

SEMANA 4: LOS CLIMAS PRE-TERCIARIOS

I. INTRODUCCIÓN

En las últimas tres semanas, hemos hablado sobre el clima actual, específicamente, sus tres componentes más importantes: la hidrosfera, la criósfera, y la atmósfera. Hoy, hablaremos sobre la historia del clima terrestre, empezando con la formación de la tierra hace 4.6 mil millones de años atrás y continuando hasta el presente (Fig 1.1 Time Scale). También hablaremos sobre otros dos componentes muy importantes en el sistema climático, la geósfera y la biota. En la proxima charla, hablaré sobre los climas de los últimos 100 Ma hasta las Edades de Hielo.

Es muy importante estudiar estos paleoclimas antiguos. Nuestro conocimiento acerca de estos climas es cada vez menor a medida en que se retrocede en el tiempo, debido a la escasez progresiva de los registros geológicos y biológicos. Por eso solo necesitaremos 2 clases para hablar acerca de 4.6 mil millones de años de historia, y 4 clases para los últimos 3 millones de años.

Pero se puede alcanzar un mejor comprensión sobre como funciona el sistema climático actual si se estudian los climas antiguos. Hay variaciones climáticas en las Edades de Hielo, por supuesto, pero existen variaciones aun más pronunciadas en los climas antiguos. Por ejemplo, para entender los efectos del calentamiento global necesitamos entender lo que pasa cuando el CO₂ sube sobre 900 ppm. Estos niveles tan altos nunca fueron alcanzados en las Edades de Hielo, pero probablemente existieron en el Eoceno. ¿A su vez, que pasa cuando no existe hielo en los polos? ¿O cuando la tierra se cubre completamente de hielo? Para entender eso necesitamos estudiar los climas del Cretácico y el Precámbrico.

En esta charla, usaré muchos términos sacados de la escala de tiempo geológico. Si no la han estudiado, hay una copia de la escala en el volante y hay links en la pagina del web. Los términos para hoy son las eras (Precámbrico, Paleozoico y Mesozoico).

II. SISTEMAS

Antes de hablar sobre el paleoclima de la Tierra, voy a hablar un poco sobre los sistemas en general. He hablado acerca del sistema climático (Fig 1.2 Climate System). Un **sistema** es un conjunto de componentes que influyen uno al otro de manera compleja. Por la influencia entre uno y otro, el cambio en una parte del sistema afectará a más de un proceso. Un ejemplo de esto es el porque los científicos aún no se ponen de acuerdo acerca de los efectos del incremento del CO₂ en la atmósfera. Un cambio puede tener muchos resultados, entonces será muy difícil predecir que sucederá en el futuro.

El sistema climático es influenciado por muchos componentes, algunos de los cuales están ilustrados en la figura. Si un componente cambia, todos los demás serán influidos, y sobre distintas escalas de tiempo. Por ejemplo, la atmósfera y la biota necesitan semanas o meses para responder a un cambio, el océano décadas, incluso siglos, la criósfera siglos hasta milenios, y la geósfera, millones de años. Los componentes también actúan en diferentes escalas del tiempo.

Existen muchas **interacciones** entre los componentes en el sistema climático. Una interacción puede ser **positiva**, en el cual un cambio de un componente causa un cambio en la misma dirección en el otro, o **negativa**, en cual causa un cambio en la dirección opuesta. Por ejemplo, examinemos el sistema de la población. Primero, necesitamos identificar los componentes e interacciones del sistema. Llamaremos almacén a la población porque en el se pueden acumular y disminuir cosas (Draw). A su vez, tenemos los flujos de entrada y salida que controlan el contenido del almacén. El flujo de entrada del sistema de población es el numero anual de nacimientos y el flujo de salida es el numero anual de muertes.

Un tipo de interacción importante es la **retroalimentacion**. ¿Que es interacción de retroalimentación? Es una cadena perpetua de cambio y respuesta. La

retroalimentación positiva incrementa una interacción, y la retroalimentación negativa limita la interacción.

Por ejemplo, si la población incrementa, el número de nacimientos aumenta y así mismo la población aumenta aún más. Eso es retroalimentación positiva. Pero también existe una retroalimentación negativa. Si la población aumenta, el número de muertes aumenta, y la población disminuye lo que produce un menor número de muertes. Bucles negativos como éste tienden a estabilizar el sistema.

Si la población queda en un rango, se dice que esta en un estado de equilibrio estable y no cambiará a menos que hay una **perturbación**, como una plaga. Por ejemplo, en el sudoeste de los US, existe una población más o menos estable de conejos, porque hay un bucle de retroalimentación negativa con la población de coyotes. Pero cuando se introdujo el conejo en Australia, creó un sistema inestable, por la ausencia de predadores naturales. La población de conejos incrementó hasta proporciones descomunales debido al predominio del bucle de retroalimentación positiva que existe entre población y nacimiento.

III. EL SISTEMA CLIMÁTICO TERRESTRE A TRAVÉS DEL TIEMPO

A. La paradoja del Sol débil y joven

Ahora que tenemos una base en sistemas, comenzaremos a hablar sobre el sistema climático a través de la historia terrestre. Primero, dibujaré un diagrama del sistema. Usaremos la temperatura promedio de la tierra para el almacén (Draw). Recuerden la charla de René, la radiación solar incidente es absorbida por la Tierra y convertida en calor. Entonces el flujo de entrada es la radiación absorbida. La tierra pierde calor mediante la irradiación. La cantidad total de radiación solar incidente es más o menos igual a la cantidad total de energía que la Tierra irradia al espacio. Quizás esto le parece un poco extraño, pero si piense un poco, tiene que ser cierto. Si el calor se acumulara en la Tierra, la temperatura aumentaría de manera constante. En realidad, la temperatura de la Tierra cambia poco año tras año; el promedio de temperatura global es 15 °C.

