.0	(5.119±0.008)×10 ²¹
Nitrógeno	N ₂	28.0134	78.084±0.004	(3.866±0.006)×10 ²¹
Oxígeno	O ₂	31.9988	20.948±0.002	(1.185±0.002)×10 ²¹
Argón	Ar	39.948	0.934±0.001	(6.59±0.01)×10 ¹⁹
Dióxido de carbono	CO ₂	44.01	353 ppmv ^a	(2.45±0.08)×10 ¹⁸
Neón	Ne	20.183	18.18 ppmv	(6.48±0.02)×10 ¹⁶
Helio	He	4.003	5.24 ppmv	(3.71±0.04)×10 ¹⁵
Criptón	Kr	83.80	1.14 ppmv	(1.69±0.02)×10 ¹⁶
Xenón	Xe	131.3	87 ppbv	(2.02±0.02)×10 ¹⁵
Metano	CH ₄	16.043	1.72 ppmv ^a	~4.3×10 ¹⁵
Hidrógeno	H ₂	2.016	500 ppbv	~1.8×10 ¹⁴
Óxido nitroso	N ₂ O	44.013	310 ppbv ^a	~2.3×10 ¹⁵
Monóxido de carbono	CO	28.01	120 ppbv	~5.9×10 ¹⁴
Amoniaco	NH ₃	17.03	100 ppbv	~3×10 ¹³
Dióxido de nitrógeno	NO ₂	46.00	1 ppbv	~8.1×10 ¹²
Dióxido de azufre	SO ₂	64.06	200 pptv	~2.3×10 ¹²
Sulfuro de hidrógeno	H ₂ S	34.08	200 pptv	~1.2×10 ¹²
Ozono	O ₃	47.998	variable	~3.3×10 ¹⁵

^a Valores válidos en 1990.

La composición de la atmósfera es determinante del clima de la Tierra. La interacción de los gases atmosféricos con la energía radiante modula el flujo de energía a través del sistema climático. Después de remover el vapor de agua de la atmósfera, el nitrógeno y el oxígeno constituyen el 99% del volumen del aire seco, con 78 y 21% respectivamente; el siguiente gas más abundante es el argón con menos del 1% (Hartmann, 1994; Jackson, 1993).

Los gases atmosféricos que son importantes para la absorción y emisión de energía radiante, comprenden menos del 0.1% de la masa de la atmósfera, ellos son en orden de importancia: CO₂, ozono (O₃), metano (CH₄), óxido nitroso (N₂O) y otras especies menores, llamados gases traza (Hartmann, 1994).

La atmósfera puede ser dividida en varias capas que difieren en composición, temperatura, estabilidad y energía; iniciando desde la superficie, los principales estratos son: troposfera, estratosfera, mesosfera y termosfera, separadas por particiones conceptuales llamadas "pausas" (ej. tropopausa). La composición de la atmósfera hasta la mesopausa es prácticamente uniforme con respecto a la concentración de nitrógeno, oxígeno y otros gases inertes. Entre los componentes variables, el vapor de agua es predominante en la troposfera y el ozono en la estratosfera. El CO₂ está bien mezclado bajo la mesopausa. La composición de la atmósfera es complicada debido a la presencia de varias partículas en suspensión, ej. agua líquida y sólida, y aerosoles volcánicos; la concentración de estos aerosoles también varía en el tiempo y el espacio (Peixoto y Oort, 1992).

La atmósfera se encuentra en movimiento, primeramente a través de calentamiento diferencial debido al Sol. Éste es un proceso complejo porque los movimientos de la atmósfera están influenciados por muchos factores, entre ellos la rotación de la Tierra, la termodinámica y las condiciones de rugosidad superficiales (Peixoto y Oort, 1992).

El tiempo de respuesta de la atmósfera a un forzamiento es mucho más corto que el de cualquier otro componente del sistema climático, éste es del orden de días a semanas y esto es debido a su relativa gran compresibilidad, bajo calor específico y densidad, propiedades que hacen que la atmósfera sea más fluida e inestable. La troposfera muestra una circulación general con celdas de gran escala, remolinos de latitudes medias, así como sistemas meteorológicos y movimientos turbulentos principalmente en la capa límite planetaria y cerca de la corriente de chorro. La atmósfera, debido a la gravedad, está estratificada con las capas más densas cerca de la superficie y se encuentra en un estado cercano al equilibrio hidrostático en la vertical (Peixoto y Oort, 1992).

1.1.2 Océano

El océano es un elemento clave del sistema climático que cubre cerca del 71% de la superficie del planeta con una profundidad aproximada promedio de 3700m; tiene una gran capacidad de almacenamiento de calor en escalas de tiempo de estaciones a siglos; es el principal reservorio que provee vapor de agua a la atmósfera. El océano tiene un rol fundamental debido a que los procesos más importantes que afectan la composición de la atmósfera incluyen intercambios a través de la interfaz océano-atmósfera. El océano retira CO₂ de la atmósfera y produce oxígeno molecular, y participa en otros ciclos geoquímicos clave que regulan el ambiente superficial del planeta (Hartmann, 1994). La capa superficial del océano, llamada "capa de mezcla", es la más activa, tiene temperatura uniforme y un espesor del orden de 100m (Peixoto y Oort, 1992); en esta capa se localiza la zona eufótica, que es la región en la que penetra la luz (De Baar y Stoll, 1989).

La temperatura en el océano generalmente decrece con la profundidad, de una temperatura cercana a la que tiene el aire superficial hasta un valor cercano al punto de congelación del agua en el océano profundo; el mayor cambio de temperatura ocurre en la termoclina, bajo ésta la temperatura es casi uniforme (Hartmann, 1994).

El océano presenta circulaciones mucho más lentas que la atmósfera, en él se forman grandes circulaciones cuasihorizontales que son las corrientes oceánicas y lenta circulación vertical de gran escala llamada termohalina. En una escala menor la circulación también presenta remolinos, pero su turbulencia es menos pronunciada que en la atmósfera. El tiempo de respuesta del océano varía en un rango que se extiende de semanas a meses en la capa de mezcla (superficial), estacional en la termoclina y siglos a milenios en el océano profundo (Peixoto y Oort, 1992).

La salinidad del agua de mar, se define como la cantidad de gramos de sales disueltas en un kilogramo de agua de mar, en el océano abierto varía de 33 a 38 g kg⁻¹. La salinidad es un importante contribuyente a la variación de la densidad del agua de mar y la variación de ésta controla la circulación profunda del océano, que es crítica para el transporte de calor y los nutrientes necesarios para la vida (Hartmann, 1994).

Aunque la salinidad del agua de mar es variable, la proporción relativa de los principales constituyentes disueltos permanece constante, estos elementos y sus concentraciones se presentan en la tabla 1.3, en la cual se muestra que los principales son el cloruro y el sodio.

Tabla 1.3 Concentraciones de los mayores componentes del agua marina con salinidad de 35‰ (Tomada de Walker, 1977).

Componente	g kg ⁻¹
Cloruro	19.353
Sodio	10.76
Sulfato	2.712
Magnesio	1.294
Calcio	0.413
Potasio	0.387
Bicarbonato	0.142
Bromuro	0.067
Estroncio	0.008
Boro	0.004
Fluoruro	0.001

Otros constituyentes del agua de mar, cuya importancia se basa en que se incluyen en procesos biológicos, son los llamados elementos nutrientes, estos son: carbono, nitrógeno, fósforo y silicio; ellos están presentes en el agua de mar principalmente como: nitrato (NO_3^-), fosfato ($\text{PO}_4^{=}$), bicarbonato disuelto (HCO_3^-) y dióxido de silicio (SiO_2); los organismos extraen estos elementos del agua marina y lo incorporan en sus células, esta actividad está principalmente confinada en la capa de mezcla del océano, donde hay suficiente luz para permitir el proceso de la fotosíntesis. Los elementos nutrientes vuelven a ser solución en agua de mar cuando los materiales celulares son degradados por respiración y decaimiento. Mucha de la degradación ocurre en aguas superficiales, pero parte de la materia orgánica se asienta a grandes profundidades antes de ser modificada, este transporte hacia debajo de partículas orgánicas lleva a un incremento en la concentración de elementos nutrientes en aguas profundas. El oxígeno disuelto se consume cuando la materia orgánica es degradada, así que hay un correspondiente descenso en la concentración de oxígeno disuelto en niveles profundos del océano (Walker, 1977).

La biosfera marina influye en el balance de CO_2 en la atmósfera y el océano a través de la fotosíntesis y la respiración (Peixoto y Oort, 1992). Los organismos marinos que fotosintetizan tiene dos limitaciones; por un lado la luz solar no penetra más que unos cientos de metros en el caso de que el agua esté libre de partículas en suspensión, pudiendo ser únicamente unos metros en el caso de aguas turbias; por otro lado, el contenido de partículas que contienen nutrientes indispensables para la fotosíntesis, como lo son nitrógeno y fósforo, desciende rápidamente por debajo de cierta profundidad (Smil, 2002).

El pequeño tamaño del fitoplancton ayuda a una adaptación efectiva a cambios en la luz solar disponible y ante la escasez de nutrientes, estos organismos tienen una razón superficie-volumen que maximiza la absorción de nutrientes presentes en

bajas concentraciones y minimiza la razón de descenso a través de la zona eufótica mediante estructuras de flotación (Smil, 2002).

La abundancia de zoomasa no está limitada por la entrada de luz del Sol, ésta conforma al zooplancton, así como invertebrados y peces que se alimentan del fitoplancton (Smil, 2002).

1.1.3 Continente

La litosfera incluye los continentes cuya topografía se ve afectada por la erosión por viento y lluvia y el piso oceánico. Excluyendo la capa superior del continente, que es más activa, en la cual la temperatura y el contenido de agua varían en respuesta a los fenómenos atmosféricos y oceánicos, el continente tiene un periodo de respuesta más largo que los demás componentes del sistema climático (Peixoto y Oort, 1992).

La litosfera se divide en tres componentes principales: el núcleo, que se presume consiste principalmente en hierro y se localiza bajo el manto, el cual contiene 68% de la masa del planeta y una delgada capa en superficie llamada corteza, la cual se divide en corteza oceánica y continental (Walker, 1977). La distribución de masa en las distintas capas de la litosfera se presenta en la tabla 1.4.

Tabla 1.4 Componentes del litosfera (adaptada de Walker, 1977).

Componente de la litosfera	Espesor o radio (km)	Masa (g)	Densidad media (g/cm ³)
Corteza oceánica	7	7.0×10^{24}	2.8
Corteza continental	40	1.6×10^{25}	2.8
Manto	2870	4.08×10^{27}	4.6
Núcleo	3480	1.88×10^{27}	10.6

La corteza continental o continente sólo abarca el 30% de la superficie del planeta; el arreglo de áreas de continente y océano en el planeta juega un rol determinante

en el clima global, 70% del continente se localiza en el Hemisferio Norte y esta asimetría causa diferencias significativas en el clima de los Hemisferios Norte y Sur (Hartmann, 1994).

Existe una fuerte interacción del continente con la atmósfera a través de transferencia de masa, momento angular y calor sensible y latente, así como a través de la disipación de energía cinética por fricción con la capa límite atmosférica. La transferencia de masa ocurre principalmente en forma de vapor de agua, lluvia y nieve, y en menor cantidad en forma de otras partículas y polvo. Los volcanes inyectan materia y energía de la litosfera en la atmósfera, por lo tanto incrementan la turbiedad del aire. La suma de partículas así como la inyección de gases sulfúricos, que al reaccionar en la estratosfera forman gotas de ácido sulfúrico tienen un importante efecto negativo en el balance de radiación de la atmósfera y por lo tanto en el clima del planeta (Peixoto y Oort, 1992).

También es posible una transferencia a gran escala de momento angular entre la litosfera y el océano, presumiblemente a través de esfuerzo de torsión entre ellos (Peixoto y Oort, 1992).

Sobre el suelo o capa superior del continente, la temperatura y la humedad son determinantes de la vegetación natural de un área dada; la vegetación, cubierta de nieve y condiciones de humedad también afectan el clima local y global (Hartmann, 1994). La humedad de la capa superior en el continente tiene una marcada influencia en el balance de energía en la superficie, afectando la razón de evaporación, el albedo superficial y la conductividad térmica del suelo (Peixoto y Oort, 1992).

La biosfera continental comprende la flora y fauna, la primera altera la rugosidad, albedo superficial, evaporación, escorrentía y capacidad de almacenamiento de la humedad; por lo tanto, la biosfera influye en el balance de CO₂ en la atmósfera a

través de la fotosíntesis y la respiración; la biosfera es sensible a cambios en el clima y es a través de la señal de estos cambios en anillos de árbol, granos de polen fosilizados, etc., durante las edades pasadas, que obtenemos información del paleoclima de la Tierra (Peixoto y Oort, 1992).

1.2 Retroalimentadores del sistema climático

El clima de la Tierra está determinado por una compleja serie de interacciones entre la atmósfera, el océano y el continente, las cuales incluyen procesos físicos, químicos y biológicos (Hartmann, 1994) y éstos a su vez se relacionan mediante procesos primarios y secundarios que influyen en los distintos factores climáticos, como la temperatura superficial y la precipitación, entre otros. Los efectos secundarios son considerados retroalimentadores debido a que influyen en los efectos primarios (Woodwell *et al.*, 1998).

Se le llama mecanismo retroalimentador, o simplemente retroalimentador, a un proceso que modifica la sensibilidad de la respuesta del sistema (Hartmann, 1994), en este caso el clima. El mecanismo retroalimentador actúa como control interno del sistema y resulta de un acoplamiento especial o un ajuste mutuo entre dos o más subsistemas; una fracción de la producción regresa y sirve nuevamente como productora, así la respuesta neta del sistema es alterada (Peixoto y Oort, 1992), como se observa en la figura 1.2, inciso "a" que se presenta el diagrama de un ciclo sencillo de un retroalimentador simple, donde se tiene una señal inicial de entrada (V_s) que, después de interactuar con el sistema (G), genera una señal de salida (V_2), de la cual una fracción (V_{2f}) interactúa con el retroalimentador (H), lo que produce una porción de señal de salida retroalimentada (V_f) que, sumada a V_s ($V_1 = V_s + V_f$), interactúa de nueva cuenta con G para producir una señal de salida final alterada (V_F) por el retroalimentador. En el inciso "b" se muestra el rizo retroalimentador como una caja negra, de la cual el mecanismo interno es desconocido y únicamente se conocen y/o son interesantes las señales de entrada (V_s) y salida (V_F).

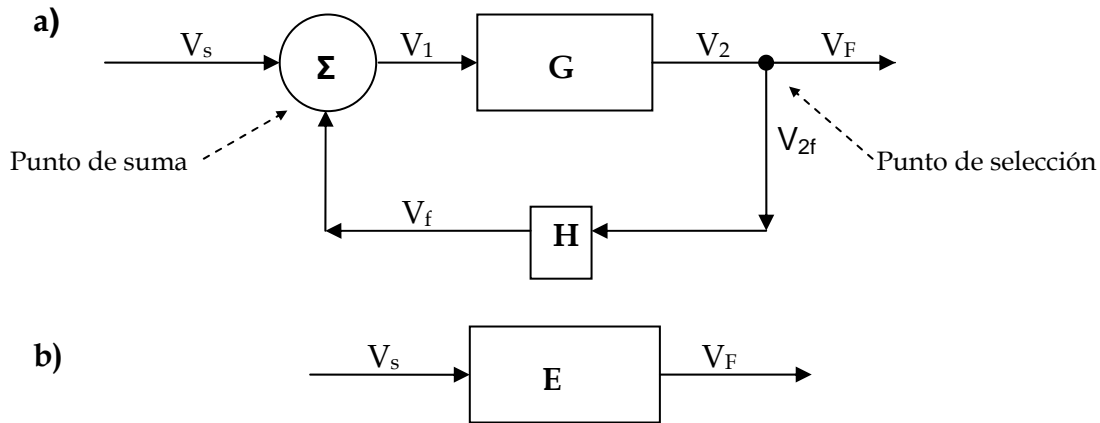


Figura 1.2 Diagrama de un rizo de un retroalimentador simple (Tomada de Peixoto y Oort, 1992). En a) se observa el rizo sencillo de un retroalimentador, en b) el retroalimentador se presenta como una caja negra.

La intensidad de un retroalimentador puede ser cuantificada y es llamado retroalimentador positivo si el proceso actúa para incrementar la magnitud de la respuesta y negativo si éste la reduce (Bigg, 1996; Hartmann, 1994; Peixoto y Oort, 1992).

Se observa que un retroalimentador positivo no puede proceder indefinidamente ya que llevaría a situaciones que no han sido observadas en la Tierra. Por lo tanto, prevalece una compensación entre procesos retroalimentadores positivos y negativos (Peixoto y Oort, 1992).

