



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MEXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**EL METABOLISMO TERRESTRE Y
LOS CAMBIOS CLIMÁTICOS**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE

F Í S I C O

P R E S E N T A

JOSÉ RAMÓN HERNÁNDEZ BALANZAR

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



MÉXICO D.F.

2006



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.



ACT. MAURICIO AGUILAR GONZÁLEZ
Jefe de la División de Estudios Profesionales de la
Facultad de Ciencias
Presente

Examinación de tesis de licenciatura de Física con el
tema "Estabilidad no lineal de los circuitos de potencia"

del alumno: **Gerardo Balanzar José Ramón**

con número de tesis: **09251678-9**, que se encuentra en trámite de la carrera de Física

De fecho anterior a los hechos de la aprobación

Atentamente

Director de Tesis	M. en C. Felipe René Garduño León	<i>[Firma]</i>
Procurador	Dr. Víctor Manuel Mancera Castro	<i>[Firma]</i>
Preparado	Dr. José María Soler Ancocheide	<i>[Firma]</i>
Suplente	M. en C. Alicia Zarcoza Pardo	<i>[Firma]</i>
Suplente	Dr. Gustavo Martínez Fábrega	<i>[Firma]</i>

Consejo Departamental de Física

[Firma]
M. en C. Alicia Zarcoza Pardo

A mis padres
Rogelio y Josefina

A mi esposa
Rocio, "*La Rorra*"

A mis hijos
Daniela y José Ramón

A mis hermanos, amigos
y maestros

Agradecimientos:

Deseo aclarar que ésta es la parte de la tesis que me resultó más difícil concluir, contradictoriamente no es porque tenga dudas, es donde más seguro estoy. Pero, establecer un orden de importancia de quienes directa o indirectamente contribuyeron a la realización de este trabajo, me hace reflexionar que eso no es lo importante, sino la disposición y apoyo que de igual manera todos me han mostrado en el breve o largo tiempo de conocerlos.

Agradezco al maestro René Garduño, por su dedicado interés que siempre ha mostrado para quienes seguimos teniendo la suerte de ser sus alumnos. Las largas pláticas académicas más allá de las personales, me hicieron reafirmar mi vocación por la física, por la ciencia y por encontrar la mejor manera de transmitirla. Con el maestro Garduño se puede aprender de ciencia como se puede aprender del tema más insignificante del que se hable. Su rigor en el método y su afán meticuloso me ayudaron a que este trabajo bajo su dirección no se saliera de sus cauces, al encontrar los más mínimos detalles y proponerme alternativas y soluciones que además me vislumbró mejor el tema de esta tesis. ¡Muchas gracias maestro Garduño!

Reitero todo mi respeto y mi agradecimiento al Dr. Victor Manuel Mendoza del Centro de Ciencias de La Atmósfera, a la Dra. Ana María Soler del Instituto de Geofísica, a la Dra. Vivianne Marquina y la M. en C. Alicia Zarzosa de la Facultad de Ciencias, por sus valiosas y pertinentes observaciones que me hicieron al revisar esta tesis. Así como por tener la paciencia e inteligencia para proponerme ideas nuevas que me permitieron perfeccionar la redacción y la exposición de este trabajo.

Agradezco al Dr. Alejandro Frank y al Dr. Jorge Hirsch por la confianza que ambos me han brindado y que me honra al colaborar con ellos a divulgar la ciencia desde el Instituto de Ciencias Nucleares. Su sensibilidad y conocimiento de aspectos tan variados de la ciencia, me llevan a sumarme y compartir con ellos la preocupación de la importancia de fortalecer la educación en ciencias a partir de la educación básica. Su invitación siempre me motiva a prepararme profesionalmente para continuar en la fantástica aventura de comunicar la ciencia para todos.

No puedo dejar de mencionar a quienes desde los primeros años de estudio en la Facultad de Ciencias siempre me apoyaron, motivaron y me enseñaron con su cátedra los conceptos básicos de la física al permitirme realizar algunos experimentos de divulgación en el Laboratorio de Física Atómica y Molecular junto con mi gran amigo José Luis. Me refiero al M. en C. Raúl Gómez, a la Dra. Vivianne Marquina, a la Dra. Rosalía Ridaura, al Dr. José Ernesto Marquina, a la Fis. María Luisa Marquina, al Fis. Manuel Jiménez, al M. en C. Manuel Quintana y desde luego a mis cuates José Luis Pérez, Laura González, Rogelio Murillo y Eduardo Trejo. Menciono en este mismo contexto a la M. en C. Bertha Oda del Centro de Ciencias de la Atmósfera, quién con sus palabras siempre me alienta a ser mejor.

Para todos ellos, mi más sincero agradecimiento, que va más allá de las aulas, como lo es el aprendizaje que he podido adoptarles para tener una visión más general y crítica en temas variados al colarme en sus agradables y divertidas charlas de pasillo y/o café.

Agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México el privilegio de formarme en ella a través de la Facultad de Ciencias. Las satisfacciones personales y profesionales más grandes que he tenido hasta ahora tienen su origen en la UNAM.

CONTENIDO

	Página
OBJETIVOS:	6
PRÓLOGO:	7
INTRODUCCIÓN:	9
1. HISTORIA DEL CLIMA DE LA TIERRA	
1.1 La formación del planeta	12
1.2 El sistema climático	20
1.3 Paleoclimatología	22
1.4 La Antártida y la estación científica de Vostok.	27
1.5 Análisis del barreno glacial de Vostok	35
2. EL METABOLISMO BIO-GEO-FÍSICO-QUÍMICO DE LA TIERRA	
2.1 El metabolismo natural del planeta	40
2.2 Comportamiento planetario autorregulado	46
2.3 Las regularidades en los últimos 420 mil años	49
2.4 Diagnóstico acoplado de temperatura-GEI-insolación	52
2.5 Holoceno	54
3. CAMBIO CLIMÁTICO ACTUAL	
3.1 La presente ruptura antropógena	58
3.2 El calentamiento global	62
3.3 Despliegue gráfico y acoplamiento del registro térmico de Vostok- <i>Holoceno</i> - época preindustrial- <i>Antropoceno</i>	74
3.4 Los escenarios de CO ₂ , CH ₄ y temperatura para el próximo siglo	76
4. CONCLUSIONES	82
5. GLOSARIO	85
6. REFERENCIAS	87

OBJETIVO GENERAL:

Hacer un análisis comparativo de los registros paleoclimáticos de Vostok en la Antártida de los últimos 420 mil años, en particular del archivo climático registrado en un núcleo de hielo que consiste en registros de temperatura (T), bióxido de carbono (CO₂) y metano (CH₄) con datos actuales de estas mismas variables. Presentar también una estimación de la concentración de estos gases y de la temperatura para el próximo siglo.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS:

- Conectar los registros glaciales de anomalía de temperatura (ΔT) con la actualidad; desplegar éste registro hasta el *antropoceno* en una serie de tiempo en escala logarítmica.
- Agrupar las series de datos de ΔT , CO₂ y CH₄ de diferentes registros de barrenos situados en otras latitudes y de otras técnicas paleoclimáticas, para los últimos 1000 años.
- Mostrar que el registro de Vostok es representativo del clima de la Tierra y que los valores actuales de T, CO₂ y CH₄ superan el máximo valor de por lo menos 420 mil años a partir de este registro y de 740 mil años según el registro *EPICA*. Mostrar que existe entonces, un rompimiento o perturbación *antropógena* del sistema natural.
- Mostrar las previsiones de este cambio climático *antropógeno* para el próximo siglo.

PRÓLOGO

¿Qué es la física?

¿Qué es la física? pregúntame indiscreto
un joven cuyo espíritu barrunta
¡que podré contestar a esa pregunta!
en los catorce versos de un soneto.

¿En los catorce versos? ¡Por San Cleto!
¿Cómo encerrar allí la marabunta
de los temas que el físico arrejunta
si no caben en un grueso mamotreto?

¿En los catorce versos? ¿Quién se atreve
si el soneto, en verdad, es cosa breve
y la física es todo el Universo?

¿En los catorce versos? ¡Ni de chiste!
¡La física no muere, siempre existe,
y el soneto murió con este verso!.

Soneto del maestro Don Juan B. de Oyarzabal y Orueta. Tomado del libro *Ensayos sobre mecánica clásica*, editado por la Facultad de Ciencias UNAM en 1984.

Es sin duda, de singular importancia el conocimiento y entendimiento de nuestro Universo con la connotación que cada quién le quiera dar. Asimismo, de nuestro planeta y de los fenómenos físicos que en ellos suceden, -creo que absolutamente todos o la mayoría de los físicos coincidirían en este punto-. Sin embargo, entender absolutamente todo el Universo, hoy en día requiere más que nunca de un conjunto de disciplinas tanto científicas como humanistas, que no es posible encontrarlas en un solo mamotreto y mucho menos en una persona. Es por ello que para aproximarnos muy prudentemente solo a “conocer” no digamos “entender” ese Universo y todo lo que contiene, es importante dividir esa gran incógnita en subtemas que forman parte de

ese todo, pero con características afines; así como recurrir a varias de estas disciplinas además del pensamiento recopilado de la humanidad en su conjunto a lo largo de la historia.

En particular este trabajo aborda un tema con características de interdisciplinaridad en general: El clima de nuestro planeta, el estudio de los climas del pasado para poder entender los cambios naturales y *antropógenos* que la Tierra ha experimentado a lo largo de su historia; así como los posibles escenarios futuros de clima para los próximos 100 años, y sus posibles consecuencias. Menospreciar las causas y efectos directos o indirectos del cambio climático sería un grave error de las personas, instituciones o países que tienen la capacidad y sobre todo el poder para tomar decisiones que involucran a más de una persona o simplemente afectan el medio natural en el que estamos inmersos. Se requiere de todos, cada uno con sus respectivos alcances, posturas y acciones que pongan muy por encima de todo y antes que nada el valor de la vida humana, vegetal y animal, presente y futura.

Por todo lo anterior, en lo personal, este trabajo me hace reflexionar sobre ello. Deseo manifestar que mi intención al realizar esta tesis, pretende además contribuir con un trabajo de investigación no sólo para los científicos o quienes de alguna manera están concientes del valor de la ciencia, sino también para todos aquellos que los propios científicos comúnmente llaman o llamamos “público en general”. Es decir, que sea divulgable para todos nosotros. No deja de apasionarme la divulgación y la difusión del conocimiento científico, ya que fue precisamente de esta forma, la que en algún momento atrás de mi vida me trajo a la ciencia, y que por ahora espero concluir sólo uno más de esos pasos que llevan al mundo tan fascinante y por demás infinitamente explorable, que es la ciencia. Como ser humano creo sin duda en ese valor social que deberíamos encontrar más en la ciencia.

INTRODUCCIÓN

Al hablar de clima nos referimos a un conjunto estadístico de variables físicas presentes en los diferentes elementos que constituyen el denominado “sistema climático”. Este sistema está formado por la atmósfera, los océanos, los continentes, la criosfera (casquetes glaciales) y la biosfera (los organismos vivos). Se trata de entender las múltiples y complejas interacciones que se producen entre estas diferentes “esferas”, entre otras cosas, porque las escalas temporales que caracterizan a sus respectivos procesos son muy distintas. Así por ejemplo, el período de reacción de los diferentes elementos del sistema climático puede ser de un solo día o hasta siglos o incluso milenios.

Durante milenios, el clima de diferentes partes de la Tierra ha tenido cambios, en ocasiones cíclicos de diversa duración y cuya índole no es plenamente conocida. Mediante el mecanismo de la circulación atmosférica general, las variaciones climáticas se extienden por todo el planeta, las consecuencias se manifiestan en todas partes y dejan su huella en las rocas y los suelos, los sedimentos y los arrecifes de coral, las esporas y el polen encerrados en viejos depósitos, y en los anillos de los árboles. Hace relativamente poco se han estudiado *núcleos de hielo* extraídos de los glaciares como un indicador más del cambio climático que se ha presentado en el pasado.

El clima no ha dejado de variar en todas las escalas de tiempo, la naturaleza ha conservado sus vestigios que constituyen el auténtico archivo que hay que descifrar para reconstruir la historia del clima. Las huellas del pasado registradas en la naturaleza y la reconstrucción de los climas antiguos han permitido a los científicos e historiadores explicar la evolución de las sociedades humanas. El hombre ha encontrado registros que muestran cambios importantes en el clima, a veces estos han sido muy grandes. En algunas épocas el clima ha sido cálido y en otras frío, ha pasado inclusive bruscamente de unas situaciones a otras. La humanidad a lo largo de la historia ha sido testigo de los cambios climáticos, unas veces como beneficiaria y otras como víctima.

El cambio climático constituye hoy, uno de los retos más importantes al que la humanidad se enfrenta. Hace apenas tres décadas este fenómeno era una cuestión prácticamente desconocida para la mayoría de la población, la sociedad en general y los gobiernos no mostraban interés por este fenómeno. A principios de los años ochenta del siglo XX surgió una oleada de investigaciones en diversos campos y disciplinas importantes, como la meteorología, la geografía, la economía, la ecología, la sociología, el derecho internacional, y muy recientemente como sistema dinámico complejo; esto ha ocasionado entre los científicos una búsqueda interdisciplinaria por comprender mejor el clima.

Estructura de la tesis:

Este trabajo está agrupado en tres capítulos divididos en temas que, a través de la lectura de la tesis, muestran un orden cronológico –pasado, presente y futuro-; aunque con una estructura deductiva de conceptos generales que se retoman de manera más específica y detallada a lo largo del texto. A continuación se describe de manera general cada capítulo:

1.- Una breve introducción a la historia del clima de la Tierra, desde su origen hasta el presente, haciendo énfasis en los paleoclimas desde el último cuarto del *cuaternario* (hace aproximadamente 420 mil años), pasando por el *holoceno* (desde hace aproximadamente 12 mil años) hasta el *antropoceno* (desde hace 150 años). Se mencionan las técnicas más comunes para el estudio del clima, resaltando la técnica de los *indicadores paleoclimáticos* que se obtienen de los núcleos de hielo. Se incluyen datos históricos y geográficos de la estación científica de Vostok y peculiaridades de la Antártida. Se resalta la estructura física del lago subglacial que se encuentra a 3700 m por debajo de esta estación, su perfil vertical y corte horizontal. Se muestran los registros de temperatura (T), bióxido de carbono (CO₂), metano (CH₄) -estos dos últimos como gases de efecto invernadero o GEI- y el isótopo de oxígeno (¹⁸O), además de la insolación. Las principales referencias de esta sección son: El Programa de Paleoclimatología de la NOAA, Fairbridge, (1982); ATCM WP-019; y Petit et al, (1999).

2.- El metabolismo *bio-geo-físico-químico* de la Tierra. Este nombre se adoptó porque se observan en el registro de Vostok y recientemente en el de EPICA, fuertes regularidades:

paralelismo, cuatro ciclos en Vostok y ocho en EPICA, de aproximadamente 100 mil años; y valores acotados de T, concentraciones de CO₂ y CH₄, que junto con los registros de ¹⁸O e insolación sugieren un comportamiento planetario autorregulado por mecanismos biológicos, geológicos, físicos y químicos. Se presenta el diagnóstico cualitativo del comportamiento acoplado de temperatura y de estos dos GEI, e insolación. Las principales referencias de esta sección son: Petit et al, (1999); Steffen, (2000); IPCC, (2001).

3.- El registro instrumental directo del *antropoceno* y el actual cambio climático, la presente ruptura *antropógena* y los escenarios para el próximo siglo de T, así como de los niveles de CO₂ y CH₄ como principales GEI detonadores del calentamiento global. El acoplamiento de la variación de la temperatura (ΔT) del registro de Vostok, con el valor promedio del *holoceno*, la época preindustrial y el *antropoceno* (extendido hasta el próximo siglo. Las principales referencias de esta sección son: Petit et al, (1999); IPCC, (2001) y Finnigan, (2003).

CAPÍTULO 1

HISTORIA DEL CLIMA DE LA TIERRA

“Cuanto más atrás puedas mirar, más adelante es probable que veas”

Winston Churchill

1.1 La formación del planeta

El primer indicio del clima en la Tierra, data 200 millones de años después de haberse formado el planeta hace 4600 millones de años. De acuerdo con las teorías modernas de la cosmología y las observaciones astronómicas que se han hecho de otros sistemas solares, estas deberían proporcionar un modelo razonable del origen de nuestro planeta. Generalmente se acepta el

concepto de que ocurrió una agregación -por *gravitación*- en frío de polvo planetario, que en su conjunto contenían todas las sustancias químicas encontradas comúnmente en los meteoritos que durante los primeros 700 millones de años se impactaron fundiéndose con esa primera masa terrestre constituida por la agregación. La gran cantidad de colisiones hizo que la energía cinética molecular aumentara, y por tanto la energía interna de la Tierra también. Varias teorías discutidas hoy en día por la comunidad científica hacen suponer que la energía interna actual de la Tierra es consecuencia de la energía liberada durante la formación del Universo (Fairbridge, 1982).

La primera masa terrestre

Si pensamos en un modelo de “rápida ebullición”, la corteza terrestre debió haberse formado como una escoria que quedó al terminar la ebullición en las capas más superficiales de esa primera masa, semejante a la “costra” que queda en los altos hornos de acero después de calentarse; éste sería el origen de la corteza terrestre tal como la conocemos actualmente y que muy probablemente se dio durante los primeros 200 millones de años. En otro modelo, la corteza no necesariamente habría resultado de una *fusión* general, sino de fusiones parciales por etapas, en respuesta a las relaciones críticas entre temperatura y presión, y estaría formada por el material primigenio fundido debido a las altas temperaturas provenientes del interior de esa masa terrestre (Uriarte A. 2003).

Formación de la atmósfera

Los gases más abundantes durante la formación del Sistema Solar fueron el hidrógeno y el helio, mismos que se encuentran todavía en grandes cantidades en el Sol. Sin embargo, estos gases no llegaron a constituir una atmósfera para la Tierra durante los primeros 200 millones de años porque son muy ligeros, y la masa de la Tierra en ese momento -ni siquiera la masa actual- es lo suficientemente grande como para poder retenerlos por gravedad; simplemente se fueron escapando hacia el espacio. La historia es muy diferente para los planetas gigantes, como Júpiter

o Saturno, que dada su gran masa han retenido hasta nuestros días al hidrógeno y al helio en la abundancia que, se calcula, tuvo el Universo cuando nuestro Sistema Solar se estaba formando.

La acumulación de una capa gaseosa que constituiría nuestra atmósfera primitiva se fue formando en el intervalo de 200 a 300 millones de años después del origen de la Tierra. Es natural que deba esperarse la presencia de un gran calentamiento. Suponiendo que la nube de polvo primigenia era fría, probablemente con temperaturas menores de -200°C , el calentamiento del planeta pudo ser debido a los múltiples choques y el entrapamiento de partículas radiactivas de vida breve pero con alta energía. Así, durante un lento proceso que ocupó los primeros 700 millones de años de la edad de la Tierra, la atmósfera fue tomando forma hasta quedar constituida de manera muy similar a la presente (Fairbridge, 1982).

Aunque todavía se investiga cuál pudo ser la composición química de la atmósfera primitiva, se tiene suficiente evidencia para suponer que contuvo gases más pesados que el hidrógeno y el helio, tales como vapor de agua (H_2O), dióxido de carbono (CO_2), monóxido de carbono (CO) y nitrógeno (N_2), además de otros en mucho menor cantidad como el dióxido de azufre (SO_2), sulfuro de hidrógeno (H_2S), amoníaco (NH_3) y oxígeno (O_2), este último proveniente de la fotodisociación del H_2O y del CO_2 , es decir, proveniente de la descomposición de estos dos gases por medio de la radiación ultravioleta (UV) que llegaba del Sol. La cantidad de CO_2 en la atmósfera primitiva fue muy superior a la que contiene la atmósfera actual, se piensa que la cantidad de CO_2 en la atmósfera primitiva fue entre 100 y 1000 veces superior a la actual, lo que hoy se conoce como un *efecto invernadero* desbocado (Cifuentes, 1995).

Estudios astronómicos han revelado que todos los planetas, estuvieron sujetos a un bombardeo masivo durante sus primeros 500 a 700 millones de años. Los cuerpos impactantes fueron meteoritos y cometas. Los primeros de una constitución rocosa y/o metálica, y los segundos compuestos de hielo (principalmente de agua, aunque también acompañados en muy pequeñas cantidades de hielo de CO_2 y de NH_3) y polvo de origen rocoso. La cantidad de energía que podían depositar tales objetos al chocar con la Tierra era verdaderamente de consideración, al extremo de poder elevar globalmente la temperatura superficial del planeta (Fairbridge, 1982). A mayor masa y velocidad del meteorito al colisionar con la Tierra, mayor era el incremento de la temperatura. Por ejemplo, se ha calculado que el impacto de un objeto tan grande como de

500 km de diámetro (suponiendo ese tamaño en el tope de la atmósfera) sería capaz de formar transitoriamente una atmósfera espesa de vapor, y liberar tal cantidad de energía que llegaría a *esterilizar* la superficie de la Tierra primitiva por el impacto de la roca. Esterilizar la Tierra significa que globalmente la elevación de la temperatura sería de más de 100 °C, suficiente para aniquilar cualquier forma de vida que hubiese podido surgir sobre esa Tierra inhóspita. Y en el caso de contener océanos, los evaporaría por completo. Un desastre de esta magnitud se prolongaría por miles de años, tiempo que duraría la precipitación de toda el agua vaporizada. En caso de una colisión con un meteorito relativamente más pequeño, 50 a 60 km de diámetro, solamente los organismos unicelulares más resistentes al calor podrían sobrevivir. Estos microorganismos se conocen como *hipertermófilos*, los cuales viven óptimamente en agua a temperaturas de 80 a 110 °C (Uriarte A. 2003).

Posiblemente el número de colisiones gigantescas que ocurrieron durante los primeros 500-700 millones de años no excedió de 10. Luego, el bombardeo decreció gradualmente hasta hace 3500 millones de años. De esa época hasta el presente la frecuencia del bombardeo de meteoritos se ha mantenido constante. Por ejemplo, la frecuencia actual estimada para la caída de un cuerpo de 10 km de diámetro es de una vez cada 100 millones de años. Es decir la probabilidad de que la Tierra recibirá un proyectil de ese tamaño es de aproximadamente en 35 millones de años, puesto que hace 65 millones de años (inicio de la era *cenozoica*) cayó un cuerpo aproximadamente de ese tamaño, justamente en la Península de Yucatán, en un lugar conocido como Chicxulub. A este fenómeno se le ha atribuido la extinción de un gran número de especies, entre ellas los dinosaurios, debido a la gran cantidad de polvo, ceniza y humo que produjo el impacto y formó en la Tierra una gran nube que bloqueó la radiación solar. La Tierra se enfrió y solo subsistieron pequeños animales que comían poco y resistían al frío, propiciándose también en esa época el nacimiento del reino de los mamíferos (figura 1.1) (Garduño, 1998).

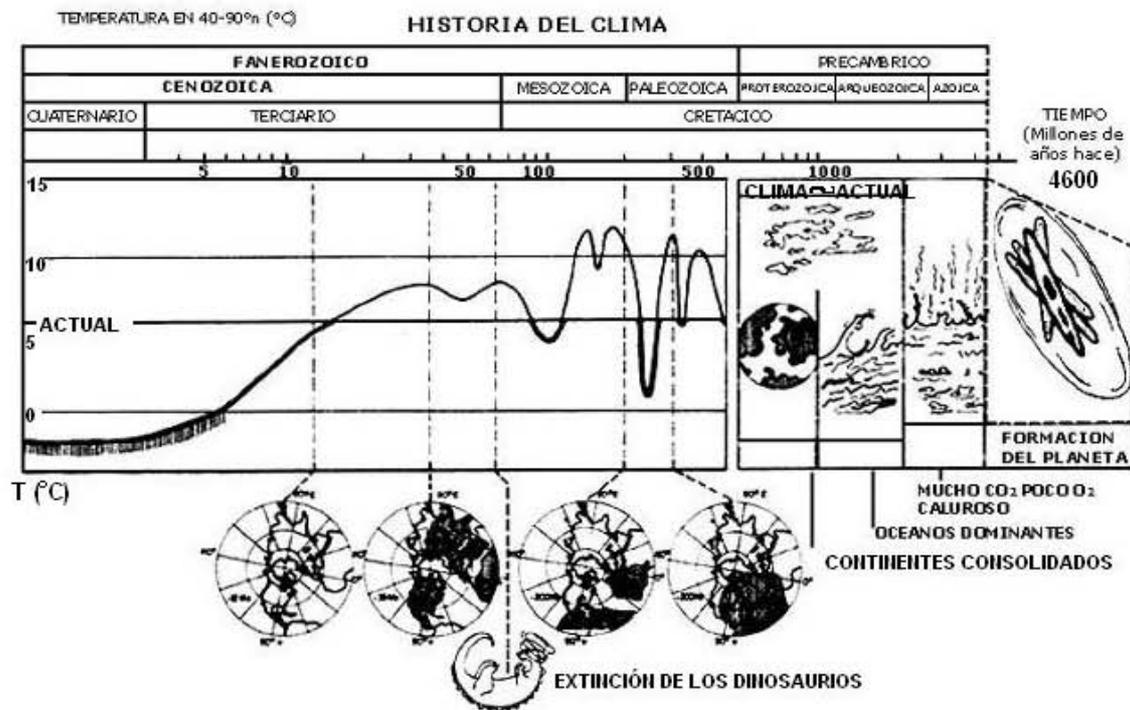


Figura 1.1

Historia del clima desde la formación del planeta, hace 4600 millones de años hasta hace 1 millón de años. El eje horizontal (tiempo) está en escala logarítmica. Sobre él se muestran las divisiones geológicas (orden descendente) en eones (un eón equivale a los primeros mil millones de años), eras, periodos y épocas; identificando sólo las más importantes. Para el eón precámbrico hay escasa información climática, pero se puede resaltar el efecto invernadero desbocado. Para el Fanerozoico se tiene registro de temperatura ilustrado en el recuadro: es la temperatura media del casquete polar limitado al S por el paralelo 40°N, en grados centígrados; se destaca cuándo ésta fue inferior a la actual (línea gruesa) y cuando fue inferior al punto de congelación (línea gruesa con fleco). En la parte inferior aparecen cuatro momentos importantes de la deriva continental y el de la desaparición de los dinosaurios (Garduño, 1998).

