

El metabolismo de la Tierra

José Ramón Hernández Balanzar





*La naturaleza está constituida de tal manera
que es experimentalmente imposible determinar
sus movimientos absolutos.*

Albert Einstein

Desde la formación de la Tierra, las diferentes formas de vida han prosperado durante casi cuatro mil seiscientos millones de años. El planeta ha sufrido innumerables cambios naturales de tipo biológico, físico y químico. El mundo giraba más rápido, 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 sustancias volátiles desde el interior de la Tierra. 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.

La atmósfera está constituida en su mayor parte por nitrógeno (N) en 78% y por oxígeno (O) en 21%, no hay que despreciar los demás gases que representan 1%, como el vapor de agua, el CO₂ (bióxido de carbono), el CH₄ (me-



tano), el O_3 (ozono), el N_2O (óxido de nitrógeno) y hoy en día los compuestos de cloro y flúor (freones o CFC). Aunque estas concentraciones de gases sean muy pequeñas, es importante estudiarlas y monitorearlas por el impacto que tienen en el clima, en especial por el efecto invernadero.

El sistema climático y los ciclos bio-geo-físico-químicos están relacionados entre sí, al igual que los forzamientos al sistema. El sistema climático natural está integrado principalmente por tres elementos que se interrelacionan: la atmósfera, el océano y el continente (o la tierra emergida). Su relación está dada por la dinámica y la física atmosférica, la dinámica oceánica, el balance o intercambio de energía y 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 el 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 bióxido de carbono atmosférico a 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 en la biósfera de gases de efecto invernadero, la radiación climática y la dispersión de químicos sintéticos tales como pesticidas. El entendimiento de los ciclos biogeoquímicos naturales



puede ayudar a minimizar el impacto humano sobre dichos sistemas naturales.

El ciclo hidrológico 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.

Por otro lado, el carbono es el cuarto elemento de mayor abundancia en el universo y es absolutamente esencial para 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 carbono. Además, el carbono se encuentra en formas tan diversas como en el bióxido de carbono, y en sólidos como la caliza (CaCO_3), 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 carbono y sus ciclos

Desde la formación de la Tierra, las fuerzas geológicas han actuado paulatinamente sobre el ciclo global carbónico. En periodos de larga duración, el ácido carbónico (un ácido débil formado por reacciones entre el CO_2 atmosférico y el agua) se combina poco a poco con minerales en la superficie continental. Estas reacciones forman los carbonatos por medio de un proceso llamado desgaste. Luego, por la erosión, los carbonatos desembocan en el océano donde terminan asentándose en el fondo.

Este ciclo continúa cuando la placa que constituye el fondo del mar empuja por debajo de los márgenes continentales mediante el 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 CO_2 . De esta manera retorna a la atmósfera. Este retor-

no a la atmósfera puede ocurrir violentamente, a través de erupciones volcánicas, o de manera más gradual, en filtraciones, los respiraderos de CO₂. El levantamiento tectónico también puede exponer caliza enterrada antiguamente. Un ejemplo de esto ocurre en el Himalaya, donde algunos de los picos más altos del mundo están formados de material que estuvo en el fondo del océano. El desgaste, la subducción y el vulcanismo controlan las concentraciones atmosféricas de bióxido de carbono a lo largo de periodos de tiempo de cientos de millones de años.

La biología tiene un papel importante que nos permite entender el movimiento del carbono entre el continente, el océano y la atmósfera, por medio 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 el 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 que produce la energía necesaria para poder moverse, crecer y reproducirse.

En el día las plantas toman el CO₂ de la atmósfera al efectuar la fotosíntesis, mientras los animales liberan el CO₂



a la naturaleza durante la respiración. Las siguientes reacciones químicas dan cuenta de ambos procesos. En la fotosíntesis: energía (luz solar) + 6CO₂ + 6H₂O → C₆H₁₂O₆ + 6O₂; y en la respiración: C₆H₁₂O₆ (materia orgánica) + 6O₂ → 6CO₂ + 6 H₂O + energía.