El componente crítico que determina la radiación absorbida es el constante solar. Esto depende de dos factores: la distancia del sol con respecto a la Tierra. Este componente cambia en el corto plazo, Patricio va a hablar sobre estos cambios orbitales en su charla sobre las edades de hielo. Pero si estamos hablando en millones de años, no necesitamos preocuparnos de él. El segundo componente es la edad del Sol. Basado en modelos de evolución solar y observaciones de otras estrellas, los astrónomos estiman que cuando la Tierra se formó hace 4,6 mil millones de años, la luminosidad solar era entre un 25-30 % más débil que hoy. *¿Con tal entrada, cual creen que fue la temperatura promedio de la tierra?*

En este sistema sencillo, supongamos que la Tierra era más frío en el pasado, y después hubo un calentamiento. Los modelos de este sistema sugieren que este Sol débil daría como resultado una Tierra completamente cubierta con hielo para los primeros 3 mil millones de años. Pero, si se ve un diagrama del clima a través de la historia, no fue así (Fig 1.3-Climate graph). Noten que el clima tuvo periodos cálidos alternados con fríos. En inglés, el modo cálido se llama *greenhouse* (invernadero) y el modo frío *icehouse* (literalmente, casa de hielo). Estos modos actuaron en ciclos, con una periodicidad de más o menos 150 Ma entre un periodos calientes. Para los 3 Ma la Tierra ha estado en una fase de *icehouse* y actualmente, estamos en una fase cálida de este *icehouse*.

Entonces el Sol se ha ido fortaleciendo, pero el clima siempre ha estado dentro de límites habitables. En comparación, Venus es demasiado caliente para que haya vida, y Marte es demasiado frío, pero la Tierra es ideal, y ha sido ideal a través de su historia. Esta situación se ha denominado la "Tierra de Ricitos de Oro" en basa a la historia de Ricitos de Oro y los tres osos. *¿Pero que hace que sea así?* Esto es lo que se conoce como **la paradoja del sol débil y joven**.

Una parte de la respuesta involucra la distancia entre el Sol y la Tierra. Pero no es la única razón. Lo interesante de este diagrama es que el clima terrestre parece ser un

sistema manejado por bucles de retroalimentación negativa; la temperatura fluctúa dentro un pequeño margen habitable en una ranga de quizás 10°C. Un periodo cálido es seguido por un periodo frío, seguido por un periodo cálido, etc.

Para entender este comportamiento, necesitamos examinar el sistema climático con más detalle. Hay dos otros factores que afectan el monto de la radiación absorbida e irradiada. Estos son el albedo y el efecto de invernadero.

B. Albedo

Albedo es un factor muy importante en la cantidad de calor solar que recibe la Tierra. Recuerden la charla de René, que algo de la radiación solar que llega a la superficie terrestre es reflejada al espacio, de manera que no calienta la Tierra (Fig 2.1-greenhouse effect). La relación entre la fracción de radiación incidente y la radiación reflejada es conocida como "albedo" donde:

$$\text{albedo} = \frac{\text{radiación reflejada}}{\text{radiación incidente}}$$

Esta proporción varía entre 0 y 1. Si es 0, significa que toda la energía solar se absorbe, si es 1 toda la energía es reflejada. Generalmente, las superficies con albedo alto (en otras palabras, las que reflejan una mayor fracción de radiación solar incidente) se muestran claras y coloridas, y las superficies con un albedo bajo son oscuras (Tabla 1).

Entonces el albedo de la Tierra afecta la cantidad de radiación absorbida (Draw).

C. EL EFECTO INVERNADERO

El efecto invernadero es el otro componente importante. Recuerden que todos los objetos en el universo emiten radiación. El sol es muy caliente de manera que la mayoría de radiación solar tiene longitud de onda corta, como la luz visible. La Tierra tiene menos calor, y entonces irradia una longitud de onda más larga, como la infrarroja. Energía con longitudes de onda diferentes tiene interacciones diferentes con la atmósfera. Por ejemplo, los gases de invernadero, que son principalmente vapor de agua, pero también CO₂, metano, y óxido nitroso, absorben más radiación infrarroja que luz visible, y el ozono absorbe radiación ultravioleta.

Los gases invernaderos dejan que pase la mayor parte de la radiación de longitud de onda corta del Sol, pero absorben e irradian la mayoría de la radiación de longitud de onda larga de la Tierra. Esta irradiación disminuye la pérdida de calor del espacio.

Esta irradiación se llama el **efecto invernadero** porque es semejante al vidrio en un invernadero. Para comprobar esto, quédense un su auto durante un día soleado. El vidrio deja pasar la radiación solar, pero absorbe la radiación del carro. No es un modelo perfecto, ya que el auto también se calienta debido al bloqueo del viento por los vidrios. Pero este efecto explica por que las noches nubladas son más calientes que las noches despejadas. Las nubes absorben más radiación terrestre que un cielo despejado.

Sin el efecto invernadero, la Tierra tendría una temperatura promedio de 30 °C menos que en la actualidad. Entonces el efecto invernadero afecta la cantidad de irradiación (Draw).

IV. REGULACIÓN DE LA TEMPERATURA EN EL SISTEMA CLIMÁTICO

Para tener un clima estable debe haber algo que regula la temperatura que afecta al menos uno de estos componentes, el albedo o el efecto invernadero. Dos teorías han sido propuestas. La primera, una teoría muy reciente que salió a fines de julio, propone el ciclo hidrológico y el otro el ciclo del carbono. Este debate es muy importante, porque busca establecer cual sería regulador primario de la temperatura, el CO₂ o el vapor de agua, a escalas de tiempo geológicos. La respuesta tiene implicaciones para el el problema de calentamiento global.