Formación de los océanos

Al parecer los océanos estuvieron presentes desde hace 4400 a 4000 millones de años. Es decir, uno de los límites de este intervalo (4400) coincide con la época de la formación de la primera corteza sólida del planeta. Posiblemente el agua se acomodó en varios océanos aislados, debido

a la formación de hondonadas y cuencas por el intenso bombardeo. Los continentes eran muy pequeños, apenas representaban un 8% de la superficie actual de los continentes. Se tiene evidencia para pensar que el agua de los océanos tuvo varios orígenes. Por una parte, durante el proceso de *degasificación*, el interior de la Tierra proporcionó una buena parte de vapor de agua. Otras fuentes del líquido vital fueron los mismos meteoritos y asteroides que, aunque rocosos, contienen una porción de agua que puede ser de consideración dado el gran número y tamaño de estos cuerpos. Finalmente, y parece ser la fuente de mayor importancia, fue la contribución por medio de los cometas que son enormes cuerpos formados principalmente por hielo de agua. Es objeto de investigación actual establecer el orden de importancia de estas fuentes del líquido indispensable para el surgimiento y desarrollo de la vida (Cifuentes et al, 1995).

Evidencias del origen de la vida en la Tierra

Parece ser que apenas terminada la época del intenso bombardeo, o quizá coexistiendo con él, surge la vida. Se estima por la consideración de los impactos recibidos por la Tierra y de las evidencias del origen de la vida en nuestro planeta que quizá surgió en un periodo de pocas decenas de millones de años. Surge en un ambiente totalmente inhóspito, parecido al estado actual del planeta Venus, además de un vulcanismo intenso, abundantes aguas termales, sin oxígeno y expuesto a letales radiaciones solares. La primera evidencia que señala la existencia de células vivas en la Tierra primitiva procede no de la identificación de los restos de la misma célula, sino de *los* productos del *metabolismo* de células vivas. Por eso esta evidencia es una prueba indirecta del origen de la vida en la Tierra. Estas pruebas consisten en la identificación de compuestos de carbono propios de la actividad metabólica de una célula viva, y también de ciertos compuestos minerales específicos que pueden producir determinados organismos unicelulares. La datación de estos restos permite establecer el surgimiento de la vida en la Tierra aproximadamente a los 700 millones de años después de haberse formado ésta, es decir, hace 3800 millones de años (Uriarte, 2003).

Los diferentes organismos vivos formados hasta ese momento, produjeron oxígeno en cantidades cada vez mayores. La atmósfera entonces era rica en CO₂ y empezó a recibir oxígeno, como producto de desecho de la fotosíntesis. Según los biólogos, desde el punto de

vista del hombre y del mundo animal, este hecho fue casi tan importante como la vida misma, porque sin oxígeno nunca hubieran evolucionado. Al principio, el oxígeno libre se producía sólo lentamente, y no fue sino hasta hace aproximadamente 1600 millones de años que el O₂ alcanzó un nivel igual al 1% de su nivel actual. Como consecuencia de la intensa radiación UV proveniente del Sol, las moléculas de oxígeno tendían a partirse y a recombinarse como ozono (O₃), lo que dio origen a la formación de la capa de ozono en la Tierra, ésta se localiza en la estratosfera aproximadamente a una altitud de 12 a 48 km sobre el nivel del mar. La razón por la que el ozono se forma normalmente a estas altitudes es que por debajo de los 12 km hay pocas moléculas que puedan causar un número significativo de colisiones moleculares que den lugar al ozono y se puedan formar los tres átomos de oxígeno ligados; esto es actualmente una ventaja muy grande, ya que es sumamente tóxico para los seres vivos en la atmósfera baja o *troposfera*, contrario a lo que ocurre en la *estratosfera*, donde sí se da esta combinación molecular de oxígeno para formar la capa de ozono (Voituriez, 1994).

En la tabla 1.2 se muestran algunos de los principales eventos físicos, geológicos, biológicos y químicos ocurridos en las diferentes eras, periodos y épocas de la historia de la Tierra, desde su formación hasta el presente.

ERA	PERIODO	EPOCA	EVENTOS PRINCIPALES	MILLONES DE AÑOS
CUATERNARIO		Holoceno	*Fin de las glaciaciones. Elevación del Nivel del mar. Agricultura humana	0, 011
		Pleistoceno	*Grandes glaciaciones cuaternarias. Aparición del hombre	1,8
CENOZOICO	Neogeno	Plioceno	*Aparición de los Australopitecos en Africa	7
		Mioceno	*Emergencia de los Andes	26
	Paleogeno	Oligoceno	*Colisión entre Africa y Eurasia; comienzo del desarrollo de los Alpes y de los Apeninos	37-38
		Eoceno	*Colisión entre India y Eurasia; nacen los Himalaya	53-54
		Paleoceno	*Emergencia de las Montañas Rocallosas; nace el reino de los mamíferos	65
MESOZOICO	Cretácico		*Colminación del reino de los dinosaurios que después se extinguieron; contemporáneamente se extinguen en los océanos los amonites y los microscópicos Globotruncata	136
	Jurásico		*Pangea comienza a fragmentarse; se inicia la apertura del Atlántico. Primeras aves	190
	Triásico		*Se establece el reino de los reptiles	225
PALEOZOICO	Pérmico		*Colisión entre Asia y Europa; nacimiento de los Urales; todos los continentes se reúnen en uno solo: Pangea *Colisión entre Africa y América del Norte; nacimiento de los Apalaches	280
	Carbonífero		*Grandes bosques y difusión de insectos alados	345
	Devónico		*Colisión entre Europa y América del Norte; desarrollo de la cadena caldoniana	395
	Silúrico		*La vida emerge del agua e invade los continentes	440
	Ordovícico		*Aparición de los primeros vertebrados: los peces	500
	Cámbrico		*Primeros animales con concha y esqueleto	570
ARQUEOZOICO O PRECAMBRICO			*Gran glaciación	650
			*Primera asociación segura de animales pluricelulares de cuerpo blando	700
			*Primeros animales de cuerpo blando	1500
			*Primeros fósiles seguros: algas	2200
			*Primeros estromatolitos	2900
			*Primeras estructuras de posible origen biogénico (algas unicelulares o bacterias)	3200
			*Primeras rocas sedimentarias	3750
			*Primeras lluvias; formación de extensiones de agua; erosión y acumulación de sedimentos	3800
		*Solidificación de la primera corteza terrestre	4000	
ERA PREEOLÓGICA			*Enfriamiento de la parte externa del planeta *Reasentamiento por gravedad del interior del planeta y subdivisión en capas con densidad creciente *Recalentamiento progresivo hasta la fusión casi completa *Formación de la Tierra a partir de la nebulosa solar fría	4600

Tabla 1.2

Etapas fundamentales de la historia de la Tierra y sus principales eventos divididos por era, periodos y etapas, además de indicar la duración de cada una de estas, en millones de años antes del presente (Fairbridge, 1982).

1.2 El sistema climático

Para estudiar el clima y sus fluctuaciones, hay que considerar el sistema formado por los elementos físicos como son: la atmósfera, los océanos, los continentes, la criosfera y la biosfera; interrelacionados entre sí y que constituyen a la naturaleza. Todos ellos se encuentran en un estado de permanente interacción a través del intercambio de materia y/o energía. Los procesos físicos y químicos internos de cada uno de los elementos, así como el conjunto de las interacciones constituyen lo que, en un sentido amplio, se denomina el sistema climático terrestre (figura 1.3) (IPCC, 2001).

Las variables fundamentales en la formulación de la teoría del clima son indudablemente los campos de temperatura: la temperatura de la atmósfera (en la *troposfera* y la *estratosfera* baja) y la temperatura de la superficie de la Tierra. En el sistema continente↔atmósfera↔océano unas variables influyen en otras: las temperaturas determinan las funciones de calentamiento y transporte, y asimismo dichas funciones influyen en la temperatura. En el continente existe un balance entre la energía obtenida por *radiación de onda corta y larga*, el calor perdido por evaporación y el calor sensible cedido por la superficie de la atmósfera. Es de especial importancia para el clima la presencia de hielo y nieve en los continentes -y en los océanos según sea el caso- o criosfera, ya que afecta en forma drástica el *albedo* de la superficie. Por ejemplo, el *albedo* correspondiente a una superficie cubierta de hielo o nieve fresca puede ser como de 80 a 90 por ciento; es decir, esto significa que reflejará de un 80 a 90 por ciento de la radiación que allí se recibe, mientras que el albedo en un suelo sin hielo o nieve es de 20 a 40 por ciento. Estas variaciones influyen en forma notable en la temperatura (Adem, 1975).

En cambio el océano, gracias a su masa y propiedades térmicas, absorbe grandes cantidades de calor, lo que le permite regular la temperatura del aire, y a la vez enviar a la atmósfera grandes cantidades de vapor de agua, dando un alto grado de humedad a la atmósfera, que es el segundo factor que interviene en la acción que el océano ejerce sobre el clima de la Tierra. Esto se resume por el principio de conservación de la energía, existe un balance de energía por la interacción entre sí de todos los elementos del sistema climático. Sin duda que cada uno de estos elementos, posee una dinámica propia (Cifuentes et al, 1995).

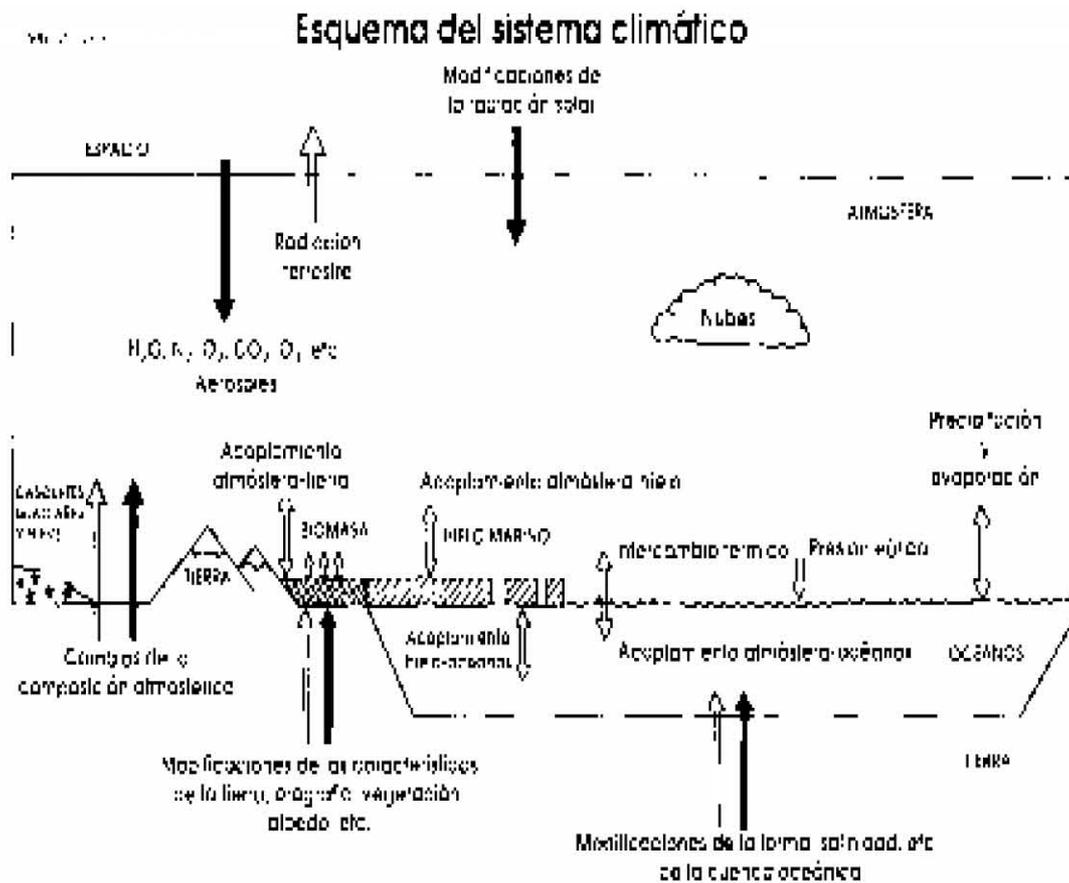


Figura 1.3

Elementos del Sistema Climático e interacciones. Las flechas en negro muestran ejemplos de variables de forzamiento externo y las flechas en blanco muestran ejemplos de variables de forzamiento interno. Fuente: IPCC, 2001.

En el sistema climático existen varios mecanismos de retroalimentación por ejemplo, las *anomalías* de temperatura oceánica modifican el transporte de *calor sensible* y *calor latente* de

la superficie a la atmósfera, afectando la circulación atmosférica y la nubosidad. Estos cambios a su vez afectan la propia temperatura de la superficie de los océanos tanto a través del cambio de radiación, como por la mezcla inducida por el viento, la *advección* y la *convección* (Adem, 1975).

La biosfera está integrada por todos los organismos vivos, tanto terrestres como marinos, incluyendo al ser humano, que contribuye sin duda de manera importante en el clima a través de la emisión natural y antropógena de GEI a la atmósfera.

En resumen, la superficie de los continentes no tiene la capacidad de almacenar grandes cantidades de energía interna, y por lo tanto, su reserva térmica es muy escasa, de tal manera que el suelo se calienta muy rápidamente en verano, pero en invierno se enfría del mismo modo y, así el calor no tiene la capacidad de transmitirse a la superficie continental. El océano por el contrario, debido a su gran *inercia térmica* se convierte en el regulador del clima.

1.3 Paleoclimatología

Paleoclimatología es el estudio de los climas pasados. La palabra se deriva de la raíz griega "paleo", que significa "anciano", y del término "clima". El paleoclima es el clima que existió antes de que los humanos comenzaran a tomar registros instrumentales del tiempo meteorológico (por medio de *termómetros*, *pluviómetros*, *barómetros* y *anemómetros*). En lugar de registros instrumentales del tiempo, los paleoclimatólogos usan registros ambientales naturales llamados en inglés "proxies" o indicadores paleoclimáticos, para inferir las condiciones climáticas pasadas (NOAA's Paleoclimatology Program).

Los métodos para el análisis del clima

Existen varias técnicas que permiten estudiar el clima: registros históricos, datos de indicadores paleoclimáticos, satélites, registros instrumentales directos, etc. Cada una de estas técnicas tienen características que pueden ser más útiles dependiendo del fin que se persiga. Por ejemplo, los registros satelitales aunque son muy precisos, son demasiados cortos (aproximadamente cuarenta años) para brindar una extensa perspectiva sobre el cambio climático. El registro instrumental del tiempo que se extiende en el pasado hasta el siglo XIX incluye los datos de termómetros, pluviómetros y documentos históricos. Sin embargo, este registro es también demasiado corto para estudiar los numerosos procesos climáticos. Además, como hay pocas observaciones instrumentales anteriores al período en que comenzaron las grandes emisiones de GEI, resulta muy difícil separar las influencias humanas de las naturales en el clima empleando solamente datos instrumentales.

Para que un indicador paleoclimático llegue a completarse espacial y temporalmente, es necesario hacer interpolaciones para construir puentes sobre las brechas en esta reconstrucción (Mitchell, 1980). Estos registros se usan para estimar las condiciones climáticas del pasado y así poder extender nuestra comprensión de las mismas más allá de los 150 años que se tienen de registros instrumentales directos. Estos indicadores han sido preservados en los anillos de árboles, se encuentran en polen de algunas plantas, o en los esqueletos de los arrecifes tropicales de coral, se les puede extraer como núcleos de hielo procedentes de glaciares y enterrados en los sedimentos laminados de lagos y océanos (Petit et al, 1999). Algunos registros son más exóticos que otros. Como por ejemplo, existe un estudio de medición de isótopos del cloro en restos de orina fósil encontrados en madrigueras de ratas del desierto de Nevada, Estados Unidos, para reconstruir los cambios que se dieron en los rayos cósmicos, lo cual sirve para datar registros sedimentarios (Plummer et al, 1997).

Los métodos de reconstrucción del clima tienen limitaciones intrínsecas. Por ejemplo, un modo de reconstruir las temperaturas del aire consiste en asociar la distribución actual de plantas y su polen a los regímenes climáticos y los márgenes de temperatura dominantes de la Tierra. Si se analiza el polen en una muestra antigua, entonces se intenta relacionar su composición con una distribución parecida que exista actualmente en alguna zona del planeta y, a partir de ello, se deducen los valores de temperatura más probables en que vivieron las plantas que produjeron

ese polen fósil. No obstante, si se retrocede mucho más en el tiempo, se llega a un punto en que no existía ninguna de las plantas que se encuentran hoy en el planeta (Cifuentes et al, 1995).

A menudo, los registros climáticos responden a más de una variable ambiental. Una de las más utilizadas es la medida de la relación existente entre la cantidad de isótopos de oxígeno ^{18}O y la cantidad de isótopos de oxígeno ^{16}O que se encuentra en los esqueletos de organismos marinos o foraminíferos, así como también en el hielo (figura 1.4). Las escalas de tiempo son muy largas para determinar cuáles han sido los factores que más han afectado en las variaciones de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (que de aquí en adelante expresaremos como $\delta^{18}\text{O}$) de los organismos marinos, si la temperatura del agua en el momento en que se formaron, o el valor $\delta^{18}\text{O}$ del agua del mar depende directamente de la mayor o menor acumulación de hielo continental. En un determinado período, tanto si la temperatura del mar decrecía, como si se formaban capas de hielo en los continentes, el valor $\delta^{18}\text{O}$ de la *calcita* de los foraminíferos aumentaba, por lo tanto, los valores bajos de $\delta^{18}\text{O}$ de los foraminíferos indican períodos cálidos y los valores altos períodos fríos, sin que se pueda determinar exactamente si la variación es debida a la temperatura o al volumen del hielo continental. Esta medida supone principalmente dos señales climáticas combinadas. Una es una señal local, que es la temperatura del mar en la que vivían los organismos analizados, la otra es una señal global, que es el volumen de hielo continental y, por tanto, el nivel del mar. Así que en la interpretación de los datos se deben tomar en cuenta ambos efectos, este hecho pone de manifiesto que las reconstrucciones son aproximadas, con unos márgenes de error a veces desconocidos (Emiliani, 1954). Por eso, es muy importante que en los estudios paleoclimáticos se emplee más de un método de paleorreconstrucción para confirmar los resultados de una y otra técnica. Por último, debemos tener en cuenta que las variables climáticas en su mayoría, son sólo de alcance local (Uriarte, 2003).

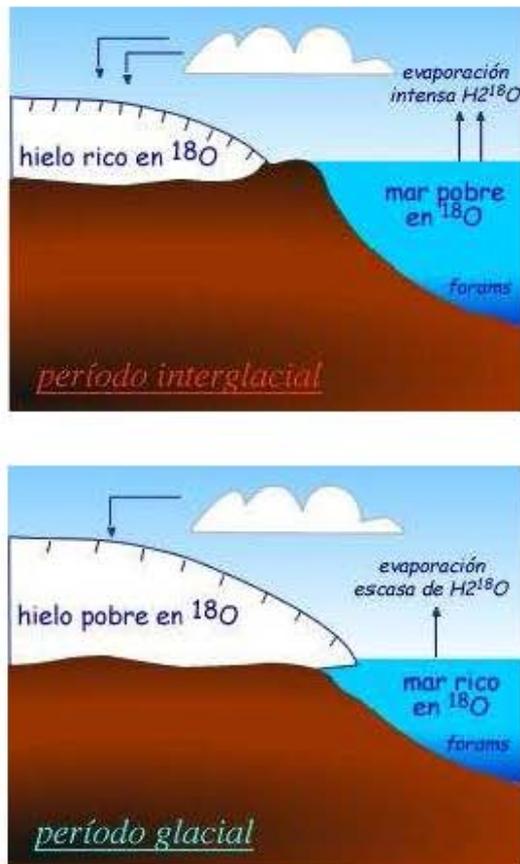


Figura 1.4

Diferencias en las cantidades relativas de oxígeno-18 en el hielo continental y en el agua marina durante los períodos interglaciales y glaciales. Se produce una menor evaporación relativa de las moléculas de agua marina que contienen el isótopo más pesado oxígeno-18, a medida que se agudiza el frío (el isótopo más común es el oxígeno-16). El análisis isotópico del oxígeno contenido en la caliza de los foraminíferos fósiles depositados en el fondo del mar y en el agua del hielo recogido en glaciares de Groenlandia y de la Antártida, permite determinar la evolución pasada de la concentración de oxígeno-18 y deducir de ello la evolución térmica marina y atmosférica (Emiliani C., 1954).

Otro método o indicador, es la datación por carbono mediante el isótopo ^{14}C , pero sólo es aplicable para datar muestras que contengan carbono, evidentemente, aunque su antigüedad no puede superar los 55 mil a 60 mil años. Para datar materiales más antiguos existen diversas

técnicas, pero o no miden edades absolutas o su error hace que no se puedan distinguir cambios climáticos de menos de unos cuantos miles de años. En comparación, el error del método del ^{14}C se sitúa alrededor de unas decenas de años.

Otro de los indicadores paleoclimáticos encontrados hasta ahora y que presentan una escala temporal mucho mayor, desde 100 hasta 1 millón de años, son los núcleos de hielo extraídos de barrenos glaciales. Los parámetros y las variables físicas y químicas que se estudian en los núcleos de hielo, nos inducen a resultados sobre la composición de la atmósfera en un determinado tiempo. En consecuencia, podemos conocer las variaciones en las concentraciones de gases como CO_2 y CH_4 en la atmósfera de ese tiempo. Es decir, las burbujas de aire atrapadas en el hielo proveen información de la composición gaseosa de la atmósfera en el momento en que se formaron las burbujas. Los procesos de recristalización en las capas de nieve en los glaciares producen diferencias estacionales en la estructura y densidad, lo que resulta en una *estatiografía* de capas anuales, en las que las diferencias de un año a otro en la caída de nieve o acumulaciones prevalecen y pueden ser reconocidas y diferenciadas. Se mide la cantidad de *aerosoles atmosféricos* como el polvo en cada capa anual, la clase de polvillo radiactivo de la atmósfera, incluyendo el polvo continental aerotransportado y el material biológico, los desechos volcánicos, sales del mar, partículas cósmicas, y los isótopos que se produjeron por la radiación cósmica. Todo esto se depositó en la superficie laminar del hielo junto con la nieve que se mezcló con ella y a su vez quedó registrado como una barrera distintiva entre las diversas capas del hielo (Sudgen y John, 1976).

En las tres últimas décadas se han analizado núcleos de hielo extraídos de barrenos profundos excavados en Groenlandia y en la Antártida. A estos últimos nos referiremos en este trabajo, en particular al extraído de la estación de Vostok, que se encuentra situada a una altura de 3500 m sobre el nivel medio del mar. El espesor del hielo se acerca a los 3700 m, de manera que toda la masa está constituida por hielo depositado durante varios cientos de miles de años. Actualmente, el pozo tiene una profundidad de 3623 m y el núcleo extraído ha permitido visualizar el clima de los últimos 420 mil años.

1.4 La Antártida y la estación científica de Vostok

La Antártida definida por los griegos como lo opuesto al Ártico (que es donde estaba la Osa Mayor) es el sexto continente situado en torno al Polo Sur; a diferencia del Polo Norte que está cubierto por agua congelada rodeada por tierra, la Antártida es un continente (montañas, valles y lagos) cubierto por hielo. Tiene un área equivalente a más de siete veces el territorio mexicano, aproximadamente 14 mil kilómetros cuadrados. El griego Claudio Ptolomeo, llamado el último gran científico de la antigüedad, fue quien predijo la existencia del continente austral, el cual según él, era necesario para el equilibrio geodinámico del planeta. Sin embargo, los exploradores lo negaron hasta el siglo XIX. Ptolomeo también había predicho que la Tierra era redonda y este conocimiento fue olvidado, ya que en ese entonces era herejía pensar en un lugar en la Tierra donde “los pies estuvieran más altos que la cabeza”, por lo cuál no se hablaba sobre la Antártida durante más de mil años (figura 1.5) (Calvo, 2003).

Una vez conocida la existencia de este continente no tardaron las reclamaciones de los países poderosos por primacías temporales de conquista e investigación sobre este lugar. Fue en plena Guerra Fría en el año de 1957, mismo en el que se celebró el Año Geofísico Internacional (AGI), que los países con reclamaciones territoriales sobre la Antártida (Argentina, Australia, Bélgica, Chile, Estados Unidos, Francia, Gran Bretaña, Japón, Noruega, Nueva Zelanda, Rusia y Sudáfrica) firmaron el Tratado Antártico, teniendo como testigos a 60 países más, incluido México (Adem, 1959).

