

Un modelo del ciclo global del carbono y coeficientes de retroalimentación

Myrian S. González^{*1}

¹*Departamento de Matemática Aplicada, Universidad Nacional Autónoma de Honduras*

8 de abril de 2021

Resumen

Se hace una descripción de los principales procesos que configuran el carbono en suelos, atmósfera y océanos para confluír en un modelo analítico estilizado del ciclo global del carbono. Se añade una ecuación para el cambio de la temperatura por la influencia del forzamiento radiativo en la liberación y captación de carbono en el sistema. Se presentan los resultados encontrados para las métricas lineales clásicas de la retroalimentación del ciclo del carbono en función del cambio en la atmósfera, esta consideración se hace debido a la desmostada influencia de la composición atmosférica en el calentamiento global. Adicionalmente, se plantean algunos de los procesos que provocan anomalías relativas en los coeficientes de retroalimentación.

Palabras clave: *Cambio climático, factor y ganancia, factor de tiempo integrado.*

1. Introducción

El comprobable cambio climático ha motivado investigaciones en diferentes áreas del conocimiento que faciliten comprender sus consecuencias sociales, económicas y naturales. Cuantiosos avances se han obtenido, aún así la brecha de incertezas es amplia. En cuanto a los ciclos biogeoquímicos del sistema climático, existen procesos como la retroalimentación que, aunque son fundamentales en el ciclo, aún no se comprenden y modelan a cabalidad. Este trabajo tiene como propósito detallar un modelo analítico y simplificado del ciclo global del carbono propuesto en [9], a fin de cuantificar con ciertas métricas la intensidad de la retroalimentación y su efectos en el cambio climático. En la sección 2 se describen las variables de estado y los procesos considerados en el modelo para cuantificar los flujos de carbono en el sistema. En la sección 3 se definen los bucles de retroalimentación y las métricas que los cuantifican. Los resultados encontrados y algunos comentarios adicionales se incluyen en la sección 4.

2. Formulación del modelo

El modelo considera tres formas de valores para el carbono: dióxido de carbono (c_a), carbono terrestre (c_t) que incluye el procedente de la vegetación y el suelo y el carbono inorgánico disuelto (DIC) en la capa mixta del océano (c_m). Adicionalmente se contempla la temperatura media de la superficie terrestre como el diferencial de la temperatura preindustrial¹, $\Delta T = T - T_0$ donde $T_0 = 0$.

2.1. Dinámica del carbono en suelos

Se define la producción primaria neta (NPP por sus siglas en inglés) como la captación neta de carbono de la atmósfera por parte de las plantas a través de la fotosíntesis. Una de las formas de medición del NPP y que se utiliza en el presente docu-

^{*}Correspondencia a la autora: myrian.gonzalez@unah.edu.hn

¹Históricamente se considera a la industrialización (año 1800) como el tiempo inicial para muchos modelos relativos al cambio climático

mento es la *curva de Keeling*²,

$$NPP(c_a) = NPP_0(1 + K_C \log(c_a/c_{a0})), \quad (1)$$

donde el punto inicial se toma también a partir de la época preindustrial. La fórmula de Keeling incorpora efectos relacionados con el cambio climático en la NPP global, por ejemplo, efectos de precipitación y temperatura, además de efectos de fertilización; sin embargo, la fórmula cuenta con limitaciones en sus registros, como el cambio en la eficiencia del uso del carbono o los procesos asociados a la absorción de los nutrientes [9].

Tomando a R como la pérdida de carbono del suelo a través de la respiración, se espera que este incremento como producto del aumento de la temperatura media de la superficie terrestre ΔT . La siguiente relación dada por [13] expresa esta dependencia

$$R(\Delta T) = \frac{c_t}{c_{t0}} R_0 Q_R^{\Delta T/10}, \quad (2)$$

donde Q_R es el aumento proporcional en la respiración para un aumento de temperatura, se obtiene una expresión que define el cambio en el almacenamiento de carbono terrestre global como

$$\begin{aligned} \frac{dc_t}{dt} = & NPP_0 \left(1 + K_C \log \left(\frac{c_a}{c_{a0}} \right) - \frac{c_t}{c_{t0}} Q_R^{\Delta T/10} \right) \\ & - LUC(t) \end{aligned} \quad (3)$$

donde $LUC(t)$ representa la pérdida de carbono terrestre por emisiones de uso de suelo, además se asume que la respiración del suelo en la época preindustrial estaba equilibrada por la producción primaria neta, es decir, $R_0 = NPP_0$. Se destaca que en este modelo la respiración global del suelo es proporcional al carbono total de la tierra, en lugar del carbono del suelo.