A. El Ciclo hidrológico

Primero, hablaré sobre el ciclo hidrológico (Fig 2.2 – Cloud diagram). Esta teoría sugiere que la presencia de agua impone límites sobre la temperatura global. Acuérdense que el vapor de agua es el gas invernadero más importante que existe. La mayoría del vapor en la atmósfera es derivado a partir de la evaporación de los océanos. Mientras más

calienta el Sol, se produce mayor evaporación, y más vapor de agua. Con más vapor hay un efecto de invernadero más fuerte, lo que establece un bucle de retroalimentación positiva.

Sin embargo es un poco más complicado, ya que el monto de vapor de agua genera nubosidad. Es se debe a que la radiación solar calienta el océano. El océano calienta la atmósfera a través de irradiación, en forma de calor sensible y calor latente. Cuando el aire de la superficie tiene la temperatura del océano, se inicia una corriente ascendente. Esto corriente se enfría a medida que asciende hasta saturarse con agua formando nubes.

Existen dos tipos de nubes en un sentido muy amplio: las nubes altas, formadas cerca de la tropopausa; y las nubes bajas. Estos dos tipos afectan el clima en maneras diferentes. Las nubes altas no tienen mucha agua, y no reflejan mucha energía solar, mientras que las nubes bajas tiene una mayor densidad de agua y reflejan más energía.

Si el Sol calienta, calienta la superficie de la tierra, y los modelos termodinámicos sugieren que genera más nubes bajas, lo que produce mayor reflexión, y la tierra no se calienta tanto. Entonces las nubes modulan el efecto de los cambios solares a través de su efecto en el albedo (Draw). En el modelo de Ou (Fig 2.3-Graph), si se varía la constante solar por 50%, produce un cambio en la temperatura global de alrededor de solo 10 °C.

El problema con esta teoría es que no hay forma de estimar la cobertura de nubes en el pasado, y esta teoría solamente se puede explorar con observaciones modernas y modelos climáticos. Además aún no entendemos la formación de nubes muy bien, a pesar de que este proceso es crítico para predecir el monto de calentamiento global. La incertidumbre sobre el comportamiento de nubes es probablemente la incertidumbre más grande en nuestro pronósticos.

En el modelo de Ou, esta modulación de parte de las nubes funciona siempre que haya un océano substantivo, pero existen evidencias que en el pasado hubo momentos en que la Tierra quizás fue completamente congelada. Más tarde hablaré sobre algunas de estas glaciaciones antiguas.

B. El Ciclo del Carbono

Ahora hablaré acerca del ciclo de carbono (Fig 3.1-Carbon Cycle). La cantidad de CO₂ que existe en la atmósfera se encuentra regulada por dos ciclos importantes. Hay un ciclo de corto plazo entre fotosíntesis, respiración, descomposición, combustión, y entierro de materia orgánica y un ciclo de largo plazo entre sedimentación, erosión, y vulcanismo. Ustedes probablemente han estudiado el ciclo de corto plazo, ya que es muy importante en la escala de una vida humana. Si no lo han visto, existe una charla en el Web sobre este tema. Pero a través de millones de años, este ciclo deja de ser tan importante, porque las mayores reservas de carbono son almacenados en rocas. Entonces voy a describir este ciclo a largo plazo en detalle.

1. Tectónica de Placas

Primero, necesitamos entender algo sobre la tectónica de placas (Fig 3.3 – Mantle Convection). Hemos visto en las charlas de Victor y René que las gradientes en la radiación solar absorbida generan la circulación de los océanos, la atmósfera y la hidrosfera. Pero también existe un sistema de circulación en la tierra sólida, muchísimo más lento que la circulación en la atmósfera y el océano, y este proceso se llama la tectónica de placas. La tectónica de placas es muy importante para la vida, por que recicla los elementos necesarios para la vida, tales como el carbono, nitrógeno, fósforo, y azufre.

Sin embargo esta circulación no es generado por la energía solar, sino que es debido al calor producido por la descomposición radioactiva y el calor residual generado en la formación de la Tierra. Entonces existe una gradiente de calor en la tierra; el interior es más caliente que la superficie. ¿Han oído alguna vez las minas super profundas de ~2 km. en Sudáfrica? Allí es casi imposible trabajar por el calor intenso que existe.

A causa de esta gradiente de calor, podemos dividir la superficie de la Tierra en 2 capas. Una litósfera que es fría, resquebrajadiza, y rígida por la bajo de cual la roca es

bastante más caliente y es un material plástico fácilmente deformable. Esta segunda capa corresponde a la astenósfera. Existen células de circulación en la astenósfera donde el material más caliente y menos denso sube y el material más frío desciende. La litosfera se mueve lentamente por encima de la astenósfera.

La litosfera puede ser continental, donde es gruesa y poco densa, o oceánica, donde es delgada y muy densa. Actualmente la litosfera de la Tierra está compuesta de aproximadamente 15 placas (slide). Estas placas se mueven relacionadas entre sí, y actúan de manera recíproca en sus bordes. Existen cuatro tipos de bordes o contactos entre placas: las zonas de extensión, zonas de subducción, zonas de colisión entre continentes, y bordes de transformación.

Las dorsales oceánicas son zonas de extensión; son lugares de formación de corteza nueva. Aquí las placas oceánicas se extienden y el material caliente y líquido de la astenósfera, llamado magma, es inyectado rellenando el espacio que cuando llega a la superficie se enfría y endurece.