En el sistema terrestre, cualquier perturbación que genere cambios en la entrada de radiación solar o salida de radiación terrestre, tales como: concentración de vapor de agua atmosférico, nubes, CO_2 , erupciones volcánicas, entre otras, puede inducir un desbalance en la radiación neta en el tope de la atmósfera. Si el sistema varía, las variables del sistema climático, incluida la temperatura superficial media, cambiarán para ajustarse al nuevo estado de equilibrio (Peixoto y Oort, 1992).

La importancia de los retroalimentadores en el sistema terrestre ha sido reconocida y estudiada por distintos investigadores como: Adem y Garduño (1998), Garduño

y Adem (1992, 1994), Garduño *et al.* (1997), Hansen *et al.* (1994), Khodri *et al.* (2001), Matear y Hirst (1999), entre otros, debido a que se ha observado que en los procesos biofísicoquímicos del planeta los modelos generan escenarios más realistas cuando más retroalimentadores se incluyen.

Bajo condiciones de equilibrio, la radiación neta en el tope de la atmósfera es cero. La temperatura superficial media de la Tierra puede entonces observarse como una de las respuestas del sistema climático a la imposición de forzamientos externos, tomando en consideración todos los posibles retroalimentadores internos (Peixoto y Oort, 1992).

Un importante retroalimentador positivo está asociado a la dependencia de la temperatura con la presión de saturación del vapor de agua. Tal como incrementa la temperatura, lo hace la cantidad de vapor de agua en el aire saturado. Dado que el vapor de agua es el principal gas de efecto invernadero (GEI), un incremento en el contenido de vapor de agua en la atmósfera incrementaría el efecto invernadero y elevaría la temperatura superficial. En primera instancia, con un aumento de la temperatura y en ausencia de otros cambios, se incrementaría la evaporación de la superficie lo que incrementaría la cantidad de vapor de agua en la atmósfera; tal dependencia constituye un retroalimentador positivo (Hartmann, 1994).

Otro retroalimentador positivo es el debido a la relación del albedo superficial del hielo y la nieve con la temperatura, ya que la reflectividad a la radiación solar es un factor muy importante en el balance de energía. El hielo y la nieve tienen un albedo alto y su extensión depende principalmente de la temperatura superficial del aire; si la temperatura descendiera, la cubierta de hielo y nieve aumentaría, lo que llevaría a un incremento del albedo planetario, lo que implicaría que se reflejara más radiación solar y se dispusiera de menos energía para calentar el sistema climático, lo que ocasionaría que la temperatura descendiera. En el caso contrario, una disminución de la cubierta de hielo y nieve, conllevaría una disminución del

albedo planetario y menos radiación solar sería reflejada, por lo que incrementaría la temperatura, llevando a una disminución de la cubierta de hielo y nieve (Hartmann, 1994; Peixoto y Oort, 1992).

Un segundo retroalimentador positivo que incluye la cubierta de hielo y nieve, y la variación de la temperatura, es el caso de la cubierta de hielo y nieve sobre el océano, ya que ésta tiende a reducir el flujo de humedad y por tanto el calor latente por evaporación a la atmósfera (Bigg, 1996), esta disminución lleva a un descenso en la temperatura del aire, éste ya con una temperatura baja, al entrar en contacto con la cubierta de hielo y nieve, pierde humedad por condensación lo que favorece el crecimiento de la cubierta de hielo.

En ocasiones, la interacción de la temperatura con la nubosidad se considera como un ejemplo de mecanismo retroalimentador simple. Sin embargo, la nubosidad puede llevar a muchos procesos retroalimentadores diferentes debido a que es tanto buena absorbente de radiación infrarroja como reflectora de radiación solar, estos dos efectos opuestos hacen que la nubosidad sea un factor complejo en la modulación del balance de energía en la Tierra. La cantidad de radiación infrarroja emitida al espacio depende de la temperatura del tope de las nubes más frías y es generalmente más baja que la cantidad de radiación emitida por la atmósfera clara o por la superficie. Por otro lado, la nubosidad incrementa el albedo de la Tierra lo que disminuye la cantidad de energía que entra al sistema terrestre. Aun con la cancelación parcial de estos dos efectos, el efecto de la nubosidad en el balance de radiación global neta en el planeta es una reducción. Desafortunadamente, el actual entendimiento de la cantidad y tipo de nubosidad global es insuficiente y la estimación de la magnitud y signo de la nubosidad como retroalimentador es básicamente desconocido. La nubosidad como retroalimentador es una de las mayores interrogantes en los estudios de sensibilidad climática (Hartmann, 1994; Peixoto y Oort, 1992). Por otro lado, debido a la dependencia del contenido de vapor en la atmósfera con la temperatura, se esperaría que ante un aumento de la

temperatura en el sistema climático aumentara la nubosidad debido al incremento del vapor atmosférico, sin embargo, la formación de nubes es un mecanismo complejo que no depende únicamente del vapor disponible, pues este debe ser enfriado para condensarlo.

Otro mecanismo retroalimentador positivo, que relaciona la variación del albedo superficial con la variación de la temperatura, es el debido al albedo generado por la cubierta vegetal, un aumento en la temperatura global causa una migración general de las zonas de vegetación hacia los polos abarcando una mayor área, la cual es ganada a las regiones cubiertas de hielo y nieve, lo que implica una disminución del albedo generando un aumento de la temperatura (Bergengren *et al.*, 2001).

El retroalimentador biótico más reconocido es el aumento de la fotosíntesis por aumento en los niveles de CO₂ atmosférico, también llamado efecto de fertilización del CO₂ (Woodwell *et al.*, 1998). No todas las especies de plantas presentan el mismo modo de incorporación de CO₂ a su tejido, las del tipo C₃, que son aquellas que ante un aumento del CO₂ atmosférico aumentan su absorción y representan el 95% de las especies conocidas (Allen y Amthor, 1995); por lo que, ante un incremento en el CO₂ en la atmósfera, se espera un aumento neto en el almacenamiento de carbono (Woodwell *et al.*, 1998).

Dos importantes retroalimentadores fisicoquímicos entre océano y atmósfera están asociados a la extracción de CO₂ atmosférico. El primero relaciona la variación de la temperatura con la variación en la extracción de CO₂ atmosférico; ante un incremento de la temperatura superficial del océano, aumentaría la presión parcial del CO₂ en la superficie del océano, lo que reduciría la extracción de CO₂ atmosférico (Matear y Hirst, 1999); y éste al quedarse en la atmósfera favorecería un aumento de la temperatura tanto de ésta como de la superficie del océano. Por otro lado, la acumulación de CO₂ disuelto en la superficie del océano

eventualmente reduce su capacidad de absorber carbono y éste se queda en la atmósfera favoreciendo el efecto invernadero y limitando la extracción de CO₂ por el océano.

Se ha observado de modelos y datos paleoclimáticos, que un incremento en el flujo de agua dulce, por fusión de glaciares en Groenlandia, en la superficie en el Atlántico Norte, puede llevar a un debilitamiento significativo o un colapso completo de la circulación termohalina, efecto que sería disparado ya sea por calentamiento o bien por incremento de la precipitación. Esto sería el resultado neto de varios retroalimentadores positivos y negativos en el sistema climático, pero los retroalimentadores asociados a formación de aguas profundas están inexplorados en su mayoría (Bigg, 1996).

Como un ejemplo de retroalimentador negativo se considera el que relaciona la temperatura con la radiación de onda larga. Si la temperatura se incrementa, la atmósfera emite mayor radiación de onda larga al espacio, lo que reduce la temperatura y atenúa la perturbación inicial (Peixoto y Oort, 1992).

El extremo en complejidad de múltiples retroalimentadores en el sistema climático, es el caso de los intercambios océano-atmósfera. En este caso, las anomalías en la temperatura de la superficie del mar tienden a afectar fuertemente la estructura térmica de la atmósfera baja y eventualmente, a través de la circulación atmosférica general, ello también afecta el esfuerzo del viento superficial. Estos esfuerzos de viento anómalos forman el mecanismo retroalimentador de la atmósfera al océano generando cambios en la circulación general de éste, que a su vez modifican las anomalías en la temperatura superficial oceánica, cerrando el rizo (Peixoto y Oort, 1992).

Un retroalimentador de gran importancia en el clima de la Tierra es el que relaciona el CO₂ atmosférico con la temperatura, debido al efecto invernadero. La

presencia de CO₂ en la atmósfera genera una temperatura superficial mayor a la que habría si no hubiera este gas en la atmósfera. De la revisión de los datos del BGV (Petit *et al.*, 2001) hecha por Garduño *et al.* (2005), se tiene que la variación de la temperatura en los últimos cuatro ciclos glacial-interglacial, tiene una alta correlación con la variación del contenido de CO₂ y CH₄ en la atmósfera, lo que indica una alta interdependencia en el comportamiento de estas tres variables. También se tiene que la mayor correlación se da entre la variación de la temperatura anual y el contenido de CO₂ en la atmósfera con un desfase de 500 años, esto es con el CO₂ atmosférico de 500 años antes, lo que muestra un largo periodo de respuesta y una fuerte retroalimentación, poco entendida, entre ambas variables.

Steffen (2000) señala la presencia de distintos retroalimentadores relacionados con las series de tiempo del BGV, como que un incremento en la temperatura inicia la acumulación de GEI en la atmósfera debido a, por ejemplo, reducción de la solubilidad de CO₂ en aguas cálidas o la expansión de bosques que generan una disminución del albedo.

1.3 Comportamiento radiativo del carbono

En la atmósfera existen muchos compuestos de carbono como el CO₂ y el CH₄, que son los más importantes debido a su concentración; además de estos, están algunos hidrocarburos en conjunto y el CO; de todos los mencionados, el principal compuesto atmosférico que contiene carbono es el CO₂ (Cox, 1995), debido a su concentración e importancia radiativa asociada principalmente a su banda de absorción cercana al máximo de la curva de radiación de Planck para la temperatura terrestre (Coulson, 1975; Hartmann, 1994; Thomas y Stamnes, 2002).

Para entender el fundamento del efecto invernadero, es necesario comprender la interacción de la radiación con la materia (Hartmann, 1994).

Cuando las fuerzas de atracción y repulsión, entre los átomos enlazados, se encuentran en balance, se dice que la molécula es estable (Hartmann, 1994) y su energía puede ser almacenada en forma electrónica, vibracional, rotacional y traslacional (Hartmann, 1994; Thomas y Stamnes 2002).

De acuerdo al análisis de la mecánica clásica, el movimiento interno de un sistema semi-rígido (en este caso las moléculas), no importa qué tan complicado esté, puede ser descompuesto en una suma de movimientos elementales, llamados modos normales. Una molécula biatómica, tiene sólo un modo normal de oscilación. Sin embargo, tal como se incrementa la complejidad de la molécula, son posibles más modos normales. La regla general es que si una molécula tiene N átomos ($N > 2$), el número de modos independientes (o grados de libertad) es $3N - 6$ para una molécula no lineal y $3N - 5$ para una molécula lineal (Thomas y Stamnes, 2002). En la figura 1.2 se observan gráficamente los modos normales de oscilación para moléculas de dos y tres átomos de gases atmosféricos; para diatómicas se tienen las opciones para moléculas simétricas, que son aquellas que tienen sus cargas distribuidas simétricamente, y asimétricas, en el caso de las primeras la transición es no vibracional, por lo que no tienen actividad radiativa en el infrarrojo (Thomas y Stamnes, 2002).

N ₂ O ₂		Transición no vibracional (modo simétrico de estrechamiento)	
CO		Modo vibracional único	
CO ₂		v ₁ (modo simétrico de estrechamiento => radiativamente inactivo)	
		v _{2a}	Dos modos de torsión, tienen la misma energía (modos degenerativos)
		v _{2b}	
		v ₃ (modo de estrechamiento asimétrico => radiativamente activo)	

Figura 1.2 Modos vibracionales para moléculas diatómicas y triatómicas.

La emisión (absorción) de radiación, ocurre sólo cuando un átomo hace una transición de un estado con energía E_k a un estado con energía más baja (alta) E_j . Los espectros de emisión/absorción molecular, son sustancialmente más complicados que los de un átomo porque las moléculas tienen mayor número de formas de energía interna (Thomas y Stamnes, 2002).

Las moléculas biatómicas homonucleares, son simétricas tanto en su estado base como excitado y por lo tanto ellas no tienen espectro vibracional, esto es, ellas son radiativamente inactivas en el infrarrojo (Thomas y Stamnes, 2002).



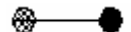




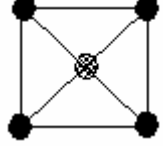
Molécula	Estructura	Momento dipolar permanente	Puede adquirir momento dipolar
N ₂		No	No
O ₂		No	No
CO		Sí	Sí
CO ₂		No	Sí (en dos modos vibracionales)
N ₂ O		Sí	Sí
H ₂ O		Sí	Sí
O ₃		Sí	Sí
CH ₄		No	Sí (en dos modos vibracionales)

Figura 1.3 Estructura molecular de los gases que componen la atmósfera y su momento dipolar.

En la figura 1.3 se observan los momentos dipolares, de distintas moléculas de gases atmosféricos. Un dipolo se representa por centros de cargas positiva y negativa Q , separadas una distancia d , por lo que el momento dipolar es Qd , si las cargas están distribuidas simétricamente no hay momento dipolar permanente y por tanto no tiene actividad radiativa en el infrarrojo, que es el de interés en el caso de estudio (Thomas y Stamnes, 2002).

Las moléculas de CO_2 y CH_4 no tienen momento dipolar permanente, por lo tanto no tienen transiciones rotacionales puras, pero ellas pueden adquirir momentos dipolares oscilatorios en sus modos vibracionales, que son cuando los átomos oscilan alejándose y acercándose entre ellos (Thomas y Stamnes, 2002).

El CO_2 es una molécula lineal simétrica. Debido a que tiene tres átomos ($N=3$) y es lineal, tiene cuatro modos normales. Sin embargo, dado que es simétrica no tiene momento dipolar permanente (correspondiente al primer modo) y por esta razón no tiene transición rotacional pura, que es cuando los átomos rotan o giran en torno a un eje axial, lo que ocasiona que no tenga bandas de absorción de gran amplitud. Su segundo modo es el de flexión y produce una banda muy fuerte de absorción vibración-rotación cercana a los $15 \mu\text{m}$ que, debido a su posición cercana al máximo de la curva de radiación de Planck para la temperatura terrestre, es muy importante climáticamente. El tercer modo del CO_2 da origen a la banda de absorción centrada en $4.26 \mu\text{m}$, pero debido a que ella se localiza en una región de baja intensidad tanto para la radiación terrestre como para la solar, tiene una influencia menor en el intercambio de energía en la atmósfera. Se encuentran otras bandas de absorción del CO_2 en la región del infrarrojo cerca de los $5 \mu\text{m}$ y dos más en 9.4 y $10.4 \mu\text{m}$ pero ellas son débiles (Coulson, 1975; Hartmann, 1994; Thomas y Stamnes, 2002).

En general, el espectro de absorción del CO_2 es relativamente simple, ya descrito, salvo por algunas formas isotópicas de la molécula que tienen estructura rotacional

pura, pero sus concentraciones en la atmósfera son tan bajas que no tienen una influencia importante en el régimen climático terrestre (Coulson, 1975; Hartmann, 1994; Thomas y Stamnes, 2002).

El CH₄ es una molécula simétrica no lineal, por lo que tiene nueve modos normales (N=5), de los cuales únicamente cuatro son radiativamente activos, pero la única banda de absorción del CH₄ que se encuentra en el espectro de emisión terrestre se localiza centrada en 7.66 μm, las bandas restantes se encuentran entre 1.67 y 3.85 μm, las cuales no tienen importancia en el sistema climático (Coulson, 1975; Hartmann, 1994; Thomas y Stamnes, 2002).

El CO es una molécula no simétrica por lo que tiene momento dipolar permanente que genera su banda de absorción centrada en 4.67 μm, siendo ésta la única de importancia en estudios climáticos (Coulson, 1975).

2. DESCRIPCIÓN DEL CARBONO EN EL SISTEMA CLIMÁTICO

Una vez delimitados los módulos que constituyen el sistema climático en el capítulo uno de acuerdo a las necesidades de este trabajo se incluye el carbono, sus compuestos en los distintos componentes del sistema climático y las interacciones entre ellos, lo que facilitará al final del capítulo inferir respecto a la dependencia del ciclo del carbono de la insolación.

El carbono (C) es un elemento fundamental de los compuestos orgánicos, en los que se combina con oxígeno e hidrógeno, nitrógeno, fósforo, azufre, para constituir las moléculas más importantes para la vida. La disponibilidad de C en el planeta no es infinita y por tanto éste circula entre la materia orgánica y el ambiente fisicoquímico de manera constante. El movimiento del C ocurre a diferentes escalas espacio-temporales, que van desde el nivel molecular hasta el global. El C, en su unión molecular con el oxígeno, constituye el CO₂, gas resultante de procesos tanto geoquímicos como biológicos y cuya presencia en la atmósfera es fundamental en la regulación de la temperatura del planeta debido a sus propiedades como gas de invernadero y a que es el primer compuesto de C en abundancia. Otro elemento natural del ciclo del carbono lo constituye el CH₄, este gas es el segundo compuesto de C más abundante en la atmósfera (Jaramillo, 2004).