2.2. Dinámica del carbono en océanos

El intercambio de dióxido de carbono con la atmósfera y los océanos se realiza en la capa mixta del océano superior. Los dos principales mecanismos por los cuales el carbono se transporta desde la capa mixta del océano superior a las reservas de los océanos profundos son la solubilidad y las bombas

biológicas³. En vista de que el carbono se mantiene en la profundidad durante un tiempo muy prolongado, este modelo contempla al océano profundo como un depósito de carbono y la dinámica de carbono se estudia exclusivamente para la capa mixta superior. La absorción de dióxido de carbono de la atmósfera por el océano es intervenida por otras especies de DIC. El factor de Revelle r , se define como la relación entre el cambio proporcional en el contenido de dióxido de carbono y el cambio proporcional en el DIC total, en este caso el factor Revelle se asume constante. La siguiente expresión describe la tasa proporcional a la que el CO_2 se difunde entre la atmósfera y la capa mixta del océano,

$$c_a - p(c_m, \Delta T)$$

donde

$$p(c_m, \Delta T) = \frac{C_{a0}}{1 - D_T \Delta T} \left(\frac{c_m}{c_{m0}} \right)^r,$$

con D_T la dependencia de la temperatura T de la solubilidad del CO_2 en el océano. Referente a los mecanismos de transporte, en este modelo el transporte neto de carbono al océano inferior por la solubilidad es representado por

$$w_0(1 - w_T \Delta T)(c_m - c_{m0}), \quad (4)$$

tomando a w_0 como la velocidad a la que se intercambia el agua de la capa mixta con el océano profundo y w_T describe la reducción de la circulación que se espera que ocurra con el cambio climático. Por otro lado, también se prevé un debilitamiento de la bomba biológica por el cambio climático, debido al aumento de la estratificación térmica de las aguas oceánicas [6]. La tasa de carbono transportado fuera de la capa mixta del océano superior por la bomba biológica a las capas del mar profundo está dada por

$$B(\Delta T) = B_0(1 - B_T \Delta T). \quad (5)$$

Entonces, por (4) y (5) se obtiene la tasa de cambio de la capa mixta oceánica DIC,

$$\begin{aligned} \frac{dc_m}{dt} = & \frac{Dc_{m0}}{rp(c_{m0}, 0)} (c_a - p(c_m, \Delta T)) \\ & - w_0(1 - w_T \Delta T)(c_m - c_{m0}) - B(\Delta T) + B(0) \end{aligned} \quad (6)$$

²Aporte de Charles David Keeling para medir la acumulación de dióxido de carbono en la atmósfera terrestre; basada en datos tomados en el Observatorio de Mauna Loa en la isla de Hawai desde 1958

³Una bomba biológica (*biological pump* en inglés) es el mecanismo por el cual los compuestos que contienen carbono se exportan a través de procesos biológicos desde la superficie hasta el océano profundo [14]

En la expresión previa, se asume un equilibrio del transporte de carbono a la capa mixta por medio de la circulación oceánica para la bomba biológica preindustrial $B(0)$. Además, el coeficiente del primer término se eligió de manera que $1/D$ es la escala de tiempo en la que el CO_2 se difunde entre la atmósfera y la capa mixta del océano.

Considerando el cambio en el contenido total de carbono oceánico Δc_M comparado con las condiciones preindustriales se obtiene la retroalimentación del carbono oceánico, esta se puede estimar evaluando los cambios de carbono en la capa mixta del océano más el carbono transportado a las profundidades del océano por medio de la solubilidad y las bombas biológicas

$$\Delta c_M = \Delta c_m + \int [w_0(1 - w_T \Delta T)(c_m - c_{m_0}) + B(\Delta T) - B(0)] dt \quad (7)$$

2.3. Dinámica del carbono en la atmósfera

Sea c_s el carbono total del sistema climático, tal que consta de las reservas de carbono en la capa mixta oceánica, la atmósfera y los suelos, entonces

$$c_s = c_a + c_t + c_m. \quad (8)$$

Además, sea $e(t)$ el carbono fósil emitido por actividades humanas, entonces se tiene que

$$\frac{dc_s}{dt} = e(t) - w_0(1 - w_T \Delta T)(c_m - c_{m_0}) - B(\Delta T) + B(0), \quad (9)$$

con $c_{s_0} = c_{a_0} + c_{t_0} + c_{m_0}$. Usando (8) y (9) se obtiene una expresión para el dióxido de carbono en la atmósfera c_a .