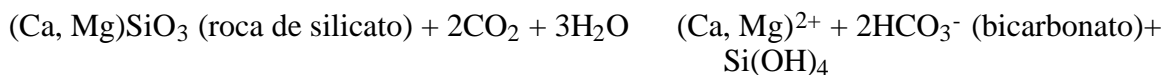
Las zonas de subducción son aquellas donde la corteza es destruida. Si dos placas se mueven una hacia la otra, por ejemplo la placa de Nazca y la placa de Sudamérica (Fig 4.1 Actual plate interactions), una es subductada por debajo de la otra, eventualmente derritiéndose en la astenósfera caliente. Las placas oceánicas siempre pasan por debajo de las placas continentales, debido a su mayor densidad. Durante este movimiento, parte del material se convierte en magma, sube, y forma un volcán en la placa superior. Las erupciones no solo producen rocas volcánicas sino que también introducen grandes cantidades de gases a la atmósfera, como dióxido de carbono y dióxido de azufre.

2. Reacciones en el ciclo del carbono

Con este conocimiento, ahora podemos hablar sobre el ciclo de carbono a largo plazo (Draw). En la tierra, cuando el CO_2 reacciona con el agua en el suelo, forma el ácido carbónico:



El ácido carbónico es muy efectivo para descomponer las rocas, que dicho de otra manera, significa que es efectivo en la destrucción química la roca. Estoy hablando de rocas que contienen silicatos de calcio o magnesio, muy comunes en la corteza de la Tierra. El ácido carbónico descompone los silicatos a calcio, magnesio y dos iones de bicarbonato:



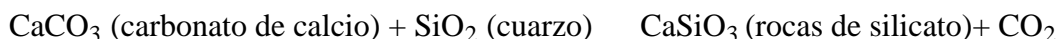
Los iones liberados de calcio, magnesio, y bicarbonato son llevados por los ríos al océano. En el océano, los organismos utilizan los iones para formar conchas de carbonato de calcio:



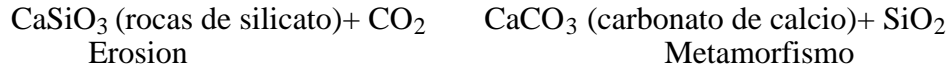
Cuando los organismos mueren, las conchas caen al fondo, donde forman una roca compuesta casi exclusivamente de carbonato de calcio, llamada caliza.

Entonces si empezamos el proceso con dos moléculas de CO_2 de la atmósfera, más la erosión van a dar lugar a dos bicarbonatos que forman una concha carbonatada y libera solo una molécula de CO_2 a la atmósfera. Por lo tanto este proceso de erosión y sedimentación, remueve una molécula de CO_2 de la atmósfera.

El fondo del mar se expande, y después de millones de años queda sometido a subducción bajo de la corteza terrestre. Con la temperatura y presión muy elevadas, el carbonato cálcico reacciona con el sílice, volviendo a formar rocas de silicatos. Este proceso se llama "metamorfismo:"



El metamorfismo de rocas de carbonatos libera una molécula de CO_2 , liberada a la atmósfera mediante el vulcanismo. La ecuación simplificada para el ciclo de rocas es:



La erosión química de las rocas silicatos lleva la ecuación a la derecha, y consume una molécula de CO_2 de la atmósfera, y metamorfismo empuja la ecuación a la izquierda, y libera una molécula de CO_2 mediante el vulcanismo a la atmósfera.

Este ciclo, el ciclo carbonato-silicato, recicla el 80% del carbono de la Tierra y su cuerpo. El resto recicla mediante de la deposición y erosión de rocas orgánicas. La deposición saca CO_2 de la atmósfera, como el proceso de fotosíntesis, y la erosión desprende una molécula de CO_2 , como el proceso de la respiración.

3. Dependencia en la Temperatura?

La tasa de reacciones químicas, como la erosión, tienden a incrementar si la temperatura incrementa. Entonces muchos creen que la erosión de rocas de silicato es parte de un bucle de retroalimentación negativa (Draw). Si la temperatura aumenta, la reacción de descomposición de las rocas de silicatos aumenta, y consume más CO_2 de la atmósfera. En consecuencia el efecto de invernadero disminuye, y la temperatura baja. Pero con temperaturas bajas, la erosión disminuye, consumiendo menos CO_2 , el cual se acumula en la atmósfera, generando un efecto invernadero más intenso lo que genera mayor calor. Es así como el ciclo del carbono podría regular la temperatura terrestre.

Muchos científicos creen que este debe ser el proceso que regula el clima. Pero hay problemas. Primero, no hay un buen registro de CO_2 a través de la historia. También, no sabemos si la temperatura es la influencia primaria en la tasa de erosión; ya que el ciclo hidrológico es muy importante, la biota, y la topografía. Entonces ahora el papel del ciclo del carbono es uno de las grandes controversias en paleoclimatología.

C. El Clima de Venus y Marte

(Fig 5 – Earth and Venus) Es interesante comparar el sistema climático terrestre con el clima de Venus y Marte. Estos planetas empezaron con los mismos elementos necesarios para regular el clima terrestre, específicamente agua, carbón, y rocas de silicato, pero ahora, la temperatura global de Venus es 460°C , suficiente para fundir plomo en la superficie, y Marte tiene una temperatura promedio de -55°C ¿Por que?

Venus empezó con bastante agua, pero era más caliente que la Tierra ya que está más cerca al sol. Entonces la atmósfera podía transportar mucho vapor de agua, dejando a la radiación de onda larga casi sin escape lo que genera un bucle de retroalimentación positiva descontrolada. Los océanos fueron convertidos completamente en vapor de agua en la atmósfera. El CO_2 se acumuló debido a la falta de erosión por agua generando un efecto invernadero pronunciado: la atmósfera infernal venusiana es 90 veces más densa que la atmósfera terrestre.

Eventualmente, la Tierra probablemente experimentará el mismo tipo de problema por que el Sol continuará fortaleciéndose. Pero nos quedan al menos mil millones de años más.