Distintos autores, entre ellos Indermühle *et al.* (2000) y Smith *et al.* (1997), señalan que durante el Holoceno los niveles de CO₂ atmosférico variaron por no más de 20 ppmv, lo cual se aprecia en la figura 3.2 donde se grafica la serie de tiempo del BGV, por lo que generalmente se asume que antes de 1750 el ciclo de carbono global se mantuvo en un estado estable (Wallace, 2001). Aunque entre unos autores y otros los montos correspondientes a los distintos componentes varían, existe consenso respecto a los procesos y resultado neto de los flujos.

En la figura 2.1 se muestra el diagrama del ciclo del carbono, las flechas corresponden a los flujos que se presentan entre los componentes del sistema o entre una capa y otra del mismo componente, dichos flujos pueden ser físicos, químicos o biológicos. Cada componente del sistema contiene carbono en distintos compuestos; de acuerdo con Jackson (1993), el carbono es el único elemento que se puede combinar con sus propias moléculas así como con una variedad de otros elementos para formar cadenas largas de carbono, anillos y compuestos orgánicos complejos y se ha estimado que son aproximadamente 4 millones de combinaciones de moléculas orgánicas. Sin embargo, existen tres que tienen importancia climática, que son: CO_2 y CH_4 de forma directa y CO de manera indirecta.

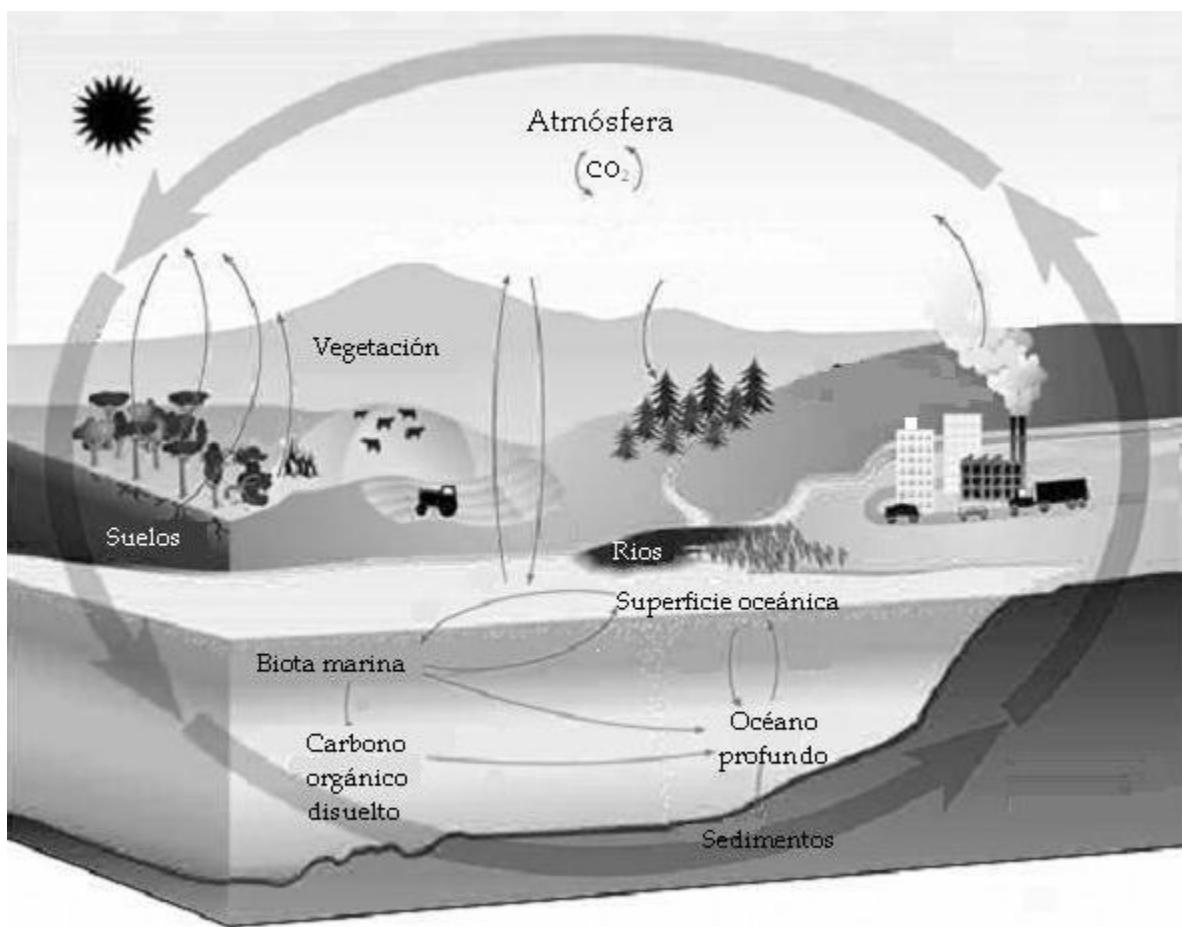


Figura 2.1 Ciclo del Carbono, adaptado de: http://earthobservatory.nasa.gov/Library/CarbonCycle/Images/carbon_cycle4.html [consultada en línea el 10 de mayo de 2007].

2.1 El carbono en la atmósfera

La abundancia pre-industrial (previa a 1750) del CH₄ y el CO₂ se puede encontrar en pequeñas burbujas de aire atrapado en núcleos de hielo, como en el caso del BGV; ambos sostuvieron una abundancia atmosférica estable durante siglos previos a la revolución industrial. Una segunda clase de gases de carbono, entre ellos HFCs, PFCs y CFCs, no existían en la atmósfera antes del siglo XX, el CF₄ que es un PFC, fue detectado en núcleos de hielo y al parecer tiene una fuente natural extremadamente pequeña (Ehhalt *et al.*, 2001), por tanto, los principales gases de carbono en la atmósfera pre-industrial son CO₂, CH₄ y CO.

El contenido atmosférico de un gas consiste en la suma de tres cantidades: fuente global, sumidero global y carga en la atmósfera; la carga es definida como la masa total del gas integrada a la atmósfera; la concentración de la fuente global es la suma de todas las fuentes, incluyendo emisiones y producción química *in situ*; así mismo, el sumidero global puede estar formado por varias contribuciones independientes (Ehhalt *et al.*, 2001).

En la tabla 2.1 se presentan los contenidos atmosféricos de los principales compuestos atmosféricos de carbono para el periodo pre-industrial y sus tiempos de vida en la atmósfera, dichos contenidos son dados en GtC.

Tabla 2.1 Carga de los principales compuestos de carbono en la atmósfera en el periodo pre-industrial (Con datos de Prentice *et al.*, 2001; Ehhalt *et al.*, 2001; Cox, 1995).

Compuesto	Carga (GtC)	Tiempo de vida (años)
CO ₂	572~615	3
CH ₄	1.5	8.4~12
CO	~	0.08~0.25

El tiempo de vida atmosférico global es el tiempo que requiere la carga atmosférica global en abandonar la atmósfera, el tiempo de vida a menudo se asume como constante independientemente de la fuente (Ehhalt *et al.*, 2001).

La conversión de unidades de ppmv a GtC, está dada por la ecuación 2.1, para el CO₂

$$1\text{ppmv} = \frac{1\text{m}^3\text{CO}_2}{10^6\text{m}^3\text{aire}} \cdot 44.6 \frac{\text{mol}}{\text{m}^3\text{CO}_2} \cdot 12 \frac{\text{gC}}{\text{mol}} \cdot \left(\frac{5.12 \times 10^6 \text{g aire}}{1291.4 \frac{\text{g aire}}{\text{m}^3\text{aire}}} \right) \cdot 10^{-15} \frac{\text{GtC}}{\text{gC}} = 2.12\text{GtC}$$

Ec 2.1

El CO₂ es prácticamente inerte en la atmósfera y no es influenciado directamente por la química, pero tiene una pequeña fuente *in situ* a partir de la oxidación de CH₄, CO y compuestos orgánicos volátiles (COV) (Ehhalt *et al.*, 2001).

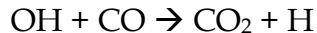
El CO₂ entra a la atmósfera principalmente a través de:

1. exhalación de plantas y animales;
2. acción bacteriana en decaimiento y descomposición de materia orgánica;
3. quema de combustibles carboníferos.

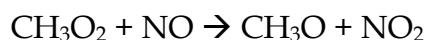
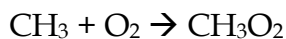
El CO₂ abandona la atmósfera, principalmente, a través de absorción por plantas y por el mar (Jackson, 1993).

La concentración de CO₂ atmosférico ha variado a lo largo de la historia de la Tierra, en todas las escalas de tiempo. En periodos de tiempo de decenas de miles de años, el ciclo del carbono incluye transferencia de CO₂ entre la atmósfera, océano y continente. En periodos de tiempo de millones de años, el contenido de CO₂ atmosférico está determinado por el balance de procesos geoquímicos incluyendo entierro de carbono orgánico en sedimentos e intemperismo en rocas silicatadas (Berner 1993, 1997, 1998).

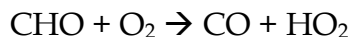
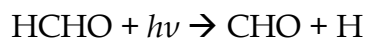
De acuerdo con Cox (1995), las reacciones atmosféricas de reducción de compuestos de carbono inician sobre todo con ataque por radicales hidroxilos:



La segunda reacción es mucho más rápida que la primera y pese a que la concentración de CH_4 es más alta, cerca del 70% de los radicales OH reaccionan con CO y 30% con el CH_4 (Cox, 1995); la razón de pérdida global media de CH_4 atmosférico está dominada por la primera reacción y, aún cuando el CO no absorbe suficiente radiación infrarroja para considerarse como un GEI directamente, su rol en la determinación de OH troposférico afecta indirectamente la carga de CH_4 atmosférico (Ehhalt *et al.*, 2001). Las reacciones subsecuentes de los radicales metilos son complicadas y dependen de la concentración de otras especies. Una secuencia típica es:



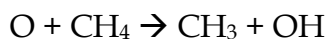
El formaldehído (HCHO) resultante en el último paso puede ser descompuesto fotoquímicamente:



El CO puede finalmente oxidarse a CO_2 (Cox, 1995).

El total del CO_2 contenido en el aire, se consume y es reemplazado por la biosfera en un periodo de 10 años (Jackson, 1993).

El tiempo de vida del CH₄ en la atmósfera es lo suficientemente grande para que reaccione en la estratosfera. Esta es la principal molécula en contenido de hidrógeno, como la temperatura de la tropopausa es muy baja, actúa como una “trampa fría” previniendo que el vapor de agua escape. El CH₄ reacciona con átomos de oxígeno,



Y es la principal fuente de H, OH y H₂O estratosférico, que es importante en reacciones que incluyen la capa de ozono (Cox, 1995).

2.2 El carbono en el océano

Las variaciones pasadas y presentes en el ciclo del carbono global están dominadas por los océanos, a través de variaciones en la circulación, productividad biológica y régimen de nutrientes (De Baar y Stoll, 1989; Archer *et al.*, 2004).

El CO₂ que se disuelve en el océano se encuentra en tres formas principales: CO₂, HCO₃⁻ y CO₃²⁻, que en suma constituyen el carbono inorgánico disuelto (CID). Éste es transportado en los océanos por procesos físicos y biológicos, los cuales controlan su circulación de la superficie al océano profundo (Prentice *et al.*, 2001; JGOFS, 2001).

La extracción de CO₂ atmosférico por el océano es a través de disolución de CO₂ en la capa de mezcla superficial del océano así como por fijación biológica de carbono (De Baar y Stoll, 1989). De acuerdo con Chester (1990), De Baar y Stoll (1989) y Walker (1977), una vez que el CO₂ atmosférico ingresa al océano, su ciclo químico está gobernado por una serie de equilibrios que puede ser expresada como sigue:

a) El CO₂ en la atmósfera se equilibra con el agua de mar a través de intercambio en la interfaz océano-atmósfera:



b) El CO₂ disuelto se hidrata:



c) El H₂CO₃ (ácido carbónico) experimenta una muy rápida disociación:



y



HCO₃⁻ (ion bicarbonato) y CO₃²⁻ (ion carbonato).

Los océanos están habitados por muchos organismos vivos, las plantas que se encuentran en ambientes marinos absorben los nutrientes del agua en la que ellas existen y regresan iones carbonatados disueltos al agua oceánica en compuestos orgánicos (Jackson, 1993). El océano es doblemente más fértil que el suelo por km² de superficie y dado que su área es mucho más grande, es cuantitativamente predominante en la cantidad de materia viva (Mason, 1952). Respecto a la fijación biológica de carbono en el océano, la zona eufótica es la capa donde se fija el carbono a través de la fotosíntesis por las algas; esto da como resultado una conversión masiva de bicarbonato inorgánico disuelto en materia orgánica; este proceso es regulado por forzamientos físicos como el regimen de luz, la mezcla de elementos nutrientes y temperatura. La fijación de carbono lleva a una disminución en los valores de CID en la superficie oceánica, así que la disolución fisicoquímica de CO₂ atmosférico futura es posible (De Baar y Stoll, 1989).

La biomateria o carbono orgánico también escapa a la mineralización y es exportado a aguas profundas, esta "nueva producción" representa el medio biológico de flujo de carbono de la atmósfera al océano profundo y es una de sus principales trayectorias, también se le llama "bomba biológica" (De Baar y Stoll,

1989; Prentice *et al.*, 2001). Dicho flujo hacia abajo es conocido como exportación de producción, una pequeña cantidad de dicha producción es sepultada en sedimentos del mar profundo. La exportación de carbonato de calcio (CaCO_3) al océano profundo es un flujo más pequeño con respecto al total de exportación de producción, pero cerca de la mitad de este carbono es enterrado como CaCO_3 en los sedimentos; la otra mitad es disuelta en la profundidad y toma parte del reservorio de CID (Prentice *et al.*, 2001).

El equilibrio del CO_2 en el agua de mar es dependiente de la temperatura y la presión (pCO_2 presión parcial del CO_2); la proporción relativa de las especies está dada por el pH del sistema y la cantidad y calidad de nutrilitos, la transición entre las especies toma lugar en una dirección que tiende a mantener constante el pH (Chester, 1990); en escalas de tiempo de miles de años el pH del océano está determinado por un estado cuasi-estable entre la razón de entrada de CaCO_3 , el intemperismo terrestre y la alteración y remoción de carbonato por entierro en sedimentos (Archer y Maier-Reimer, 1994). Los principales parámetros en el océano del ciclo del carbono son por lo tanto CO_2 , H_2CO_3 , HCO_3^- y CO_3^{2-} y el contenido total de CO_2 o carbono inorgánico total (ΣCO_2), es dado por la suma de las concentraciones de dicho compuesto en todas sus formas:

$$\Sigma\text{CO}_2 = [\text{CO}_2] + [\text{H}_2\text{CO}_3] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}]$$

En el agua de mar, el equilibrio entre los compuestos del ciclo del carbono está controlado por el pH, cuando éste se encuentra en su rango normal (7.5 a 8.4) más del 99% del CO_2 disuelto está presente en forma de HCO_3^- y CO_3^{2-} . Sólo dos de los parámetros en el ciclo del carbono oceánico pueden ser medidos directamente, estos son el ΣCO_2 y la presión parcial en equilibrio del CO_2 (pCO_2). Por lo tanto, el pCO_2 es una medida del CO_2 disuelto y ΣCO_2 es un término que se refiere a la química del ciclo del carbono en el océano (Chester, 1990).

Por otro lado, la alcalinidad es el factor principal en el sistema oceánico del carbono; por ejemplo, cambios en la alcalinidad afectan la regulación del equilibrio océano-atmósfera del CO_2 y los patrones de disolución-preservación de carbonatos biogénicos. Por lo tanto, la alcalinidad es uno de los parámetros utilizados al establecer el estado del océano en el ciclo global del carbono. La alcalinidad total (AT) es la capacidad de amortiguación de las aguas y es igual a la carga de todos los iones en solución; es una propiedad fisicoquímica importante del agua de mar y juega un papel crítico en varios procesos químicos y biológicos de la formación de endo y exoesqueletos (Chester, 1990).

De acuerdo con Chester (1990), las variaciones en el sistema oceánico de CO_2 se incrementan en respuesta a varios factores que se pueden dividir en dos tipos generales:

- a) Factores externos, como los cambios en temperatura y presión, circulación de masas de agua y procesos de mezcla.
- b) Factores internos, que incluyen intercambios de materia en el sistema del CO_2 oceánico.

Respecto a los factores internos, el efecto principal de intercambio de materia en el sistema está asociado con la ganancia o pérdida de CO_2 al pasar a CaCO_3 . La pérdida de CO_2 durante la fotosíntesis o por fuga a la atmósfera lleva a un incremento en el pH y un descenso en pCO_2 y ΣCO_2 en la capa superficial; en contraste, la producción de CO_2 por respiración y destrucción oxidativa de materia orgánica lleva a un incremento en pCO_2 y ΣCO_2 . Los intercambios de materia incluyendo producción de carbonato de calcio y disolución, también afectan la proporción relativa de los iones HCO_3^- , CO_3^{2-} y H^+ (Chester, 1990).