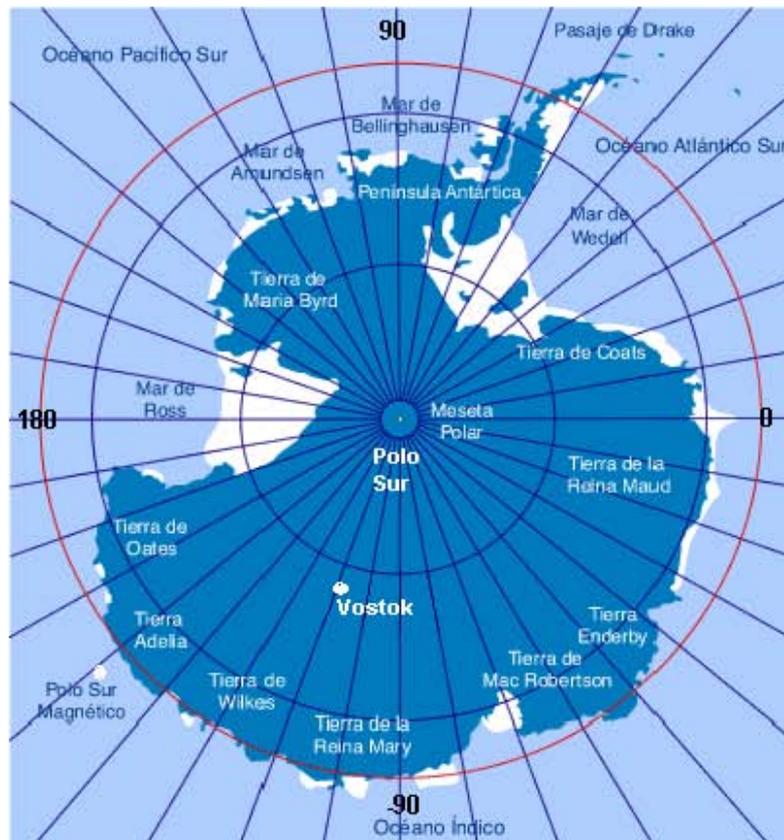


Figura 1.5

El continente Antártico, la parte gris representa la superficie cubierta por hielo durante el verano, y la parte blanca representa el cambio máximo en la superficie de hielo durante el invierno. Se puede ver también el polo sur geográfico (en el centro) y el polo sur magnético en 2001 (en la parte inferior izquierda). Se puede ver también la ubicación de la estación científica de Vostok.

A partir del AGI se han realizado diversas exploraciones científicas con la consigna de respetar el tratado al destinar el continente a su uso pacífico y al libre intercambio de información científica. Hoy la Antártida está posicionada en el marco internacional como un laboratorio poblado solamente por científicos y turistas, ya que podría ser considerada como la fuente más fidedigna de información del registro del clima del planeta. Algunos países mantienen bases instaladas, pero los proyectos de investigación se mantienen con la consigna de que la ciencia también es multinacional, por lo que las estaciones científicas tienen investigadores de varios países (Adem, 1959).

Cabe decir que cuanto más queremos retroceder en el tiempo, la información para analizar se torna más escasa. Es menos probable encontrar registros continuos válidos a partir de los cuales podamos interpretar sus propiedades de una forma más precisa. Debido al movimiento por *subducción* de la corteza terrestre se destruyen los registros paleoclimáticos en el hielo. Sin embargo, mientras unos se destruyen se crean otros nuevos por acumulación de nieve en la superficie, de esta forma, aunque han pasado decenas de millones de años la Antártida está cubierta de hielo. La edad máxima de dicho hielo no sobrepasa el millón de años debido al movimiento, que hace que el casquete polar esté en constante cambio y que acabe vertiéndose al océano por su base. Los sedimentos marinos también son eventualmente destruidos o transformados en las zonas de *subducción* en los márgenes continentales.

El lago y la estación científica de Vostok

El lago de Vostok (figura 1.6) es un lago subglacial en la Antártida. Está ubicado alrededor de las coordenadas 77° S 105° E, por debajo de la base o estación científica rusa “Vostok”, a 4000 m bajo la superficie de la placa de hielo antártica central, y totalmente aislado del exterior y de la atmósfera. Con un tamaño similar al del lago Ontario, tiene unas dimensiones de 300 km de largo por 50 km de ancho, y está dividido en dos profundas fosas por una cordillera subacuática. El agua líquida sobre la cordillera tiene una altura de 200 m, unos 400m en la fosa norte y 800m en la sur. El lago de Vostok cubre un área aproximada de 15,000 km² y tiene un volumen estimado de 5400 km³ de agua dulce. Este lago ha permanecido desconocido hasta hace relativamente poco tiempo, ya que su ubicación geográfica, es una de la pocas zonas no exploradas del planeta. Científicos rusos y británicos descubrieron la existencia del lago en 1996 mediante la combinación de una multitud de datos, incluyendo observaciones desde el aire, imágenes de radar y altimetría de radar desde el espacio. En mayo de 2005 se halló una isla en el centro del lago, siendo un lago no expuesto a la contaminación es uno de los más prometedores de la Tierra para el estudio de la formación de vida en el planeta. Su agua es muy antigua, con un tiempo de residencia medio del orden de 1 millón de años (comparado con los 6 años del lago Ontario, que es lo típico para lagos de este tamaño) (Calvo A. 2003). La temperatura media del agua es de alrededor de -3 °C. En cuanto al por qué permanece en estado líquido a esta temperatura en el lugar más frío del planeta, se han sugerido diversas hipótesis, como que el calor que proviene del interior de la Tierra calienta las rocas bajo el lago, o que la

placa de hielo sobre él pueda estar actuando como una manta aislante, protegiéndolo de las frías temperaturas de la superficie (el hielo es un mal conductor del calor). Otra posibilidad es que el lago no haya tenido tiempo de congelarse tras un periodo templado que finalizó alrededor de 5000 años atrás. Una cuarta hipótesis es que permanezca líquida debido a la presión que ejerce el hielo sobre él (el hielo se funde con la presión, o dicho de otra manera el agua se expande al congelarse). Tras descubrirse que consiste en dos fosas separadas por una cordillera, se ha sugerido que las composiciones químicas y biológicas de los dos posibles ecosistemas puedan ser diferentes.

En la figura 1.7 se pueden observar algunos aspectos físicos, químicos y biológicos de la estructura y corte vertical del lago y el glaciar de Vostok. El lago es un entorno que está supersaturado de oxígeno con unos niveles típicos 50 veces mayores que los encontrados en los lagos de agua dulce normales de la superficie de la Tierra. El enorme peso de la placa de hielo continental sobre el lago, se cree que contribuye a la elevada concentración de oxígeno. Aparte de disolverse en el agua, el oxígeno y otros gases son atrapados en un tipo de estructura denominada *clatrato*¹. En las estructuras de *clatrato*, los gases quedan encerrados en una jaula helada y presentan un aspecto de nieve prensada. Esas estructuras se forman a las altas presiones de la profundidad del lago, y serían inestables si se trajeran a la superficie a presión atmosférica.

¹ Un clatrato (del latín *clathratus* que significa "rodeado o protegido por vallas o verjas") es una sustancia en la que un componente cristaliza en una estructura muy abierta, que contiene huecos o túneles en los que pueden estar atrapados los átomos o moléculas pequeñas del segundo componente.

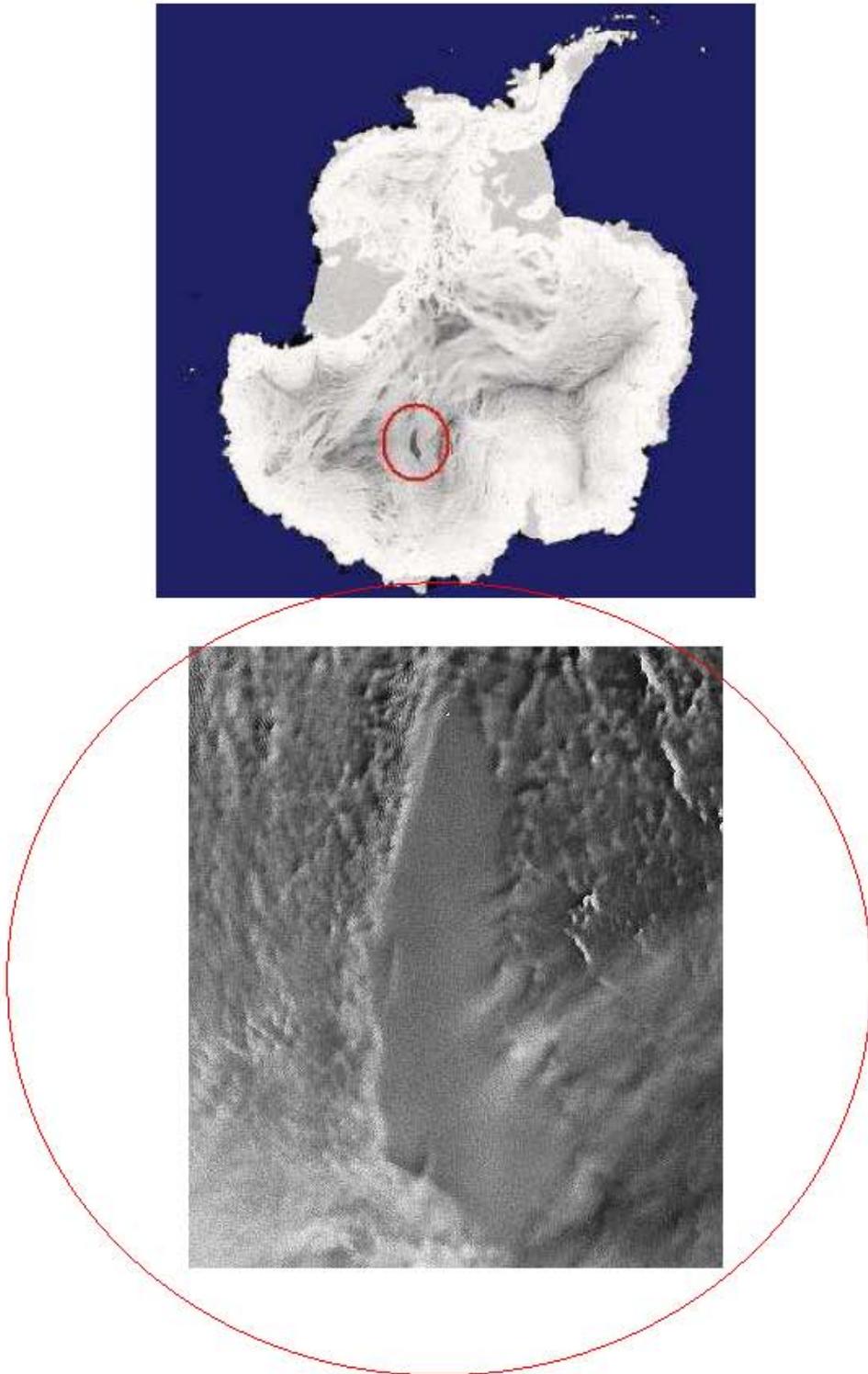


Figura 1.6

Ubicación del Lago de Vostok en la Antártida y acercamiento del mismo en la foto tomada por el satélite Radarsat de la NASA-GSFC.

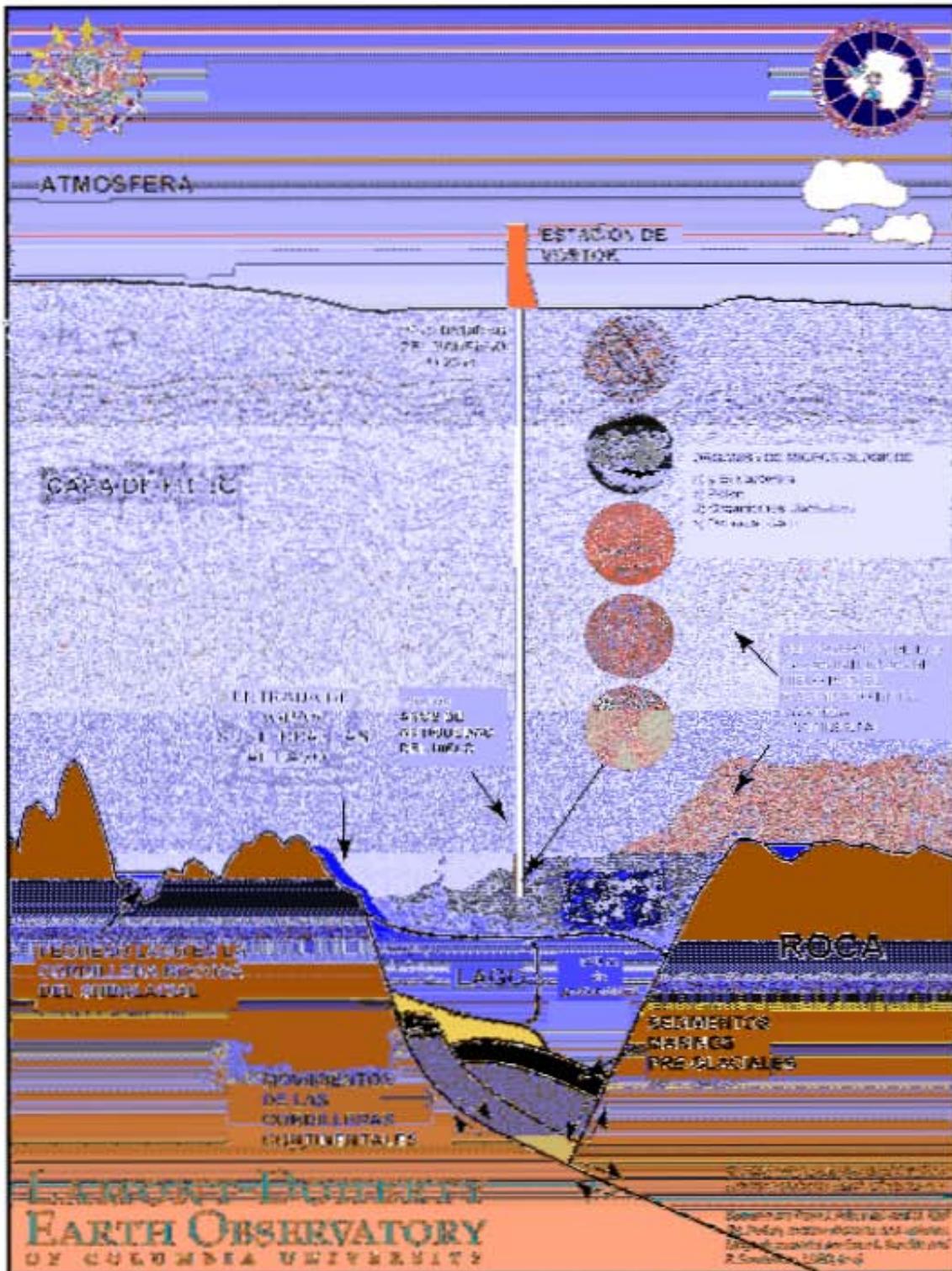


Figura 1.7

Corte vertical del lago y el glaciar de Vostok, esquema realizado por el Observatorio Geológico Lamont-Doherty de la Universidad de Columbia.

Debido a alta presión que existe en la profundidad del lago, si el agua llegara a salir del lago de Vostok por la perforación, ésta podría escapar a chorros, similar a lo que ocurre en una botella de refresco con gas, y si no se contiene podría exponerse el lago a una posible contaminación, además de ser un riesgo potencial para los científicos. Ningún otro lago natural en la Tierra tiene tanto oxígeno. Se cree que los posibles organismos en el lago de Vostok deberían ser capaces de soportar un elevado estrés por oxígeno. Pueden haber desarrollado adaptaciones especiales, como elevadas concentraciones de enzimas protectoras para sobrevivir en el ambiente rico en oxígeno del lago.

Dada la similitud de condiciones extremas del lago de Vostok con *Europa* (una luna de Júpiter), el confirmar que la vida puede subsistir en el lago de Vostok supondría reforzar los argumentos a favor de la presencia de vida en *Europa*. Para la NASA resulta útil como reto tecnológico para explorar las dificultades que tendría que abordar ante una posible misión futura a la luna del gigante. En abril de 2005 la NASA publicó en su portal de Internet (<http://www.nasa.gov>) que científicos habían descubierto que el lago tiene mareas. Dependiendo de la posición del Sol y la Luna, la superficie se eleva entre 1 y 2cm. Los investigadores suponen que la fluctuación de la superficie del lago tiene el efecto de una bomba que mantiene el agua circulando, y que sería necesario para la supervivencia de los microorganismos si los hubiere.

Otra dato interesante en estudios recientes basados en métodos de biología molecular y análisis de ADN, revelan que aunque se trata de un ambiente “extremo” se corrobora la existencia de bacterias en el entorno del lago (Emiliani, 1954).

La estación de Vostok situada a 78°28'S, 106°48' E, y 3488m snm se localiza por encima de la cubierta de hielo del lago, en una superficie del altiplano de la Antártida (figura 1.8) y es administrada por el Programa ruso-estadounidense-francés de perforaciones profundas y estudio de barrenos de hielo. En el sitio de la estación de Vostok el casquete de hielo tiene un espesor de 3750 m, el cuál comprende una capa superior de nieve granular de aproximadamente 100 m de espesor sobre un estrato monolítico de hielo que cubre el lago (figura 1.7). La atmósfera sobre el casquete está conformada por aire altamente transparente y seco, y en el área de la estación se presenta inversión térmica durante todo el año.

La temperatura media anual en la estación es de $-55.5\text{ }^{\circ}\text{C}$, la temperatura mínima se registra en el mes de julio y el mínimo absoluto registrado fue el 21 de julio de 1983 con una temperatura del aire en superficie de $-89.2\text{ }^{\circ}\text{C}$. Las temperaturas más altas se registran en los últimos días de diciembre y los primeros de enero; hasta la fecha la temperatura más alta registrada ha sido $-13.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Petit, et al 1999 y ATCM Working Paper WP-019).

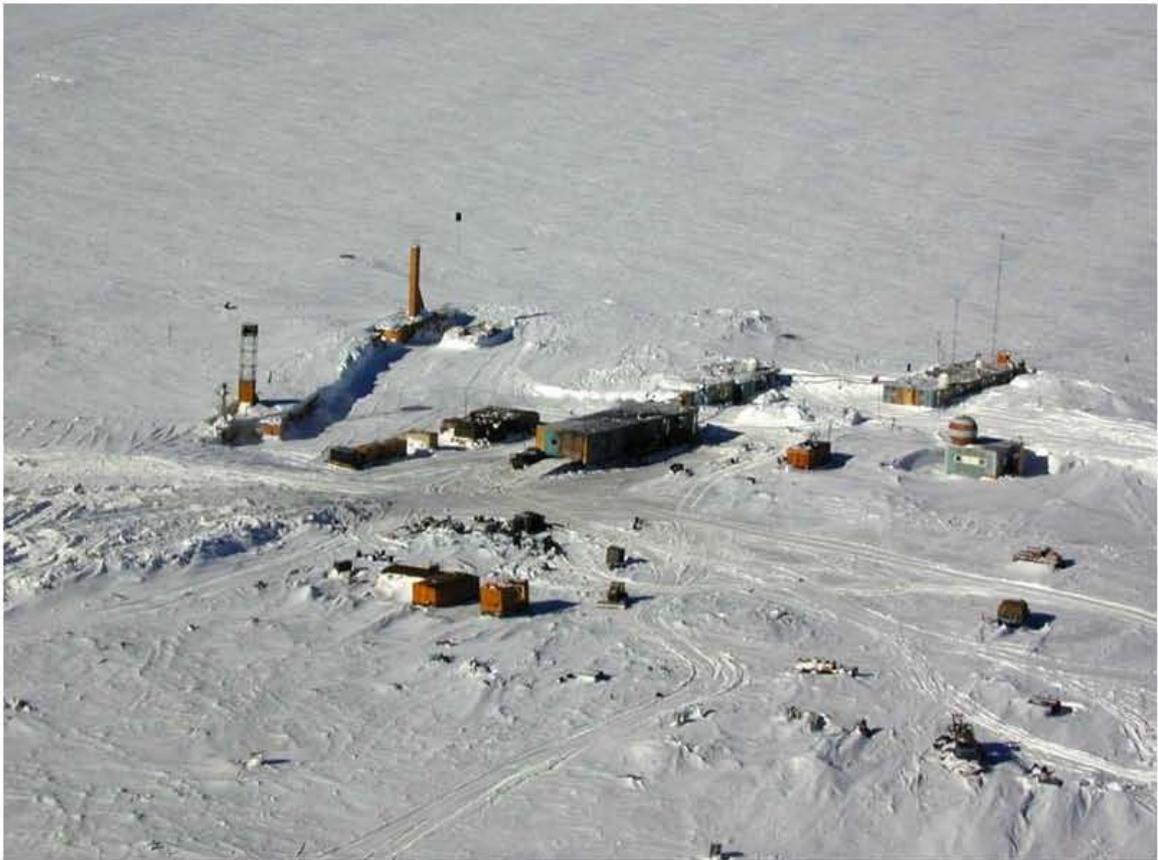


Figura 1.8
Vista aérea de la estación científica de Vostok en la Antártida.

En la estación de Vostok la presión atmosférica promedio anual es de 624.2 hPa , con valor máximo en verano y mínimo en primavera. La presión de vapor promediada para un año es de 0.70 hPa . La baja cantidad de vapor en la atmósfera (con respecto a latitudes bajas en el planeta, es decir respecto a zonas ecuatoriales) es atribuida a la evaporación insignificante de la cubierta

del glaciar debida a la baja temperatura del aire. La humedad relativa media anual en la estación es de 71%. La frecuencia más alta de días despejados es en invierno, con 60% y la más baja en verano con 30 a 40%, el tipo de nubosidad más frecuente es *cirrus* y *cirroestratos*. El régimen de vientos se caracteriza porque estos son débiles con una velocidad media anual de 5.4 m/s del oeste y suroeste (ATCM Working Paper WP-019).

1.5 Análisis del barreno glacial de Vostok

Los investigadores que trabajan en la base científica de Vostok obtuvieron en 1998 uno de los núcleos de hielo más largos que se han conseguido hasta el momento. Un equipo conjunto ruso, francés y estadounidense, perforó y analizó el núcleo de hielo de 3623 m de longitud. El hielo más cercano a la superficie del lago tiene una antigüedad de 420.000 años (figura 1.7) sugiriendo que el lago ha permanecido sellado bajo la placa de hielo por entre 500 mil y un millón de años. Las perforaciones se detuvieron a 120 m por encima de la frontera entre el agua líquida del lago y la capa de hielo para evitar la contaminación biológica y química del mismo.

Los 3623 m perforados lo convierten en el barreno de hielo más profundo recuperado, y por lo tanto en un importante registro para la reconstrucción del paleoclima del planeta. La estación y los diversos experimentos que se realizan en ella, son el resultado de una colaboración de diez años entre Rusia, Francia y los Estados Unidos. En la base de la capa de hielo, se han encontrado evidencias de algunas bacterias que sugieren que el agua del lago puede sostener la vida. El núcleo de hielo fue recogido en tubos de acero inoxidable de un metro de longitud y con un diámetro en promedio de 15 centímetros, estos tubos fueron enviados a laboratorios de los tres países participantes en el programa de perforaciones y estudios de barrenos de hielo. Se extrajo en varias porciones por diversos problemas técnicos al taladrar (figura 1.9): 1) 0 - 950 m de profundidad en 1970-1974, 2) 950- 2083 m en 1982-1983, 3) 2083–2755 m hasta 1993 y 4) 2755-3623 m de 1993 a 1998 (ATCM Working Paper WP-019). Los niveles de los gases disueltos en el lago alcanzan los 2.5 litros de nitrógeno y oxígeno por kilogramo de agua. De acuerdo a los científicos, esta alta proporción de gases atrapados debajo del hielo causará un “burbujeo” gaseoso cuando el agua sea liberada.

En el análisis del barreno glacial de Vostok la variable independiente es el tiempo, la edad del hielo se determinó mediante el análisis de *estratigrafía* de las capas anuales. Entre más viejo es el hielo, más delgada es la capa con respecto a un mismo intervalo de tiempo de hielo mas reciente. Este núcleo de hielo tiene registro a lo largo de 420 mil años, de las concentraciones atmosféricas de CO₂ y CH₄ que contenía la atmósfera de este lugar. Así como también se obtiene de manera indirecta la temperatura, a través del análisis del ¹⁸O, el cual varía como lo hace la temperatura tanto en el sitio donde se acumula la nieve, como el nivel donde ésta se forma. Este isótopo del oxígeno se expresa como una diferencia en partes por mil, con respecto al estándar medio del agua del océano (SMOW por sus siglas en inglés), $\delta^{18}\text{O}$ (‰). La temperatura se expresa como una anomalía en grados celsius (°C) con respecto al valor climatológico promedio local por convención de la Organización Meteorológica Mundial, de las últimas tres décadas, en este caso como el estudio se realizó entre 1997 y 1999 el valor promedio que le corresponde para la Antártida es el del promedio de los años de 1961 a 1990, y es de -56°C (Petit et al, 1999).



Figura 1.9
Extracción de un núcleo de hielo del barreno para su estudio.

La metodología experimental utilizada fue la siguiente:

Como ya dijimos, los métodos usados en la determinación de las edades incluyen el análisis isotópico del ^{18}O , ya que la concentración de este isótopo del oxígeno contenido en el agua del lago, disminuye hacia el invierno y tiene su máximo en verano, lo que revela la formación de capas anuales en la formación del hielo. El análisis también incluye el contenido de deuterio en el hielo, ya que a partir de este elemento se reconstruye la serie de tiempo de temperatura local del aire, debido a que el deuterio está relacionado linealmente con la temperatura sobre el nivel de inversión térmica (donde se forma la precipitación) y con la temperatura superficial; contenido de polvo, concentración de sodio, el cual está relacionado con los aerosoles marinos; GEI y ^{18}O atrapados en burbujas de aire, los cuales reflejan los cambios en el volumen del hielo global y en el ciclo hidrológico (Petit et al, 1999).