Por otro lado, el aumento de los niveles de CO_2 en la atmósfera puede causar un cambio en la temperatura media global de la superficie, ΔT , en comparación con su nivel preindustrial [9]. Para evaluar la tasa de cambio de la temperatura se considera el modelo presentado en [8],

$$\frac{d\Delta T}{dt} = \frac{1}{\tau} \left(\frac{\lambda}{\log 2} \log \left(\frac{c_a}{c_{a_0}} \right) - \Delta T \right) \quad (10)$$

donde λ representa la sensibilidad climática, es decir, define el aumento de temperatura en respuesta a una duplicación de los niveles de dióxido de carbono en la atmósfera y τ es la escala de tiempo. Todos los valores numéricos de los parámetros utilizados para este modelo, así como la fuente o procedimiento seguido para su obtención, se presentan en [9].

3. Retroalimentaciones del ciclo del carbono

3.1. Bucles de retroalimentación

El cambio climático puede inducir modificaciones en el agua, el carbono y otros ciclos biogeoquímicos que pueden reforzar (retroalimentación positiva) o amortiguar (retroalimentación negativa) el aumento de la temperatura [7]. En ciencias del clima, el término *retroalimentación* (*feedback* en inglés) del clima-carbón, refiere cuatro procesos importantes[4] y se suele estudiar en tres regiones de interés para la dinámica del clima: suelo, océanos y atmósfera.

1. *Retroalimentación de carbono por la concentración del suelo*: una mayor concentración de carbono en la atmósfera generalmente conduce a una mayor absorción de carbono debido al efecto de la fertilización.
2. *Retroalimentación de carbono por la concentración oceánica*: los procesos físicos, químicos y biológicos interactúan de tal forma que el carbono es llevado a la profundidad del océano. La retroalimentación de concentración-carbono es generalmente negativa, lo que reduce los efectos de las emisiones antropogénicas.
3. *Retroalimentación de carbono en el clima terrestre*: las temperaturas más altas, junto con otros cambios asociados en el clima, generalmente conducen a un menor almacenamiento en tierra a escala global.
4. *Retroalimentación de carbono en el clima oceánico*: las temperaturas más altas generalmente conducen a una reducción en la absorción de carbono por el océano.

El estudio de las retroalimentaciones de carbono es importante porque modelos desarrollados recientemente sugieren que es probable que éstas desempeñen un papel fundamental en la captación atmosférica de dióxido de carbono en las próximas décadas, tal es el caso de [3], en donde se muestra una retroalimentación positiva entre el sistema climático y el ciclo del carbono, como consecuencia se estima que la eficiencia de la tierra y el océano para absorber el CO_2 atmosférico se ve reducida y con ello se aplica el efecto invernadero. También, modelos desarrollados por el Proyecto de Intercomparación de Modelado Coordinado (CMIP5) estiman

constantemente una retroalimentación positiva del ciclo del carbono, es decir, una reducción de los sumideros naturales de CO_2 en respuesta al cambio climático. En particular, las retroalimentaciones del ciclo del carbono en los océanos suelen ser positivas [12]. Además, un estudio de 11 modelos de ciclo de carbono y clima del CMIP5 mostró que todos los modelos simulaban una retroalimentación positiva en este contexto [2].

3.2. Métricas lineales

Un trabajo precursor para medir las retroalimentaciones del sistema climático fue desarrollado por Hansen et al. en [5], los aportes más significativos para la presente investigación se muestran a continuación. Considere la ecuación que define la temperatura efectiva T_{ef} de un planeta, es decir, la estimación de la temperatura de la superficie como si fuera un cuerpo negro que emite la misma radiación recibida, definida como sigue

$$T_{ef} = \left(\frac{S_0(1-A)}{4\sigma} \right)^{1/4} \quad (11)$$

donde σ es la constante de Stephan-Boltzman, en el caso del planeta Tierra, considere a $1-A$ el término referente a la luminosidad, con A como el albedo terrestre, y S_0 denota la radiación solar.