Otra vía de transporte de carbono hacia abajo es el sumidero de aguas superficiales por medio de enfriamiento intenso, este proceso ocurre estacionalmente en la región norte del Atlántico Norte (Mares de Noruega, Groenlandia y Mar del

Labrador) y el Mar de Weddell en la Antártida; la edad promedio de permanencia en el fondo del mar en las aguas profundas es de entre 500 y 1500 años, durante este tiempo mucho del carbono orgánico disuelto (COD) es convertido en CID (De Baar y Stoll, 1989).

De acuerdo con De Baar y Stoll (1989), datos del Pacífico sugieren que más del 75% del flujo de partículas es reciclado en los 500 m superiores; en el océano profundo los gradientes verticales de flujos de materia apuntan a una mineralización microbiana significativa y a su transformación durante la sedimentación.

En resumen, De Baar y Stoll (1989) presentan las cuatro rutas diferentes conocidas utilizadas en el bombeo de carbono al océano profundo:

1. El CID es acarreado hacia abajo durante la formación de aguas profundas.
2. El COD es acarreado hacia abajo durante la formación de aguas profundas.
3. Las partículas de materia orgánica fluyen verticalmente con las corrientes.
4. El CaCO_3 se sedimenta en forma de conchas de carbonato de calcio.

El CO_2 se transfiere en la biosfera marina a través de la fotosíntesis y de la formación de esqueletos y conchas por plantas y animales, y esto por lo tanto se incluye en la formación tanto de tejidos orgánicos como material de sustento de los esqueletos. Así como el CO_2 es removido de las aguas a través de estas reacciones biológicas, es continuamente agregado desde la atmósfera hasta grandes profundidades en la columna de agua y es regenerado por la destrucción oxidativa de la materia orgánica, y así se incrementa la concentración bajo la superficie. Así, el perfil típico de la columna de agua del CO_2 muestra una disminución en las capas superficiales y un incremento hacia la base de la zona eufótica, en este aspecto el CO_2 y el oxígeno pueden considerarse como espejo uno del otro; sin embargo, el CO_2 también difiere del oxígeno en que éste es químicamente reactivo en extremo en el agua de mar y esta reacción en el sistema del CO_2 tiene un sin número de efectos profundos en la química del océano. Quizá el más importante

de estos es el control del pH del agua de mar. Otro rasgo importante de la reacción del gas en el agua de mar es que el océano con un contenido de CO₂ 53 veces mayor que la atmósfera, actúa como sumidero de CO₂ atmosférico y por lo tanto regula el CO₂ planetario (Chester, 1990).

La producción primaria tanto de fitoplancton (PPF) como de macroalgas en la parte superior del océano que está iluminada por el Sol puede generar efectos de intercambio del CO₂ con la atmósfera. Primero por cambio en la disolución, cuando el C inorgánico se convierte en constituyente de células orgánicas a través de la fotosíntesis, la presión parcial del CO₂ (pCO₂) se reduce, lo que facilita el descenso de CO₂ en la atmósfera. Segundo, por los nitratos y nitritos disponibles, constituyen un importante nutriente para generar mayor producción, la alcalinidad en la superficie se incrementa por lo que la pCO₂ disminuye (Ritschard, 1992).

2.3 El carbono en el continente

La litosfera se divide en corteza oceánica y continental, ya mencionado en el capítulo uno (Walker, 1977). La segunda a su vez se divide en varias capas horizontales con variación en sus constituyentes minerales y/o compuestos orgánicos; dichas capas son de espesor variable (Gerrard, 2000), el tope de la corteza continental es la capa cuya interacción con la atmósfera es más activa y directa.

La capa superior de la corteza continental se denomina suelo, éste es un cuerpo natural formada por minerales, compuestos orgánicos, organismos vivos, aire y agua en combinaciones interactivas producidas por procesos físicos, químicos y biológicos. El principal constituyente orgánico del suelo es el humus; aunque éste se encuentra distribuido en el suelo, está principalmente concentrado en la capa más superficial (Gerrard, 2000).

El humus es el resultado de la descomposición de plantas y animales. Los materiales orgánicos en descomposición por bacterias y hongos promueven la retención de agua y proveen un ambiente para organismos detritívoros. Los suelos con alto contenido de humus son químicamente activos, con alta capacidad de intercambio químico. Los suelos pobres en materia orgánica son inactivos y registran bajas reacciones químicas (Gerrard, 2000).

La vida se forma a partir de un número relativamente pequeño de moléculas orgánicas a partir de las cuales se construyen complejas moléculas de carbohidratos, proteínas y ácidos nucleicos. La materia viva puede ser dividida en dos grupos, productores (plantas) y consumidores (animales); dado que los animales son completamente dependientes de la materia vegetal para obtener nutrientes, ellos no pueden considerarse como organismos independientes ya que las plantas constituyen su alimento (Mason, 1952). Las plantas superiores adquieren el CO₂ atmosférico por difusión a través de pequeñísimos poros de las hojas conocidos como estomas y es transportado a los tilacoides, sitios donde se lleva a cabo la fotosíntesis (Jaramillo, 2004; Jackson, 1993).

La fotosíntesis es el proceso biológico por el cual la energía de la luz solar es absorbida y usada para formar materiales orgánicos a partir de la combinación de cadenas de carbono. Este proceso se desarrolla en todas las plantas y un número abundante de bacterias y hongos (Jackson, 1993).

De acuerdo con Jackson (1993), la asimilación del CO₂ por medio de los distintos tipos de clorofilas es determinante para la vida del planeta, así como la luz. El proceso de la fotosíntesis puede ser explicado por la siguiente ecuación:



Donde C₆H₁₂O₆ son azúcares.

Este es el camino por el que la energía radiante de luz solar es convertida en energía química a través de compuestos orgánicos tales como almidones y azúcares a partir de moléculas simples (Mason, 1952; Jackson, 1993).

Cierta cantidad de este CO₂ regresa a la atmósfera, pero la cantidad que se fija y convierte en carbohidratos durante la fotosíntesis se conoce como producción primaria bruta (PPB). La mitad de la PPB se incorpora en los tejidos vegetales, como hojas, raíces y tejido leñoso; la otra mitad regresa a la atmósfera como CO₂ debido a la respiración autotrófica, que es la que corresponde a organismos capaces de elaborar su propia materia orgánica a partir de sustancias inorgánicas. El crecimiento anual de las plantas es el resultado de la diferencia entre el carbono fijado y el respirado. Se le conoce como producción primaria neta (PPN). Eventualmente en el transcurso de pocos a muchos años, casi todo el C fijado por vía de la PPN regresa a la atmósfera por medio de dos procesos: la respiración heterótrofa, que incluye a los descomponedores de la materia orgánica y a los consumidores, y la combustión durante los incendios forestales (Jaramillo, 2004).

La respiración que incluye los productos de la fotosíntesis, específicamente azúcares combinadas con oxígeno que producen energía, se puede establecer como el proceso inverso a la fotosíntesis (Jackson, 1993). Esto se muestra en la siguiente ecuación:

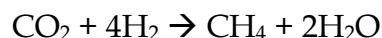


Gran parte de la biomasa muerta se incorpora y forma el detrito y la materia orgánica del suelo, donde es procesada hasta su degradación en diferentes velocidades dependiendo de sus características químicas y de la abundancia de organismos detritívoros. A la diferencia entre la fijación de C por la PPN y las pérdidas por la respiración heterótrofa en ausencia de otras perturbaciones que producen pérdidas de carbono, se le conoce como producción neta del ecosistema (PNE). Cuando todas las pérdidas de C se contabilizan, tales como los incendios,

las cosechas o el desmonte, el transporte de materia orgánica por los ríos a los océanos y la erosión del suelo, lo que queda de C es lo que se acumula efectivamente en la biosfera a nivel global y que se conoce como la producción neta del bioma (PNB) (Jaramillo, 2004).

En los periodos de la historia de la Tierra en los que la producción de materia orgánica ha excedido a su descomposición como las ocurridas durante las grandes extinciones masivas, el C orgánico se ha acumulado en los sedimentos geológicos el periodo más representativo de esta acumulación es el carbonífero (Jaramillo, 2004).

El CH₄ se produce por la fermentación de la materia orgánica en condiciones anaeróbicas, tal como ocurre en los humedales, conformados básicamente por lagunas costeras y llanuras de inundación, los sedimentos lacustres de los lagos y en el aparato digestivo de los rumiantes y de las termitas (Jaramillo, 2004; Warneck, 2000). Las bacterias generadoras de metano son anaerobias y se encuentran en los sedimentos en el fondo de lagos y pantanos, y en el tracto digestivo de animales rumiantes herbívoros, dichas bacterias obtiene energía de la reacción de descomposición:



A las bacterias que, como en este caso, obtienen energía mediante la oxidación y utilizan CO₂ se les denomina quimioautótrofas (Walker, 1977).

La masa de la biosfera es insignificante en comparación con otras zonas geoquímicas; sin embargo, es una zona de gran actividad química y sus efectos geoquímicas son considerablemente significativos en todo el planeta (Mason, 1952).

2.4 Contenido y flujo de carbono

Los montos de carbono en el sistema varían de un autor a otro, pero todos ellos coinciden en los procesos que se presentan en el ciclo del carbono global. En la figura 2.2 se presenta el ciclo del carbono sin cantidades de carbono, en él se muestran los flujos y componentes del ciclo.

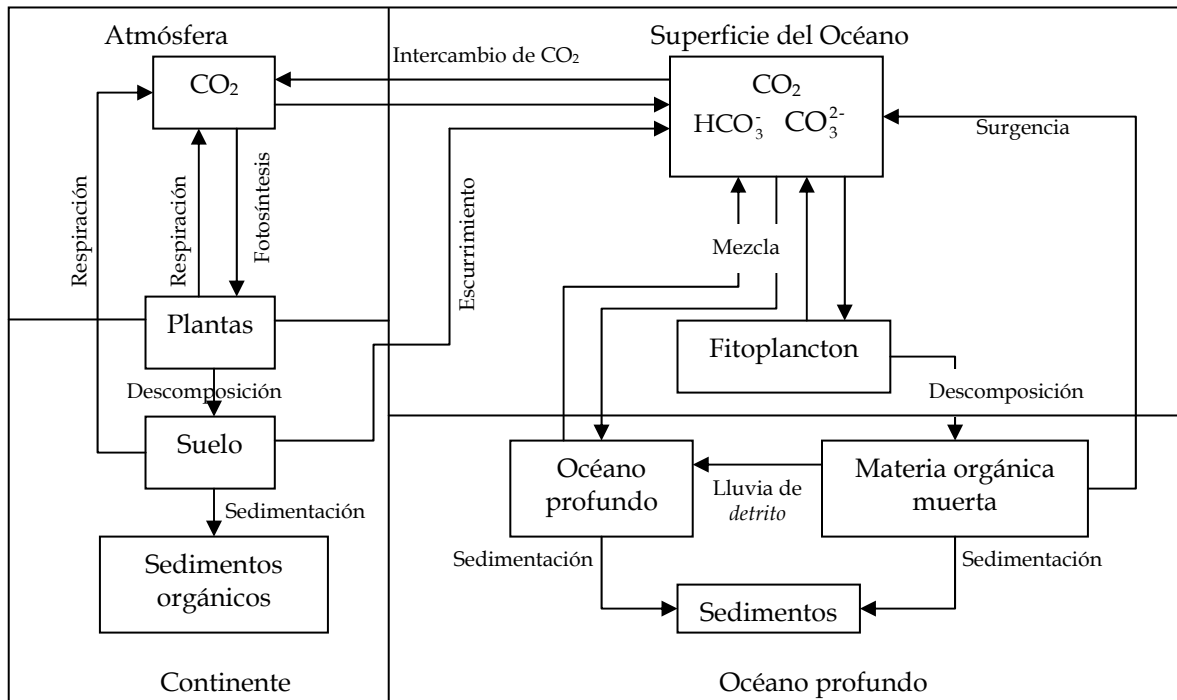


Figura 2.2 Reservorios y flujos del ciclo del carbono (Smil, 2002).

Los montos del ciclo del carbono que se describen a continuación corresponden al momento en el que el autor correspondiente los presenta, mientras que en el caso del contenido de CO_2 en la atmósfera en el tiempo que abarca el BGV se encontró entre 386 y 633 GtC, dicho máximo está casi 70 GtC por debajo del valor mínimo “actual” correspondiente a De Baar y Stoll (1989).

En la tabla 2.2 se presentan los montos de los flujos entre los principales componentes del sistema, los cuales están dados en GtC/año; dicha tabla, así como la 2.3, se obtuvo a partir de una revisión del ciclo del carbono dado por distintos autores; destaca que aunque variando las cantidades de los flujos, el resultado neto es constante. También se observa que el océano absorbe carbono de los otros

componentes y que entre la atmósfera y el suelo, dos de los autores concuerdan en que el segundo absorbe mientras que dos están de acuerdo en el balance de flujos. En el caso del suelo estos valores corresponden al flujo entre los otros dos componentes del sistema y la capa superior del continente, los flujos con la corteza oceánica no se presentan dado que corresponden a un periodo mayor al de este trabajo.

Tabla 2.2 Flujos de carbono entre los componentes del sistema en GtC/año.

Autor	Atmósfera-Océano			Océano-Suelo			Suelo-Atmósfera		
	Atm	Océ	Dif	Océ	Sue	Dif	Sue	Atm	Dif
Prentice <i>et al.</i> , 2001	90	90	0	0.4	~	~	120	120	0
Cox, 1995	105	107	-2	0.4	0	0.4	120	122	-2
De Baar y Stoll, 1989	100	100	0	~	~	~	70	70	0
JGOFS, 2001	90	92	-2	0.8	0	0.8	60	59.3	0.7
Bigg, 1996	90	92	-2	0.8	0	0.8	102	100	2

En la tabla 2.3 se presentan los montos en los contenidos de carbono en los distintos componentes del sistema y los flujos netos entre éstos, los valores corresponden al periodo en el que cada autor lo publicó, es por ello que los valores más antiguos son menores en el caso de la atmósfera; en el caso del océano, la mayoría de los autores concuerdan en un rango entre 38,000 y 40,000 GtC, mientras que en el caso del suelo el valor es de alrededor de 2,000 GtC.

Tabla 2.3 Contenido de carbono en los componentes del sistema y monto de los flujos entre ellos. Los contenidos se dan en GtC y los flujos en GtC/año.

Autor	Atmósfera	Atm-Océ	Océano	Océ-Sue	Suelo	Sue-Atm
Prentice <i>et al.</i> , 2001	730	0	38000	~	2000	0
Cox, 1995	725	-2	38640	0.4	2000	-2
De Baar y Stoll, 1989	700	0	44200	~	2000	0
JGOFS, 2001	750	-2	39820	0.8	2110	0.7
Bigg, 1996	750	-2	39080	0.8	2100	2

Aún cuando los flujos en el caso de la relación océano-suelo y suelo-atmósfera varían de un autor a otro, en la mayoría de estos, el flujo neto favorece a una menor absorción de carbono por parte de la atmósfera.

En la figura 2.3 se presenta de forma gráfica las tablas 2.2 y 2.3, y se muestran los compuestos de carbono principales en cada componente del sistema, entre corchetes se muestran los rangos entre los que los distintos autores presentan sus correspondientes contenidos.

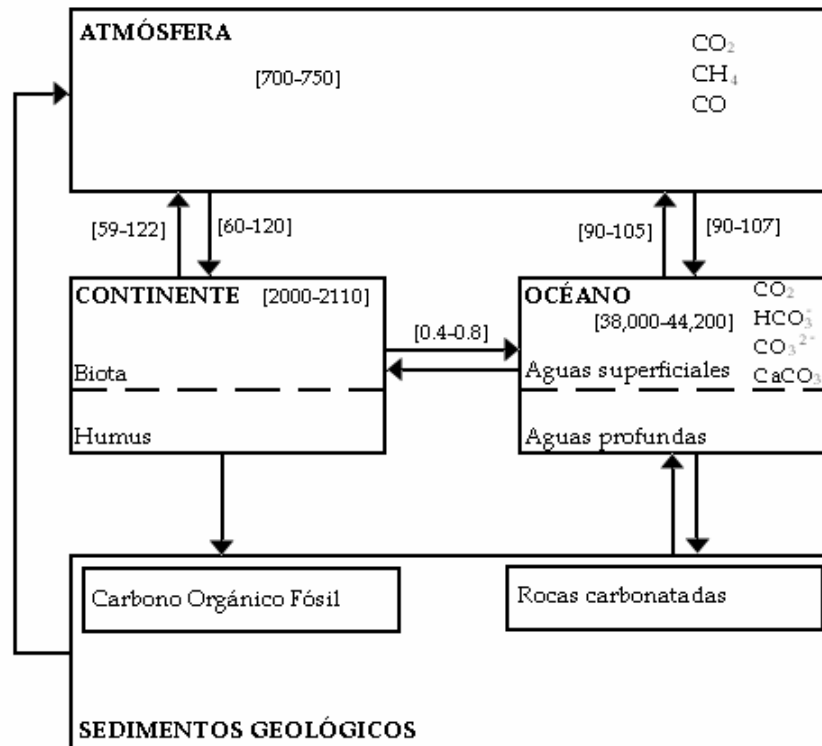


Figura 2.3 Ciclo del carbono con sus respectivos montos. Se presentan los distintos componentes del sistema con los montos de aquéllos que tienen influencia directa en el periodo de estudio de este trabajo. Los valores entre corchetes corresponden a los montos de contenido y flujo, los primeros dados en GtC y los segundos en GtC/año.