Marte también comenzó con agua, pero se encontraba tan fría que el CO_2 en la atmósfera se condensó. Marte a su vez es mucho más chico que la tierra. Se enfrió rápidamente, y fue incapaz de generar la tectónica de placas necesaria para reciclar el CO_2 de las rocas. Marte tiene un efecto invernadero muy débil y es ahora un lugar muy frío. (descanso)

V. UN CLIMA VARIABLE

Nuevamente aquí esta el grafico de la temperatura a través de la historia (Fig. 6.1 – Climate graph). He hablado acerca de porque la Tierra tuvo un clima tan estable a través de los mil millones de años, con una temperatura promedia global que fluctuó dentro un pequeño margen habitable, de más o menos 10° C. Ahora nos enfocaremos en las fluctuaciones en las escalas de millones de años y preguntaremos porque el clima ha variado entre los modos de “icehouse” y “greenhouse”.

A. Las Glaciaciones Antiguas en Latitudes Bajas

En este grafico, podemos ver que hubo largos periodos cálidos separados por cinco glaciaciones principales (show). Y aqui estan los cinco en un grafico de la escala de tiempo geologico. Esta historia de las glaciaciones esta basada en la presencia de sedimentos glaciales y otras características glaciales presentes en el registro geológico.

La primera edad de hielo ocurrió entre 2200-2400 mil millones de años. Después hubo más de mil millones de años en que no hubo hielo.

El clima entre 750-580 Ma fue quizás uno de los más extremos en la historia terrestre; existen evidencias para climas extremadamente fríos durante ese tiempo. Hay 4 cosas muy extrañas acerca de este período (Draw):

1. Glaciares en latitudes bajas. En dos glaciaciones primarias, casi todas las regiones de la Tierra con rocas Proterozoicas poseen alguna evidencia de glaciación; hay evidencias en seis de las siete continentes (anecdóticamente, no existen evidencias de este tipo en Antártica, pero puede deberse a la falta de afloramientos rocosos). Es difícil precisar las posiciones de los continentes durante este período, pero parece que hubo capas de hielo continentales al nivel del mar a unos 5° del ecuador. En comparación, para las Edades de Hielo pleistocénicas los glaciares continentales llegaron solamente hasta los 40° de latitud.

2. Alta cantidad de C12 en calizas. Justo por debajo y por encima de los depósitos glaciales hay presencia de calizas. Las calizas fueron depositadas en aguas tropicales y tienen una proporción $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ muy alta. El carbono que salen de los volcanes es 99% C13. Pero los organismos prefieren C12. Entonces, cuando la bioproduktividad es alta, hay muchos organismos formando caracoles, que forman calizas, y estos calices tiene mucho C13. Entonces la baja cantidad de C13 en las calizas por encima de los depósitos glaciales quizás significa que no hubo mucha vida marina durante las glaciaciones antiguas.

3. BIFs. Existen formaciones con depósitos de hierro, los que solamente se forman en total ausencia de oxígeno en los océanos, por que el hierro no disuelve en presencia de oxígeno, sin embargo ha habido mucho oxígeno en la atmósfera durante los últimos 2 mil millones de años.

4. La explosion Cambrico. Hubo una explosión de diversidad de la vida multicelular justo después de la última glaciación, que ocurrió en torno a los 575-510 Ma.

Existe una hipótesis, por cierto muy controversial, que trata de explicar todas estas observaciones. Denominada “snowball earth” (la Tierra bola-de-nieve) esta hipótesis establece que la Tierra fue cubierta entera por hielo.

Esto fue posible porque hielo formó un bucle de realimentación positiva con la temperatura global a causa del incremento del albedo (Draw). Cuando la tierra se enfría, hay más nieve y hielo. Acuérdense que la nieve y el hielo reflejan mucha energía solar, entonces la Tierra absorbe menos energía de onda corta, y el clima se enfría aún más. Este bucle es el que ayuda crecer a las capas de hielo actuales. Según algunos modelos climáticos, este bucle puede crecer fuera de control. Cuando la Tierra tuvo mucho hielo, como la presencia de capas de hielo en las cercanías del ecuador, la energía solar reflejada fue mucha, disminuyendo aún más el calor produciendo, aún más masa de hielo hasta formar una capa de hielo perpetua.

En la hipótesis de la bola de nieve, hubo extinciones catastróficas debido a que en una Tierra cubierta con hielo no hay fotosíntesis en el océano y éste pasaba a un estado de

anoxia. El volcanismo añadió CO_2 a la atmósfera, y no hubo continentes expuestos que pudiesen sacar el CO_2 mediante la meteorización. Entonces fue cuando la cantidad de CO_2 traspasó un umbral crítico (quizás alrededor de 120.000 ppm) en que por fin las capas de hielo se derritieron, cediendo a un mundo super-invernadero (llamado el cambio “freeze or fry” en inglés). La consecuencia fue un aumento drástico en la meteorización sobre los continentes, formando océanos tremendamente alcalinos. Se produjo la precipitación de calizas con bajas cantidades de isótopos de ^{13}C junto con la formación de los depósitos de hierro, y hubo una explosión de diversidad de la vida multicelular.

Sin embargo esta hipótesis tiene sus problemas. Es difícil entender como sobrevivió la vida en una tierra cubierta con hielo, y como se pudo haber sostenido el ciclo hidrológico, que si se acuerden es uno de los candidatos a ser un regulador de la temperatura global. Existen modelos climáticos que indican que con suficiente CO_2 , no se congelarían los océanos tropicales, formando una especie de “Slushball Earth” (como un trago de margarita!), ya que la Tierra no fue completamente congelada. En esta hipótesis, la baja cantidad de ^{13}C en las calizas fue debido a una liberación de metano desde el fondo del mar y no a la casi extinción total de la vida.