El contenido de las burbujas del aire atrapadas en el hielo a través de las estructuras de clatrato, son una medida de la composición de la atmósfera en épocas antiguas. Esta trampa del aire ocurre esencialmente sin la diferenciación de los componentes atmosféricos de los gases como el CO_2 y el CH_4 atrapados.

La composición isotópica del agua, y en detalle la concentración del isótopo pesado del oxígeno, ^{18}O , respecto a ^{16}O , así como ^2H (o D) respecto a ^1H , es un indicador de las temperaturas del ambiente. La razón de esto es que a medida que mayor altura en la atmósfera, la temperatura disminuye, y esto implica un agotamiento creciente de los isótopos más pesados.

Como no todas las moléculas de agua son idénticas, el peso atómico del oxígeno es mayoritariamente 16, pero existe una pequeña fracción de moléculas de agua (un 0.12 % aproximadamente) cuyo oxígeno pesa 18. Esto implica que las moléculas de agua que contienen oxígeno pesado, H_2^{18}O , pesan más que las que contienen oxígeno ligero, H_2^{16}O . Pues bien, ocurre que las moléculas de agua con más peso tienden a *evaporarse* del mar con mayor dificultad que las ligeras. Además, si han pasado al estado de vapor, tienden a *condensarse* y a volver al océano antes que las que contienen el isótopo ligero. De esta forma, el agua de los océanos es siempre más rica en el isótopo pesado ^{18}O que el vapor de agua atmosférico. Es también más rica en ^{18}O que la que precipita en forma de lluvia o de nieve, o que la que se acumula en forma de hielo en los casquetes continentales.

Durante los períodos en los que el hielo pobre en ^{18}O es retenido en los continentes, el agua oceánica es proporcionalmente rica en ^{18}O . Aumenta así la variación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ del agua marina. Y viceversa, cuando no hay hielo acumulado en el continente, la razón $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en el agua de mar disminuye. Por eso, si conocemos las variaciones del oxígeno en el mar, podemos deducir la existencia o no de glaciaciones sobre los continentes (figura 1.4).

Un poco de glaciología para respondernos dos preguntas:

Primero ¿Cómo es que queda atrapado el aire en el hielo?

Tanto en un sitio como en otro va cayendo nieve que poco a poco se va compactando hasta formar hielo. Los copos de nieve tienen espacios huecos en los que está el aire del entorno. Al compactarse se forman burbujas que conservan la atmósfera que había cuando cayó la nieve. Analizando la composición de esa atmósfera se pueden saber algunas cosas; por ejemplo:

¿Qué cantidad de gases de efecto invernadero había (CO_2 , CH_4 y NO_2) y que temperatura prevalecía en la Tierra?. Uniendo ambas cosas: GEI y T se puede conocer la influencia que tienen dichos gases en el cambio climático, la velocidad con la que ocurre, cuánto influyen en las glaciaciones los cambios en la composición atmosférica y cuánto el aumento de luminosidad del Sol o el cambio de la órbita de la Tierra.

La siguiente pregunta es: ¿Cómo se sabe la temperatura que había en la atmósfera que al momento de que quedó atrapada en la burbuja de hielo?

El agua parece algo muy sencillo: H_2O , pero tras esa aparente simplicidad se esconde una gran complejidad. Veamos:

El hidrógeno se da en tres variedades:

^1H la más sencilla tiene 1 protón y 1 electrón.

^2H es un poco más complicada tiene 1 protón, 1 neutrón y 1 electrón. Se llama deuterio (D). El agua que en vez de Hidrógeno (H) tiene Deuterio (D) se llama *agua pesada*.

A la hora de evaporarse el H₂O necesita más energía el agua pesada que el agua normal. La nieve y, por tanto los hielos de la Antártida y de Groenlandia tendrán más agua pesada cuanto mayor haya sido la temperatura que hiciera en la Tierra. Lo mismo ocurre con el oxígeno, con el carbono y con el nitrógeno.

El carbono tiene 6 protones y seis electrones, pero, además, en el

¹²C hay 6 protones + 6 neutrones. Por tanto, el peso atómico (protones + neutrones) es 12.

¹³C hay 7 protones + 6 neutrones, el peso atómico es 13.

¹⁴C hay 8 protones + 6 neutrones, el peso atómico es 14.

Para el oxígeno se tienen 8 protones y 8 electrones, pero, además en el

¹⁶O hay 8 protones + 8 neutrones, el peso atómico es 16

¹⁷O hay 8 protones + 9 neutrones, el peso atómico es 17

¹⁸O hay 8 protones + 10 neutrones, el peso atómico es 18

Al hablar del agua, por tanto, podemos estar hablando en distintas formas con masas diferentes. Veamos unos ejemplos.

Agua sencilla: ¹H+¹H+¹⁶O: peso atómico 18

Agua con un deuterio. ¹H+¹D+¹⁶O: peso atómico 19

Agua pesada: ¹D+¹D+¹⁶O: peso atómico 20

Agua con oxígeno pesado: ¹H+¹H+¹⁸O: peso atómico 20

Ya vemos que hay muchas combinaciones, cuanto más masiva sea la molécula de agua más difícil es que se evapore. Necesitará más energía -calor- para hacerlo. Cuanto más ¹⁸O haya, significa por lo tanto, de que en la Tierra era más alta la temperatura. De ahí que la razón ¹⁸O/¹⁶O nos de la temperatura.

CAPÍTULO 2

EL METABOLISMO BIO-GEO-FÍSICO QUÍMICO DE LA TIERRA

“La naturaleza está constituida de tal manera que es experimentalmente imposible determinar sus movimientos absolutos”

Albert Einstein

2.1 El metabolismo natural del planeta

Desde la formación de la Tierra, las diferentes formas de vida han prosperado durante casi 4600 millones de años. El planeta ha sufrido innumerables cambios naturales de tipo biológico, físico y químico. El planeta giraba más deprisa: los días y las noches eran más cortos. La superficie, entre sólida y viscosa, burbujeante e incandescente, estaba plagada de cráteres y de chimeneas volcánicas de las que emanaban desde el interior de la Tierra sustancias volátiles. Algunos de los gases arrojados, como el hidrógeno, demasiado ligeros, se escapaban para siempre al espacio exterior; otros, como el amoníaco, eran descompuestos por la radiación solar. La composición de la atmósfera y los procesos físicos y químicos que regulan el comportamiento atmosférico han variado a lo largo del tiempo desde el momento en que se formó el planeta.

Como ya lo mencionamos en la sección 1.1, aunque la atmósfera está constituida en su mayor parte por nitrógeno (N) en un 78% y por oxígeno (O) en un 21%, no hay que despreciar los demás gases que representan el 1%, como el vapor de agua, el CO₂, el CH₄, el O₃, el N₂O, y hoy en día los compuestos de cloro y flúor (freones o CFC). Aunque estas concentraciones sean muy pequeñas, es importante su estudio y monitoreo por el impacto que causan estos gases en el clima, en especial por el efecto invernadero (Uriarte, 2003).

El sistema climático y los ciclos bio-geo-físico-químicos están relacionados entre sí, así como los *forzamientos* al sistema. El sistema climático natural está integrado principalmente por tres elementos que se interrelacionan, como son: la atmósfera, el océano y el continente (o la tierra emergida). Esa relación está dada por la dinámica y la física atmosférica, la dinámica oceánica, el balance o intercambio de energía, y así como por el ciclo hidrológico. Igualmente los ciclos bio-geo-químicos integran tres subsistemas: la biogeoquímica marina, los ecosistemas terrestres y la química atmosférica. Los procesos biológicos, químicos y físicos que suceden en la Tierra afectan al sistema climático. Los sistemas naturales descritos hasta el momento se hallan sometidos a importantes procesos de cambio y transformación. Estos cambios han sido continuos desde la formación de la Tierra, pero han sufrido una aceleración y en algunos casos un cambio de dirección en los últimos doscientos años debido a la intervención humana.

La biogeoquímica enfatiza las interacciones de las entidades biológicas con su ambiente. Los organismos están adaptados a márgenes más o menos estrechos de las condiciones bioquímicas. La mayoría de cambios realizados por el hombre en los patrones de flujo de materia o energía cambian esos sistemas naturales y pueden causar la extinción de las especies o de los hábitats. La intervención humana en los ciclos biogeoquímicos tiene lugar por la explotación de recursos (remoción de materiales) o por la contaminación (adición de materiales). Cambios pequeños en el flujo de algunos gases y materiales pueden tener efectos dramáticos sobre el ambiente natural, si se incrementan por el efecto cascada. Un ejemplo es el daño potencial de un incremento en el dióxido de carbono atmosférico para las formas de vida y hábitats como consecuencia del calentamiento global con los efectos mediados por los procesos hidrológicos y bioquímicos. Otros ejemplos a considerar a escala global son la producción de alimento terrestre o acuático y su dependencia del clima, la disponibilidad de nutrientes y la presencia de agentes tóxicos; la liberación de ácido sulfúrico y sus efectos sobre los sistemas terrestres y acuáticos; la liberación

de gases de efecto invernadero, la radiación climática y la dispersión de químicos sintéticos tales como pesticidas en la biosfera. El entendimiento de los ciclos biogeoquímicos naturales puede ayudar a minimizar el impacto humano sobre dichos sistemas naturales.

El ciclo hidrológico (figura 2.1) desempeña un papel fundamental en el funcionamiento tanto del sistema climático como del conjunto de mecanismos bio-geo-físico-químicos, conectando un sistema con el otro y desempeñando un papel clave en los sistemas naturales en su conjunto. Este ciclo involucra el movimiento del agua en sus tres estados, es el agente movilizador de otros elementos, es uno de los principales determinantes dinámicos del clima planetario, permite el intercambio de grandes cantidades de energía y opera en un amplio rango de escalas temporales y espaciales.

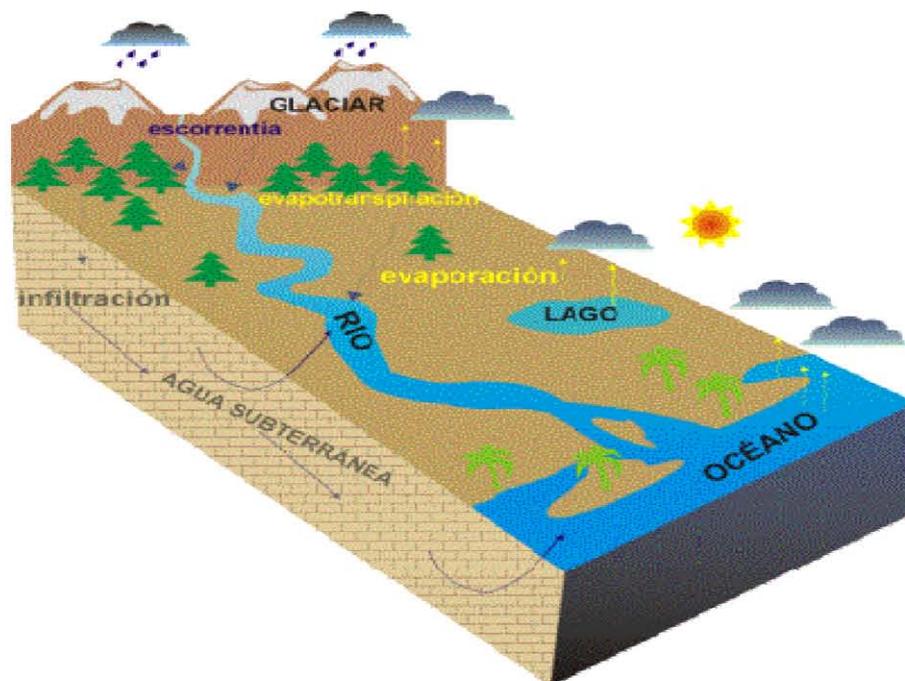


Figura 2.1

El agua en sus tres estados físicos (hielo, líquida o vapor) se encuentra en la atmósfera, el océano o el continente. Por ende, es fundamental ya que por sí misma está dentro de los ciclos bio-geo-físico-químico, a través del ciclo hidrológico.

Por otro lado, el carbono es el cuarto elemento de mayor abundancia en el universo y es absolutamente esencial a la vida terrestre. En realidad, el carbono constituye la definición propia de vida y su presencia o ausencia ayuda a definir si una molécula es considerada orgánica o

inorgánica. Cada organismo sobre la Tierra necesita del carbono ya sea para su estructura, su energía, o en el caso de los humanos, para ambos. Descontando el agua, somos mitad carbón. Además, el carbón se encuentra en formas tan diversas como en el gas CO₂, y en sólidos como la caliza (CaCO₃), la madera, plástico, diamantes y grafito.

El ciclo global carbónico, uno de los ciclos biogeoquímicos más importantes, puede ser dividido en componentes geológicos, biológicos y químicos. El ciclo carbónico geológico funciona en una escala temporal de millones de años, mientras que el ciclo carbónico biológico y químico funciona en una escala temporal de días a miles de años.

El ciclo geológico del carbónico

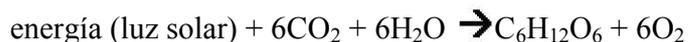
Desde la formación de la Tierra, las fuerzas geológicas han actuado paulatinamente sobre el ciclo global carbónico. En períodos de larga duración, el ácido carbónico (un ácido débil formado por reacciones entre el CO₂ atmosférico y el agua) se combina poco a poco con minerales en la superficie continental. Estas reacciones forman los *carbonatos* a través de un proceso llamado desgaste. Luego, a través de la erosión, los carbonatos desembocan en el océano donde terminan asentándose en el fondo.

Este ciclo continúa cuando el fondo del mar empuja por debajo de los márgenes continentales mediante un proceso de *subducción*. A medida que el carbono del fondo del mar sigue siendo empujado por las fuerzas tectónicas, se calienta, eventualmente se derrite, y puede volver a la superficie donde se transforma en CO₂. De esta manera retorna a la atmósfera. Este retorno a la atmósfera puede ocurrir violentamente a través de erupciones volcánicas, o de manera más gradual, en filtraciones, respiraderos de CO₂. El levantamiento tectónico también puede exponer caliza enterrada antiguamente. Un ejemplo de esto ocurre en los Himalayas, donde algunos de los picos más altos del mundo están formados de material que una vez estuvo en el fondo del océano. El desgaste, la *subducción* y el vulcanismo controlan las concentraciones atmosféricas de dióxido de carbono a través de períodos de tiempo de cientos de millones de años.

El ciclo bioquímico del carbono

La biología tiene un papel importante que nos permite entender el movimiento del carbono entre el continente, el océano y la atmósfera, a través del proceso de fotosíntesis y respiración. Virtualmente toda la vida multicelular en la Tierra depende de la producción de azúcares por las plantas a partir de la luz solar y del CO₂ mediante el proceso de la *fotosíntesis*; y también del desgaste metabólico de esos azúcares por los animales (incluyendo al ser humano) mediante el proceso de la *respiración* para producir la energía necesaria para poder moverse, crecer y reproducirse. Durante el día las plantas toman el CO₂ de la atmósfera durante la fotosíntesis, los animales liberan el CO₂ a la naturaleza durante la respiración a través de las siguientes reacciones químicas:

Fotosíntesis:



Respiración:



A través de la fotosíntesis, las plantas verdes usan la energía solar para convertir el CO₂ atmosférico en carbohidratos, también llamados azúcares (C₆H₁₂O₆). Los animales absorben estos *carbohidratos* y otros productos derivados de estos a través de la alimentación. En otras palabras, la respiración es el proceso inverso de la fotosíntesis, ya que libera la energía contenida en los azúcares para uso del metabolismo y cambia el "combustible" que es el C₆H₁₂O₆ transformado en CO₂, y éste a su vez, retorna a la atmósfera. Cada año, la cantidad de carbón tomada por la fotosíntesis y retornada a la atmósfera por la respiración es aproximadamente 1,000 veces mayor que la cantidad de carbón que se mueve a través del ciclo geológico del carbono (figura 2.2).

En la superficie terrestre y los océanos, el mayor intercambio de carbono con la atmósfera resulta de la fotosíntesis y de la respiración. La fotosíntesis cesa en la noche cuando el sol no puede proveer la energía para que se active la reacción. Sin embargo, la respiración de los animales continúa. Esta diferencia entre ambos procesos se refleja en los cambios de las

concentraciones atmosféricas estacionales del CO₂. Durante el invierno, la fotosíntesis cesa cuando muchas de las plantas pierden sus hojas, pero la respiración de los animales nunca cesa. Esta condición lleva a un aumento en las concentraciones atmosféricas del CO₂ durante el invierno. Sin embargo, con la llegada de la primavera, la fotosíntesis se reanuda y las concentraciones atmosféricas del CO₂ se reducen.

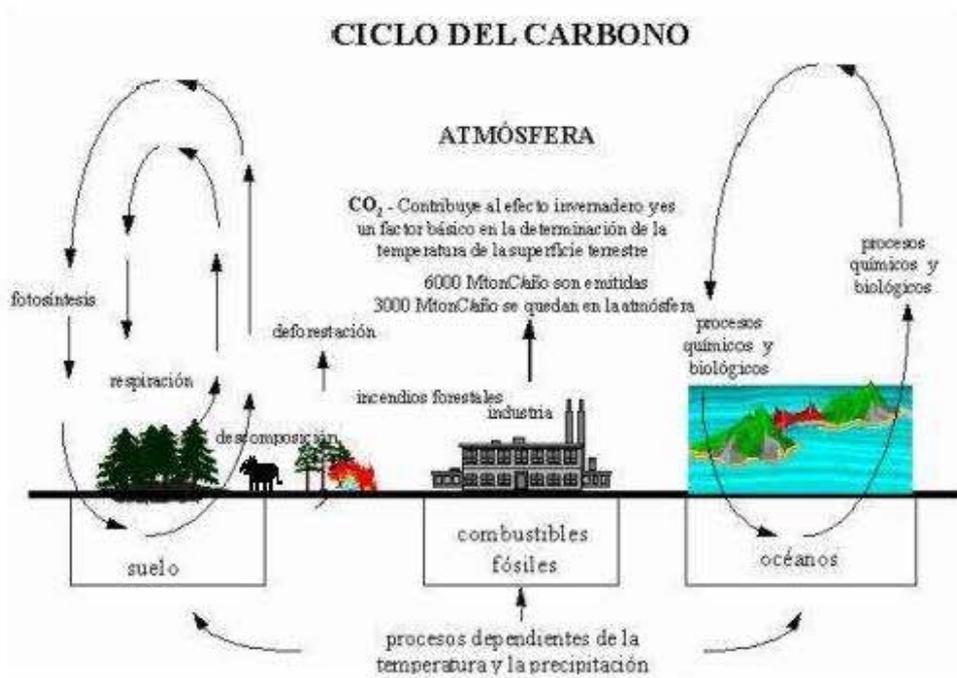


Figura 2.2

Procesos del ciclo bioquímico y geológico del CO₂, ambos constituyen una variable importante en el clima por las emisiones tanto naturales como antropógenas de este gas a la atmósfera.

En los océanos, el *fitoplancton*, que son las plantas microscópicas que forman la base de la cadena alimenticia marina, aporta carbón a los animales para producir conchas de carbonato de calcio (CaCO₃). Estas conchas se asientan en el fondo del océano cuando el animal muere. Cuando se entierra, estas conchas y otros organismos vivos marinos pueden comprimirse a medida que pasa el tiempo y eventualmente se pueden transformar en *caliza*. Además, en ciertas condiciones geológicas, la materia orgánica puede ser enterrada y con el paso del tiempo formar depósitos de carbono que pueden transformarse en combustible y con el paso

del tiempo pueden formar yacimientos de petróleo en el fondo marino. La materia orgánica se transforma en combustible fósil. Ambas formaciones, de caliza y de combustible fósil, son procesos biológicos controlados de largo plazo para el CO₂ atmosférico.

Los océanos desempeñan un papel fundamental en el ciclo del carbono, puesto que contienen el mayor porcentaje de nutrientes y se considera que absorben un alto porcentaje de las emisiones de CO₂ a la atmósfera. Los gases presentes en la *troposfera* y que se ubican sobre los primeros 15 km de la atmósfera, son componentes claves de los ciclos bio-geo-físico-químicos y tienen un papel importante en el *balance radiativo* solar y terrestre. Los procesos de producción fotoquímica de ozono que se desarrollan en la *estratosfera* (de los 15 a los 50 km de la atmósfera) son importantes en la distribución y circulación de la energía térmica interna, y en la absorción de radiación UV solar, lo cual sirve como protección de los organismos vivos de radiaciones peligrosas.

Por otro lado, la actividad de la biosfera en el continente acelera la movilización de elementos como fósforo (P), silicio (Si) y hierro (Fe). Estos elementos eventualmente llegan al océano a través de los ríos, las superficies costeras y la infiltración y escorrentía de las aguas subterráneas hacia el océano. En miles de años estos nutrientes entran en la circulación oceánica estimulando la producción y el alimento de los diversos organismos marinos (Steffen, 2000).

2.2 Comportamiento planetario autorregulado

Los elementos que componen el sistema climático del planeta interactúan entre sí, de modo que el resultado neto es un permanente intercambio autorregulado entre ellos (figura 2.3). La autorregulación del clima y la composición química del sistema atmósfera-océano-continente son las propiedades emergentes del comportamiento planetario que sólo se dan en el acoplamiento de las partes en un todo. La evolución del sistema se caracteriza por largos periodos de equilibrio con cambios lentos y cambios bruscos que lo mueven a nuevos estados de equilibrio. Existen modelos que explican la autorregulación simultánea del clima. Estos modelos hacen predicciones que pueden ser probadas por observación. Una de ellas es que la

vida en un planeta no puede progresar si es aislada; los organismos deben ser lo suficientemente abundantes para afectar y ser regulados por la evolución geoquímica del planeta (Uriarte, 2003).

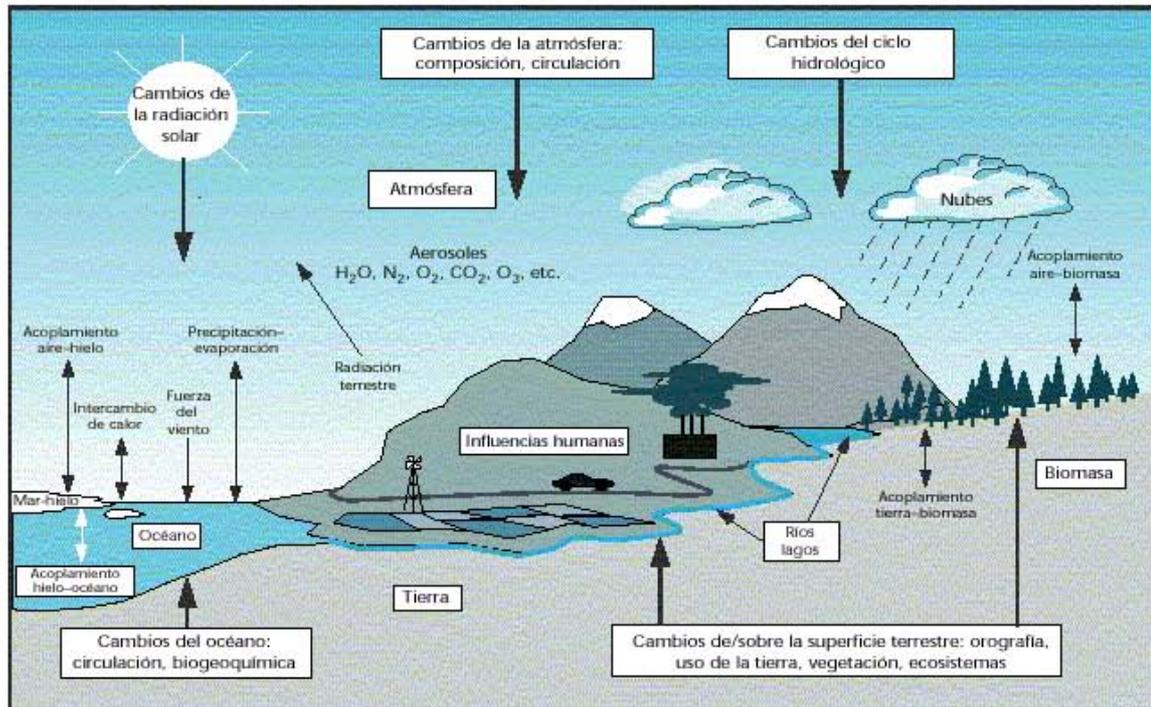


Figura 2.3

Intercambio autorregulado de los componentes del sistema climático. Se incluye en esta figura el factor antropógeno, adicional al sistema climático natural mostrado en la figura 1.3.

El sistema terrestre incluye varios procesos que refuerzan o amortiguan las fluctuaciones y los cambios del clima, se les llama mecanismos *retroalimentadores* y se denominan positivos si su efecto es el de amplificar y negativos si es atenuar. Estos mecanismos se deben principalmente a la criosfera, a las nubes (gotitas de agua suspendidas en la atmósfera) y al vapor de agua; el signo del segundo es incierto y los otros dos son positivos. Como puede verse, los tres resultan del agua en sus diversas fases: sólida, líquida y gaseosa. La criosfera es blanca y brillante, sobre todo cuando la nieve y el hielo están nuevos; o sea que su albedo es alto (cercano a 100%). Por

lo tanto, absorbe escasamente la radiación incidente y casi no se calienta. Además, el frío produce hielo y nieve, entonces la criosfera crece; en consecuencia, el albedo superficial aumenta, pues el continente y sobre todo el océano, desprovistos de hielo y nieve, tienen un albedo pequeño. De manera que donde antes se absorbía mucha radiación del Sol, ahora ya no, y se presenta una merma de calor; tenemos entonces que una disminución de temperatura ocasiona un enfriamiento adicional por expansión de la criosfera. O sea que frío genera frío (Garduño, 1998).