Considerando los tres componentes del sistema climático tenemos que en el caso del continente dado que únicamente se considera la capa superior denominada suelo, la mayoría de los procesos a partir de los cuales se presenta flujo con la atmósfera, son de origen biológico, por lo cual dependen de la radiación solar recibida, en el caso particular de la quema de combustibles carboníferos no fósiles ésta puede ser originada por insolación o por otros procesos, tales como erupciones volcánicas por lo que no la consideraremos relacionada con la radiación solar.

En el caso del océano es de subrayarse, de acuerdo con el primer capítulo, que la temperatura de la capa superficial del océano es uno de los factores principales en la modulación de extracción de CO₂ atmosférico; una vez que el gas fue absorbido por el océano, los procesos que lo modulan y distribuyen son principalmente tres, dos biológicos que son la productividad biológica y el régimen de nutrientes, y uno físico que es la circulación del océano, la cual depende de la temperatura de agua.

En el caso de la atmósfera el CO₂ tiene una pequeña fuente *in situ* por oxidación de CH₄ y CO, pero ésta es despreciable; de ahí en fuera no existe generación en la atmósfera de CO₂, por lo que su contenido depende de los flujos con los otros componentes del sistema climático.

Por lo tanto esperamos que la correlación entre el contenido atmosférico representado por la serie del BGV y la insolación sea alta.

3. DETERMINACIÓN DE PERIODICIDAD

Como última parte de este trabajo, se pretende encontrar aquello que se infiere en el capítulo previo a partir del estudio del ciclo del carbono dentro de una serie que se considera representativa del CO₂ atmosférico, dadas sus características temporales, debido a la dificultad de los estudios paleoclimáticos relacionada a la escasez de datos disponibles y tomando en cuenta la importancia del registro del BGV ya que fue el primer registro que abarco un periodo tan extenso de información y él único disponible durante la elaboración de este trabajo.

3.1 Datos

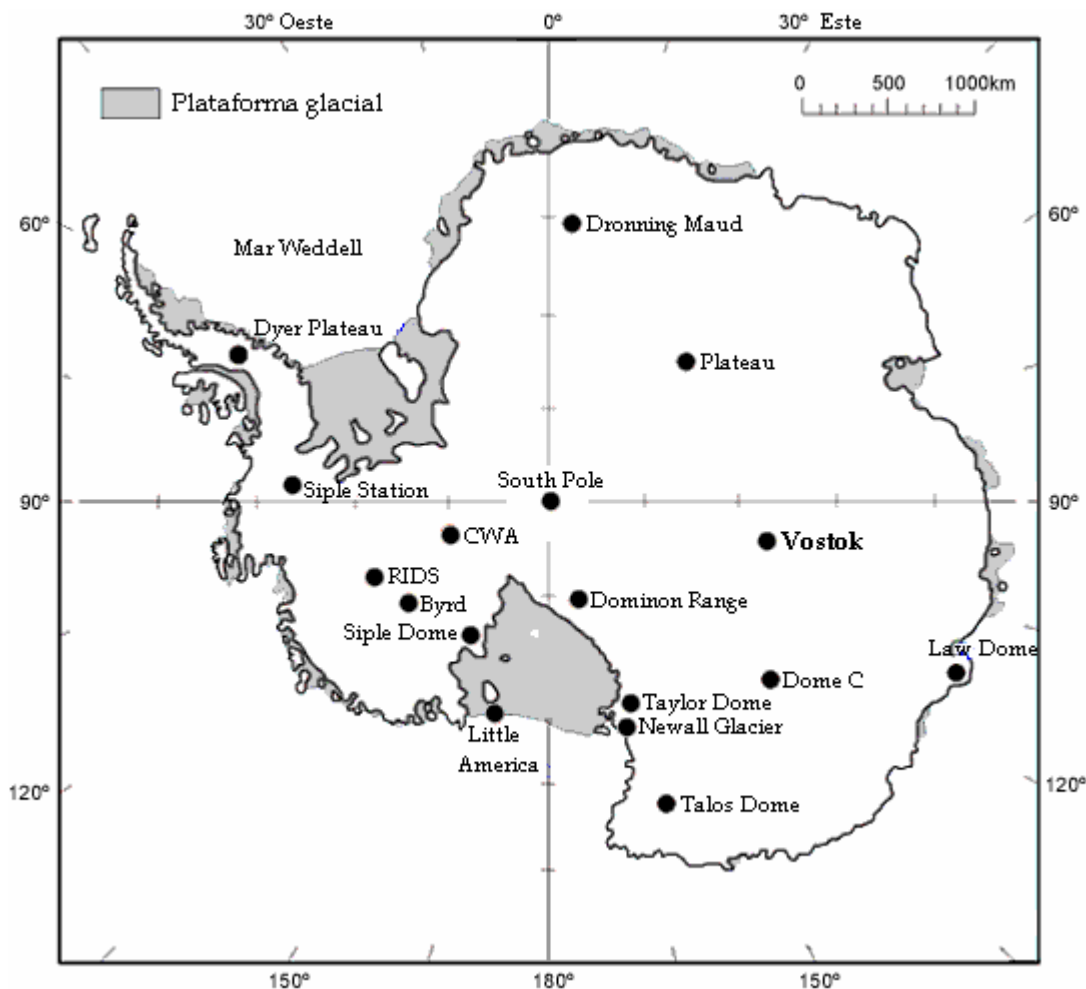


Figura 3.1 Mapa de la Antártida. Se señalan las estaciones en las cuales se ha perforado y extraído núcleos de hielo (<http://www.nicl-smo.sr.unh.edu/maps/antarctica/antarctica.html> [consultado en línea el 11 de mayo de 2007]). En la misma página se puede acceder a los datos de las variables que se obtienen en cada estación.

La estación científica de Vostok, de la cual fueron obtenidos los datos de CO₂ atmosférico que se utilizaron, a partir de barrenos de hielo, se localiza en la Antártida Este, con las coordenadas: 78°28' S, 106°48' E y 3488 m snmm (Petit, 1998; ATCM Working Paper WP-019; Cruz-Pastrana, 2003).

En la figura 3.1 se muestra el mapa de la Antártida con las estaciones donde se realiza la recuperación de barrenos de hielo, entre ellas la estación de Vostok, de la cual se obtuvieron series de temperatura a partir del contenido de deuterio (δD), contenido de polvo, concentración de sodio, GEI y O¹⁸, el cual refleja cambios en el volumen del hielo global y el ciclo hidrológico (Cruz-Pastrana, 2003).

En este caso se utilizó la serie de contenido de CO₂ atmosférico, la cual se pudo obtener ya que la naturaleza hace un muestreo continuo de la atmósfera en la superficie de los casquetes polares a través de los gases. Este muestreo natural toma lugar cuando la nieve se transforma en hielo, atrapando aire de la atmósfera de los alrededores del hielo, en los poros de éste recién formado; después de que el poro se cierra, el gas permanece almacenado. Durante este proceso de muestreo y almacenamiento natural, distintos mecanismos pueden alterar la composición del aire almacenado, pero con métodos apropiados se determinó una alta confiabilidad del análisis del aire encerrado en los poros del hielo (Barnola *et al.*, 1987).

Las extracción del gas y las medidas fueron realizadas con el método 'Grenoble analytical setup' descrito por Barnola *et al.* (1983), el cual está basado en comprimir el hielo en condiciones de vacío, sin derretirlo, expandiendo el gas liberado durante la compresión y analizando la concentración de CO₂ por cromatografía de gases.

Los datos de CO₂ atmosférico obtenidos se distribuyen en el tiempo de forma aleatoria, debido a que provienen de burbujas de aire con una distribución estocástica a lo largo del barreno de hielo. El método de fechamiento del gas lo

describen Barnola *et al.* (1987); la serie de tiempo original consta de un total de 283 datos distribuidos a lo largo de los 3,623 m del barreno glacial de Vostok (BGV) correspondiente a aproximadamente 412 ka (Petit *et al.*, 1997; Petit, 1998; Petit *et al.*, 1999). En la figura 3.2 se observa la serie original utilizada, disponible en Petit *et al.* (2001), del contenido de CO₂ atmosférico del BGV.

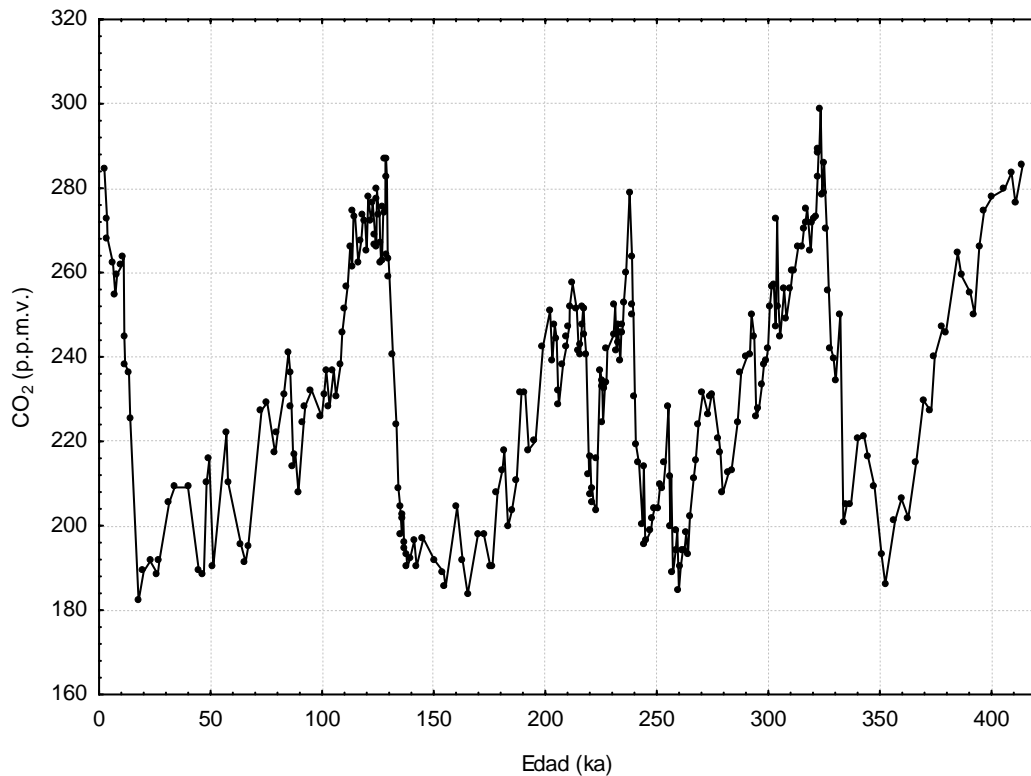


Figura 3.2 Serie de la concentración de CO₂ atmosférico de Vostok (con datos de Petit *et al.*, 2001).

3.1.1 Definición de series de tiempo

Una serie de tiempo X_t , es una colección de observaciones numéricas (números reales o complejos, o vectores) acomodadas con un orden natural asociado con un índice t , el cual usualmente representa el tiempo, pero puede también representar alguna otra variable que regula el proceso (Bloomfield, 1976 y Storch y Szwiers, 1999).

X_t a menudo está constituida por dos componentes, una determinada dinámicamente D_t y una componente estocástica N_t , tal que:

$$X_t = D_t + N_t$$

Algunas veces, la evolución temporal de D_t es independiente de la presencia de la componente estocástica N_t ; en tales casos la evolución de D_t es determinística. Algunos ejemplos son las oscilaciones forzadas externamente como las mareas y el ciclo anual de las variables meteorológicas (Storch y Zwiers, 1999).

Cuando la componente estocástica está presente, algunas características típicas se disimulan y por lo tanto no son claramente detectables. Un acierto en el análisis de series de tiempo es detectar y describir las características de la componente dinámica cuando la componente estocástica está presente (Storch y Zwiers, 1999).

Cuando la componente dinámica genera rasgos cíclicos en la ausencia de ruido, ellos están también presentes aún cuando se presente ruido. El caso en el que la componente dinámica evoluciona independientemente de la componente estocástica, presenta predictibilidad ilimitada (Storch y Zwiers, 1999). Un acierto más en el análisis de series de tiempo es identificar escalas de tiempo características en procesos estocásticos (Storch y Zwiers, 1999).

De acuerdo con distintos autores (Petit *et al.*, 1997; Petit *et al.*, 1999; Steffen, 2000; EPICA community members, 2004) la serie de CO_2 del BGV consta de ambas componentes, tanto la dinámica como la estocástica.

3.2 Metodología

La metodología se dividió en dos partes; la primera fue una descomposición en una suma de funciones sinusoidales mediante análisis de Fourier y la segunda la modelación de la serie mediante la reconstrucción a partir de los resultados del análisis de Fourier.

El análisis de Fourier requiere que la serie de tiempo presente ciertas características: los datos deben estar uniformemente repartidos y la serie debe ser estacionaria (Subba Rao *et al.* 1997). Una serie estacionaria es aquella que en muchas instancias es razonable asumir que sus propiedades estadísticas son similares; esto implica que la media y la función de autocorrelación de la serie de datos no cambia a través del tiempo; sin embargo, no se espera que los valores futuros de una serie de datos sean iguales a algunas series pasadas de observaciones existentes (Wilks, 1995).

Considerando a la serie de CO₂ del BGV estacionaria, fue necesario uniformizar el espaciado de los datos, para lo cual se realizó una interpolación y posteriormente una evaluación de bondad de la serie interpolada.

3.2.1 Interpolación

Debido a la distribución original de los datos de la serie, fue necesario interpolar, lo que significa estimar el valor desconocido de una función en un punto, tomando una media ponderada de sus valores conocidos en puntos cercanos, en el tiempo o el espacio, al dado (Mathews y Fink, 2000). Los datos a partir de los cuales se realiza la interpolación, pueden ser de estaciones cercanas a la de la serie a interpolar o a partir de puntos conocidos de la misma serie.

Para la interpolación a partir de series de estaciones cercanas, se generan ecuaciones de correlación. Sin embargo, las series de tiempo de estaciones cercanas a Vostok, las cuales se pueden ver en la figura 3.1, no tenían hasta la elaboración de este trabajo, una longitud significativa respecto a la serie del BGV.

Para la interpolación de puntos de una serie a partir de otros conocidos de la misma, se encuentran entre otros métodos, la interpolación lineal y la técnica de polinomios de Lagrange. En la interpolación lineal se utiliza un segmento rectilíneo que pasa por dos puntos que se conocen. Un método para interpolar

desde forma lineal hasta incluir en una misma función varios puntos, son los llamados polinomios coeficientes de Lagrange, los cuales construyen una función de grado N que pasa por $N+1$ puntos (Mathews y Fink, 2000).

Interpolar con polinomios de Lagrange, para $N>1$, permite conservar detalles de la serie que con interpolación lineal se pierden, por tanto se interpoló la serie de CO_2 del BGV, con método lineal y con polinomios de Lagrange de 3er y 5º grado, con una resolución de 500 años, debido que ésta se ajusta al trabajo previo Cruz-Pastrana (2003) y se evaluaron dichas interpolaciones con el objetivo de que las características estadísticas de la serie interpolada no difieran de forma importante con los datos originales. Para la interpolación se elaboró un programa en MatLab 7.

La elección de la serie interpolada que mejor representa a la serie original se basó en dos puntos: la determinación de probabilidad de eventos extremos, que son aquellos valores por arriba de un rango determinado, y la permanencia de las cotas naturales, que son los límites naturales presentes en la serie, de los datos del BGV.

Muchos problemas prácticos de climatología requieren la inferencia de distribución de probabilidad de eventos extremos (Storch y Zwiers, 1999). En el caso de estudio, la importancia de determinar la probabilidad de eventos extremos es evitar sub o sobreestimar su incidencia una vez interpolada la serie.

Para determinar la probabilidad de eventos extremos, es necesario conocer la Función de Distribución de Probabilidad (FDP). Del trabajo de Garduño *et al.* (2005), se tiene que el CO_2 atmosférico del BGV, se comporta de forma similar a la temperatura, la cual generalmente presenta una distribución estadística aproximadamente normal, que a su vez es la que se presenta con mayor frecuencia en datos meteorológicos y climatológicos (Storch y Zwiers, 1999 y Wilks, 1995). Sin embargo, como en el caso del CO_2 del BGV, muchas variables atmosféricas son

distintivamente asimétricas con un sesgo positivo, en tales casos es mejor la utilización de la FDP Gamma (Wilks, 1995).