Derivando T_{ef} con respecto a S_0 , se obtiene

$$\begin{aligned} \frac{dT_{ef}}{dS_0} &= \frac{1}{4} \left(\frac{(1-A)S_0}{4\sigma} \right)^{-3/4} \frac{(1-A)}{4\sigma} \\ &= \frac{1}{4} T_{ef}^{-3} \frac{T_{ef}^4}{S_0} = \frac{1}{4} \frac{T_{ef}}{S_0}. \end{aligned} \quad (12)$$

Por lo tanto, se puede relacionar T_{ef} y S_0 como sigue

$$\frac{dT_{ef}}{T_{ef}} = \frac{1}{4} \frac{dS_0}{S_0}. \quad (13)$$

En el caso que no existiera retroalimentación climática, es decir, un efecto invernadero que absorba parte de la energía solar recibida, se tendría que la temperatura de la tierra cambiaría igual que ΔT_{ef} , como este no es el caso, Hansen et al. introducen un factor de retroalimentación neta f_H que relaciona los cambios en el balance energético conducidos por la retroalimentación climática. Sean ΔT_0 el cambio de la temperatura superficial necesaria para establecer el equilibrio radiativo sin la existencia de procesos de retroalimentación y ΔT_{eq} el cambio de

la temperatura media global del aire superficial, por (13) se puede establecer la relación

$$\Delta T_{eq} = f_H \Delta T_0. \quad (14)$$

Además, es claro que si ΔT_{Re} es el cambio de temperatura generado por la retroalimentación del clima, se sigue que

$$\Delta T_{eq} = \Delta T_0 + \Delta T_{Re}. \quad (15)$$

Se define la ganancia del sistema por medio de la siguiente relación

$$g_H \equiv \frac{\Delta T_{Re}}{\Delta T_{eq}}. \quad (16)$$

Sustituyendo (14) en (15) y dividiendo en ambos lados por ΔT_{eq} se establece una relación de la ganancia g_H en términos del factor de f_H , descrita como sigue

$$\begin{aligned} g_H &= \frac{\Delta T_{Re}}{\Delta T_{eq}} = \frac{\Delta T_0}{\Delta T_{eq}} (f_H - 1) \\ &= \frac{\Delta T_0}{f \Delta T_0} (f_H - 1) = 1 - \frac{1}{f_H}. \end{aligned} \quad (17)$$

De esta forma, se obtiene una medida para el factor de retroalimentación del sistema climático,

$$f_H = \frac{1}{1 - g_H}, \quad (18)$$

análoga a la utilizada para cuantificar la retroalimentación de un amplificador electrónico [5, 10]. Un planteamiento similar al expuesto previamente, pero más detallado y útil para el cómputo del factor y ganancia de retroalimentación es otros sistemas ajenos al clima, es presentado por Gerard Roe en [11]. Tomando las ideas de Hansen et al. pero con un enfoque en el ciclo del carbono, Zickfeld et al. valoran la retroalimentación de la concentración de carbono definiendo el factor de retroalimentación f_Z en [15] así

$$f_Z \equiv \frac{\Delta C_a^{on}}{\Delta C_a^{off}}, \quad (19)$$

tal que ΔC_a^{on} denota el cambio en la concentración de carbono en la atmósfera cuando existe retroalimentación y ΔC_a^{off} sin retroalimentación. En el sentido de las mediciones numéricas que se hacen con los experimentos utilizando modelos, el cómputo de ΔC_a^{on} se consigue cuando hay un acoplamiento bioquímico de los procesos y ΔC_a^{off} sin el acoplamiento de este tipo de procesos.

| Parámetro | C_a | ΔT | C_t | C_m | Signo | Nivel de confianza |
|------------|-------|------------|-------|-------|----------|--------------------|
| β_T | + | | + | | Positivo | Medio |
| β_M | + | | | + | Positivo | Alto |
| γ_T | + | + | - | | Negativo | Medio |
| γ_M | + | + | | - | Negativo | Medio |

Cuadro 1: Signo de algunos parámetros de sensibilidad para los bucles de retroalimentación del ciclo global del carbono. La notación utilizada es: + denota un *incremento* ya sea en la masa o en la concentración de carbono en atmósfera o en el diferencial de temperatura; - expresa la *reducción del almacenamiento*.