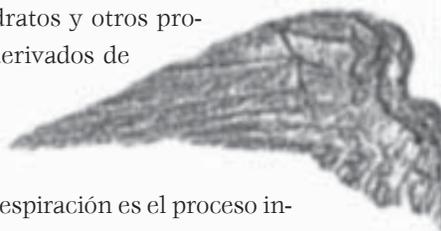
Por medio de la fotosíntesis las plantas verdes usan la energía solar para convertir el CO₂ atmosférico en carbohidratos, también llamados azúcares (C₆H₁₂O₆); por medio de la alimentación los animales absorben estos carbohidratos y otros productos derivados de ellos. En

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 carbono tomada por la fotosíntesis y retornada a la atmósfera por la respiración es aproximadamente mil veces mayor que la cantidad de carbono que se mueve a través del ciclo geológico del carbono.

En la superficie terrestre y de los océanos el mayor intercambio de carbono con la atmósfera resulta de la fotosíntesis y 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.

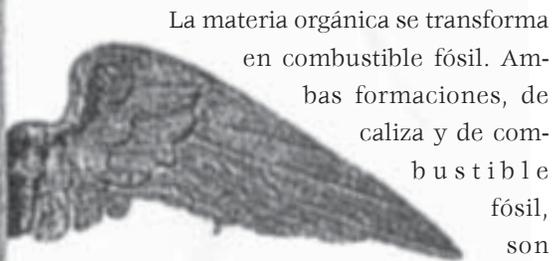
Esta diferencia entre ambos procesos se refleja en los cambios en las concentraciones atmosféricas estacionales del CO₂. Durante el invierno, cuando muchas de las plantas pierden sus hojas, la fotosíntesis cesa, pero la respiración de los animales nunca cesa. Esta condición lleva a un aumento en las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

En los océanos, el fitoplancton (las plantas microscópicas que forman la base de la cadena alimenticia marina) aporta carbón a los animales para producir conchas de car-





bonato de calcio (CaCO_3). Estas conchas se asientan en el fondo del océano cuando el animal muere. Al ser enterradas estas conchas, así como otros organismos marinos, llegan a comprimirse a medida que pasa el tiempo y se transforman en caliza. Además, en ciertas condiciones geológicas, la materia orgánica puede ser enterrada y formar depósitos de carbono que se transformarán en combustible e incluso 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 en plazos largos por el CO_2 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 CO_2 a la atmósfera. Los gases presentes en la troposfera, y que se ubican en los primeros quince kilómetros 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 (en la franja de la atmósfera que va de 15 a 50 kilómetros), son importantes en la distribución y circulación de la energía térmica interna, y en la absorción de radiación ultravioleta (UV) solar, lo cual sirve como protección a los organismos vivos de radiaciones peligrosas.

Por otro lado, la actividad de la biósfera en el continente acelera la movilización de elementos como fósforo (P), silicio (Si) y hierro (Fe). Estos elementos con el tiempo llegan al océano por 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.

Comportamiento planetario autorregulado

Los elementos que componen el sistema climático del planeta actúan entre sí, de modo que el resultado neto es un permanente intercambio autorregulado. 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 suficientemente abundantes para afectar y ser regulados por la evolución geoquímica del planeta.

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 ca-



lor; tenemos entonces que una disminución de temperatura ocasiona un enfriamiento adicional por expansión de la criosfera. O sea que frío genera frío.

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, CO_2 y CH_4 (metano) de los últimos 420 mil años del núcleo de hielo de Vostok. Estos datos proveen un contexto temporal muy poderoso y una evidencia visual dramática de un sistema planetario integrado, lo que a su vez 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 ocurrió 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.

Otro ejemplo de un retroalimentador y un forzamiento dentro del planeta son: las variaciones de vapor de agua contenido en la atmósfera como retroalimentador, y las variaciones en la concentración de los gases de efecto invernadero, principalmente por las emi-

siones de CO₂ ligadas a las actividades humanas como ejemplo de forzamiento.