La distribución gamma está definida por la FDP

$$f(x) = \frac{(x/\beta)^{\alpha-1} \exp(-x/\beta)}{\beta \Gamma(\alpha)} \quad \text{para } x, \alpha, \beta > 0 \quad (\text{Ec. 3.1})$$

Donde α es el parámetro de forma, β el parámetro de escala y la cantidad $\Gamma(\alpha)$ es el valor de la función gamma, definida por la integral de la ecuación 3.2

$$\Gamma(\alpha) = \int_0^{\infty} t^{\alpha-1} e^{-t} dt \quad (\text{Ec. 3.2})$$

La función gamma puede ser evaluada numérica o aproximadamente utilizando valores dados en tablas que aparecen en libros de estadística.

Los parámetros α y β se pueden calcular utilizando el método de máxima probabilidad, para muchas distribuciones incluyendo la gamma, este método requiere un procedimiento iterativo que realmente sólo es práctico utilizando una computadora. Por tanto, hay aproximaciones de los parámetros por máxima probabilidad para la distribución gamma, para ello se emplea el estadístico muestra

$$D = \ln(\bar{x}) - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln(x_i) \quad (\text{Ec. 3.3})$$

que es la diferencia entre el logaritmo natural del promedio de la muestra y la media de los logaritmos naturales de los datos.

La primera de las aproximaciones para la distribución gamma, fue propuesta por Thom (1958), el cual es el estimador para el parámetro α

$$\hat{\alpha} = \frac{1 + \sqrt{1 + 4D/3}}{4D} \quad (\text{Ec. 3.4})$$

Después con éste se obtiene el parámetro β

$$\hat{\beta} = \frac{\bar{x}}{\hat{\alpha}} \quad (\text{Ec. 3.5})$$

Se consideran eventos extremos aquellos que tienen baja probabilidad de ocurrir, por lo que se utilizó como extremo el 10%, por tanto en este caso se consideran los percentiles $q_{0.1}$ y $q_{0.9}$.

Una vez que se tienen los valores de los parámetros de α y β mediante STATISTICA© (StatSoft, Inc., 2003), se obtienen los valores estandarizados para los datos extremos; para estandarizar se utiliza la ecuación

$$\xi = \frac{x}{\beta} \quad (\text{Ec. 3.6})$$

De esta forma se tiene que los datos extremos de la serie original son: máximo 271.44 y mínimo 197.99 ppmv.

Posteriormente se determinó la probabilidad de que estos valores se presenten en las series interpoladas con la misma metodología de la FDP Gamma y los resultados se presentan en la tabla 3.1, donde ξ es el valor estandarizado y la probabilidad se presenta en porcentaje (%).

Tabla 3.1 Probabilidad de presencia de los valores determinados como eventos extremos.

	Lineal		Lagrange 3er		Lagrange 5°	
	máx	mín	máx	mín	máx	mín
ξ	81.56	59.49	79.23	57.79	78.29	57.11
prob	93.98	14.18	93.79	14.70	93.73	14.93

Recordando que las probabilidades de presencia de eventos extremos en la serie original, son de 10 y 90% respectivamente, de la tabla 3.1 se observa que la probabilidad de que se presente un extremo máximo es más cercana a la probabilidad de la serie original en el caso de la interpolación con polinomio de

Lagrange de 5°, mientras que la probabilidad de un evento extremo mínimo tiene una mayor cercanía a la original en el caso de la interpolación lineal. Sin embargo, considerando ambas probabilidades, tanto para el máximo como para el mínimo, la que tiene un mejor ajuste es la de polinomio de Lagrange de 3er grado.

La importancia de mantener las cotas, valores límite presentes en la serie, que se observan en los datos originales del BGV se debe a que son las únicas documentadas hasta el momento, dichas cotas son 182.20 y 298.70 ppmv En la tabla 3.2 se presentan las cotas de las series interpoladas.

Tabla 3.2 Cotitas de la serie de CO₂ del BGV en ppmv para los casos de la serie original e interpolada.

	Originales	Lineal	Lagrange 3er	Lagrange 5°
Mínimo	182.20	183.13	182.42	179.74
Máximo	298.70	298.26	298.41	300.83

Se eligió la serie interpolada con polinomios de Lagrange de 3er grado debido a que satisface de mejor forma los dos puntos de evaluación, por un lado la distancia entre los valores de las cotas originales y de la serie interpolada elegida, es menor que con las de las otras dos series interpoladas y la evaluación por eventos extremos de igual forma se satisface sobre las otras dos interpolaciones. Ya interpolada, la serie consta de 824 puntos equidistanciados cada 500 años, que va de 2.5 a 414ka, lo cual significa que no se incluye el periodo industrial, por tanto la serie no incluye CO₂ de origen antropogénico.

En la figura 3.3 se presenta la serie interpolada elegida, en la que se observa la densidad de puntos, de la misma forma, se puede ver que en las secciones de la serie original donde existe una baja densidad de puntos, se encuentran líneas quebradas que en la serie interpolada aparecen suavizadas.

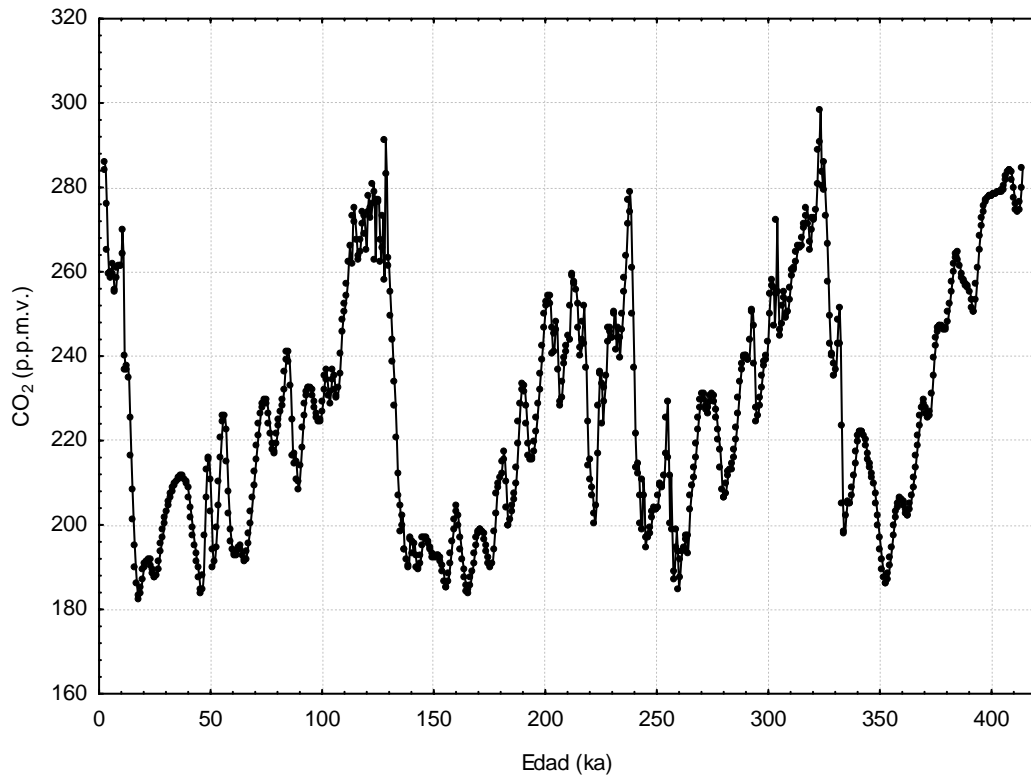


Figura 3.3 Serie de CO₂ del BGV, a partir de la de Petit *et al.* (2001), interpolada cada 500 años con polinomios de Lagrange de 3er grado.

3.2.2 Análisis de Fourier

La teoría de series de Fourier muestra que cualquier función periódica puede ser representada como la suma de una o varias funciones de senos y cosenos (Bloomfield, 1976). El análisis de frecuencias dominantes incluye representar series de datos en términos de contribuciones hechas a diferentes escalas de tiempo (Wilks, 1995).

Una serie consistente en n puntos puede ser representada mediante una función armónica que pase a través de los puntos, compuesta como la suma de $n/2$ funciones armónicas,

$$y_t = \bar{y} + \sum_{k=1}^{n/2} \left\{ A_k \cos \left[\frac{2\pi kt}{n} \right] + B_k \text{sen} \left[\frac{2\pi kt}{n} \right] \right\} \quad (\text{Ec. 3.7})$$

Donde: \bar{y} es la media de la serie original, k es el número de coeficiente, A_k son los coeficientes de coseno, B_k los coeficientes de seno, n el número de observaciones, t es el tiempo y la frecuencia está dada por,

$$\omega_k = \frac{k}{n} \quad (\text{Ec. 3.8})$$

La ecuación (3.7) sugiere que los coeficientes A_k y B_k corresponden a series de datos particulares.

El programa STATISTICA© (StatSoft, Inc., 2003), basado en el texto clásico de análisis espectral de Bloomfield (1976), detallado con Jenkins y Watts (1968), Brillinger (1975), Brigham (1974), Elliott y Rao (1982), Priestley (1981), Shumway (1988) y Wei (1990); obtiene la frecuencia (ω_k), el periodo ($1/\omega_k$), los coeficientes del coseno (A_k) y los de seno (B_k), así como el periodograma, el cual es la suma de los coeficientes al cuadrado, de seno y coseno, para cada frecuencia.

STATISTICA© da como resultados un total de $n/2$ pares de coeficientes, de los cuales se muestran los primeros 14 valores máximos del periodograma, en la tabla 3.3, agregando la última columna en la que se incluye el periodo en años, el cual se obtiene multiplicando el periodo por la unidad de tiempo que en este caso es de 500 años.

En la tabla 3.3, las filas de la uno a la cinco, pueden explicarse mediante la teoría astronómica del clima de Milankovitch (1920) (ver apéndice A), con la cual este investigador y posteriormente algunos otros como Vernekar (1972) y Berger (1978), calcularon la insolación para el tope de la atmósfera, la cual representa la intensidad de la radiación solar antes de pasar a través de la atmósfera. Cuando la radiación solar penetra la atmósfera, una parte es absorbida y una reflejada por la superficie de la Tierra y las nubes, la absorbida posteriormente es emitida como radiación de onda larga, la cual calienta la atmósfera.

Tabla 3.3 Valores del análisis de Fourier de la serie de CO₂ del BGV, para las frecuencias que presentan mayores contribuciones al periodograma.

	Frecuencia	Periodo	Coefficientes del coseno	Coefficientes del seno	Periodograma	Periodo en años
1	0.004854	206.0000	26.72081	-0.64504	294340.1	103000
2	0.012136	82.4000	5.18100	-5.87053	25258.0	41200
3	0.016990	58.8571	5.06188	0.00135	10556.5	29429
4	0.021845	45.7778	1.38410	3.26125	5171.2	22889
5	0.027913	35.8261	5.17854	0.76368	11289.0	17913
6	0.033981	29.4286	-1.54601	0.31775	1026.3	14714
7	0.040049	24.9697	1.14197	-0.69612	736.9	12485
8	0.046117	21.6842	-2.10939	-0.51665	1943.2	10842
9	0.053398	18.7273	2.63198	-0.28321	2887.1	9364
10	0.055825	17.9130	1.72706	0.66797	1412.7	8957
11	0.065534	15.2593	1.61382	0.38066	1132.7	7630
12	0.070388	14.2069	-0.79372	0.90582	597.6	7103
13	0.076456	13.0794	1.27090	0.91203	1008.2	6540
14	0.078883	12.6769	1.18728	0.20802	598.6	6338

De acuerdo con Berger y Pestiaux (1984) y Schwarzacher (1993), se observa que en la tabla 3.3 se tiene que la fila uno, correspondiente a un periodo de 103 ka, considerando la teoría de Milankovitch se relaciona con un máximo del espectro de excentricidad; las filas dos y tres con periodos de 41.2 y 29.4 ka corresponden a máximos del espectro de la oblicuidad y las filas cuatro y cinco con periodos de 22.9 y 17.9 ka respectivamente, están relacionadas con máximos del espectro de la precesión.

En la figura 3.4 se observa la contribución a la variación en el contenido de CO₂ del BGV, de cada componente de la radiación solar de acuerdo a los resultados de la tabla 3.3, así en la gráfica superior se observa la contribución hecha por la excentricidad de la orbita terrestre correspondiente con la fila uno, en la segunda la relativa a la oblicuidad, filas dos y tres, y la tercera la de la precesión, filas cuatro y cinco. Aún cuando estas contribuciones no son las únicas realizadas por cada componente, si son las que tienen mayor importancia en el periodo de estudio.

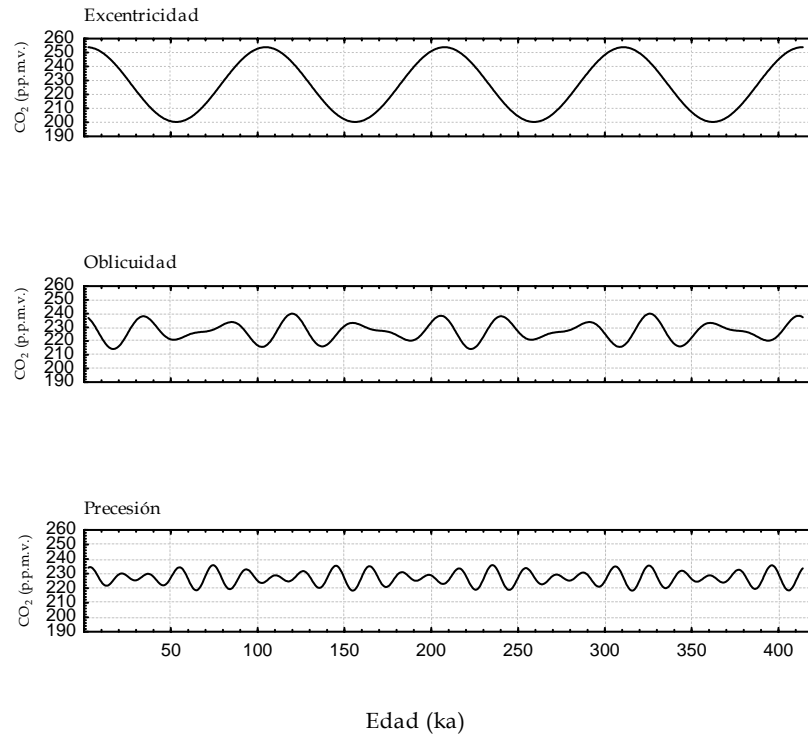


Figura 3.4 Contribuciones por componente de la radiación solar al contenido de CO₂ del BGV.

Berger (1984) menciona que el análisis espectral de los elementos orbitales considerados en la teoría astronómica del clima, muestra que los periodos principales no se deterioran en el tiempo, pero su importancia relativa está en función del tiempo considerado.

3.2.3 Modelación estadística

Dado que el análisis de Fourier consiste en una descomposición en series de senos y cosenos, la modelación de la serie a partir de los resultados de la tabla 3.3 se puede realizar mediante la sumatoria de las funciones de seno y coseno utilizando la ecuación 3.7, debido a que los cinco primeros máximos de dicha tabla y graficados en la figura 3.4, se explican mediante la teoría astronómica del clima y, dado que los restantes máximos se pueden deber a procesos bioquímicos, en la modelación estadística únicamente se consideran los primeros cinco.

Para la modelación estadística se elaboró un programa en fortran a partir de las ecuaciones 3.7 y 3.8, dando como datos de entrada los coeficientes de la tabla 3.3.

3.4 Resultados

En la figura 3.5 se observa con línea continua la serie de CO₂ modelada a partir del análisis de Fourier y en línea discontinua la serie interpolada mediante polinomios de Lagrange de 3er grado (figura 3.3) a partir de la serie original del BGV de Petit *et al.* (2001)(figura 3.2). En esta figura se observa que más del 50% ($r^2=0.537$) de la variación del CO₂ en el orden de cientos de miles de años se puede explicar en función de la radiación solar.