Adicionalmente, se define el análogo de la ganancia radiativa de Hansen et al. mostrada en la ecuación (16) pero para el carbono atmosférico así

$$g_Z = \frac{\Delta C_a^{Re}}{\Delta C_a^{On}} \quad (20)$$

siempre que $\Delta C_a^{Re} + \Delta C_a^{Off} = \Delta C_a^{On}$, relación similar a la presentada en (15). Con (19) y (20) se obtiene la misma relación entre f_Z y g_Z presentada en (17).

Por otro lado, Friendlingstein et al. en [4] proponen medir la retroalimentación del ciclo del carbono por medio de la sensibilidad de absorción de carbono en los sumideros en tierra y océanos comunmente denominados *parámetros de retroalimentación de tiempo integrado*, su planteamiento es descrito a continuación. Suponga que existe una relación lineal entre el cambio en el carbono atmosférico y el clima (temperatura), entonces la ecuación que describe el cambio del carbono en suelos se formaliza como sigue

$$\Delta C_t = \beta_T \Delta C_a + \gamma_T \Delta T, \quad (21)$$

en donde β_T expresa la sensibilidad del carbono en suelos debido a cambios en el carbono atmosférico y γ_T la sensibilidad del carbono en suelos debido a cambios en la temperatura. De manera similar, considere la ecuación del flujo de carbono suelos-atmosfera como sigue

$$\Delta C_m = \beta_M \Delta C_a + \gamma_M \Delta T, \quad (22)$$

similarmente, β_M y γ_M es la sensibilidad del carbono en océanos por los cambios en el carbono atmosférico y temperatura respectivamente.

Para calcular los parámetros de sensibilidad de las ecuaciones (21) y (22) en [15] se propone hacer la estimación a través de los modelos con un acoplamiento o desacoplamiento biogeoquímico y radiativo según sea el caso. Por lo tanto, para estimar los

parámetros β_L y β_M , se considera

$$\beta_T = \frac{\Delta C_t}{\Delta C_a} \quad \text{y} \quad \beta_M = \frac{\Delta C_m}{\Delta C_a}, \quad (23)$$

en donde ΔC_t , ΔC_m y ΔC_a se han obtenido por medio de un modelo acoplado biogeoquímicamente y desacoplado radiativamente, es decir, donde el clima no se ve afectado por aumentos de CO_2 ($\Delta T = 0$), pero si afecta a los procesos del almacenamiento de carbono en suelos y océanos. Para calcular los parámetros de sensibilidad γ , se propone considerar un acoplamiento radiativo ($\Delta T \neq 0$) y un desacoplamiento biogeoquímico tal que se omite un cambio en C_a , es decir $\Delta C_a = 0$, conduciendo así a obtener

$$\gamma_T = \frac{\Delta C_t}{\Delta T} \quad \text{y} \quad \gamma_M = \frac{\Delta C_m}{\Delta T}. \quad (24)$$

Diferentes publicaciones, como el AR5 del IPCC, han convenido asignar el signo positivo o negativo a los parámetros de sensibilidad si estos inducen una mayor o menor captación de carbono en suelos y océanos. De esta manera, los parámetros β y γ se definen como positivos si al aumentar la concentración de carbono atmosférico aumenta también su almacenamiento en los reservorios, de lo contrario, si al aumentar la concentración de carbono se reducen estos almacenamientos, entonces se dice que el parámetro es negativo [2]. El Cuadro 1 muestra el signo histórico de estos parámetros y las variables consideradas en el respectivo bucle de retroalimentación, además se indica el nivel de confianza del signo asignado, según la evidencia disponible y el grado de concordancia obtenido en los diferentes modelos considerados en [2]. Si bien se tiene una forma para estimar los parámetros de sensibilidad, una eventual desventaja consiste en que tales valores se obtienen a partir cálculos en dos puntos, suelen ser punto inicial y final de la corrida del modelo, perdiendo así información que podría ser importante;

para contrarrestar la situación antes mencionada, Boer y Arora en [1] proponen estimar los parámetros de sensibilidad B y Γ en todos los puntos del modelo por medio de las ecuaciones siguientes:

$$\frac{dC_t}{dt} = B_T \Delta C_a + \Gamma_T \Delta T, \quad (25)$$

$$\frac{dC_m}{dt} = B_M \Delta C_a + \Gamma_M \Delta T. \quad (26)$$

Entonces, los parámetros β y γ se relacionan con los *parámetros de retroalimentación directa* B y Γ como sigue

$$\beta \Delta C_a = \int_0^t B \Delta C_a dt,$$

$$\gamma \Delta T = \int_0^t \Gamma \Delta T dt.$$

Se destaca que tanto Friendlingstein et al. como Boer y Arora proponen que todos los parámetros de sensibilidad deben ser estimados en modelos del ciclo de carbono acoplado biogeoquímicamente para β y B y con acoplamiento radiativo para γ y Γ , de tal forma que se restrinja al máximo la incidencia de un proceso externo al bucle de retroalimentación de interés.

4. Resultados

Los valores numéricos de los coeficientes de retroalimentación para el modelo definido por las ecuaciones (3), (6), (9) y (10) se presentan en los Cuadros 2 y 3.

En el Cuadro 2 se muestran los valores encontrados para el factor de retroalimentación definido por (18) para un periodo de 100 años con límite en el año 2100. Se ofrece, con el propósito de comparación, valores de dos referencias disponibles en [15] y [9], además se incluyen los factores de retroalimentación para el año 1750. Se puede constatar que los factores para los cuatro bucles de retroalimentación estudiados presentan valores semejantes a las referencias, pese a que se han obtenido de un modelo de amplia simplificación. Con respecto a los valores del preindustrial, se hacen visible que los factores de concentración de carbono atmosférico F_L y F_O se han tornado más positivos, de tal forma que se acercan a cada vez más a uno; en dicho caso, es sabido que valores mayores a uno amplifican el cambio climático y menores a uno lo amortiguan. Por otro

lado, los factores de retroalimentación de temperatura muestran una reducción de su magnitud, aunque este comportamiento es naturalmente beneficioso en el sistema, no se puede descartar que existen elementos que añaden bastante incertidumbre a los valores encontrados, sobre todo los relacionados a la biosfera terrestre y a los cambios en la circulación oceánica.

En el Cuadro 3 se muestran los coeficientes de retroalimentación de tiempo integrado definidos por (23) y (24). Al igual que el Cuadro 2, se presentan valores de referencia de la literatura disponible, tales datos pueden consultarse en [15] y [4]. En el caso de la referencia de la última columna, el intervalo incluido ofrece el rango de los valores de los parámetros obtenidos en doce modelos estudiados en [4]. Por definición de la métrica, se sabe que si el valor del parámetro es negativo, entonces la retroalimentación del bucle amplifica el cambio climático, mientras que si es positivo lo amortigua. Es claro que todos los valores encontrados preservan este comportamiento. Se puede constatar que con el modelo se obtuvieron valores dentro de los rangos de [4] excepto para el coeficiente β_L , de nuevo, este comportamiento puede ser producto de la simplificación realizada que no incluye representaciones para procesos determinante como cambios en la biomasa por los incendios forestales. En este sentido, aunque γ_{β_L} muestra ser menos negativo con el paso del tiempo, podría ser efecto de la simplificación y no el de la realidad misma. En todos los demás casos los coeficientes se hacen mas negativos, lo que representa una intensificación del cambio climático.

Referencias

- [1] BOER, G., AND ARORA, V. Feedbacks in emission-driven and concentration-driven global carbon budgets. *Journal of climate* 26, 10 (2013), 3326–3341.
- [2] CIAIS, P., SABINE, C., BALA, G., BOPP, L., BROVKIN, V., CANADELL, J., CHHABRA, A., DEFRIES, R., GALLOWAY, J., HEIMANN, M., ET AL. Carbon and other biogeochemical cycles. In *Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 2014, pp. 465–570.
- [3] FRIEDLINGSTEIN, P., BOPP, L., CIAIS, P., DUFRESNE, J.-L., FAIRHEAD, L., LETREUT,

| Bucle | Factor | Valores obtenidos | | Valores de referencia | |
|---------------------|----------|-------------------|----------|-----------------------|------------------|
| | | Preindustrial | Año 2100 | Zickfeld et. al [15] | Lade et al.(Num) |
| Temperatura-suelos | F_{TL} | 1,81266 | 1,18583 | 1,25 | 1,15 |
| Temperatura-océanos | F_{TO} | 1,20813 | 1,09616 | 1,22 | 1,10 |
| Amósfera-suelos | F_L | 0,51151 | 0,80276 | 0,66 | 0,80 |
| Amósfera-océanos | F_O | 0,62065 | 0,83266 | 0,71 | 0,73 |