Otra hipótesis trata de explicar que las glaciaciones fueron el producto de un diferente grado de inclinación de la Tierra, aunque a mí esto me parece un tanto extremo. En resumen, fue un periodo muy interesante con más preguntas que respuestas.

Sabemos aún menos acerca de las edades de hielo que ocurrieron entre 2.2 y 2.4 mil millones de años (Fig 6.1 – climate curve), pero también existen evidencias que señalan la presencia de capas de hielo en latitudes muy bajas, alrededor de 11° de latitud y que pudieron haber sido condiciones tipo “snowball o slushball Earths”.

B. Glaciaciones durante el Fanerozoico

Hubo una glaciación corta y menos severa en torno a los 440 millones de años durante el Ordovícico tardío. Esta glaciación ocurrió solamente en el hemisferio sur, por que en ese entonces no habían continentes cerca del polo norte, y las glaciares probablemente no extendieron más allá de los 60° S.

Posteriormente, hubo una larga serie de glaciaciones en torno al límite entre el Carbonífero y el Pérmico (alrededor de 325-240 Ma), y que también fueron restringidos al hemisferio sur, con magnitudes similares a la glaciación actual, y después la quinta glaciación, nuestra edad de hielo.

Es interesante que una de las cinco grandes extinciones en la historia de la Tierra coincidió con la edad de hielo Ordovícica (Fig 6.3 – Extinctions), y mucha gente creen que fue la glaciación que causó la extinción, mediante un descenso en el nivel del mar. Esto fue debido a que antes existían mares epicontinentales extensos, y la glaciación produjo una gran reducción en área de estos mares someros. Pero no hubo una extinción asociada a las glaciaciones del Pérmico-Carbonífero, que fueron más largas y más severas. Algunos creen que quizás la glaciación del Ordovícico fue muy repentina y por lo tanto más difícil para que los organismos se adaptaran.

La extinción del Pérmico-Triásico tiene sus causas quizás en un impacto de meteorito, y la extinción del Cretácico-Terciario probablemente fue causada por un impacto, y es por eso que muchos investigadores creen que todas las extinciones grandes fueron causadas por impactos. Pero al menos por ahora, no existen evidencias para un impacto Ordovícico.

Hay algunas evidencias que apuntan a una edad de hielo menor durante el Jurásico, pero estas son controversiales. Actualmente, es mucho más común pensar que el Mesozoico fue un periodo cálido sostenido.

V. LOS PROCESOS QUE CAUSAN LOS CAMBIOS CLIMÁTICOS

Ahora presentaré algunas teorías sobre por que vemos estas fluctuaciones. La mayoría de los científicos creen que los cambios climáticos de largo plazo son causados por la tectónica de placas, un proceso que opera en escalas de tiempo extensas. A su vez, otros creen que la biota también ha tenido un papel muy importante.

A. Tectónica de Placas - Paleogeografía

¿Cómo puede la tectónica de placas regular el clima? Si regresamos a nuestro diagrama del sistema climático otra vez, pueden ver que necesito un proceso que afecta el albedo o el efecto invernadero. Una teoría explica que la tectónica de placas puede afectar el albedo por que modifica las posiciones y las distribuciones de los continentes (draw).

1. Las continentes a través del tiempo

Las placas han estado moviéndose a través de la historia de la Tierra, y entonces los continentes también se han estado moviendo (Fig 7.1 Continental positions). Podemos reconstruir sus posiciones con la ayuda del paleomagnetismo. Los fondos oceánicos tienen registros paleomagnéticos muy buenos, y podemos reconstruir la distribución de los continentes con exactitud. Sin embargo, estos fondos son destruidos constantemente, y el más antiguo es del Jurásico medio. Es mucho más difícil reconstruir las posiciones de los continentes antes de este tiempo, porque necesitamos analizar los registros terrestres, que son discontinuos. Entonces las reconstrucciones son buenas hasta el Jurásico medio, pero las reconstrucciones anteriores no son tan confiables.

Aquí están las posiciones de los continentes a través de la historia. Pueden ver que la posición de Sudamérica ha cambiado mucho. En el Paleozoico temprano, Sudamérica era parte de un supercontinente en el hemisferio sur llamado **Gondwana**. Este supercontinente estaba compuesto por Sudamérica, África, Antártica, Australia, India, Arabia, y pequeñas partes del Oriente medio.

Durante el Carbonífero medio, alrededor de 320 Ma, Gondwana se juntó con el otro supercontinente, **Laurasia**, compuesto por Norteamérica, Groenlandia y Asia, y formó un supercontinente llamado **Pangea**. Este continente representa una de las geografías más extremas de la Tierra. Solamente hubo un continente, más o menos localizado simétricamente en torno al ecuador, y que extendía de polo a polo. Pangea estuvo presente desde el Triásico tardío hasta el Jurásico temprano, a partir de los 200 Ma, cuando se empezó a fragmentar y dividirse. La fragmentación del Pangea continua hasta el presente.

2. La posición de los continentes

¿Cómo puede la translación de continentes afectar el albedo? Primero, si hay continentes en los polos o cerca de los polos pueden preservar nieve, auspiciando la formación de glaciares continentales. La posición de las continentes a su vez controla el nivel del mar, y hablaré más sobre este tema en un rato más. Existe una teoría, muy sencilla, que supone que los modos de *icehouse* ocurren cuando hay continentes en o cerca de los polos, y los modos de *greenhouse* ocurren cuando no hay continentes cerca de los polos.

Se puede ver que durante las glaciaciones del Ordovícico, Carbonífero-Pérmico, y del Cenozoico habían continentes polares. Para los *snowball Earths*, no sé si habían continentes polares o no, debido a la poca solidez de las reconstrucciones, pero existen evidencias de que quizás hubo un supercontinente. El problema con esta teoría es que, por ejemplo, el continente del Gondwana se encontraba en torno al polo sur entre 500-250 Ma (Fig 7.2 – Paleozoic south pole), pero no hubo una glaciación durante todo ese periodo. A su vez, habían continentes en las latitudes altas durante el Mesozoico, pero sabemos que el Mesozoico fue más o menos cálido.