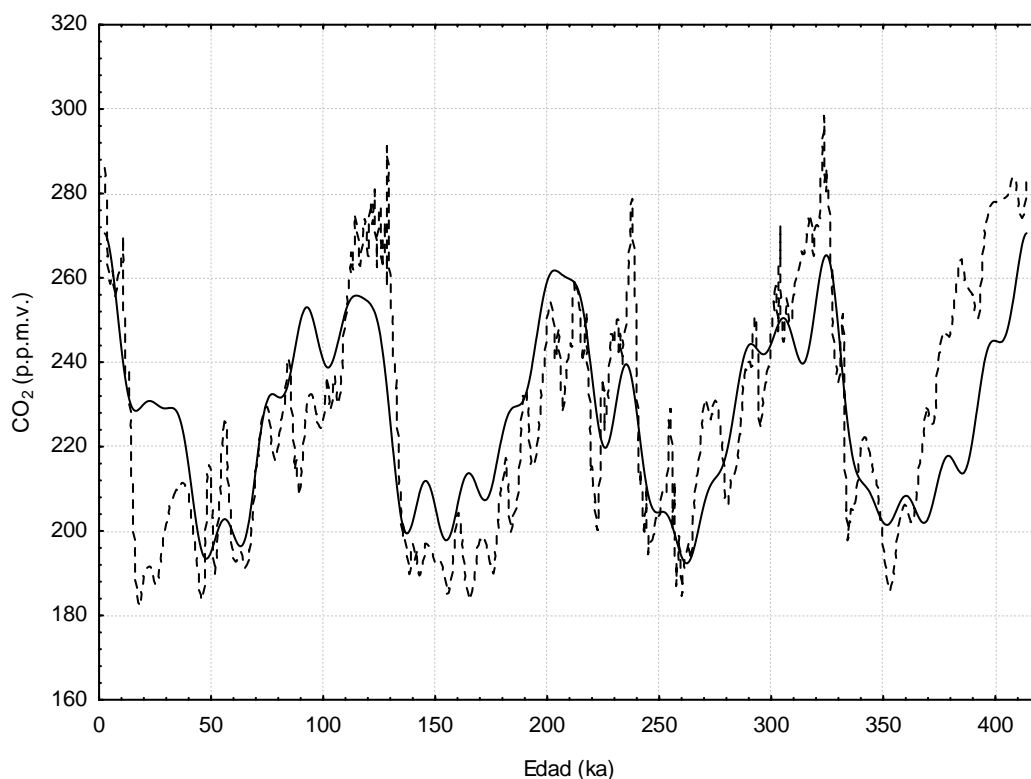


Figura 3.5 Serie de CO₂ modelada a partir del análisis de Fourier del BGV. La línea continua corresponde a la serie modelada con los cinco primeros valores para el periodograma de la tabla 3.3 y la línea discontinua es la serie interpolada a partir de la serie original del BGV de Petit *et al.* (2001).

Considerando la correlación de temperatura y CO₂ del BGV de Garduño *et al.* (2005) de $r=0.84$ y comparándola con la correlación de CO₂ del BGV con periodos principales de la insolación de $r=0.72$, la diferencia de acuerdo a los dos capítulos

previos se puede asociar con retroalimentadores entre la temperatura y las fuentes y sumideros de CO₂ atmosférico, lo cual concuerda con lo dicho por Steffen (2000).

Del capítulo dos en el cual se concluye que la mayoría de los procesos que modulan el contenido atmosférico de CO₂ están relacionados con la insolación y/o con la temperatura superficial, esperaríamos que la correlación con la insolación fuese más alta; sin embargo, esta diferencia se puede deber al detalle que se pierde debido a que únicamente se utilizaron aquellos periodos de insolación que se pudieron interpretar con trabajos de otros autores.

Antes de la obtención de barrenos de hielo en la Antártida, entre ellos el BGV, se consideraban como principales ciclos climáticos a los de 41 ka, pero a partir del análisis de estas series paleoclimáticas, se considera como principales a los de 100 ka (Brook *et al.*, 2006), esto se puede observar en la tabla 3.3 en la que se ve que la contribución al periodograma por parte de los ciclos de 41 ka es significativamente menor que la contribución de los de 100 ka.

Berger (1984) realizó varios experimentos de modelación de la teoría de Milankovitch a partir de los cuales concluyó, entre otras cosas, que para estudios paleoclimáticos de los últimos cinco millones de años existe un periodo de 29 ka asociado a la oblicuidad el cual no es insignificante. Sin embargo, no se encontró ninguna otra mención en la bibliografía respecto de este periodo de 29 ka. Distintos autores (Imbrie *et al.*, 1992; Petit *et al.*, 1999) abordan la importancia, tanto en temperatura como en CO₂, de las periodicidades de 100 (excentricidad), 41 (oblicuidad), 23 y 19 (precesión) ka. De la tabla 3.3 se observa que el periodo de 29 ka tiene una importancia mayor que el de 23 ka.

La radiación solar es prácticamente la única fuente de energía que acciona el proceso climático. La teoría climática astronómica, permite calcular la radiación, pero esto no es suficiente para el desarrollo de una teoría que sea suficientemente

detallada para reconstruir exactamente el clima antiguo. La razón de esto es la complejidad del sistema climático y nuestro limitado conocimiento de él (Schwarzacher, 1993).

De acuerdo con Prentice *et al.* (2001), la biosfera terrestre no causa diferencia en el CO₂ atmosférico entre periodos glaciales e interglaciales. Sin embargo, Steffen (2000) afirma que las cotas de CO₂ atmosférico en el mismo periodo, son evidencia de fuertes mecanismos de control que incluyen procesos biológicos tanto terrestres como oceánicos.

CONCLUSIONES Y TRABAJO A FUTURO

En la primera parte de este trabajo, capítulos uno y dos, se mostró la importancia del contenido de carbono en la atmósfera debido principalmente al efecto invernadero asociado, el cual depende de las propiedades físicas del compuesto. También se presentó de forma general el ciclo del carbono, enfocándose en los principales componentes del sistema climático y se presentaron los montos de carbono de acuerdo a distintos autores. De esta parte se observa que la mayoría de los procesos que modulan el contenido atmosférico de CO₂ están relacionados con la insolación y/o la temperatura superficial, en el caso de la insolación su principal relación es con los procesos biológicos y de estos el más importante es la fotosíntesis; en el caso de la temperatura su relación primordial con un proceso que modula el contenido atmosférico de CO₂ es en el océano, ya que su temperatura origina las circulaciones oceánicas.

Para la segunda parte del trabajo se realizó análisis de Fourier a la serie de CO₂ del BGV, para lo cual se interpoló la serie original de Petit *et al.* (1999), mediante polinomios de Lagrange con la finalidad de tener una distribución equitemporal a 500 años, dado que la distribución temporal uniforme es un requisito para el análisis de Fourier; posteriormente se eligieron los valores principales del periodograma y se analizaron, encontrando que los primeros cinco corresponden con importantes periodicidades de la radiación solar que llega a la Tierra. Con dichos cinco máximos se modeló la serie, encontrando una correlación entre ésta y la serie original de $r=0.72$; a partir de lo que se observó en el capítulo dos, era de esperarse una alta correlación entre el contenido atmosférico de CO₂ y la insolación; sin embargo, se obtuvo una correlación menor que en el caso del CO₂ y la temperatura, ambos del registro de BGV, lo cual es imputable a varias causas; una de ellas probablemente sea que la diferencia en las correlaciones se deba a los mecanismos retroalimentadores entre ambas variables. Sin embargo, para mayor certeza respecto a la diferencia de las correlaciones se propone elaborar mediante

la metodología aquí utilizada el análisis de los datos de temperatura de BGV y comparar dicho registro con la insolación; también se propone realizar nuevamente los cálculos de correlación entre la temperatura y el CO₂ del BGV utilizando la serie de CO₂ interpolada con el método de polinomios de Lagrange de 3er grado.

Un aporte importante de este trabajo es la inclusión de la componente de la oblicuidad asociada a un periodo de 22.9ka, el cual es mencionado a partir de experimentación numérica de la teoría de Milankovitch hecha por Berger (1984). Sin embargo, no es mencionada en trabajos de paleoclimatología.

Este trabajo también incluye una basta lista de referencias que responde a una larga búsqueda cuya finalidad fue la correcta sustentación del mismo.

Se propone realizar con la misma metodología el análisis de la serie de CO₂ del barreno glacial de EPICA Dome C, el cual abarca mayor tiempo; por lo que se prevé pueda encontrarse un valor alto del periodograma asociado al componente de la excentricidad de 400ka, el cual se menciona en trabajos de radiación pero no se ha asociado con registros de CO₂ atmosférico.

Un trabajo de gran importancia será establecer los montos de contenidos y flujos en el ciclo del carbono en la época interglacial y la era pre-industrial, ya que ante distintas condiciones de temperatura media global, distintos procesos varían en intensidad.

Así mismo se presume importante un análisis similar al elaborado en este trabajo incluyendo el disparo antropógeno de CO₂ lo que significa una ruptura de la regularidad del comportamiento de la serie del BGV.

APENDICE A. TEORÍA DE MILANKOVITCH

De acuerdo con Saltzman (2002), Adhémar (1842) y Croll (1875) sugirieron cualitativamente y tiempo después Milankovitch (1930, 1941) determinó cuantitativamente que variaciones sistemáticas de los elementos orbitales de la Tierra (e , excentricidad; ε , oblicuidad; Λ , longitud del perihelio) llevan a variaciones de la distribución meridional de la insolación que pueden forzar cambios climáticos en la Tierra.

La teoría de Milankovitch explica cambios climáticos de amplio periodo, de acuerdo con ésta, la variación de los elementos orbitales modifican la cantidad de energía solar que recibe la Tierra y esto origina cambios climáticos (Schwarzacher, 1993).

Dicha teoría recibe ese nombre debido a que Milutin Milankovitch fue el primero en estudiar con detalle los tres aspectos básicos de la teoría astronómica del clima, los cuales son: el problema del mecanismo celeste, concerniente con el cálculo de los elementos orbitales de nuestro planeta; la cuestión de cuanta energía solar es recibida por la superficie de la Tierra y finalmente cuales son las consecuencias climáticas de la energía suministrada (Schwarzacher, 1993).

La inclinación y revolución elíptica de la Tierra alrededor del Sol provee las más importantes fuentes de forzamientos externos del sistema climático en escalas de tiempo de edades de hielo, estas perturbaciones son debidas a cambios en la orientación de la Tierra y su posición relativa al Sol debidos a cambios en los siguientes elementos orbitales:

- 1) La excentricidad (e)

$$e = \frac{\sqrt{a^2 - b^2}}{a}$$

donde a y b son los ejes mayor y menor de la órbita elíptica.

- 2) La oblicuidad (ε) o ángulo de inclinación del eje de la Tierra relativo al plano de la eclíptica.
- 3) La precesión ($e \sin \Lambda$), donde Λ es la longitud del perihelio medido de un punto fijo a lo largo de la órbita, el equinoccio vernal.

En la figura A.1 se observan variaciones en los elementos orbitales mencionados para 300 ka, considerando aproximadamente 200 ka al pasado y 100 ka al futuro, estas variaciones contribuyen a la variación en la energía recibida en el tope de la atmósfera.

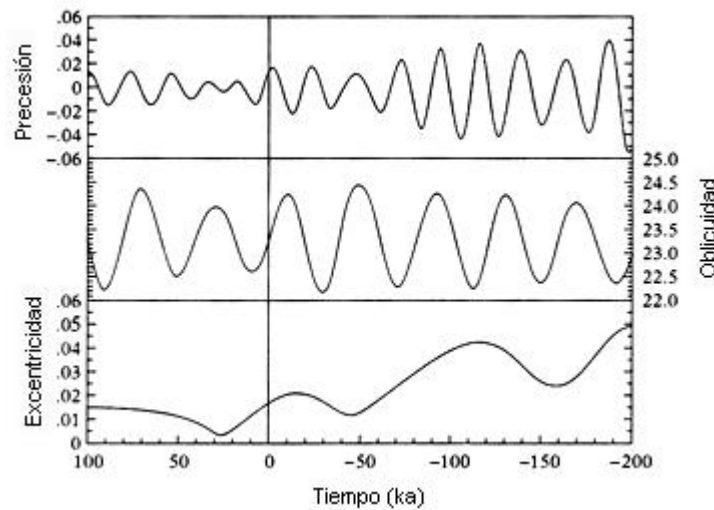


Figura A.1 Variaciones de los parámetros orbitales para un periodo de 300 ka abarcando pasado y futuro de la órbita terrestre (figura adaptada de http://earthobservatory.nasa.gov/Library/Giants/Milankovitch/milankovitch_3.html [consultada en línea el 14 de junio de 2007]).

A.1 La excentricidad

La excentricidad de la órbita va de una forma casi circular, cuando esencialmente no hay diferencia entre el perihelio y el afelio, a una excentricidad máxima cuando la radiación solar recibida en el tope de la atmósfera varía en aproximadamente un 30% entre el perihelio y el afelio (Saltzman, 2002). La excentricidad en los últimos 5 millones de años, ha variado entre 0.0005 y 0.607 (valor presente 0.0167) con un

cuasi-periodo de 95 ka, con componentes espectrales principales de 410, 95, 120 y 100 ka (Berger, 1984).

En la figura A.2 se observan dos trayectorias con distinta excentricidad para la Tierra, la elipse de máxima excentricidad corresponde a una trayectoria exagerada con el objetivo de mostrar la diferencia entre una trayectoria cuasi-circular y una con excentricidad mayor. Cuando mayor es la excentricidad mayor es la diferencia en la distancia entre el Sol y el perihelio y el primero con el afelio.

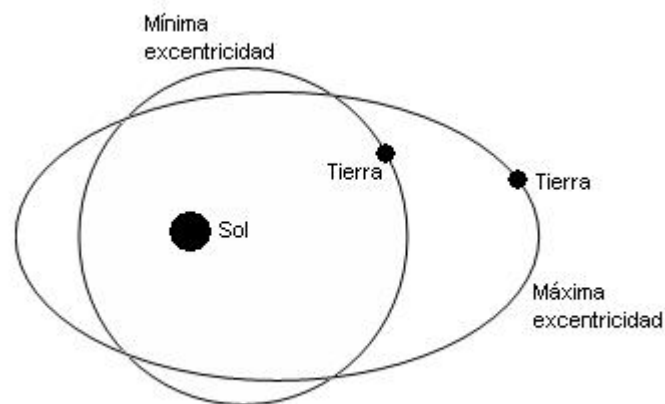


Figura A.2 Variación de la excentricidad de la trayectoria de la Tierra alrededor del Sol (figura adaptada de <http://www.env.leeds.ac.uk/envi2150/oldnotes/lecture5/lecture5.html> [consultada en línea el 14 de junio de 2007]).

A.2 La oblicuidad

La oblicuidad varía entre 22° y $24^\circ 30'$ (valor presente $23^\circ 27'$), el ángulo define la latitud de los círculos polares y los trópicos, que alternadamente delimitan el área del día polar y las máximas latitudes alcanzadas por el cenit solar en verano en cada hemisferio. El efecto de los cambios en la oblicuidad en la radiación recibida incrementa hacia los polos, en verano en altas altitudes ésta incrementa pero en invierno la radiación total disminuye. Dado que la inclinación es similar en ambos hemisferios, los cambios en la oblicuidad afectan de la misma forma la radiación recibida en ambos hemisferios (Saltzman, 2002). La oblicuidad presenta un

prominente y cuasi-estable periodo de 41 ka, aunque tiene periodos de 54 y 29 ka que no son despreciables (Berger, 1984).

En la figura A.3 se observa el ángulo la oblicuidad que es el ángulo entre el eje de rotación y el plano perpendicular a la órbita.

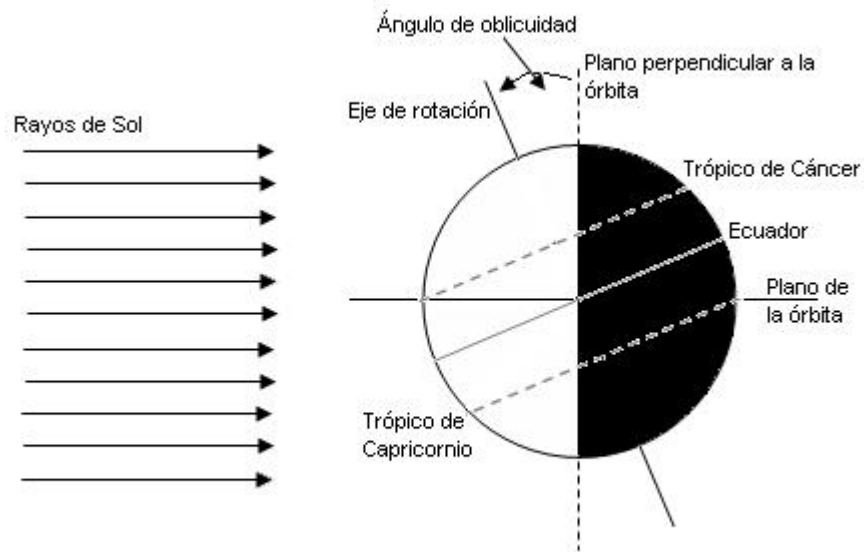


Figura A.3 Oblicuidad de la Tierra (figura adaptada de <http://www.soes.soton.ac.uk/staff/ejr/DarkMed/9-tilt.jpg> [consultada en línea 14 de junio de 2007]).

A.3 La precesión

Los cambios en la sincronización estacional del perihelio y el afelio resultan de un lento bamboleo del eje de rotación de la Tierra y su movimiento alrededor del Sol. El efecto del bamboleo, que es independiente de la variación de la inclinación del eje, cambia sistemáticamente la sincronización de los solsticios y los equinoccios relativos a las posiciones extremas que ocupa la Tierra en su trayectoria elíptica alrededor del Sol (Saltzman, 2002). La revolución del punto vernal relativo al movimiento del perihelio tiene un cuasi-periodo de 21.7 ka, con otros periodos principales de cerca de 23 y 19 ka (Berger, 1984).