El hecho de que la Tierra se comporte como un sistema interconectado y autorregulado se puso en evidencia precisamente en 1999 cuando se publicó el registro de temperatura, CO₂ y CH₄ de los últimos 420 mil años del núcleo de hielo de Vostok (gráfica 2.4). Estos datos proveen un contexto temporal muy poderoso y una evidencia visual dramática de un sistema planetario integrado. Presenta un nuevo espectro de conceptos sobre el sistema climático. Con este argumento se puede probar que la Tierra es un sistema con propiedades y comportamientos acoplados que son propios de un *sistema dinámico complejo*.

Este comportamiento sistémico de la Tierra se debe a la combinación de forzamientos externos (principalmente variaciones en los niveles de radiación solar que llegan a la superficie del planeta) y el conjunto de múltiples retroalimentadores y forzadores en el ambiente terrestre. Por ejemplo, los glaciares crean su propio clima; es decir, hay hielo porque hace frío, pero lo inverso es igualmente cierto: hace frío porque hay hielo. Es más exacto decir: "en los polos hace frío porque hay casquetes", que "hay casquetes porque hace frío". En efecto, los casquetes polares son un remanente de las glaciaciones ocurridas en el Pleistoceno (la última hace 18 mil años); Podríamos pensar que si se descongelaran los polos o (más bien dicho) si por medios artificiales los casquetes fueran derretidos, éstos no se volverían a formar, desaparecerían para siempre (hasta que hubiera una nueva glaciación). Por lo tanto, la destrucción de un glaciar sería muy probablemente irreversible; después sólo se formarían mantos temporales de hielo y nieve en invierno; esto no ha sucedido en los casquetes polares, pero sí en los glaciares situados en las montañas (Garduño, 1998).

Otro ejemplo de un retroalimentador y un forzamiento dentro del planeta son: las variaciones del vapor de agua contenido en la atmósfera como retroalimentador, y las variaciones de las

concentraciones de los GEI, principalmente por las emisiones de CO₂ ligadas con las actividades humanas es un ejemplo de forzamiento.

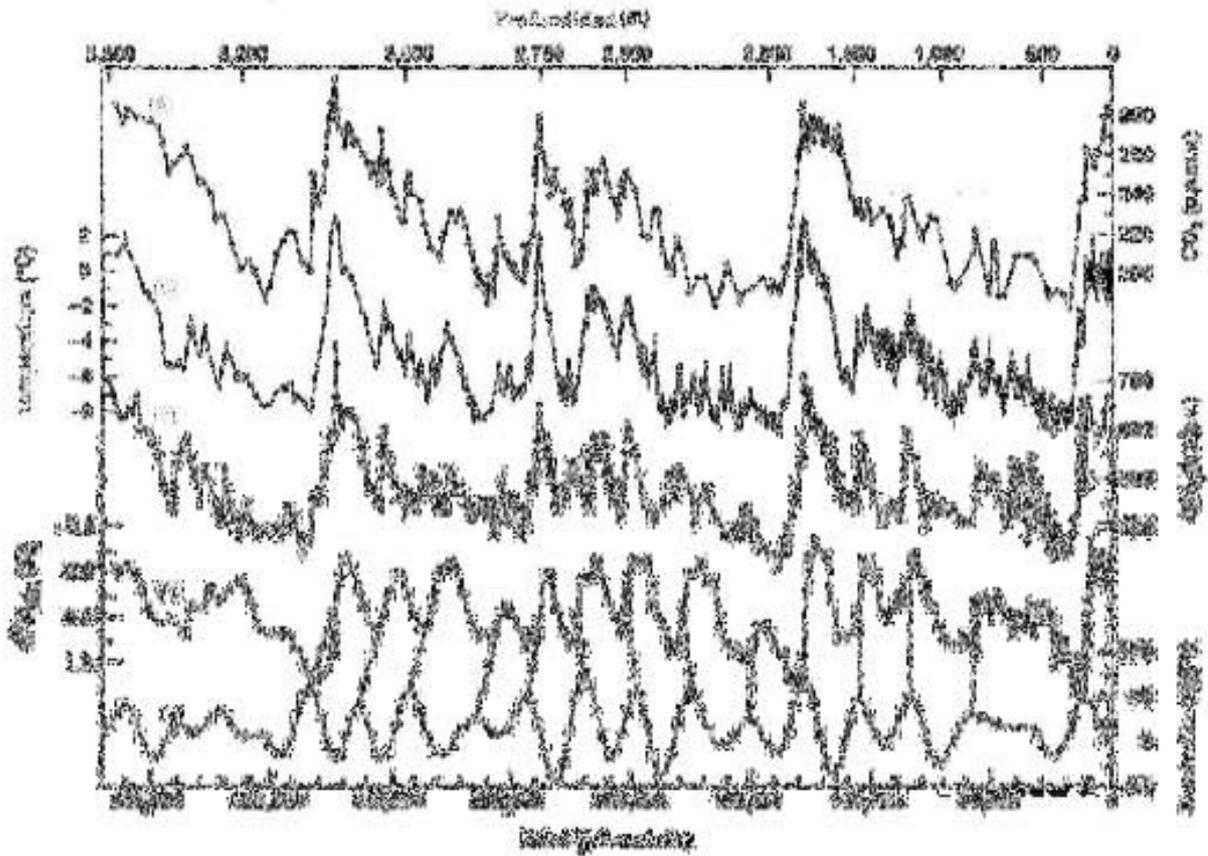
2.3 Las regularidades en los últimos 420 mil años

Durante varios siglos previos a la industrialización, el CO₂ tuvo una concentración casi constante en la atmósfera, con 280 partes por millón en volumen (ppmv), y a esta cantidad se le llama, en consecuencia, nivel preindustrial. A partir de mediados del siglo XIX, esta concentración ha aumentado, alcanzando en 2005 las 381 ppmv, según el registro del Observatorio de Mauna Loa en Hawaii (ver sección 3.1). Con los *gases traza* pasa algo parecido. El comportamiento radiacional de los gases de efecto invernadero se calcula con la teoría cuántica y se observa experimentalmente en el laboratorio, pero también lo demuestra la historia del clima (Voituriez, 1994).

El análisis de la temperatura y los gases que quedaron atrapados en las burbujas de aire en el núcleo de hielo de Vostok, revela un patrón rítmico de “metabolismo”, algo así como una respiración planetaria en donde se observan cuatro ciclos climáticos a lo largo de 420 mil años. Se puede ver una relativamente rápida transición del estado glacial al interglacial y una gradual transición del interglacial al glacial, lo que sugiere que la razón de absorción y emisión de CO₂ de los ecosistemas marinos y terrestres es asimétrica, esto es que no absorben y emiten a la misma velocidad (Steffen W, 2000).

En la gráfica 2.4 se observan las curvas de CO₂, temperatura, CH₄, δ¹⁸O atmosférico (de aquí en adelante δ¹⁸O_{atm}) y la insolación (calculada por Berger, 1978) a los 65°N para la mitad de junio. Se observa que el CO₂, la temperatura y el CH₄ tienen un comportamiento muy similar dentro de cuatro ciclos climáticos, los cuales tienen un máximo que dura un breve periodo, el cual es conocido como interglacial, seguido por una disminución oscilante en las tres variables, hasta llegar a una relativa estabilidad alrededor de los valores inferiores con un largo periodo de duración, al cual se denomina glacial; después de esto se observa una súbita elevación de los

valores que da inicio a un nuevo periodo interglacial (Petit et al., 1999). En esa misma figura, se observa también un claro paralelismo entre estas tres variables: suben y bajan juntas (IPCC, 2001; Steffen, 2000). No obstante, la situación actual rompe esta secuencia; en el pasado, los tres registros han tenido cuatro oscilaciones, con periodo de unos cien mil años, y oscilan dentro de los mismos límites superior e inferior. Este comportamiento representa un sistema bio-geo-físico-químico complejo y autocontrolado, es el metabolismo natural de la biosfera terrestre, del cual el efecto invernadero es sólo un componente.



Gráfica 2.4

Series de tiempo del núcleo de hielo de Vostok e insolación. Series con respecto al tiempo de: a) CO₂; b) ΔT de la atmósfera; c) CH₄; d) δ¹⁸O y e) Insolación a 65°N para la mitad de junio (Petit et al, 1999).

2.4 Diagnóstico acoplado de temperatura-GEI-insolación

La sincronía observada entre la temperatura y los principales GEI es notoria en el intervalo geológico mostrado en la gráfica 2.4; en periodos menores no es tan clara, pues otros fenómenos de plazos cortos perturban la señal de temperatura; entre ellos destacan oscilaciones naturales internas del sistema climático como el Niño y la Niña: el primero eleva la temperatura a escala planetaria, y la segunda la reduce (Voituriez 1994). Otro factor importante de la variabilidad interanual del clima son las erupciones volcánicas, que inyectan hasta la estratosfera aerosoles que quedan suspendidos por años y enfrían el clima planetario (Voituriez, 1994). El Niño tiene cierta periodicidad de recurrencia; en cambio, el vulcanismo es más bien azaroso en su manifestación, y la magnitud de ambos es muy variable. Hay un aerosol artificial, el sulfato, producido también por la industria, que aumenta sistemáticamente y atenúa el calentamiento debido al efecto invernadero por la radiación entrante. Por todos estos elementos, adicionales al efecto invernadero, que afectan al clima, los registros históricos de CO₂ (emitido antropógenamente) y de la temperatura a partir de mediados del siglo XIX no van paralelos, aunque sí hay un incremento claro de ésta, como de 0.6°C (IPCC, 2001).

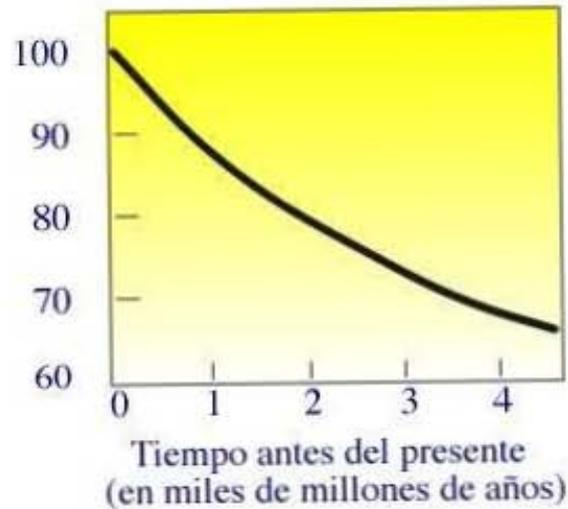
La gran semejanza entre el comportamiento del CO₂, el CH₄, y la temperatura en el barreno de Vostok lleva a considerar a estos dos GEI como causa y también efecto de la variación de la temperatura, como se explica a continuación.

Primero, la variación de los GEI como causa y de la temperatura como efecto, prueba que los GEI se comportan como cuerpos casi transparentes ante la radiación de onda corta, lo que permite que la radiación solar, emitida en este rango de longitud de onda, pueda viajar a través de la atmósfera casi sin obstáculo hasta llegar a la superficie del planeta y calentarla, aunque también parte de esta se refleja. Sin embargo, la radiación que emite la Tierra es de onda larga y los GEI son parcialmente opacos a tales longitudes de onda, por lo que no permiten que toda la energía que emite el planeta se fugue al espacio, sino que una fracción de ésta sea absorbida y reemitida hacia la superficie calentándola aún más. Esto implica que la temperatura superficial del planeta sea mayor de lo que sería si no hubiera GEI en la atmósfera, ya que estos gases absorben la radiación, y por lo tanto la temperatura media del planeta sería 33°C menor de lo que es ahora.

Segundo, la variación de la temperatura como causa y la de los GEI como efecto, prueba que un descenso de la temperatura genera una disminución en la producción de CO₂ y CH₄, debido a que la actividad biológica de los seres vivos se reduce (aunque unos seres vivos producen y otros consumen estos gases, la concentración neta de los mismos es menor); y también porque una disminución en la temperatura ocasiona que el océano pueda almacenar una cantidad mayor de CO₂, ya que este es más soluble en el agua fría.

Aunque la *insolación* no se obtuvo del análisis del barreno glacial de Vostok, es presentada en la gráfica 2.4 debido a que se considera que la insolación actúa como un detonador en los cambios glaciares-interglaciares. La energía emitida por el Sol casi no varía, por eso se denomina *constante solar*. Siendo tan pequeñas estas variaciones, los instrumentos antiguos eran incapaces de detectarlas; pero las medidas modernas han demostrado que tal "constante" en realidad cambia (gráfica 2.5). Coexisten varios ciclos superpuestos de características físicas que juntas constituyen la actividad solar; entre estas propiedades del Sol hay algunos vínculos claros y otros inciertos. Además, la actividad solar y el clima terrestre insinúan correlaciones que pueden ser sólo coincidencias, pues su base física es precaria (Petit *et al*, 1999).

Evidentemente, un aumento (o disminución) de la luminosidad del Sol debe calentar (o enfriar) el clima y esto se registrará más claramente cuanto más fuerte o duradero sea aquél (o aquélla). La radiación recibida por la Tierra es decir, la insolación, depende además de otros factores llamados orbitales, que son: oblicuidad, excentricidad, y longitud y posición del perihelio (la distancia más corta de la Tierra al Sol). La longitud del perihelio y la excentricidad determinan la órbita y la posición del perihelio y la oblicuidad, determinan la orientación de la Tierra respecto de esa órbita.



Gráfica 2.5
Luminosidad del Sol con respecto al presente en (%) (Ref. Uriarte, 2003).

Los estudios del paleoclima muestran que mucha de la variabilidad ocurre con periodicidad correspondiente a la de la precesión, oblicuidad y excentricidad de la órbita de la Tierra, que actúan como un forzamiento inicial. El punto más frío de cada periodo glacial precede al final de dicho periodo excepto en el tercer ciclo (figura 2.4, curva e). Se atribuye esto a que justo antes de esta transición se presenta la mínima insolación a los 65°N. El $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ depende fuertemente de las propiedades climáticas y relaciona éstas con la insolación. Sin embargo, al comparar estas dos variables con los registros de CO_2 , CH_4 y temperatura de los datos de Vostok, se puede ver que la insolación y los parámetros orbitales no son determinantes en la variabilidad climática para un periodo de por lo menos un millón de años (figura 2.4, curva d).

2.5 Holoceno

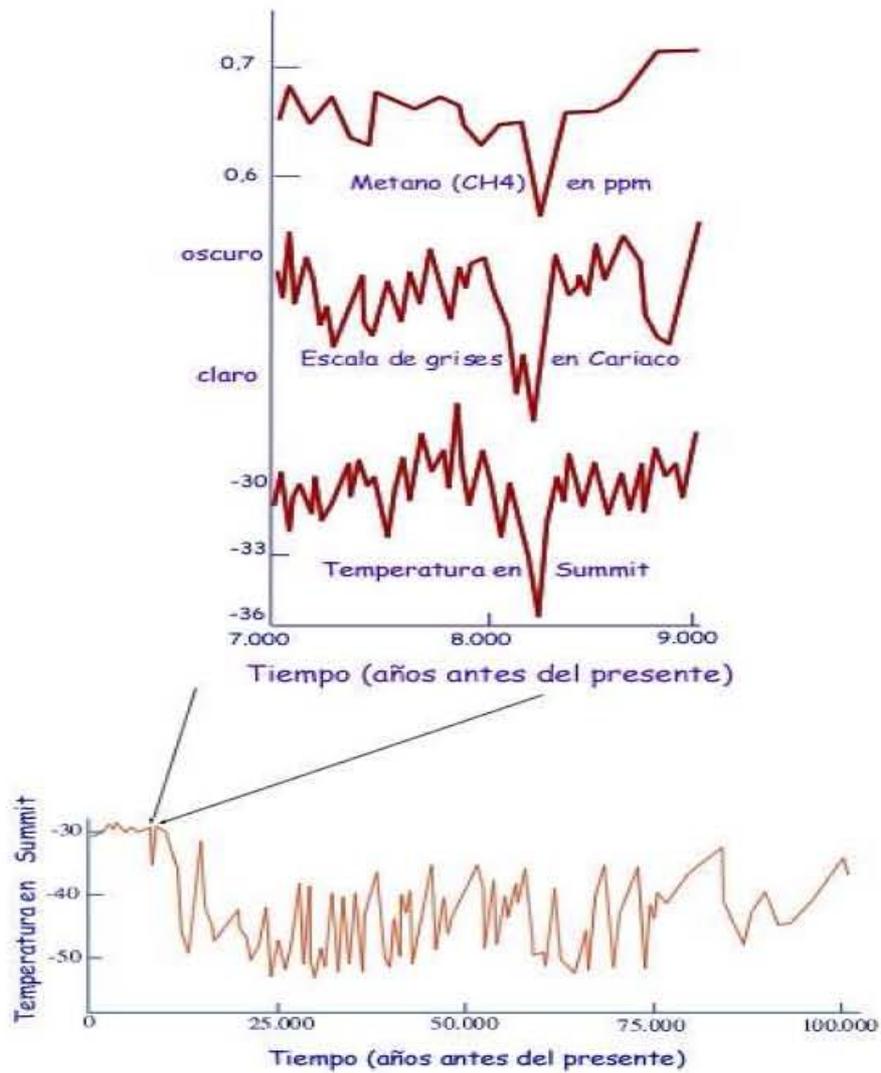
Dentro del Cuaternario (periodo geológico actual, iniciado hace dos millones de años), en su última cuarta parte predominaron cuatro glaciaciones, con breves etapas cálidas intercaladas. Sin embargo, el último lapso interglacial ha sido mucho más largo que sus antecesores; esta etapa geológica se le llama *Holoceno* (desde hace 12 mil años).

A pesar de que la primera mitad del *Holoceno* fue por lo general más cálida que la actual, hacia el año 8200 antes del presente hubo un abrupto y corto episodio bastante frío que dejó su señal en numerosos indicadores: la concentración de metano disminuyó a nivel global, los colores de los sedimentos marinos de Cariaco (Venezuela) correspondientes a esa época aparecen más claros (escala de grises) y la temperatura en Summit, Groenlandia descendió unos 6 °C. En la gráfica 2.6 se representa la temperatura en Summit en los últimos 100 mil años y se indica con flechas el período de enfriamiento al que nos referimos, al comienzo del *Holoceno* desplegado en un acercamiento.

Se piensa que la calidez del *Holoceno* propició el desarrollo de la civilización (sedentarismo-agricultura-urbanización), a su vez, la civilización propició industrialización a partir de mediados del siglo XIX y con ella (seguramente) el aumento de bióxido de carbono en la atmósfera y el (muy probable) calentamiento global actual. Esta nueva época de la evolución del planeta, afectado apreciablemente por el hombre, se llama *antropoceno*.

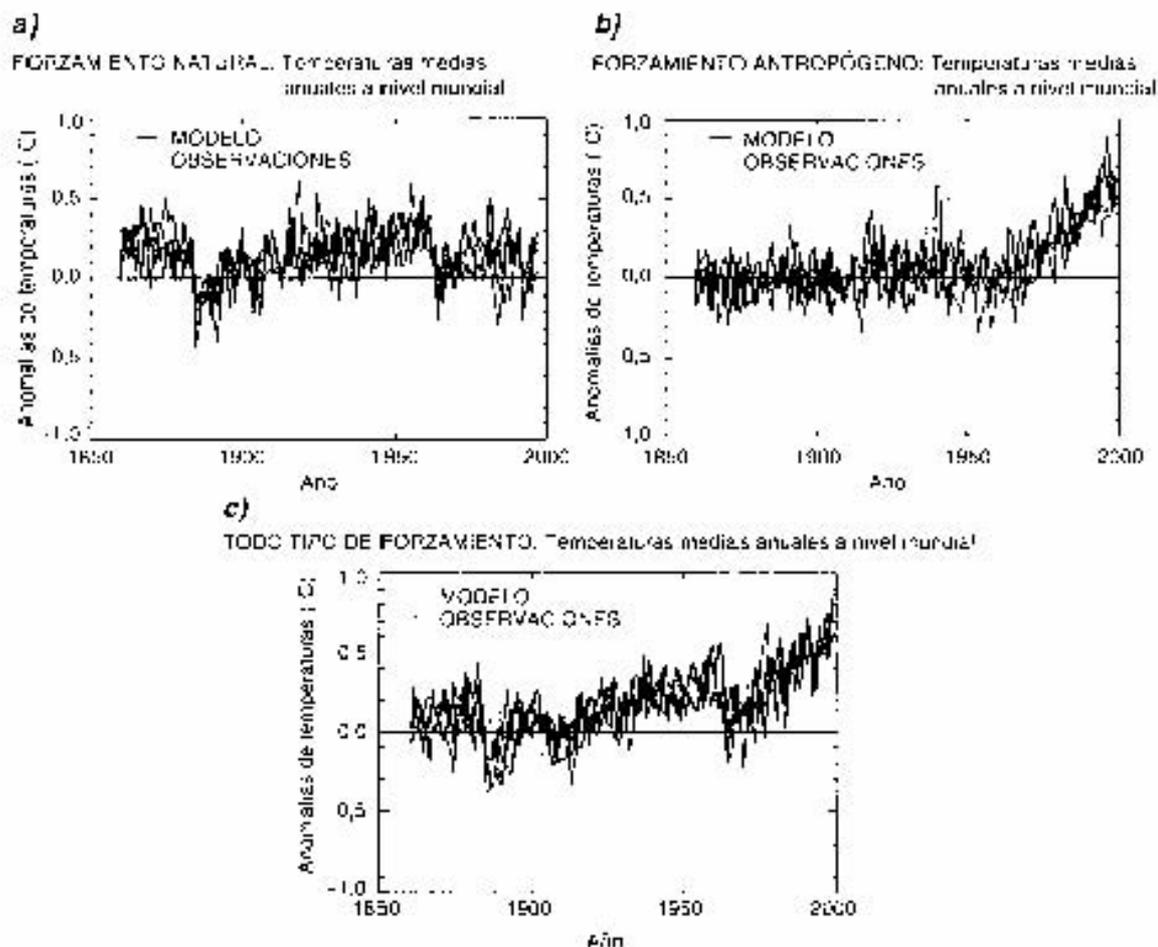
Existen medidas directas del clima (es decir con instrumentos) sólo en el último siglo y medio; para todo el resto anterior, el clima se ha medido indirectamente. O sea que, de los innumerables cambios climáticos, únicamente el producido por el hombre ha sido registrado directamente con instrumentos también hechos por el hombre. El registro de todos los demás se hace con los llamados indicadores paleoclimáticos o *proxies* vistos en la sección 1.3.

Las evaluaciones basadas en los principios de la física, y de los modelos climáticos indican que es improbable que el forzamiento natural pueda por sí solo explicar los diferentes cambios pasados observados en las temperaturas de la atmósfera. Si bien la reconstrucción de los forzamientos naturales es incierta, la inclusión de sus efectos provoca un aumento en el promedio de temperaturas a escalas temporales de varios decenios (gráfica 2.7). Los modelos y las observaciones muestran un aumento de la temperatura a nivel mundial, un mayor contraste entre la temperatura de la superficie terrestre y los océanos, una disminución de la extensión del hielo marino, una recesión de los glaciares, elevación del nivel del mar y un aumento de las precipitaciones en las latitudes altas del hemisferio norte. Los modelos predicen un ritmo de calentamiento más rápido en las capas medias a superiores de la troposfera que lo que se observa en los registros de temperatura troposférica obtenidos mediante satélites o radiosondas.



Grafica 2.6

Alley R.B. et al. 2003, Abrupt Climate Change, *Science*, 299, 2005-2010; Clarke G. et al., Superlakes, megafloods, and abrupt climate change, *Science*, 301, 922-923; Rohling E. & Pällke H. 2005, Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around 8,200 years ago, *Nature*, 434, 975-979



Gráfica 2.7

Anomalías en las temperaturas medias de la superficie mundial con respecto al promedio del periodo comprendido entre 1880 y 1920 de acuerdo con el registro instrumental, comparadas con conjuntos de cuatro simulaciones realizadas con un modelo climático acoplado, océano-atmósfera, forzado con: a) forzamientos solares y volcánicos únicamente; b) forzamientos antropógenos, entre ellos, GEI bien mezclados, cambios en el ozono estratosférico y troposférico y los efectos directos e indirectos de los aerosoles y sulfatos, y c) con todos los tipos de forzamiento, tanto naturales como antropógenos.