Cuadro 2: Factor de retroalimentación para el preindustrial (1750) y el año 2100.

| Bucle | Parámetro | Valores obtenidos | | Valores de referencia | |
|---------------------|------------|-------------------|-----------|-----------------------|-----------------------|
| | | Preindustrial | Año 2100 | Zickfeld et. al | Friedlingstein et al. |
| Temperatura-suelos | γ_L | -101,68580 | -86,83010 | -129 | -79 [-177, -20] |
| Temperatura-océanos | γ_O | -39,07360 | -67,47629 | -32 | -30 [-67, -14] |
| Amósfera-suelos | β_L | 2,02844 | 0,58715 | 1,32 | 1,35 [0,2, 2,8] |
| Amósfera-océanos | β_O | 1,55784 | 0,41275 | 0,98 | 1,13 [0,8, 1,6] |

Cuadro 3: Parámetros de retroalimentación de tiempo integrado.

- H., MONFRAY, P., AND ORR, J. Positive feedback between future climate change and the carbon cycle. *Geophysical Research Letters* 28, 8 (2001), 1543–1546.
- [4] FRIEDLINGSTEIN, P., COX, P., BETTS, R., BOPP, L., VON BLOH, W., BROVKIN, V., CADULE, P., DONEY, S., EBY, M., FUNG, I., ET AL. Climate–carbon cycle feedback analysis: results from the C4MIP model intercomparison. *Journal of climate* 19, 14 (2006), 3337–3353.
- [5] HANSEN, J., LACIS, A., RIND, D., RUSSELL, G., STONE, P., FUNG, I., RUEDY, R., AND LERNER, J. Climate sensitivity: Analysis of feedback mechanisms. *Geophys* 29 (1984), 130–163.
- [6] HARVEY, D., GREGORY, J., HOFFERT, M., JAIN, A., LAL, M., LEEMANS, R., RAPER, S., WIGLEY, T., AND DE WOLDE, J. Introducción a los modelos climáticos simples utilizados en el segundo informe de evaluación del IPCC. *Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (OMM, WMO, PNUMA, UNEP). Grupo de Trabajo I del IPCC* (1997).
- [7] IPCC. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis: Summary for Policy Makers; a Technical Summary and Frequently Asked Questions; a Report of Working Group I of the IPCC*. Cambridge University Press, 2013.
- [8] KELLIE-SMITH, O., AND COX, P. M. Emergent dynamics of the climate–economy system in the anthropocene. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 369, 1938 (2011), 868–886.
- [9] LADE, S., DONGES, J. F., FETZER, I., ANDERIES, J., BEER, C., CORNELL, S., GASSE, T., NORBERG, J., RICHARDSON, K., ROCKSTRÖM, J., ET AL. Analytically tractable climate–carbon cycle feedbacks under 21st century anthropogenic forcing. *Earth System Dynamics* (2018).
- [10] LASHOF, D. A. The dynamic greenhouse: feedback processes that may influence future concentrations of atmospheric trace gases and climatic change. *Climatic change* 14, 3 (1989), 213–242.
- [11] ROE, G. Feedbacks, timescales, and seeing red. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 37 (2009), 93–115.
- [12] STOCKER, T. F., QIN, D., PLATTNER, G.-K., TIGNOR, M., ALLEN, S. K., BOSCHUNG, J., NAUELS, A., XIA, Y., BEX, V., MIDGLEY, P. M., ET AL. Climate change 2013: The physical science basis.
- [13] XU, M., AND SHANG, H. Contribution of soil respiration to the global carbon equation. *Journal of plant physiology* 203 (2016), 16–28.

- [14] XU, M., AND SHANG, H. Contribution of soil respiration to the global carbon equation. *Journal of plant physiology* 203 (2016), 16–28.
- [15] ZICKFELD, K., EBY, M., MATTHEWS, H. D., SCHMITTNER, A., AND WEAVER, A. J. Non-linearity of carbon cycle feedbacks. *Journal of Climate* 24, 16 (2011), 4255–4275.