En la figura A.4 se observa el cambio de orientación del eje de rotación de la Tierra el cual origina la precesión de los equinoccios y se conoce como bamboleo de precesión.

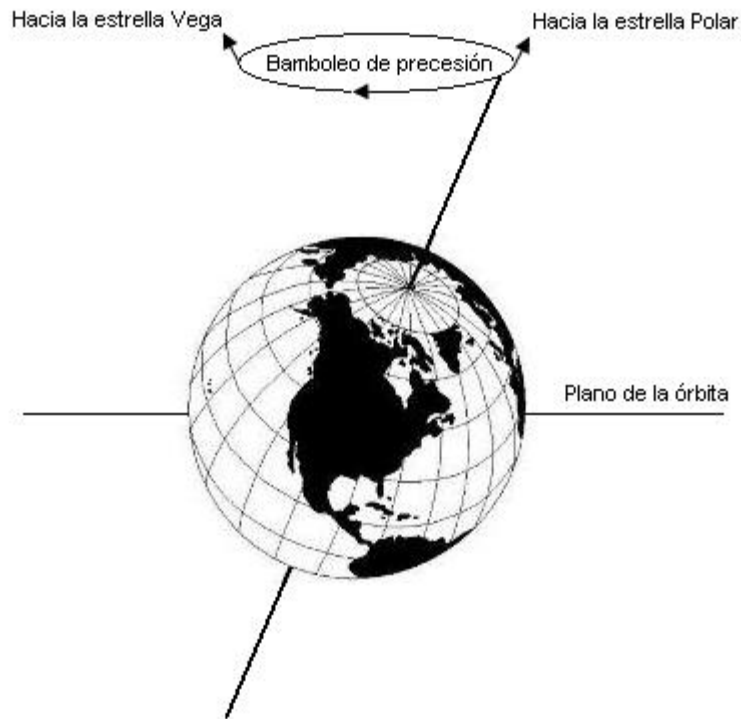


Figura A.4 Precesión de los equinoccios de la Tierra (figura adaptada de <http://www.soes.soton.ac.uk/staff/ejr/DarkMed/F7wobble.jpg> [consultada en línea 14 de junio de 2007]).

BIBLIOGRAFÍA

- Adem, J. y R. Garduño (1998), 'Feedback effects of atmospheric CO₂-induced warming', *Geofísica Internacional*, 37(2):55-70
- Adhémar, J.F. (1842), *Les Revolutions de la Mer Deluges Periodiques*, París.
- Allen, L.W. y J.S. Amthor (1995), 'Plan Physiological Responses to Elevated CO₂, Temperature, Air Pollution, and UV-B Radiation', en Woodwell G.M. y F.T. Mackenzie (eds.)(1995), *Biotic Feedbacks in the Global Climatic System*, Nueva York: Oxford University Press, pp:51-84
- Archer, D. y E. Maier-Reimer (1994), 'Effect of deep-sea sedimentary calcite preservation on atmospheric CO₂ concentration', *Nature*, 367:260-263
- Archer, D., P. Martin, B. Buffett, V. Brovkin, S. Rahmstorf y A. Ganopolski (2004), 'The Importance of ocean temperature to global biogeochemistry', *Earth and Planetary Science Letters*, 222:333-348
- ATCM Working Paper WP-019, *Water Sampling of the Subglacial Lake Vostok* [en línea], Rusia: XXV ATCM [consultado 11 de diciembre de 2006]. Disponible en internet: <http://salegos-scar.montana.edu/docs/researchprojects/ATCMWorking%20paperWP-019.pdf>
- Barnola, J.M., D. Raynaud, A. Neftel y H. Oeschger (1983), 'Comparison of CO₂ measurements by two laboratories on air from bubbles in polar ice', *Nature* 303:410-13
- Barnola, J.-M., D. Raynaud, Y.S. Korotkevich, and C. Lorius (1987), 'Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO₂', *Nature* 329:408-14
- Bergengren, J.C., S.L. Thompson, D. Pollard y R.M. Deconto (2001), 'Modeling global climate-vegetation interactions in a double CO₂ world', *Climatic Change* 50:31-75
- Berger, A.L. (1978), 'Long Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Changes', *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35(12):2362-2367
- Berger, A.L. (1984), 'Accuracy and frequency stability of the Earth's orbital elements during the quaternary', en Berger, A.L., J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla y B. Saltzman (eds)(1984), *Milankovitch and Climate: Understanding the Response to Astronomical Forcing*, Paises Bajos: D. Reidel Publishing Company, 544p.
- Berger, A.L. y P. Pestiaux (1984), 'Stability of the Quaternary Terrestrial Insolation', en Berger, A.L., J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla y B. Saltzman (eds)(1984), *Milankovitch and*

- Climate: Understanding the Response to Astronomical Forcing*, Paises Bajos: D. Reidel Publishing Company, 544p.
- Berner, R.A. (1993), 'Paleozoic atmospheric CO₂: Importance of solar radiation and plant evolution', *Science*, 261:68-70
- Berner, R.A. (1997), 'The rise of plants and their effect on weathering and atmospheric CO₂', *Science* 276:544-546
- Berner, R.E. (1998), 'The carbon cycle and CO₂ over Phanerozoic time: the role of land plants', *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B* 353:75-82
- Bigg, G.R. (1996), *The Oceans and Climate*, Reino Unido: Cambridge University Press, 266p.
- Bloomfield, P. (1976), *Fourier Analysis of Time Series: an introduction*, EEUU: J. Wiley, 261p.
- Bradley, R. S. (1999), *Paleoclimatology: reconstructing climates of the quaternary*, 2a ed, EEUU: Academic Press, 613p.
- Brigham, E.O. (1974), *The fast Fourier transform*, Nueva Jersey: PrenticeHall, 252p.
- Brillinger, D.R. (1975), *Time Series: Data analysis and theory*, EEUU: Holt, 500p.
- Brook, E.J., E. Wolff, D. Dahl-Jensen, H. Fischer y E.J. Steig (2006), 'The future of ice coring: International Partnerships in Ice Core Sciences (IPICS)', *PAGES NEWS* 14(1):6-9
- Chester, R. (1990), *Marine Geochemistry*, Inglaterra: Unwin Hyman, 698 p
- Coulson, K.L. (1975), *Solar and Terrestrial Radiation: methods and measurements*, EEUU: Academic Press, 322p.
- Cox, P.A. (1995), *The Elements on Earth*, Gran Bretaña: Oxford University Press, 287p.
- Croll, J. (1875), *Climate and Time in Their Geologic Relations. A Theory of Secular Change of the Earth's Climate*, Londres, 577p.
- Cruz-Pastrana, D.A. (2003), *Una revisión de los datos paleoclimáticos de Vostok y su extrapolación al cambio climático global actual*, Tesis de Licenciatura en Ciencias Atmosféricas, Universidad Veracruzana, 60p.
- De Baar H.J.W. y M.H.C. Stoll (1989), 'Storage of Carbon Dioxide in the Ocean', en Okken P.A., R.J. Swart y S. Zwerver (eds.) (1989), *Climate and energy. The feasibility of controlling CO₂ emissions*, Holanda: Kluwer Academic Publishers, pp: 143-177
- Elliott D.F. y K.R. Rao (1982), *Fast transforms: Algorithms, analyses, applications*, EEUU: Academic press, 488p.
- Ehhalt, D.H., M. Prather, F. Dentener, R. Derwent, E. Dlugokencky, E. Holland, I. Isaksen, J. Katima, V. Kirchhoff, P. Matson, P. Midgley y M. Wang (2001), 'Atmospheric Chemistry and Greenhouse Gases', en Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M.

- Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell y C.A. Johnson (eds.) (2001), *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Reino Unido y Nueva York: Cambridge University Press, 881pp.
- EPICA community members (2004), 'Eight glacial cycles from an Antarctic ice core', *Nature*, 429:623-628.
- Fagan, B. (2000), *The Little Ice Age: how climate made history, 1300-1850*, EEUU: Basic Books, 246p.
- Garduño, R. y J. Adem (1992), 'Calentamiento global calculado con el modelo termodinámico', *Ciencia*, 43:11-14
- Garduño, R. y J. Adem (1994), 'Initial radiative perturbations and their responses in the Adem thermodynamic model', *World Resource Review*, 6(3):343-349
- Garduño, R., J. Adem y B. Mendoza (1997), 'Contributions of preindustrial CO₂ and climate feedbacks on the Maunder Minimum cooling', *World Resource Review*, 9(2):240-247
- Garduño R., D. Cruz-Pastrana y A. Tejeda-Martínez (2005), 'Paleoclimatic cycles, anthropogenic break and global warming', *World Resource Review*, 17(2):189-195
- Gerrard, J. (2000), *Fundamentals of soils*, Londres: Routledge, 230p.
- Hansen, J., A. Lacis, D. Rind, G. Russell, P. Stone, I. Fung, R. Ruedy y J. Lerner (1994), 'Climate sensitivity: analysis of feedback mechanisms', en Hansen, J. y T. Takahashi (eds.), *Climate processes and climate sensitivity*, American Geophysical Union
- Hartmann, D. (1994), *Global Physical Climatology*, EEUU: Academic Press, 411p.
- Imbrie, J., E. A. Boyle, S. C. Clemens, A. Duffy, W. R. Howard, G. Kukla, J. Kutzbach, D. G. Martinson, A. McIntyre, A. C. Mix, B. Molino, J. J. Morley, L. C. Peterson, N. G. Pisias, W. L. Prell, M. E. Raymo, N. J. Shackleton y J. R. Toggweiler (1992), 'On the structure and origin of major glaciation cycles, 1, Linear responses to Milankovitch forcing', *Paleoceanography*, 7(6), 701-738.
- Indermühle, A., E. Monnin, B. Stauffer, T.F. Stocker y M. Wahlen (2000), 'Atmospheric CO₂ concentration from 60 to 20 kyr BP from the Taylor Dome ice core, Antarctica', *Geophysical Research Letters* 27(5):735-738
- Jackson, W. (1993), *Humic, Fulvic and Microbial Balance: organic soil conditioning*, EEUU: Jackson Research Center, 931p.

- Jaramillo, V.J. (2004), 'El ciclo global del carbono', en Martínez J. y A. Fernández (coords.) (2004), *Cambio Climático: Una visión desde México*, INE: México, 525p.
- Jenkins G.M. y D.G. Watts (1968), *Spectral analysis and its applications*, EEUU: Holden-day, 525p.
- JGOFS (2001), 'The Role of the Ocean in the Global Carbon Cycle', *IGBP SCIENCE*, 2:8-13
- Khodri, M., Y. Leclainche, G. Ramstein, P. Braconnot, O. Marti y E. Cortijo (2001), 'Simulating the amplification of orbital forcing by ocean feedbacks in the last glaciation', *Nature*, 410:570-574
- Mason, B.H. (1952), *Principles of geochemistry*, EEUU: J. Wiley, 276p.
- Matear, R.J. y A.C. Hirst (1999), 'Climate change feedback on the future oceanic CO₂ uptake', *Tellus*, 51B:722-733
- Mathews, J.H. y K.D. Fink (2000), *Métodos numéricos con MATLAB*, España: Prentice Hall, 721p.
- Milankovitch, M. (1920), *Theorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire*, Gauthier-Villars et Cie., Editeurs, Paris
- Milankovitch, M. (1930), *Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen*, en: *Handbuch der Klimatologie in fünf Bänden*, Hrsg. W. Köppen und R. Geiger, Band I, Teil A. Verlag Bornträger Berlin, 176 pp.
- Milankovitch, M. (1941), *Canon of Insolation and the Ice-Age Problem*, 1998 English Edition, BIGZ, Belgrade, 634 pp.
- Peixoto, J.P. y A.H. Oort (1992), *Physics of Climate*, EEUU: AIP, 520p.
- Petit, J.R., J. Jouzel, D. Raynaud, N.I. Barkov, I. Basile, M. Davis, V.M. Kotlyakov, V.Y. Lipenkov, C. Lorius, E. Saltzman, M. Stievenard, A. Leruyet y M. Stievenard (1997), 'Four climate cycles in Vostok ice core', *Nature* 387: 359-360
- Petit, J.R. (1998), 'Evidence from the Vostok Ice Core Studies', en *Lake Vostok Workshop Final Report*, [en línea], Washington D.C., [consultado 11 de diciembre de 2006]. Disponible en internet:
<http://www.ldeo.columbia.edu/res/pi/vostok/Report.pdf>
- Petit, J.R., J. Jouzel, D. Raynaud, N.I. Barkov, J.M. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chappellaz, M. Davis, G. Delaygue, M. Delmotte, V.M. Kotlyakov, M. Legrand, V.Y. Lipenkov, C. Lorius, L. Pépin, C. Ritz, E. Saltzman y M. Stievenard (1999), 'Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica', *Nature* 399:429-436

- Petit, J.R., J. Jouzel, D. Raynaud, N.I. Barkov, J.M. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chappellaz, M. Davis, G. Delaygue, M. Delmotte, V.M. Kotlyakov, M. Legrand, V.Y. Lipenkov, C. Lorius, L. Pépin, C. Ritz, E. Saltzman y M. Stievenard (2001), Vostok ice core data for 420,000 years. IGBP Pages/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series #2001-076. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder, CO, USA.
http://www.ngdc.noaa.gov/paleo/icecore/antarctica/vostok/vostok_data.html
- Prentice, I.C., G.D. Farquhar, M.J.R. Fasham, M.L. Goulden, M. Heimann, V.J. Jaramillo, H.S. Keshgi, C. Le Quéré, R.J. Scholes, D.W.R. Wallace (2001): 'The Carbon Cycle and Atmospheric Carbon Dioxide' en Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell y C.A. Johnson (eds.) (2001), *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Reino Unido y Nueva York: Cambridge University Press, 881pp.
- Priestley, M.B. (1981), *Spectral Analysis and Time Series*, Londres: Academic Press, 943p.
- Ritschard, R.L. (1992), 'Marine algae as a CO₂ sink', en Wisniewski, J. y A.E. Lugo (1992), *Natural Sinks of CO₂*, Holanda: Kluwer Academic Publishers, 466p.
- Saltzman, B. (2002), *Dynamical paleoclimatology: generalized theory of global climate change*, EEUU: Academic Press, 354p.
- Schwarzacher, W. (1993), *Cyclostratigraphy and the Milankovitch theory*, Amsterdam: Elsevier, 225p.
- Shumway, R.H. (1988), *Applied statistical time series analysis*, New Jersey: Prentice Hall, 379p.
- Smil, V. (2002), *The Earth's Biosphere*, EEUU: The MIT Press, 346p.
- Smith, H.J., M. Wahlen, D. Mastroianni, K. Taylor, P. Mayewsky (1997), 'The CO₂ concentration of air trapped in Greenland Ice Sheet Project 2 ice formed during periods of rapid climate change', *Journal of Geophysical Research* 102(C12): 26,577-26,582
- StatSoft, Inc. (2003). STATISTICA (software de análisis de datos), versión 6.
www.statsoft.com
- Steffen, W. (2000), 'An integrated approach to understanding Earth's metabolism', *IGBP NEWSLETTER*, 41:9-10,16-17

- Storch, H.V. y F.W. Szwiwers (1999), *Statistical analysis in climate research*, Reino Unido: Cambridge, 483p.
- Subba Rao, T., M.B. Priestley y O. Lessi(eds.)(1997), *Applications of Time Series Analysis in Astronomy and Meteorology*, Gran Bretaña: Chapman & Hall, 465p.
- Thom, H.C.S. (1958), A note on the gamma distribution, *Monthly Weather Review*, 86:117-122
- Thomas, G.E. y K., Stamnes (2002), *Radiative Transfer in the Atmosphere and Ocean*, Reino Unido: Cambridge University Press, 517p.
- Vernekar, A. D., (1972), Long-Period Global Variations of Incoming Solar Radiation, *Meteor. Monogr.*, 34:1-21
- Wallace, D.W.R. (2001), Storage and transport of excess CO₂ in the Oceans: The JGOFS/WOCE Global CO₂ Survey, en Siedler, G., J. Church y J. Gould (eds.)(2001), *Ocean circulation and climate : observing and modelling the global ocean*, EEUU: Academic Press, pp: 489-521
- Walker, J.C.G. (1977), *Evolution of the atmosphere*, EEUU: Macmillan Publishing Co., 318p.
- Warneck, P. (2000), *Chemistry of the natural atmosphere*, EEUU: Academic Press, 927 p.
- Wei (1990), *Time series analysis: univariate and multivariate methods*, EEUU: Addison-Wesley, 478p.
- Woodwell, G.M., F.T. Mackenzie, R.A. Houghton, M. Apps, E. Gorham y E. Davidson (1998), 'Biotic feedbacks in the warming of the earth', *Climatic Change*, 40:495-518b
- Wilks, D.S. (1995), *Statistical methods in the atmospheric sciences: an introduction*, EEUU: Academic Press, 467p.