CAPÍTULO 3

CAMBIO CLIMÁTICO ACTUAL

“Convertid un árbol en leña y podrá arder para nosotros; pero ya no producirá flores ni frutos”

*Rabindranath Tagore
(poeta y filósofo hindú)*

3.1 La presente ruptura antropógena

El efecto del factor antropógeno (que es producido por el hombre) en el clima, ha impactado de forma importante y muy diversa en los sistemas naturales del planeta. Este forzamiento climático se da en un entorno de variabilidad climática natural. La variabilidad climática interna observada durante el último medio millón de años, es decir, la variabilidad del clima no forzada por agentes externos; como ya se mencionó, ocurre en todas las escalas temporales. Los componentes lentos del clima, como los océanos, desempeñan funciones de particular importancia en las escalas temporales decenales y seculares, forman parte de la variabilidad climática. Por lo tanto el clima es capaz de registrar variaciones de magnitud considerable en

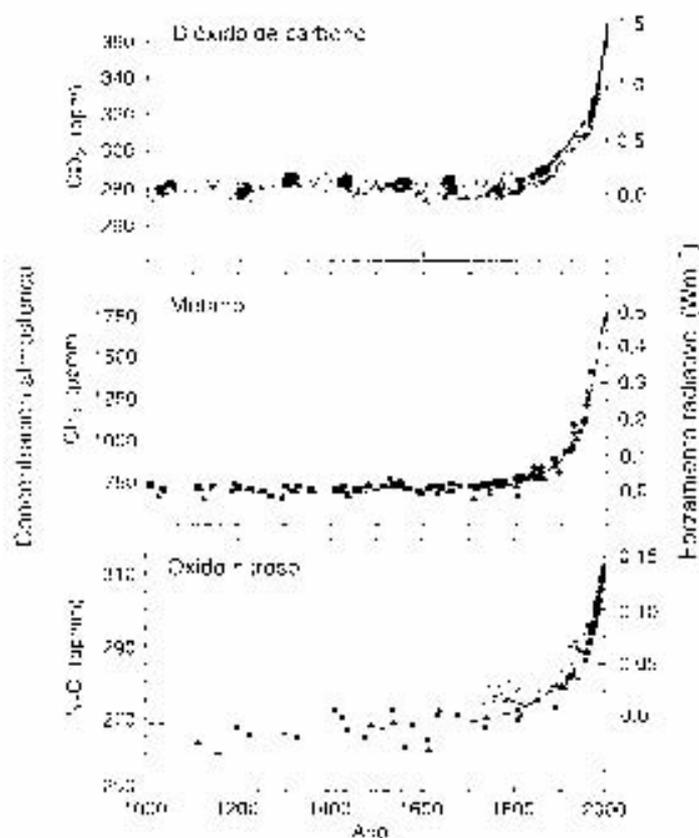
escalas temporales prolongadas, a pesar de no recibir influencias externas como se ve en 420 mil años en el núcleo de hielo de Vostok.

Aunque el funcionamiento del sistema climático ha cambiado desde el origen del planeta, debido a las interacciones entre la radiación solar y los diferentes componentes del sistema climático, no es un factor determinante para atribuir los cambios climáticos a eventos naturales como la actividad del sol o la variabilidad de los parámetros orbitales del planeta, tal como se observa en los registros de Vostok. Sin embargo, en la actualidad la emisión de GEI, producto de las actividades humanas (gráfica 3.1) afecta de manera directa el clima. La atmósfera terrestre presenta un efecto invernadero natural (que explicamos con más detalle en la siguiente sección), el cual permite que tengamos 33°C más que sin él, y que las temperaturas alrededor del año no varíen abruptamente, debido a la capacidad calorífica de los océanos. El incremento de los GEI está produciendo la elevación de la temperatura media global del aire, fenómeno conocido como el calentamiento global (ver sección 3.2). Se estima que durante los últimos 100 años, la temperatura media global se ha incrementado entre 0.3 °C y 0.5 °C (IPCC, 2001). El carácter diferenciado del calentamiento está produciendo cambios en los sistemas de circulación atmosférica, y en la distribución y frecuencia de las lluvias y de los demás fenómenos atmosféricos y climáticos.

La alteración de la composición de la atmósfera y su capacidad para filtrar diferentes longitudes de onda de la radiación, la explotación de las reservas naturales de los elementos y la transformación química de los minerales a formas disponibles para las plantas a través de procesos artificiales, son las principales causas de las alteraciones que ha hecho el hombre en los importantes ciclos naturales que regulan en clima. Aquellos ciclos biogeoquímicos que se han visto afectados en mayor grado y cuyo efecto es más perceptible en la actualidad, son los del agua, carbono y nitrógeno, todos ellos ligados con la temperatura del planeta.

Indicadores de la influencia humana en la atmósfera durante la era industrial

a) Concentraciones atmosféricas mundiales de tres gases de efecto invernadero (GEI) bien mezclados

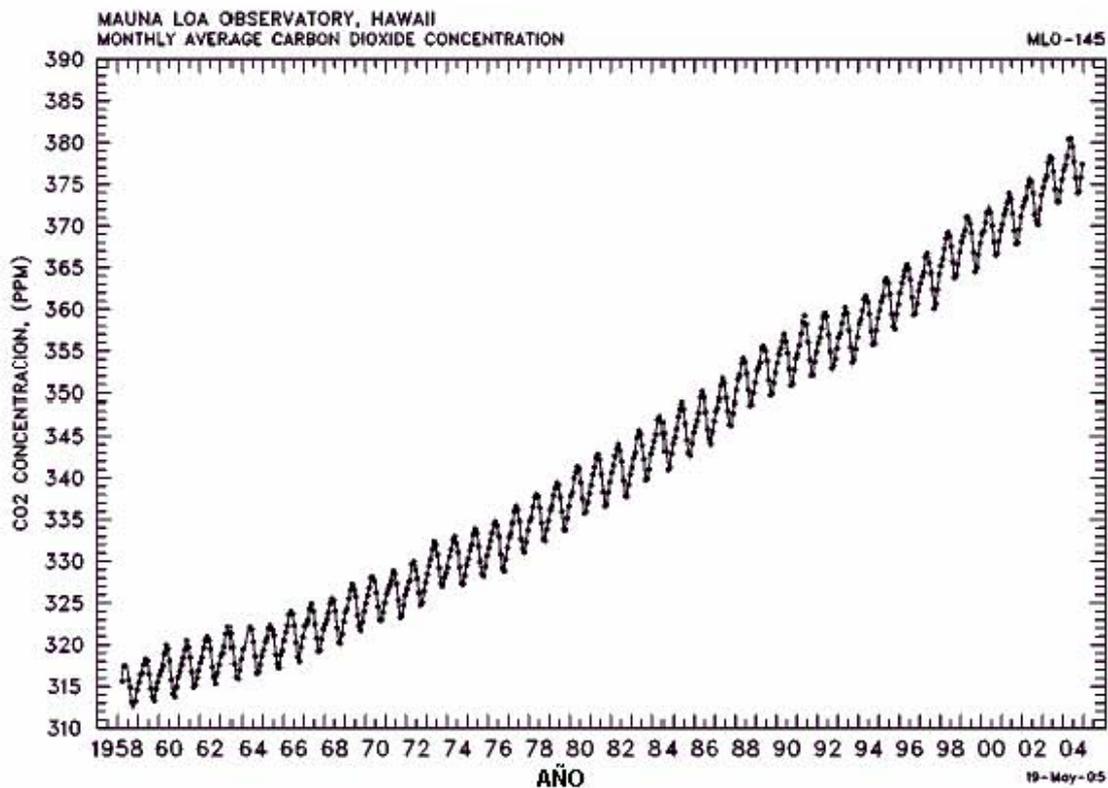


Gráfica 3.1

Los extensos registros de los cambios pasados en la composición atmosférica proporcionan el contexto para apreciar la influencia de las emisiones antropógenas de GEI. La gráfica muestra los cambios de CO₂, CH₄ y N₂O en los últimos 1000 años. Los datos de las muestras de hielo y nieve en diversos sitios de la Antártida y Groenlandia, se suplementan con datos de las muestras atmosféricas directas en los últimos decenios (se indican por medio de la línea para el CO₂ e incorporados en la curva que representa el promedio mundial de CH₄). El forzamiento radiativo positivo calculado del sistema climático de estos gases se indica en la escala de la derecha. Dado que estos gases tienen un periodo de vida atmosférica de un decenio o más, están bien mezclados y sus concentraciones reflejan las emisiones de fuentes de todo el globo. Los tres registros muestran los efectos del gran incremento creciente de las emisiones antropógenas durante la era industrial.

Las emisiones de CO₂ (gráfica 3.2) provenientes de la deforestación, la combustión y refinación del petróleo, carbón y gas natural, se han incrementado en más del 30% en tan sólo el último

medio siglo (IPCC, 2001); se ha determinado que este incremento es antropógeno debido al cambio en la composición isotópica del CO₂ atmosférico. También más de la mitad de la emisiones de CH₄ y N₂O a la atmósfera son de origen antropógeno debido a la deforestación y el cambio de uso del suelo restante, el uso de combustibles fósiles, así como a la digestión del ganado vacuno y sembradíos de arroz principalmente (Baede *et al*, 2001).



Gráfica 3.2

De acuerdo con los datos del Observatorio Mauna Loa, Hawái, (que es el sitio considerado más favorable para medir las concentraciones de CO₂ atmosférico, debido a que en los registros ahí tomados reducen las posibles influencias locales por vegetación o actividades humanas que pudieran perturbar dichos registros; y las debidas a eventos volcánicos pueden ser excluidas de los registros), la concentración promedio de CO₂ de 2004 fue de 377.48 ppmv (el cual es el promedio del ciclo intranual de los valores observados a mitad de cada mes durante todo el año).

Por otro lado, el agua no está distribuida de manera uniforme en el planeta y un alto porcentaje de ella no es apta para ser usada por el hombre. El crecimiento poblacional implica un aumento en la demanda de agua, en tanto la degradación ambiental ha reducido su disponibilidad,

cantidad y calidad; lo que hace a la humanidad especialmente vulnerable a las variaciones en el ciclo hidrológico. Muchas de las incertidumbres en las proyecciones de los efectos del aumento de bióxido de carbono en la atmósfera están relacionadas con la forma en que se retroalimenta en el clima y el ciclo hidrológico. En tanto las temperaturas más altas permiten que la atmósfera soporte más vapor de agua, las complejas interacciones entre el cambio en nubosidad, patrones de precipitación, humedad, albedo, vegetación y la reducción en la cubierta de hielo y nieve, han sugerido el entendimiento de las relaciones entre agua y calentamiento global. El sistema hidrológico además no responde sólo a cambios en el clima y la precipitación, sino también a actividades humanas como la deforestación, urbanización y sobreexplotación de recursos hídricos.

3.2 El calentamiento global

Como ya dijimos, los gases de mayor influencia en el clima debido al efecto invernadero que producen son el vapor de agua, que se forma por el equilibrio natural que se establece entre la evaporación, las precipitaciones, *escorrentía* e *infiltración* del ciclo natural del agua, y el CO₂ tanto natural como antropógeno. El efecto de las nubes en la radiación de onda larga es en el mismo sentido que el del vapor de agua, pero su efecto neto en la radiación disponible es complicado debido a que las nubes también reflejan la radiación solar que llega. La superficie terrestre emite radiación de onda larga que sí puede ser absorbida parcialmente por los GEI como el H₂O, el CH₄, el CO₂, O₃, y los N₂O, así como por los CFC, etc. que al retener parte de la radiación de onda larga emitida por la superficie terrestre calientan la troposfera.

El ciclo natural del carbono involucra varios reservorios (océanos, biosfera, atmósfera y corteza terrestre) y permanece en un equilibrio relativo, sin embargo, incluso perturbaciones humanas relativamente pequeñas pueden tener efectos muy grandes sobre él. El hombre adiciona CO₂ a la atmósfera con la extracción y consumo de combustibles fósiles y con la conversión de bosques y pastizales a cultivos y otros ecosistemas de baja biomasa. El resultado de ello es que el carbono orgánico de rocas, organismos y suelos, que normalmente permanece aislado del ciclo por largos períodos, es liberado a la atmósfera como CO₂, aumentando el efecto invernadero.

La energía que llega a nuestro planeta procede del Sol en forma de radiación electromagnética. El flujo de energía solar que llega al exterior de la atmósfera es una cantidad más o menos fija, llamada constante solar. Su valor es de alrededor de 1400 W/m^2 , lo que significa que a 1 m^2 situado en la parte externa de la atmósfera, perpendicular a la línea que une la Tierra al Sol, le llegan algo menos que 1400 J cada segundo. Para calcular la cantidad media de energía solar que llega a nuestro planeta por metro cuadrado de superficie, hay que multiplicar 1400 J por toda el área del círculo de la Tierra y dividirlo por toda la superficie de la Tierra lo que da un valor de 342 W/m^2 que es lo que se suele llamar constante solar media. Explicaremos esto más adelante cuando veamos la radiación de un cuerpo negro.

Para describir la energía que llega a la Tierra, lo haremos en dos partes:

a) Antes de atravesar la atmósfera

La energía que llega a la parte alta de la atmósfera es una mezcla de radiaciones de longitudes de onda (λ) entre 2000 y 4000 nm . Se distingue entre radiación ultravioleta (UV), luz visible (VIS) y radiación infrarroja (IR) (figura 3.3).

b) Cuando llega a la superficie de la Tierra

La atmósfera absorbe parte de la radiación solar. En unas condiciones óptimas con un día perfectamente claro y con los rayos del sol cayendo casi perpendiculares, y tres cuartas partes de la energía que llega del exterior alcanza la superficie. Casi toda la radiación UV y gran parte de la IR son absorbidas por el ozono y otros gases en la parte alta de la atmósfera. El vapor de agua y otros componentes atmosféricos absorben en mayor o menor medida la radiación VIS e IR. La energía que llega al nivel del mar suele ser radiación IR un 49% , VIS un 42% y UV un 9% . En un día nublado se absorbe un porcentaje mucho más alto de energía, especialmente en la zona del infrarrojo.

La vegetación absorbe en todo el espectro, pero especialmente en la zona del visible, excepto el verde. Parte de la energía absorbida por la vegetación es la que ésta emplea para realizar la fotosíntesis.

Balance radiativo

El *albedo* de la Tierra, es decir su blancura, su capacidad de reflejar la radiación, es de alrededor de 0.3. Esto significa que alrededor de un 30% de los 342 W/m² que se reciben (es decir algo más de 100 W/m²) son devueltos al espacio por la reflexión de la Tierra. Se calcula que alrededor de la mitad de este albedo es causado por las nubes, aunque este valor es, lógicamente, muy variable, dependiendo del lugar y de otros factores. Un efecto similar al de la criosfera es el de los bosques, pero contrario a lo que sucede con el hielo, los bosques tienen menor albedo, lo que implica una mayor absorción de radiación solar y por lo tanto un calentamiento mayor del planeta (Steffen, 2000).

El 70% de la energía que llega al planeta, es decir unos 240 W/m², es absorbida. La incidencia de radiación y la absorción es mayor en las zonas ecuatoriales que en los polos y es mayor en la superficie de la Tierra que en la parte alta de la atmósfera. Esta diferencia origina fenómenos de convección y se redistribuye debido a transportes de calor por las corrientes atmosféricas y oceánicas, y a fenómenos de evaporación y condensación. En definitiva son responsables de la marcha del clima.

Como cualquier cuerpo, la superficie del planeta emite la energía de acuerdo a la Ley de Stefan-Boltzman. El flujo de la radiación emitida por un cuerpo radiando a una cierta temperatura se conoce como *radiación de cuerpo negro*, y resulta de integrar la siguiente expresión:

En términos de la longitud de onda (λ)

$$\frac{dW_{\lambda}}{d\lambda} = \frac{c}{4} \frac{dE_{\lambda}}{d\lambda} = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{\exp(hc / \lambda kT) - 1}$$

O en términos de la frecuencia (f)

$$\frac{dW_f}{df} = \frac{c}{4} \frac{dE_f}{df} = \frac{2\pi h}{c^2} \frac{f^3}{\exp(hf/kT) - 1}$$

Ambas expresiones nos indican la intensidad (energía por unidad de área y unidad de tiempo) de un cuerpo negro a la temperatura absoluta T .

Integrando las expresiones anteriores para todas las longitudes de onda o frecuencias, obtenemos:

$$W = \int_0^{\infty} dW_{\lambda} = \int_0^{\infty} dW_{\nu} = \frac{2\pi k^4 T^4}{c^2 h^3} \int_0^{\infty} \frac{x^3}{e^x - 1} dx = \frac{2\pi^5 k^4}{15c^2 h^3} T^4$$

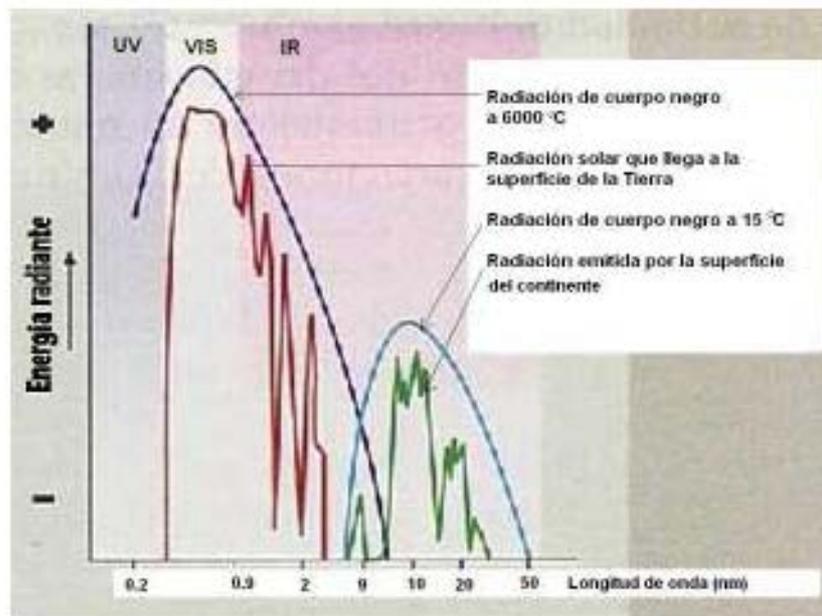
Resultando que:

$$W = \sigma \cdot T^4$$

Donde W es el flujo total de energía, T es la temperatura absoluta superficial del planeta y $\sigma = 5.670 \cdot 10^{-8} \text{ (Wm}^{-2}\text{K}^{-4}\text{)}$

Por tanto podemos concluir que W es la energía en forma de radiación que emite un cuerpo, y es sólo dependiente de la temperatura a la que se encuentre dicho cuerpo (gráfica 3.3)

Apoyándonos en este hecho físico las observaciones desde satélites de la radiación infrarroja emitida por el planeta indican que la temperatura de la Tierra debería ser de unos -18°C . A esta temperatura se emiten unos 240 W/m^2 , que es justo la cantidad que equilibra la radiación solar absorbida.



Gráfica 3.3

Radiación de cuerpo negro emitida por el Sol a 6000°C y la Tierra a 15 °C. Se puede distinguir también en este espectro el tipo de radiación que llega a la superficie de la Tierra proveniente del Sol las longitudes que son emitidas por la Tierra y el continente. Recordemos que en la radiación de cuerpo negro existe una enorme dependencia de la T (a la cuarta potencia), es por ello que cabe señalar que en la figura, la representación de la radiación de cuerpo negro a 15°C está agrandada, ya que no sería posible poder distinguirla, porque quedaría muy por debajo de la curva a 6000 °C.

Los diferentes gases y otros componentes de la atmósfera no absorben de igual forma los distintos tipos de radiaciones. La atmósfera es una mezcla de gases y de aerosoles (partículas sólidas y líquidas) suspendidos en ella. Sin embargo, no todos los gases son responsables del efecto invernadero; los aerosoles hacen más bien un efecto contrario: aumentan el albedo planetario, o sea que reflejan la radiación solar y reducen la cantidad de ella que penetra a las capas inferiores y llega a la superficie. Consecuentemente, ese efecto se debe a los gases atmosféricos; pero no a todos, sólo a los más complejos y minoritarios, llamados justamente gases de invernadero o termoactivos. En general los GEI están constituidos por tres o más átomos. Los más importantes son H₂O en forma de vapor, CO₂; los demás GEI como el CH₄, el NO₂, y los CFC, etc se llaman gases traza por su presencia ínfima en la atmósfera.

El efecto invernadero natural

La radiación de un cuerpo a elevadas temperaturas está formada por ondas de frecuencias altas. Este es el caso de la radiación procedente del Sol a aproximadamente 6000°C y en una elevada proporción traspasa la atmósfera con facilidad. La energía reemitida hacia el exterior, desde la Tierra, al proceder de un cuerpo mucho más frío (alrededor de 15°C), está en forma de ondas de frecuencias más bajas, y es absorbida en parte por los gases con efecto invernadero (figura 3.4). Bajo un cielo claro, alrededor del 60 al 70% del efecto invernadero es producido por el vapor de agua. Después de él son importantes, en este orden, el dióxido de carbono, el metano, ozono y óxidos de nitrógeno. No se citan los gases originados por la actividad humana que no afectan, lógicamente, al efecto invernadero que hemos llamado natural.

La realidad es que la temperatura media de la superficie de la Tierra es de 15°C, a la que corresponde una emisión de $390 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Los $150 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ de diferencia entre este valor y los $240 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ realmente emitidos son los que son atrapados por los gases con efecto invernadero y por las nubes. Esta energía es la responsable de los 33°C de diferencia.

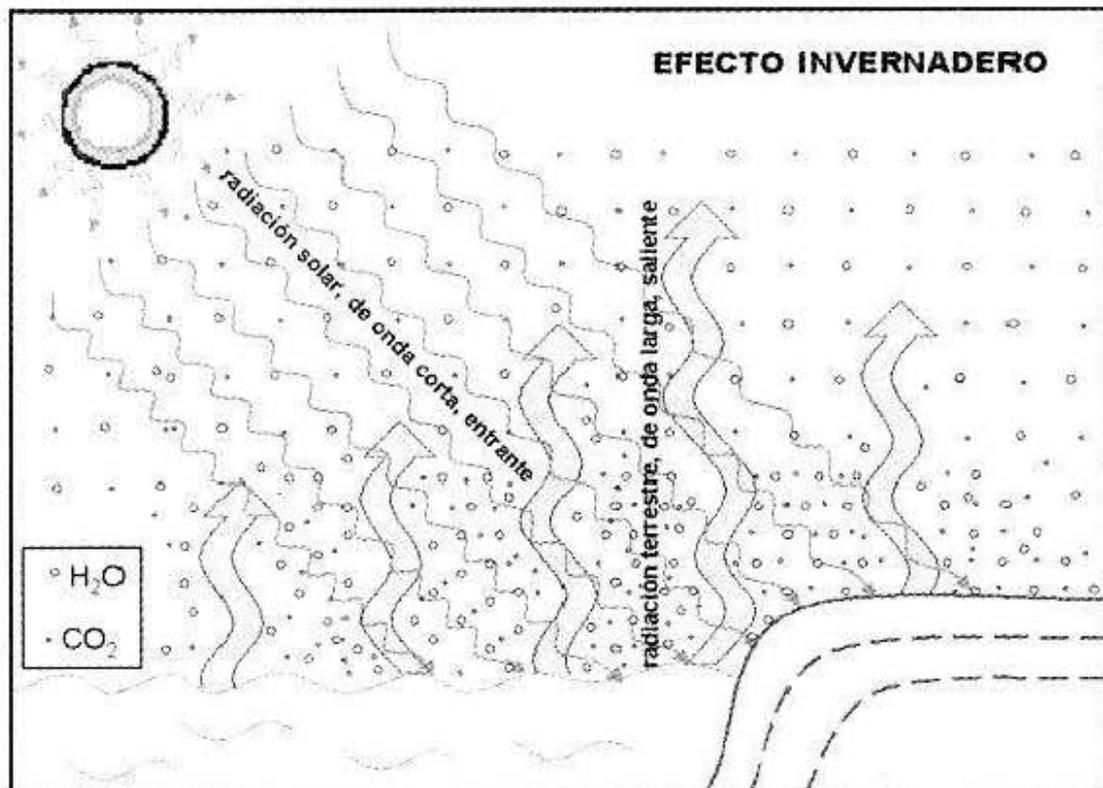


Figura 3.4

La figura ilustra la esencia del efecto invernadero. La radiación solar atraviesa la atmósfera y llega a la superficie (continente y océano), que la absorbe. Entonces la superficie se calienta y emite radiación terrestre, la cual es absorbida por el vapor de agua y el CO₂ contenidos en la atmósfera. Como esta radiación va de abajo hacia arriba y los gases absorbedores se atenúan (más rápido el vapor que el CO₂) en la misma dirección, también la radiación terrestre se va distribuyendo más o menos en el mismo sentido (Garduño, 2004).