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, de 280 partes por millón en volumen (ppmv); a esta cantidad se le llama, en consecuencia, el nivel preindustrial. A partir de mediados del siglo XIX, esta concentración ha aumentado, y en 2005 alcanzó 381 ppmv, según el registro del observatorio de Mauna Loa en Hawaii. 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.

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.

Si se analizan las curvas de CO₂, temperatura, CH₄, ¹⁸O atmosférico (de aquí en adelante ¹⁸O_{atm}) y la insolación a 65° de latitud norte durante la mitad de junio, se observa que el CO₂, la temperatura y el CH₄ tienen un comportamiento muy similar en cuatro ciclos climáticos, los cuales tienen un máximo que dura un breve periodo, 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 en los valores que da inicio a un nuevo periodo interglacial. Se observa también un claro paralelismo entre estas tres variables: suben y bajan juntas. No obstante, la situación actual rompe esta secuencia; en el pasado, los tres registros han tenido cuatro oscilaciones, con periodos de unos cien mil años, y oscilan entre los mismos límites superior e inferior. Este comportamiento representa un sistema bio-geo-físico-químico complejo y autocontrolado, es el metabolismo natural de la biósfera terrestre, del cual el efecto invernadero es sólo un componente.

Temperatura-gases de efecto invernadero-insolación

Si bien la sincronía observada entre la temperatura y los principales gases de efecto invernadero es notoria en el intervalo geológico señalado anteriormente, en periodos menores no es tan clara, pues otros fenómenos de corto plazo perturban la señal de temperatura; entre ellos destacan las 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. 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. 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 afecta el clima, los registros históricos de CO_2 (emitido antropógenamente) y de la temperatura no van paralelos desde mediados del siglo XIX, aunque sí hay un incremento claro en ésta alrededor de $0.6\text{ }^\circ\text{C}$.

La gran semejanza entre el comportamiento del CO_2 , el CH_4 y la temperatura en el barreno de Vostok lleva a considerar estos dos gases de efecto invernadero como causa y también efecto de la variación en la temperatura. En primer lugar porque la variación de los gases de efecto invernadero como causa, y de la temperatura como efecto, prueba que los gases de efecto invernadero 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 ésta se refleja. Sin embargo, la radiación que emite la Tierra es de onda larga y los gases de efecto invernadero 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; más bien, una fracción de ésta es absorbida y reemitida hacia la superficie calentándola aún más. Esto impli-

ca que la temperatura superficial del planeta sea mayor de lo que sería si no hubiera gases de efecto invernadero en la atmósfera, ya que estos gases absorben la radiación, y por lo tanto la temperatura media del planeta sería $33\text{ }^\circ\text{C}$ menor de lo que es ahora.

En segundo porque la variación de la temperatura como causa, y la de los gases de efecto invernadero como efecto, prueba que un descenso en la temperatura genera una disminución en la producción de CO_2 y CH_4 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 hace que el océano pueda almacenar una cantidad mayor de CO_2 , ya que éste es más soluble en el agua fría.

La radiación recibida por la Tierra, llamada insolación, se considera como un detonador en los cambios glaciares-interglaciares. La energía emitida por el Sol casi no varía, por eso se denomina constante solar. Por ser tan pequeñas estas variaciones, los instrumentos antiguos eran incapaces de detectarlas; pero las medidas modernas han demostrado que tal "constante" en realidad cambia. Co-



existen varios ciclos sobrepuestos 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.

Evidentemente, un aumento (o disminución) en 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 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.

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. Se atribuye esto a que justo antes de esta transición se presenta la mínima insolación a 65° de latitud norte. El $^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ 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.

El 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 (12 mil años); a esta etapa geológica se le llama holoceno.

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 del cual tenemos 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 y la temperatura en Summit, Groenlandia, descendió unos 6 °C.



Se piensa que la calidez del holoceno propició el desarrollo de la civilización (sedentarismo-agricultura-urbanización), y 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 para el último siglo y medio; para todo el resto, 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*.

Las evaluaciones basadas en los principios de la física, y de los modelos climáticos indican que es im-

probable que el forzamiento natural pueda por sí solo explicar los diferentes cambios pasados observados en la temperatura 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.