Basado en el registro geológico entonces, podemos decir que probablemente no se puede tener un *icehouse* sin un continente en un polo u otro, pero si tenemos un continente polar, esto no necesariamente producirá un *icehouse*.

3. La distribución de los continentes

La distribución de los continentes también produce un efecto: por ejemplo, si existe un supercontinente o existen muchos continentes pequeños. Por esto, los geólogos han estudiado el paleoclima de Pangea como representativo del clima de un supercontinente.

Según los modelos climáticos, el paleoclima de Pangea probablemente fue muy continental, ya que hubo áreas extensas que estaban muy lejos de la influencia del océano, que a su vez tiende a moderar el clima debido a su mayor capacidad de absorber calor, y como aporte de humedad. Entonces, Pangea probablemente tuvo una gran variabilidad de temperatura entre el continente y el océano, y también entre invierno y verano en su interior.

Los inviernos eran más fríos y los veranos más calientes, como los que ocurren ahora al interior de Asia.

A su vez, el interior de Pangea en las latitudes bajas probablemente fue muy seco. Los extensos depósitos de evaporitas y dunas eólicas de arena depositados entre los 35° N y 35° S durante el Triásico y el Jurásico sugieren que este fue el periodo más árido en todo el Fanerozoico.

El gran contraste de temperatura entre el continente y el océano probablemente provocó una **circulación monzonal** fuerte, con patrones de precipitación muy estacionales. Una circulación monzonal es una alternancia estacional entre una presión baja intensa y una presión alta intensa (Fig 8.1 Monsoonal circulation). Acuérdense que la tierra se calienta más rápido que el agua. En primavera, el aire sobre la tierra se calienta rápidamente y asciende, formando una gran área de baja presión. Esta área succiona aire frío y húmedo desde el océano produciéndose un gradiente de presión, y la entrada de aire frío y húmedo hacia el continente. Cuando este aire húmedo y caliente asciende, llueve. De manera opuesta, en otoño la tierra es enfriada pero el océano aún mantiene su calor, produciendo una inversión de la gradiente.

4. La circulación de la atmósfera y de los océanos

La distribución y la altura de los continentes también deben ser consideradas, ya que afectan la circulación de la atmósfera y del océano. Hablaré más sobre este tema en la próxima semana.

En resumen, la paleogeografía contribuye a los cambios climáticos, pero probablemente no es la que produce las fluctuaciones y se hace necesario buscar otro proceso, uno que afecta el efecto invernadero.

B. El Ciclo del Carbono

He hablado sobre el ciclo del carbono a largo plazo. Ahora hablaré un poco más acerca del ciclo para entender que factores en la tectónica de placas pueden afectar los flujos propiamente tal (Draw). Si el almacén es en monto de carbono en la atmósfera, la entrada es ¿ el vulcanismo y la salida es ¿ la meteorización. El carbono producido por meteorización va a parar al almacén del océano, y mediante la sedimentación, al almacén de la litosfera, regresando nuevamente a la atmósfera a través del vulcanismo.

Entonces, existe estabilidad en el ciclo del carbono a largo plazo, porque es un sistema cerrado. Sin embargo es un ciclo muy lento que se completa a lo largo de decenas de millones de años. Esto permite desequilibrios entre las tasas de vulcanismo y meteorización, y de acuerdo con la teoría del ciclo del carbono como regulador primario del clima, estos desequilibrios pueden producir las oscilaciones climáticas en el largo plazo.

Para probar esta teoría, necesitamos comparar la cantidad de CO₂ atmosférico a través de tiempo con el paleoclima. El problema es que no existen buenos registros de CO₂ para las edades más antiguas del Pleistoceno tardío. Algunos registros apuntan a que el monto de CO₂ tienen una correspondencia más o menos buena con el clima, pero hay algunas excepciones importantes y estas las explicaré un poco más.

1. El Registro de CO₂

¿Cómo se puede estimar la cantidad de paleo-CO₂ para el pre-Pleistoceno? Existen algunas indicadores, como, por ejemplo, la proporción de isótopos de carbono 12 a carbono 13 en carbonatos en paleosuelos o en calizas marinas. Estos indicadores están basados sobre el hecho que los organismos, como he explicado, prefieren carbono 12, mientras los volcanes liberan carbono 13. A su vez, se pueden usar isótopos de Boro, que es un indicador de pH o la densidad de estomas en hojas de plantas aunque estos métodos tienen grandes errores— una incertidumbre probablemente alrededor de 50%.

2. El modelo de "BLAG"

Otro método para reconstruir paleo- CO₂ es mediante una modelación de los procesos que afectan los flujos en el ciclo del carbono. Hay un modelo muy influyente, llamado BLAG en mención a sus autores en el cual se derivan ecuaciones que describen los

flujos de meteorización, sedimentación, y metamorfismo / volcanismo, entre los almacenes del ciclo del carbono a largo plazo.

Para derivar estos flujos a través de la historia, se necesitan hacer algunas suposiciones. Por ejemplo, en el modelo, se especifica que la meteorización es una función de la área continental, que a su vez es una función del nivel del mar (Draw). Si el nivel del mar es alto, las regiones continentales expuestas son más reducidas. Cuando esto ocurre, hay menos meteorización, y por lo tanto más CO_2 en la atmósfera. Esto es además en función de la temperatura, que como hemos discutido, es una función del nivel de CO_2 .