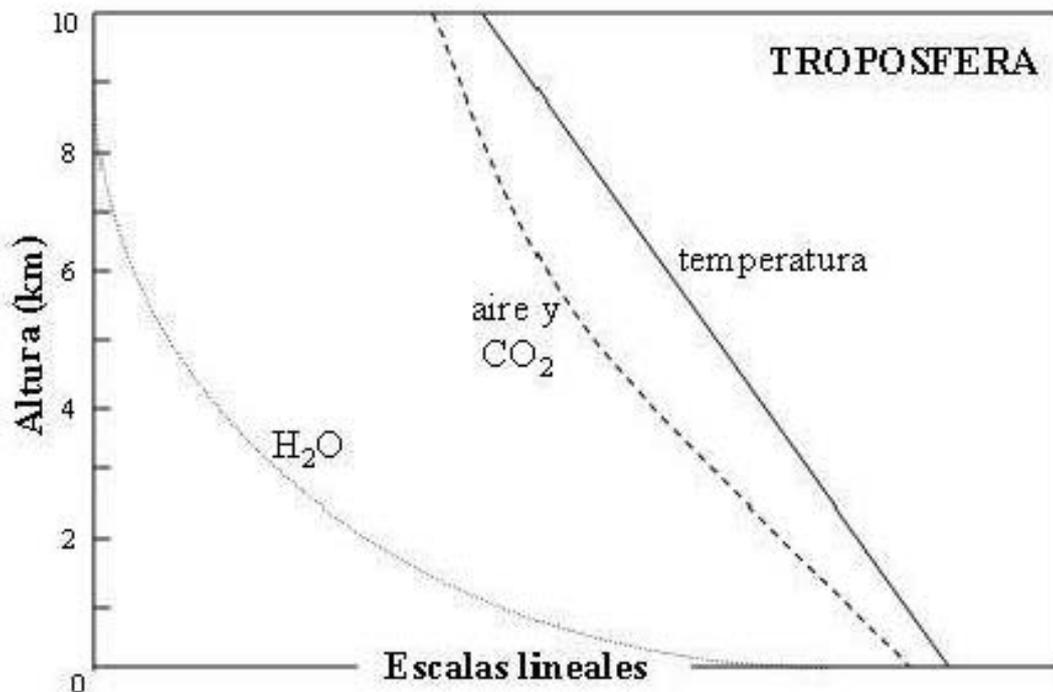
Si se analiza la figura anterior con mayor detalle, se observará que no se consideraron elementos como las nubes (esto sólo fue para simplificar el diagrama). Sin embargo, el papel de las nubes es doble. Por una parte el efecto invernadero es mayor cuando se tiene un mayor porcentaje de nubosidad, que en un cielo despejado, pero, por otra parte, más nubes implica que reflejan más radiación procedente del sol; de ahí que sea incierto el signo de retroalimentación de las nubes en el balance energético. Las nubes están íntimamente conectadas con el patrón del vapor de agua, ya que cuando la humedad relativa excede el 100% no se puede determinar tan fácilmente el tipo de retroalimentador que es. La criosfera es también un retroalimentador positivo. El agua, en sus tres estados físicos, juega un papel importante en el clima. En su estado gaseoso es el vapor de agua, líquido son las nubes y sólido es la cubierta de hielo en océanos y continentes. La cantidad de vapor de agua en la atmósfera se incrementa tal como la Tierra se calienta. Este incremento tiende a amplificar el calentamiento porque el vapor de agua es un fuerte gas de efecto invernadero, por lo tanto el vapor de agua es un retroalimentador positivo.

En promedio, para el conjunto de nubosidad de la Tierra, se calcula que su acción de calentamiento por aumento del efecto invernadero supone unos $30 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, mientras que su acción de enfriamiento por el reflejo de parte de la radiación es del orden de $50 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, lo que supone un efecto neto de enfriamiento de unos $20 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$.

Como ya dijimos, algunos componentes de la atmósfera terrestre, como las nubes y los GEI son capaces de absorber la energía emitida por la superficie terrestre y radiarla nuevamente, por lo que en un principio no toda la radiación que llega a la superficie (continentes y océanos) procede del sol. Para mantener un balance de temperatura superficial del planeta se emite el exceso de energía al espacio, ya que si no fuera así se comenzaría acumular energía y el efecto invernadero por ende, se desbocaría. Esto es parte del propio metabolismo natural del planeta.

El contenido de vapor de agua en el aire, es sumamente variable, tanto en el espacio (horizontal y verticalmente) como en el tiempo. Sin embargo, su distribución vertical tiene una regularidad:

la humedad del aire disminuye fuertemente con la altura; en otras palabras, además de que hay menos aire entre más arriba estemos, hay menos vapor de agua en la atmósfera alta que en la baja. En cambio, el CO₂ está bien mezclado en el aire, la proporción de CO₂ es casi uniforme. Por consiguiente, tanto el vapor de agua como el CO₂ disminuyen con la altura, pero el vapor de agua disminuye más rápido que el CO₂. Siendo ambos los principales gases de efecto invernadero, y es este efecto el causante del perfil vertical de temperatura en la atmósfera. Resulta curioso que el perfil de temperatura sí sea recto; es decir que la temperatura disminuye proporcionalmente con la altura, a razón de 6.5°C/ km, o sea que por cada kilómetro que uno ascienda, la temperatura disminuye 6.5°C. Esta cantidad se llama gradiente térmico y es igual en cualquier lugar geográfico. Los tres perfiles descritos se ilustran en la gráfica 3.5, para los primeros 10 km de altura a partir del nivel del mar. Esta capa inferior de la atmósfera se llama troposfera, en ella está contenida prácticamente toda el agua atmosférica y, por lo mismo, encima de ella no hay propiamente clima (Cosgrove, 1994 y Toharia, 1984).



Gráfica 3.5

Perfiles verticales del contenido de vapor de agua, aire y CO₂, así como el perfil de temperatura en la troposfera (Garduño, 2004).

El efecto retroalimentador de la criosfera se debe a la dependencia del albedo que implica una menor absorción de radiación de onda corta y por tanto una menor temperatura, por lo tanto la criosfera también es un retroalimentador positivo.

Diversas investigaciones muestran que las partículas atmosféricas suspendidas, como aerosoles son también reflectores de radiación solar que juegan un papel fundamental en el balance radiativo y por lo tanto en el clima. Diversos modelos y análisis hechos sobre el vapor de agua presente en la atmósfera, han puntualizado la capacidad absorbente de radiación IR por el vapor de agua en las variaciones en su concentración, mismas que podrían llevar a importantes fluctuaciones climáticas (Budyko, 1969).

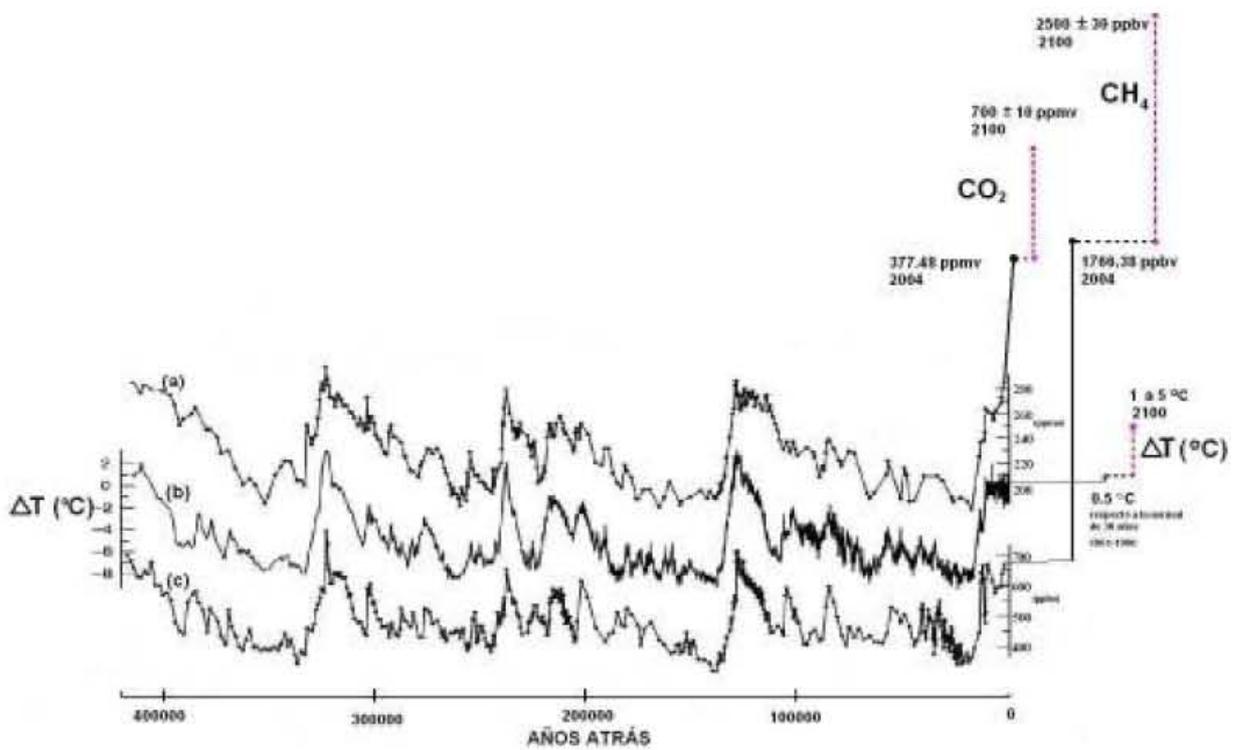
Fluctuaciones en la temperatura del planeta siempre han existido. Sobre todo en períodos cortos (1–10 años), algunas fluctuaciones de este tipo en el clima están relacionadas al fenómeno ENOS (El Niño-Oscilación del Sur). En escalas de siglos, las circulaciones de los océanos profundos comienzan a ser importantes para el clima; mientras que en escalas de decenas de miles de años, las fluctuaciones son inducidas por cambios en parámetros astronómicos y la propia composición del planeta en ese tiempo.

Diversos análisis paleoclimáticos indican que la temperatura global de la superficie del planeta ha aumentado entre 5 y 7°C desde que terminó la última glaciación, hace aproximadamente 18 mil años. Tales fluctuaciones están íntimamente relacionadas a las variaciones en la concentración de bióxido de carbono y metano. En los últimos milenios (del orden del período del *holoceno*), el promedio global de la temperatura en la superficie ha fluctuado en un rango de 1 a 3°C. Los registros globales más recientes sugieren que durante el último siglo, el calentamiento promedio ha sido de casi 0.5°C. Es claro que este cambio es mucho mayor si se considera la escala de tiempo en que ha ocurrido. De ahí la preocupación de la comunidad científica (IPCC, 2001) y la principal razón de entenderlo y mostrarlo ha sido el objetivo de esta tesis.

Las emisiones de CO₂ tendrían que disminuir y alcanzar el nivel de una pequeña fracción de las emisiones actuales, ya que la concentración actual de CO₂ se ubica en 381 ppmv y la de CH₄ en 1766 ppbv, ambas no han sido igualadas y mucho menos superadas en los pasados 420 mil años, de acuerdo con los datos del núcleo de hielo de Vostok (gráfica 3.6). Más aún, no han sido

mayores desde hace 740 mil años (figura 3.7), (EPICA, 2004). Y muy probablemente tampoco lo fueron en los pasados 20 millones de años (Houghton et al, 2001). El máximo de CO₂ alcanzado cinco veces en el periodo geológico registrado en el núcleo de hielo de Vostok es de 280 ppmv, nunca se sobrepasó (ver gráfica 3.6). En ella se puede observar que son valores insólitos que se salen del cuadro que contiene los registros, además se han alcanzado con una rapidez también insólita, en cosa de un siglo, siendo que para darse los cambios previos de ese tamaño, se necesitaron decenas de milenios. En la gráfica 3.6 se puede ver también la anomalía de temperatura registrada en el 2004 y el posible cambio de temperatura para el 2100, que probablemente según los cálculos de los modelos del clima este pueda registrarse de 1°C hasta 5°C. Lo preocupante de ello, y quizá lo considerado por muchos científicos lo más importante, es el tiempo tan corto en el que se pueda dar este cambio de temperatura. Nótese de esta gráfica que existe una perturbación o rompimiento antropógeno del sistema natural. Obsérvese que este “disparo” en estas variables (CO₂, CH₄ y temperatura) coincide en el tiempo con el incremento de las actividades humanas, y consecuentemente por la emisión de GEI a la atmósfera y la devastación de los ecosistemas naturales.

Gran duda y preocupación significan las consecuencias que esta violenta perturbación antropógena del CO₂ pueda tener en el equilibrio de los sistemas naturales. Como se ha observado que un incremento, principalmente de este gas de GEI, está relacionado directamente con un incremento en la temperatura y por ende, repercutir en todas las variables descritas anteriormente que constituyen el sistema climático (Steffen, 2000).



Gráfica 3.6

La gráfica muestra la serie de tiempo de CO₂ (a), temperatura (b) y CH₄ (c) de Vostok, en la misma figura hemos agregado el valor de las concentraciones de CO₂ y CH₄ registrados en el 2004, respectivamente. El valor de CO₂ actual rebasa por más de 100 ppmv la cota natural máxima registrada en este núcleo de hielo en el año 344 a. C. Análogamente, el valor de CH₄ rebasa por más de 1100 ppbv los valores máximos de los pasados 420 mil años. Se puede ver también el valor extrapolado de estas concentraciones y el cambio de temperatura para 2004 y el posible cambio de temperatura para el presente siglo, es decir, para el 2100.

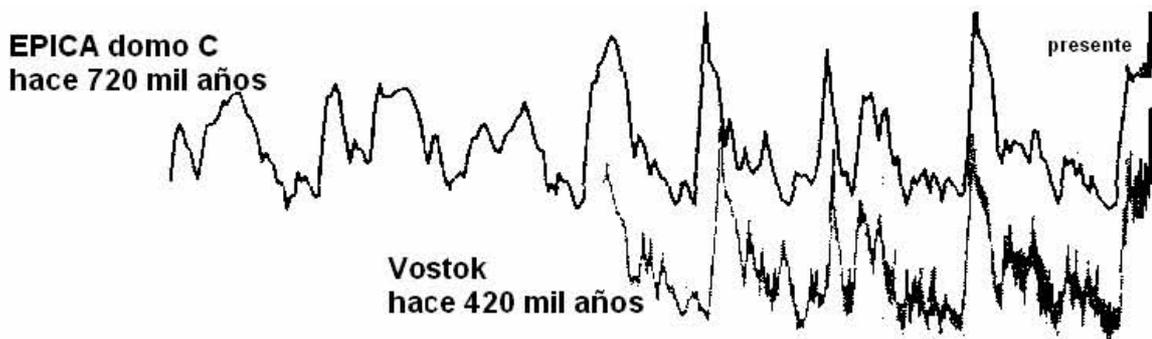


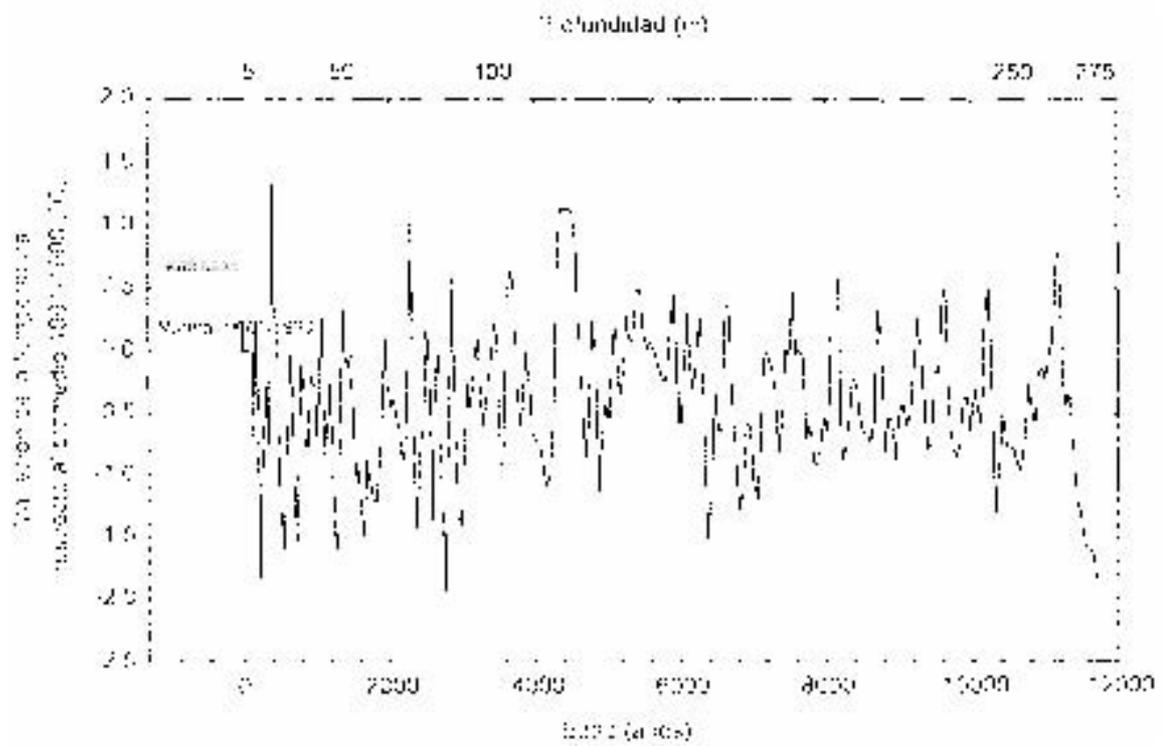
Figura 3.7

Comparación de los registros de anomalía de temperatura de Epica y Vostok (ambos de núcleos de hielo de la Antártida).

3.3 Despliegue gráfico y acoplamiento del registro térmico Vostok – *Holoceno* - época preindustrial – *Antropoceno*.

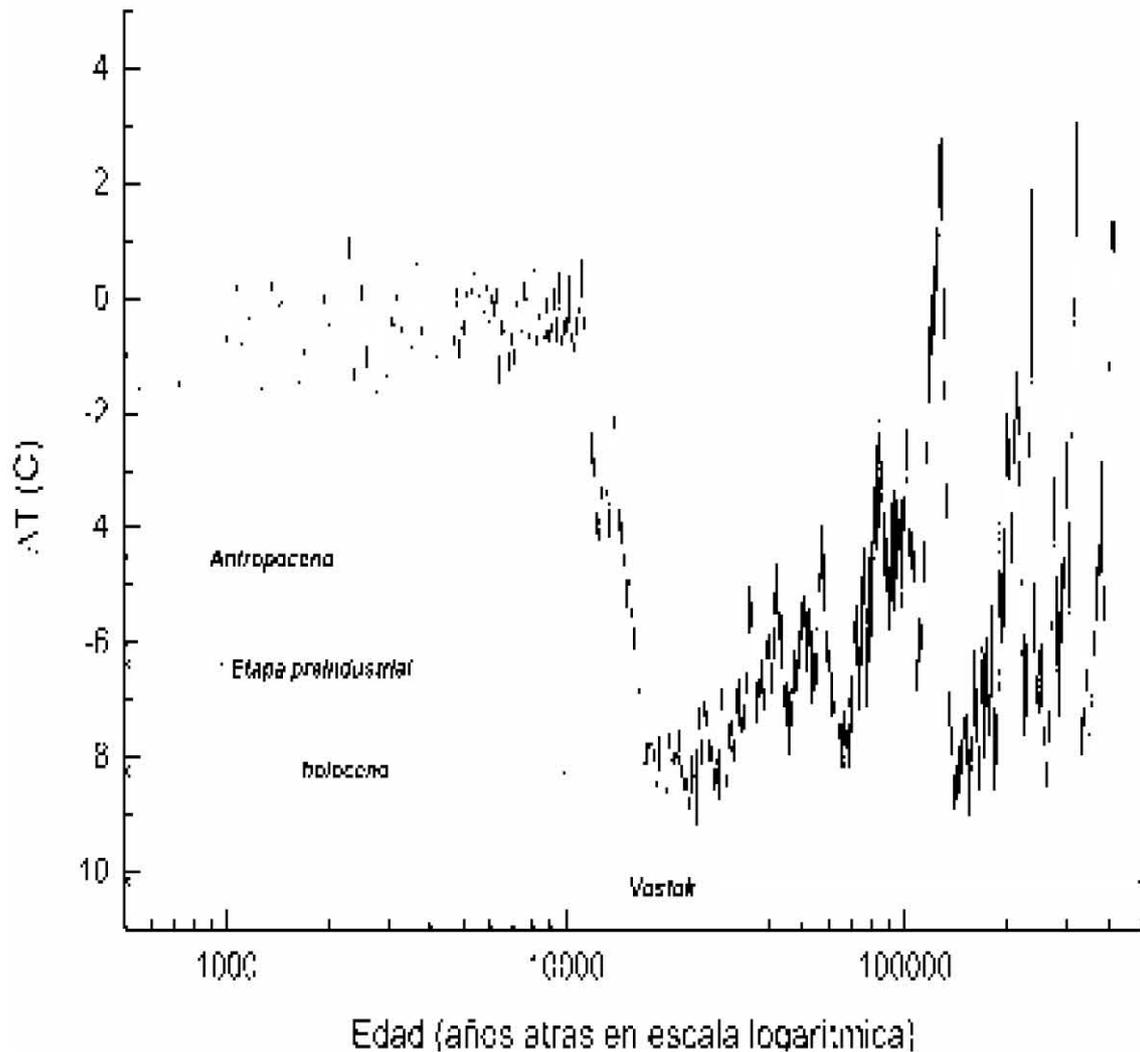
La información para la reconstrucción de series de temperatura anteriores a la invención del termómetro consiste, como ya mencionamos en el capítulo 1, en registros históricos o datos paleoclimáticos (proxies). La información climática histórica es algunas veces subjetiva, a menudo se encuentra en dibujos y está limitada a pocas áreas geográficas. Frecuentemente eventos extremos se encuentran en relatos históricos, aunque estos no siempre se consideran representativos de clima de ese tiempo. Un gran porcentaje de los datos utilizados para la reconstrucción de series de temperatura son las registradas en el océanos (Hartmann, 1994).

En la gráfica 3.8 se puede observar la variación de la temperatura respecto a la normal 1961-1990 para los 12 mil años más recientes (*Holoceno*) del registro de Vostok debido a que este es el promedio global más alto registrado a partir de la normal mencionada. Con la finalidad de tener el registro de anomalía de temperatura, con más detalle hacia el presente, se graficaron estos datos con el eje del tiempo en escala logarítmica (Gráfica 3.9). Llamamos *época preindustrial* a los últimos 1000 años, y *Antropoceno* a partir de los últimos 150 años. En general, el *Holoceno* se puede considerar un período interglaciar, una “banqueta” en el que las condiciones frías no alcanzan nunca los máximos registrados en la época anterior, es decir en el *Pleistoceno*. Es por ello que en el *Holoceno* terminan las glaciaciones, debido a que aunque la temperatura varía, sus fluctuaciones no son tan grandes como lo fueron antes de este periodo. Ello permitió el surgimiento de la civilización.



Gráfica 3.8

Serie de tiempo (con indicación de la profundidad, correspondiente al eje superior) de temperatura de Vostok, dada en anomalía respecto a la temperatura normal global para el período 1961-1990 (Con datos de Petit et al, 1999).



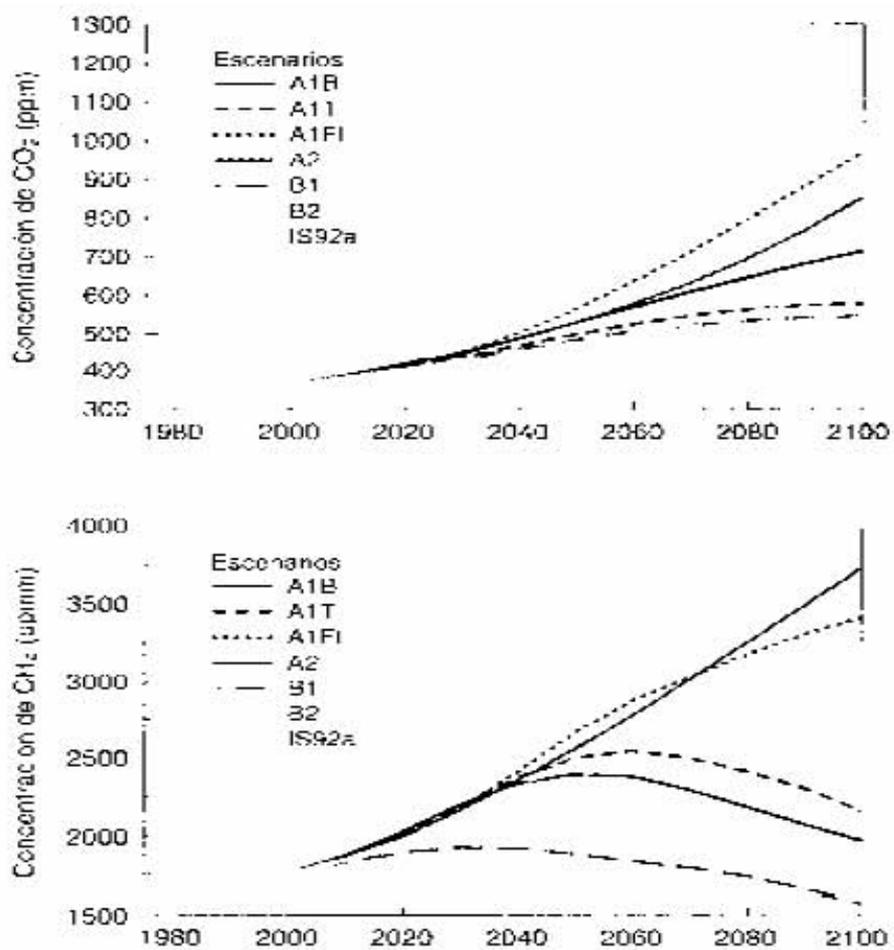
Gráfica 3.9

Despliegue en escala logarítmica de tiempo los datos de temperatura del núcleo de hielo de Vostok con la finalidad de tener más detalle hacia el presente. Se puede observar sobre todo que el Holoceno es una “banqueta”, similar a los registros de otros barrenos mostrados en la figura 2.6, lo cual nos lleva a pensar que Vostok puede ser representativo a escala global. Como es una gráfica en escala logarítmica no llega al tiempo 0, es decir, el origen no es el presente, sino hace 500 años.

3.4 Los escenarios de CO₂, CH₄ y temperatura para el próximo siglo

De la misma forma que durante las glaciaciones, el clima presenta muchas variaciones y cambios, los escenarios que proyectan los modelos a futuro dan lugar a trayectorias muy diferentes de la concentración de los GEI para el año 2100 (gráfica 3.10). Como puede verse, en casi todos los escenarios, el forzamiento radiativo causado por el CO₂ y el CH₄ continua aumentando y se proyecta que la fracción del forzamiento radiativo total atribuible al CO₂ de poco más de la mitad hasta alrededor de las tres cuartas partes del total (entre 540 y 970 ppm). El forzamiento radiativo causado por los gases que agotan el O₃ disminuye debido a los controles impuestos a las emisiones con el fin de detener el agotamiento del ozono estratosférico. El forzamiento radiativo directo (evaluado en relación con el IPCC, 2001) derivado de los aerosoles (considerando en conjunto los componentes de sulfatos, hollín y carbono orgánico) cambia de signo en los diversos escenarios. Se proyecta que la magnitud de los efectos directos más los efectos indirectos de los aerosoles será menor que la de los efectos del CO₂ (IPCC, 2001), por lo que solo me avocaré a una proyección más específica para el CO₂.