Los modelos y las observaciones muestran un aumento en la temperatura a nivel mundial, un mayor contraste entre la temperatura de la superficie terrestre y de los océanos, una disminución en la extensión de hielo marino, una retracción de los glaciares, una elevación del nivel del mar y un aumento en las precipitaciones en latitudes altas del hemisferio norte. Los modelos predicen un ritmo de calentamiento más rápido en las capas medias a superiores de la troposfera al que se observa en los registros de temperatura troposférica obtenidos mediante satélites o radiosondas. 



José Ramón Hernández Balzar
Instituto de Ciencias Nucleares,
Universidad Nacional Autónoma de México.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alley, R. B., *et al.* 2003. "Abrupt Climate Change", en *Science*, núm. 299, pp. 2005-2010.
Clarke, G., *et al.* 2003. "Superlakes, megafloods, and abrupt climate change", en *Science*, núm. 301, pp. 922-923.
Garduño, R. 1999. *El veleidoso clima*, col. La ciencia para todos; núm. 127. FCE-SEP-CONACYT. México.
Maskell, C. A. Johnson (eds.). *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovern-*

mental Panel on Climate Change. Gran Bretaña y Nueva York: Cambridge University Press, Massachusetts.

Panel Intergubernamental del Cambio Climático. 2001. Houghton J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. Van der Linden, X. Dai, K.

Rohling, E. y H. Pállke. 2005. "Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around 8 200 years", en *Nature*, núm. 434, pp. 975-979.

Petit, J. R. 1999. "Climate and atmospheric history of the past 420 000 years from the Vostok ice core, Antártica", en *Nature*, núm. 399, pp. 429-436.

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

Uriarte, A. 2003. *Historia del clima de la Tierra*. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco.

Voituriez, B. 1994. *La atmósfera y el clima*. RBA, Barcelona.

IMÁGENES

Pp. 4 y 5: Lola Álvarez Bravo, *Homenaje*, 1949. P. 6: Barbara Morgan, *Martha Graham*, 1940; Hans Bellmer, *The spinning top*, ca. 1937-1956. P. 7: Alexander Pope, *The Trumpeter Swan*, 1900; François Kollar, *A Dancer of The Montecarlo Ballet*, ca. 1937. P. 8: Dorothea Tanning, *Guardian Angels*, 1946. P. 9: Robert Rauschenberg, *Coca-Cola plan*, 1958; Edward Weston, *Cypress, Point Lobos*, 1929 (fragmento). P. 10: John Audubon, *Great Blue Heron*, 1821, 1834. P. 11: Manuel Vilaríño, *Sula Bassana*, 1985. Aaron Siskind, *Martha's vineyard*, 1954. P. 12: Ouka Lele, *Mi reino no es de este mundo*, 1988; Frederick Sommer, *The Thief greater than his loot*, 1955. P. 13: David Bates, *Anhinga*, 1987. P. 14: Anselm Kiefer.

Palabras clave: paleoclima, cambios climáticos, metabolismo terrestre, ciclos de Vostok.

Key words: Paleoclimate, climate change, terrestrial metabolism, Vostok cycles.

Resumen: Este artículo aborda el clima de nuestro planeta y 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. El metabolismo de la Tierra, sugiere un comportamiento planetario autorregulado por mecanismos biológicos, geológicos, físicos y químicos.

Abstract: This article examines our planet's climate, and studies past climates, to better understand the natural and anthropogenic changes the Earth has undergone throughout its history. The concept of the bio-geo-physico-chemical metabolism of the Earth suggests a self-regulated planetary dynamic governed by biological, geological, physical, and chemical mechanisms.

José Ramón Hernández Balzar es físico egresado de la Facultad de Ciencias, UNAM. Desde 1992 se dedica a la divulgación de la ciencia. Ha sido revisor académico de libros de texto de la SEP. Actualmente es profesor en la Facultad de Ciencias y Coordinador de Difusión y Divulgación en el Instituto de Ciencias Nucleares de la UNAM. Recibido el 11 de octubre de 2007, aceptado el 16 de enero de 2008.