El índice del nivel del mar está determinada mediante el índice de vulcanismo. ¿Por qué? Necesitamos aprender un poco más sobre las dorsales meso-oceánicas. Este es un diagrama hipotético de una dorsal meso-oceánica (Draw). El material que sale es muy caliente. Cuando este material se enfría, llega a ser más denso, y desciende. Si la velocidad de expansión de suelo marino es rápida, hay mucho magma extraído, y se aleja rápidamente. Entonces el material caliente se encontrará lejos de la dorsal cuando empieza a enfriarse.

Si la velocidad de expansión es lenta, no hay mucho magma, y el magma se enfría cerca de la dorsal (Draw). Todo esto quiere decir que si el índice de velocidad es mayor, los suelos marinos son cálidos y altos, y el nivel del mar es alto. Así, el índice de expansión oceánica es el control primario del nivel del mar. El clima, y la paleogeografía pasen a ser controles secundarios.

La tasa de vulcanismo está determinada por la tasa de expansión oceánica. Según el modelo, si la tasa de extensión es rápida, hay más vulcanismo, y si la tasa es lenta, no hay mucho vulcanismo. Fíjense que en este modelo, la tasa de expansión determina la tasa de vulcanismo, que a su vez afecta la tasa de meteorización. Entonces si la tasa de expansión es alta, hay mucho vulcanismo y no mucho erosión, entonces predice que cuando el nivel del mar es alto, hay mucho CO_2 en la atmósfera.

El índice de sedimentación es manejado por la biota, y en el modelo está determinado mediante la abundancia de calizas y rocas orgánicas en el registro geológico. Entonces la biota y la tectónica de placa, en este modelo, manejan el ciclo del carbono.

Esta es la curva de CO_2 obtenida (Figure 9.1 - BLAG), con su rango de error. Los valores estimados se encuentran en el área gris. Las barras significan la cantidad de CO_2 estimado mediante carbonatos de suelos y calizas marinas. Esencialmente, se puede decir que la cantidad de CO_2 fue más alta en el pasado. Los datos están más o menos en acuerdo con el modelo, pero con estos errores es difícil compararlos.

El modelo estima niveles de CO_2 altos en el Paleozoico temprano y en el Mesozoico, y niveles bajos en el Carbonífero, Pérmico, y en el Cenozoico. Este registro está de acuerdo más o menos con el paleoclima, pero hay excepciones, que se puede ver mejor en este gráfico (Fig 9.2 - Veizer). Este diagrama muestra la paleotemperatura tropical basada en isótopos estables, la línea, y la temperatura predicada por el modelo del BLAG, los puntos. Se puede ver que la glaciación Ordovícica-Silúrica es algo difícil de entender si el ciclo del carbono regula la temperatura, porque los niveles de CO_2 atmosférico eran altos, de 4 a 20 veces más que hoy, pero sin embargo había una glaciación. A su vez, el Jurásico fue más frío que el Cretácico, pero con niveles de CO_2 más altos que en el Cretácico. No sé si estas excepciones indican que el ciclo del carbono no siempre maneja el clima, o si refleja problemas con el registro de CO_2 y el modelo del BLAG.

En el modelo, la reducción grande en el Carbonífero fue controlada principalmente por la unión de los supercontinentes de Gondwana y Laurasia, que redujo la subducción y la tasa de expansión, y por lo tanto el vulcanismo. Sin embargo, otros que creen que la biota tuvo un efecto importante. Resulta interesante ver que la glaciación Permo-Carbonífera ocurrió justo después de la aparición de las primeras selvas. El Carbonífero justamente debe su nombre y además es conocido por la abundancia de carbón hulla que presenta. Quizás sea posible que el desarrollo de grandes cantidades de biomasa terrestre causó la glaciación Carbonífera porque quitó el CO_2 de la atmósfera almacenándolo en hullas.

¿Qué otros efectos puede tener la presencia de plantas? Ellas disminuyen el albedo e intensifican el ciclo hidrológico, y sus raíces aumentan la meteorización química de las

rocas. Puede ser que los desacuerdos entre el modelo de BLAG y el paleoclima son debidos a la falta de incorporación de algunos procesos biológicos en el modelo.

Los hielos de la glaciación Permo-Carbonífera desaparecieron aproximadamente en el límite Pérmico-Triásico, a los 250 Ma. En este período, hubo grandes erupciones volcánicas en Asia, llamadas "Siberian Traps". Algunos científicos piensan que estas erupciones añadieron mucho CO₂ a la atmósfera terminando así con la glaciación, quizás de una manera abrupta.

Esta transición, desde las edades de hielo en el Permo-Carbonífero a los climas cálidos del Triásico, es muy interesante, por que es el ejemplo más reciente de una transición de una edad de hielo a un mundo *greenhouse*; y el planeta no regresó a una edad de hielo hasta el Cenozoico. En la actualidad, nos encontramos en una fase interglacial de una edad de hielo. Entonces el fin de la glaciación Permo-Carbonífero puede ser utilizado como un modelo de nuestra transición de una edad de hielo hacia quizás un "mundo invernadero" con el incremento de CO₂ en la atmósfera.

3. Paleotopografía

Existe otra teoría que explica las grandes transiciones entre los mundos de *icehouse* y *greenhouse*. Según esta teoría, la tasa de meteorización se encuentra más sujeta a las alturas de los continentes que las áreas expuestas de estos mismos. Hablaré más sobre paleotopografía en la próxima charla. Por ahora, fíjense que estimar la tasa de meteorización y volcanismo es más complicado que estas sencillas ecuaciones en el modelo de BLAG. Pero en resumen, las fluctuaciones grandes del paleoclima son probablemente producidas por la tectónica de placas.

© Kathryn Gregory-Wodzicki 2001

<http://www.ldeo.columbia.edu/users/gregory/PaleoclimateCourse.html>