Sin embargo, cabe mencionar también que por lo que respecta a la concentración atmosférica de CH₄ se ha estado incrementando también. Ha aumentado 1766.38 ppmv desde 1750 hasta el 2001 (este es el último valor registrado por el IPCC en base a los datos del Observatorio de Mauna Loa en Hawaii). De igual manera rebasa los valores máximos de los últimos 740 mil años (EPICA, 2004).

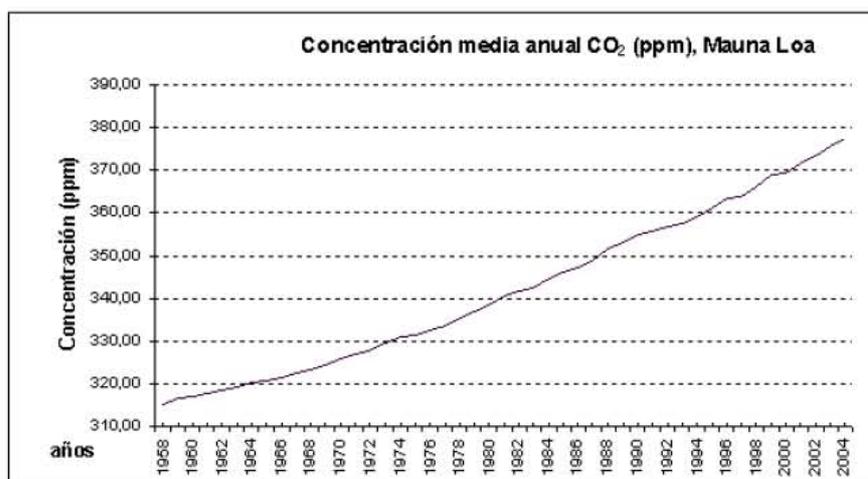


Gráfica 3.10

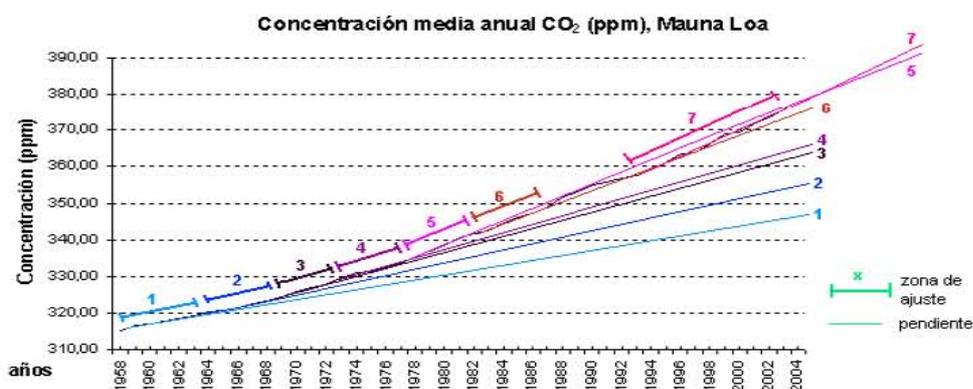
Concentraciones atmosféricas de a) CO₂ y b) CH₄ resultantes de seis escenarios del Informe Especial sobre Escenarios de Emisiones recopilados por el Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático.

Nuestra estimación de la concentración del CO₂ para el próximo siglo:

De los valores medios anuales de de CO₂ registrados por el observatorio de Mauna Loa (Gráfica 3.2), ajustamos sólo partes de la curva, es decir calculamos los diferentes cambios en las pendientes, observamos que inicialmente hay una aceleración importante, para luego convertirse en algo más oscilante, y finalmente termina con una ligera aceleración, que parece mucho menos pronunciada que al principio de la curva (Gráfica 3.11).



(a)



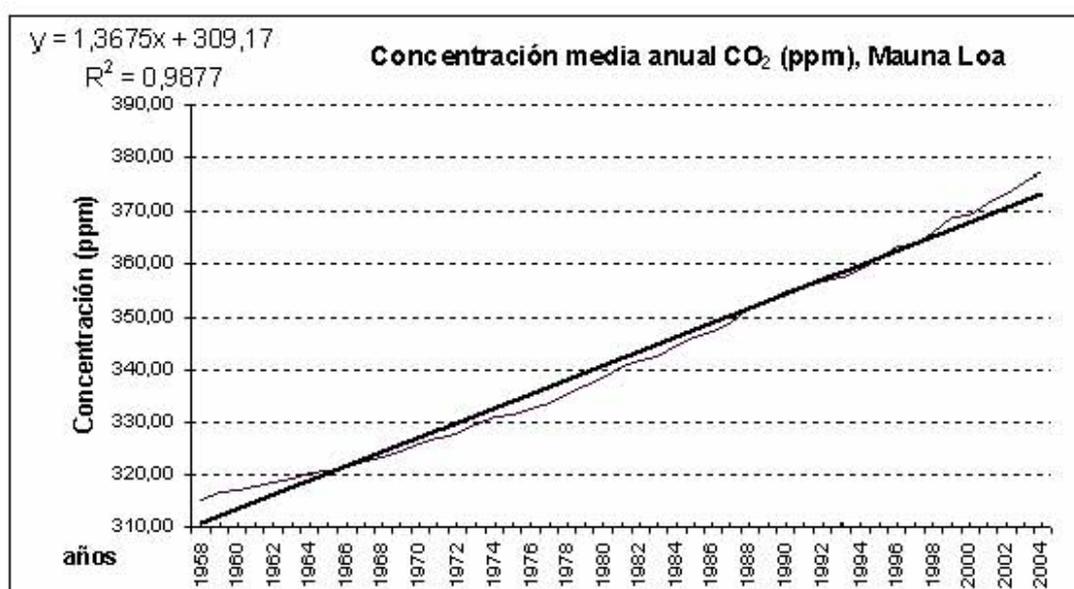
(b)

Gráfica 3.11

a) Gráfica del promedio intranual de CO₂ realizada con los datos obtenidos de manera instrumental por el Observatorio de Mauna Loa. b) Gráfica del cálculo de la pendiente por partes de la curva (a) para visualizar mejor el comportamiento de la concentración media mundial de CO₂.

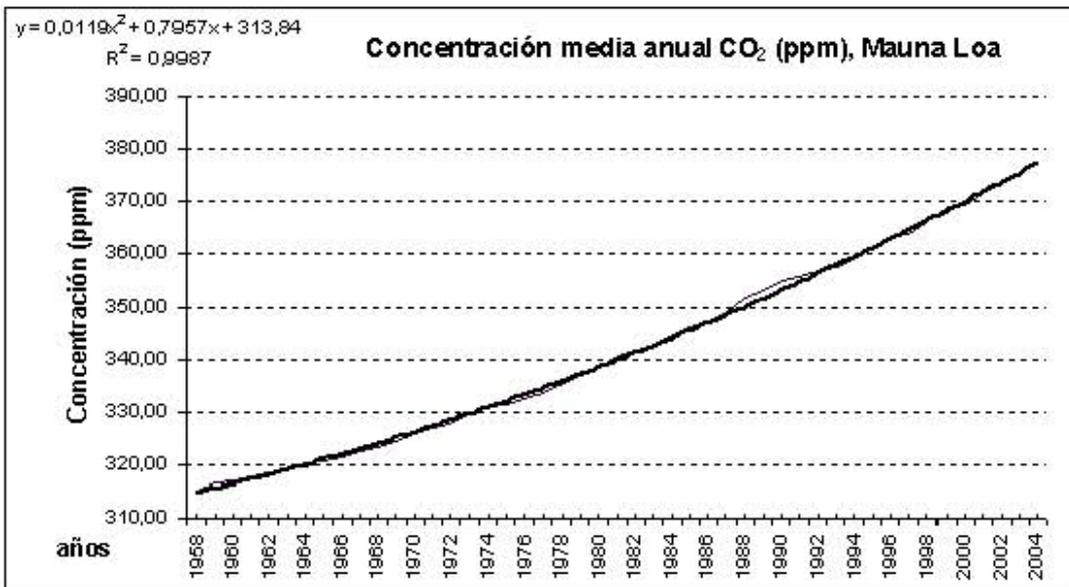
Después de realizar el ajuste por partes, se observan variaciones de linealidad no concluyentes (oscilaciones, aceleraciones). Es decir, si generalizamos, el mejor ajuste sería una recta para los primeros tramos y de igual manera una recta para los últimos tramos, pero no tendrían la misma pendiente como claramente se observa. Sin embargo creo que proyectar a 100 años, visto sólo como un comportamiento lineal no es muy conveniente debido a esos cambios en la linealidad de un periodo de aproximadamente 50 años.

Al realizar el ajuste como un comportamiento lineal se obtuvo un coeficiente de correlación lineal de 0.9877, redondeando es de 0.99 (Gráfica 3.12).



Gráfica 3.12
Ajuste lineal de la gráfica 3.11

Sin embargo, al realizar un ajuste cuadrático el coeficiente de correlación es de 0.9987, que redondeando es 0.999; eso significa ganar un “nueve” o ganar precisión, objetivamente es más probable que el comportamiento sea cuadrático que lineal (Gráfica 3.13). Más aún, si realizamos un ajuste de tercer grado obtenemos un coeficiente de correlación de 0.9991, que redondeado es de 0.999, por lo que la precisión no varía con respecto del cálculo anterior.



Gráfica 3.13
 Ajuste cuadrático de la gráfica 3.11

Conclusiones:

El análisis de las concentraciones de CO₂, CH₄ y de la temperatura en el hielo del barreno de Vostok revela un patrón rítmico de “respiración planetaria” o “metabolismo terrestre” para casi medio millón de años. Saltan a la vista tres características:

1. La variación del clima global, expresada en términos de temperatura, y del ciclo del carbono, expresando en concentración atmosférica de CO₂ y CH₄, no sólo están correlacionados, sino que están estrechamente acoplados y muestran patrones muy similares a lo largo de todo el registro.
2. Los máximos y mínimos de temperatura y concentraciones de gases siguen ciclos regulares a lo largo del tiempo y cada ciclo tiene una duración aproximada de 100,000 años.
3. El rango de oscilación de la temperatura y las concentraciones de CO₂ y CH₄, está siempre restringido a ciertos límites inferiores y superiores. Estos límites nunca variaron durante los últimos cuatro ciclos del sistema.

Por otro lado, del ajuste realizado a los valores registrados del CO₂ por el Observatorio Mauna Loa, y cuyo valor actual es de 381 ppmv se puede proyectar que para mediados del presente siglo tendremos una concentración de CO₂ de unos 512 ppmv con un error inferior a 5 ppmv. Y si el ritmo continuase 50 años más, en 2100 llegaríamos a alrededor de 700 ppmv con un error de 10 ppmv, esto significa que se duplicaría el CO₂ de finales del siglo XX a finales del siglo XXI.

Debido al inmenso número de variables naturales y de orden antropógeno que inciden en el fenómeno del cambio climático, llevan desde luego un grado de incertidumbre en cuanto al pronóstico del aumento de la temperatura en el corto y mediano plazo. En general, se habla de un ascenso que puede oscilar entre 1 y 5 °C para el 2050, con un mayor consenso en torno a la cifra menor. Un cambio de esta naturaleza no se ha experimentado durante la historia humana.

Hacia 2100, los modelos del ciclo del carbono prevén un aumento en las concentraciones atmosféricas de CO₂ de 100 a 250% (IPCC, 2001). Estas proyecciones comprenden mucho más retroalimentadores climáticos que las incluidas en nuestro cálculo, además de factores socio-

económicos y políticos. Los modelos incluyen variables bio-geo-físico-químicas del Sistema Terrestre. Los escenarios indican también estrategias de estabilización de las concentraciones atmosféricas de CO₂ y CH₄ para los responsables de tomar decisiones para mitigar el cambio, y por ende, las recomendaciones para que las emisiones antropógenas mundiales de CO₂ bajasen por debajo de los niveles de 1990 en unos decenios, en un siglo o en dos siglos, respectivamente, y siguiesen disminuyendo constantemente después.

Reducir las incertidumbres alrededor del ciclo del carbono es fundamental para responder preguntas sobre el cambio climático y sus consecuencias para los humanos. Actualmente es prioritario conocer cuáles serán las concentraciones de dióxido de carbono y metano resultantes de los cambios ambientales y las acciones humanas, en qué medida podrían ser los bosques y cultivos mitigantes de las emisiones de carbono a partir de combustión fósil, cómo cambiarán en el futuro los procesos naturales que almacenan carbono en océanos y continentes, cuáles serán las formas de retroalimentación en el sistema climático y cómo se comparan e interactúan los almacenamientos de carbono a través del crecimiento vegetal en el océano profundo y formaciones geológicas.

Las alteraciones en la temperatura van más allá del simple aumento en la media mundial. Se espera que el calentamiento en las regiones polares sea dos a tres veces más fuerte que en los trópicos, lo que causaría un cambio en la distribución global del calor. Así como la fusión parcial de glaciares en los polos y la elevación del mar afectando a zonas costeras y estados insulares.

El incremento de temperatura que hasta ahora se ha dado muestra repercusiones de manera más directa en la criosfera e hidrosfera. Aunque en el hemisferio sur no es tan claro, en el norte se están presentando reducciones en la capa de hielo, acortamiento de los períodos de congelamiento de lagos y ríos, reducción de la extensión del hielo marino en primavera y verano y reducción de su espesor, todos estos fenómenos están correlacionados con el aumento en temperatura terrestre. Adicionalmente, el contenido de calor de los océanos se ha incrementado y ha subido el nivel medio del mar en todo el mundo.

El aumento en el contenido de vapor de agua en la troposfera es coherente con el aumento de la temperatura y con un ciclo hidrológico acelerado que conlleva a una mayor frecuencia en las

precipitaciones extremas, reducción en precipitaciones con nieve, entre otros. Las observaciones actuales muestran una variación en la distribución de las precipitaciones: mientras en las latitudes medias y altas del hemisferio norte cae más nieve y lluvia, la precipitación ha disminuido en los trópicos y subtropicos en ambos hemisferios. El aumento de las lluvias en latitudes altas, y el hecho de que precipitaciones que anteriormente eran nivosas se estén dando en forma de agua líquida, aumenta la escorrentía superficial y reduce la infiltración de agua, disminuyendo la reserva de los acuíferos subterráneos y afectando la estructura fisicoquímica y la composición biótica de los ecosistemas acuáticos. El ascenso en el nivel del mar es una amenaza para ecosistemas costeros y estuarinos, y para poblaciones asentadas en zonas costeras e islas, por lo que debería constituir una de las principales preocupaciones políticas en términos de cambio global.

Sin duda que el estudio y análisis de modelos del clima son un asunto clave en la investigación del cambio climático. Es posible obtener simulaciones útiles a través de modelos que respondan de una forma realista a numerosos factores, tanto naturales como antropógenos que pueden influir en el sistema climático. La construcción de estos modelos dependerá de la obtención precisa de variables del sistema global y de su evolución previa, a través de validaciones y del análisis de las simulaciones realizadas en función de variaciones y cambios climáticos pasados.

Glosario

Aerosoles atmosféricos.- Partículas sólidas y líquidas suspendidas en la atmósfera y menores a las 10 micras.

Albedo.- Fracción de la radiación incidente que es reflejada por una superficie, etimológicamente significa blancura.

Anemómetro.- Instrumento que mide la velocidad del viento.

Antropoceno.- Periodo de tiempo asociado a las actividades del hombre desde que empezó a utilizar combustibles fósiles.

Antropógeno.- Que es generado por el hombre.

Balance radiativo.- Contabilidad de la radiación que entra y que sale a un sistema.

Barómetro.- Instrumento que mide la presión atmosférica.

Bio-geo-físico-químico.- Estado que combina variables biológicas, geológicas, físicas y químicas.

Caliza.- Roca sedimentaria porosa de origen químico formada por carbonatos, principalmente carbonato de calcio.

Calor latente.- Es la energía absorbida por las sustancias al cambiar de estado.

Calor sensible.- Al que aplicado a una sustancia hace subir su temperatura.

Carbohidratos.- Sustancia orgánica que contiene azúcares y que aporta energía a un organismo.

Carbonato.- Sal derivada del carbón.

Cenozoica.- Era geológica actual que comenzó hace 65 millones de años.

Condensación.- Cambio de fase de gas a líquido.

Constante solar.- Luminosidad del Sol; se mide como la radiación recibida en el tope de la atmósfera.

Cuaternario.- Periodo geológico actual que comenzó hace 2 millones de años.

Degasificación.- Liberación de un gas disuelto en agua.

Efecto invernadero.- Propiedad de la atmósfera que consiste en dejar entrar la radiación solar e impedir parcialmente que la radiación terrestre salga.

Época preindustrial.- Periodo de tiempo considerado desde hace 150 años.

Escorrentía.- Es el flujo laminar de agua que circula en una cuenca. Normalmente se considera como la precipitación menos la evapotranspiración.

Estatigrafía.- Estudio de las rocas sedimentarias como conjuntos de capas y su base es el tiempo.

Estratosfera.- Capa de la atmósfera ubicada de los 10 a los 50 km por encima del nivel del mar, ella contiene la mayor concentración de ozono (capa de ozono), aproximadamente a los 25 km.

Evaporación.- Cambio del estado líquido al vapor.

Fitoplancton.- Conjunto de microorganismos suspendidos en el agua de mar que contienen clorofila.

Fotosíntesis.- Proceso mediante el cual las plantas verdes usan la energía solar para convertir el bióxido de carbono en carbohidratos.

Forzamiento.- Mecanismo generado internamente en un modelo.

Fusión.- En el contexto de la unión de una o más cosas.

Gases traza.- Gases contenidos en la atmósfera cuya concentración es menor, del orden del 1 % del total de la atmósfera.

Hipertermófilos.- Microorganismos que se adaptan a condiciones extremas de temperatura.

Holoceno.- Época actual del cuaternario que comenzó hace 12 mil años o 10 mil años después de la era cristiana.

Humedad relativa.- Cociente de la humedad absoluta actual entre la humedad absoluta de saturación.

Indicadores paleoclimáticos.- También llamados “proxies” y son las diferentes técnicas de fechamiento y datación de archivos climáticos, como por ejemplo: los anillos de los árboles, datación por carbono 14 o capas de hielo acumulado en los glaciares.

Inercia térmica.- Resistencia al cambio de temperatura.

Infiltración.- Es la cantidad de agua que penetra en el suelo.

Insolación.- Radiación solar recibida localmente por la Tierra, depende de la hora del día, época del año y latitud.

Metabolismo.- Conjunto de reacciones y cambios que se dan en un organismo vivo.

Núcleos de hielo.- Muestra de hielo tomada de un glaciar y que es conservada bajo condiciones de esterilidad para su estudio posterior.

Pluviómetro.- Instrumento que mide el volumen de agua que cae por la lluvia.

Radiación de cuerpo negro.- Es la radiación que emite un cuerpo debido a toda la radiación que incide en él.

Radiación de onda corta.- (Ej). La radiación procedente del Sol, incluso después de sufrir reflexión o dispersión.

Radiación de onda larga.- (Ej). Es la radiación emitida por cualquier elemento del planeta, luego de ser calentado por el Sol.

Respiración.- Función vital de los seres vivos que consiste en absorber y expulsar aire.

Retroalimentados.- Secuencia de interacciones por la cual un efecto se amortigua o se refuerza.

Sistema dinámico.- Modelo o porción de la naturaleza que arbitrariamente se delimita para fines de estudio; representación abstracta de esa porción de la naturaleza y que tiene un comportamiento aperiódico.

Subducción.- Proceso de hundimiento de la corteza oceánica, de mayor peso específico, por debajo de la corteza continental, de menor peso específico, debido al choque de ambas placas.

Termómetro.- Instrumento que sirve para medir la temperatura.

Troposfera.- Capa inferior de la atmósfera que se ubica en los primeros 10 km a partir del nivel del mar y que es el principal escenario del clima terrestre debido a que en ella se encuentra toda el agua contenida en la atmósfera.

Referencias

Adem J, 1959. Los grandes descubrimientos del año geofísico. Boletín de la Sociedad Mexicana de Física, **4**, 3-7.

Adem J, 1975. *Descripción general del modelo termodinámico, variables, parámetros e interacciones.* Memoria de El Colegio Nacional, Tomo VIII, Núm. **2**, 53-64.

Adem J, 1976. *Causas, efectos y posibilidades de predicción de las fluctuaciones y los cambios climáticos.* Geofísica Internacional, **16**, 203-254.

ATCM Working Paper WP-019., *Water Sampling of the Subglacial Lake Vostok* (<http://salegos-scar.montana.edu/docs/researchprojets/ATCMorking%20paperWP-019.pdf>) Consultado en enero de 2006.

Baede, A.P.M, E. Ahlonsou, Y. Ding y D Schimel., 2001. *The Climate System: an Overview,* en Houghton et al.,2001.

Berger A. L, 1978. *Long-term variations of daily insolation and Quaternary climate change,* J. Atmospheric Sciences. **35**, 2362-2367.

Budyko, M. I., 1969. *Effect of the solar radiation variations on the climate of the earth,* Tellus, **21**, 611-619.

Calvo A, 2003. *La Antártica, ese rincón perdido.* Revista Ciencias. FC-UNAM. **69**, 4-15.

Cifuentes J. L, Torres-García P y Frías M. M, 1995. *El océano y sus recursos, las ciencias del mar, oceanografía física, matemáticas e ingeniería.* La Ciencia Para Todos, FCE-SEP-CONACYT. México.

Cosgrove, B. 1994. *La atmósfera y el tiempo.* México: Biblioteca Visual Altea.

Emiliani C, 1954. *Depth habitats of some species of pelagig foraminifera as indicated by oxygen isotope ratios,* American Journal of Science, **252**, 149-158.

EPICA Community members., 2004. *Eight glacial cycles from an Antarctic ice core.* Nature **429**, 623-627

Fairbridge, R. W., 1982. *Historia del clima de la Tierra.* En: El redescubrimiento de la Tierra. CONACYT, México. ISBN 968-823-101-0 p-233-250.

Falkowsky P., R. J. Scholes, E. Boyle, J. Canadell, D. Canfield, J. Elser, N. Gruber, K. Hibbard, P. Högberg, S. Linder, F.T. Mackenzie, B. Moore III, T. Pedersen, Y. Rosenthal, S. Seitzinger, V. S. Metacek y W. Steffen., 2000. *The Global Carbon Cycle: A Test of Our Knowledge of Earth as a System.* Science **290**, 291-296.

Finnigan J., 2003. *Earth System science in the Early Anthropocene.* Global Change NewsLetter. **55**, 9-15.

Garduño R, 1998. *El veleidoso clima.* La Ciencia Para Todos, No. 127. FCE-SEP-CONACYT. México. ISBN 968-16-5696-2

Garduño R, 2004. ¿Qué es el efecto invernadero?. En: *Cambio Climático: una visión desde México.* INE-SEMARNAT. México. ISBN 968-817-704-0. p- 29-40.

Hartmann D. L. 1994. *Global Physical Climatology,* USA. Academic Press.

IPCC, 2001. Houghton J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. Van der Linden, X. Dai, K. Maskell, 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,* Great Britain and New York: Cambridge University Press.

Mitchell J. M, 1980. *History and Mechanism of Climate,* en Oeschger H. B. *et al.,* (eds) *Das Klima und Modelle; Geschichte und Zukunft,* berlín: Springer-Verlargo, pp. 31-42.

NOAA's Paleoclimatology Program - Education and Outreach (Programa de Paleoclimatología de la NOAA - Educación y alcance).

(<http://wdc.cricyt.edu.ar/paleo/education.html>).

Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., M. del Doblador, Chappellaz J., Davis J. Delaygue G., Delmotte M. Kotlyakov V.M., M. de Legrand,

Lipenkov V.M., Lorius C., Pépin L., Ritz C., E. de Saltzman and M. de Stievenard., 1999. *Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica*, Nature **399**, 429-436.

Plummer N., B.C. Trewin, R. Hicks, N. Nicholls, S.J. Torok, B.M. Lavery, and R.M. Leighton, 1997: *Australian data for documenting changes in climate extremes*. In: CLIVAR/GCOS/WMO Workshop on Indices and Indicators for Climate Extremes, National Climate Data Center, Ashville, NC, USA, 3-7 June 1997.

PNUMA, The State of the Environment, Annual Report 2005. –Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente- Oficina de Información sobre el Cambio Climático. Ginebra, Suiza. (<http://www.unep.org>).

Wayne R. P., 2000. *Chemistry of Atmospheres*. Third edition, Oxford University Press. Great Britain. ISBN 0-19-850375X.

Steffen W, 2000. *An Integrated Approach to Understanding Earth's Metabolism*. IGBP Newsletter. **41**, 9-16.

Sudgen D.E. and B.S. John., 1976. *Glacier and Landscape. A Geomorphological Approach*, Londres: Edward Arnold.

Toharia, M. 1984. *Tiempo y clima*. Colección Temas Clave, Madrid: Salvat Editores.

Uriarte A, 2003. *Historia del Clima de la Tierra*. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco. ISBN 84-457-2079-1.

Voituriez B, 1994. *La atmósfera y el clima*. Colección Conocer la Ciencia. RBA Editores, S.A. Barcelona. ISBN 84-473-0297-0.