


 解説

地球システムにおけるグローバル物質循環 — 炭素循環と気候変動 —

鹿園直建, 柏木洋彦

(受取日: 2007年2月6日, 受理日: 2007年3月1日)

Global Mass Circulation in Earth System — Carbon Cycle and Climate Change —

Naotatsu Shikazono and Hirohiko Kashiwagi

(Received February 6, 2007; Accepted March 1, 2007)

Earth system is composed of several reservoirs (boxes) such as atmosphere, hydrosphere, biosphere, geosphere and humans. Mass and energy circulations are occurring between these reservoirs. In long-term period, the steady state conditions are attained. However, in a short-term period, geologic events (*e.g.*, volcanic activity) and humans activity (*e.g.*, anthropogenic CO₂ emission to atmosphere) largely influence the amount and concentration of elements in reservoirs. For example, atmospheric CO₂ concentration has been increasing during the last 250 years due to the anthropogenic CO₂ emission. Global geochemical cycle simulations based on multi box model (linear and pseudononlinear model) are useful to clarify the changes in atmospheric CO₂ concentration and climate (*e.g.*, atmospheric temperature) during the past and in the future. In this paper, the results of previous model calculations on those CO₂ and temperature changes during the past (*e.g.*, 10⁸ years, 6.0 × 10⁶ years, and 120 years) are given. The unsolved problems on the calculations (the uncertainty of parameters, assumptions on the calculations *etc.*) are cited.

1. はじめに

近年, 地球環境問題が大きな問題となってきた。これには様々な問題があるが, その中でも地球温暖化問題がもっとも重大な問題といわれている。この地球温暖化を引き起こすものとして, 大気中の二酸化炭素濃度の増大があげられている。

大気中の二酸化炭素濃度は, 人間による大気への二酸化炭素の排出以外に, 大気と他の地球環境 (海洋, 生物, 岩石) との相互作用によって決められる。したがって, 地球環境内での炭素の循環とそれに伴う相互作用について理解

する必要がある。これらを明らかにするために, グローバル炭素循環に関するシミュレーションとそれに基づく気候変動の解析に関する研究がなされてきた。

本解説では, 炭素循環を中心にして, グローバル物質循環シミュレーションの基礎的事項の解説と, その応用例 (大気中の二酸化炭素濃度と気温の長期的変動) を示したい。

2. 地球システム科学とは

上記の問題を考えるためには, 近年発達してきた地球システム科学によるアプローチが有効である。¹⁾ そこでまず,

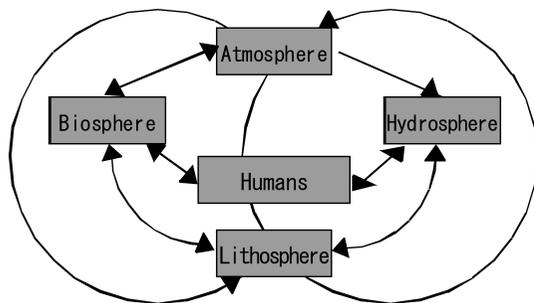


Fig.1 Interaction between subsystems in earth system.²⁾

地球システムとはどのようなものであり、これを解き明かす地球システム科学とはどのような学問であるのかについて述べたい。

システムとは、相互作用をし合う要素から構成されたまとまりのある全体のことをいう。地球は、大気圏、水圏、生物圏、人間圏、岩石圏（地殻、マントル、コア）から成り、これらには相互作用（すなわち、物質、エネルギーの出入り）があるので、地球を一つのシステムとみなすことが出来る。これを“地球システム”と呼ぶ（Fig.1）。²⁾ 地球システムを構成する要素（大気圏、水圏、生物圏、人間圏、岩石圏）をサブシステム（またはリザーバー）と呼ぶ。サブシステム間では物質とエネルギーの出入りが絶えずあり、その状態は絶えず変化している。この地球システムについて研究する学問を地球システム科学という。この地球システム科学の主な目的は、以下を明らかにすることである。

(1) サブシステムの構成要素の存在状態、存在量, (2) サブシステム間の相互作用（入力（インプット）、出力（アウトプット））のフラックス（移行率-単位：時間当たりの物質、エネルギーの移動量）、(3) 各々のサブシステムの過去から未来への時間的変動、(4) フラックスを決めるメカニズム（例えば、化学反応、移流、拡散）。

以下では、主に、炭素循環を例にとり、主として上記(1)、(2)、(3)について考えてみたい。

3. グローバル炭素循環と気候変動

多くの元素の中でも炭素は地球システム内の循環に関して最も研究がなされている元素である。Fig.2は、人間圏を除いた地球システムにおけるグローバル炭素循環をまとめたものである。³⁾ 炭素の存在量とフラックスについてはTable 1とTable 2に示してある。炭素の各リザーバー中での主な存在状態は異なっている。それらは、大気圏：二酸化炭素、生物圏：有機化合物、炭酸塩、海洋：炭酸水素イオン、溶存二酸化炭素、岩石圏：炭酸塩、炭素である。

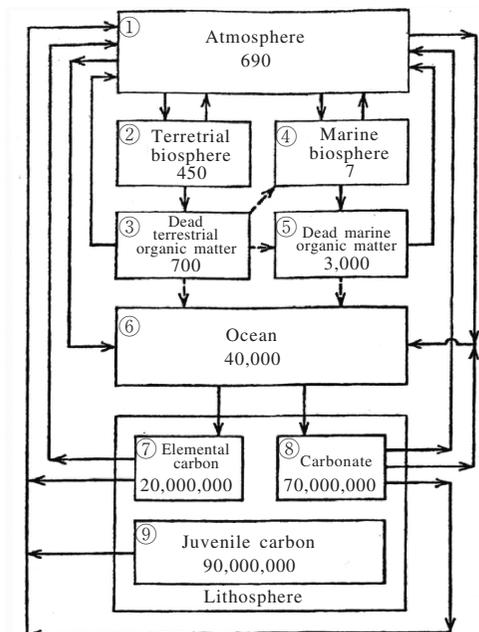


Fig.2 Global carbon cycle including geosphere.³⁾
Unit: 10^{15} g of C/year.

Table 1 Amount of carbon in reservoirs (in 10^{15} g).³⁾

Atmosphere	690
Terrestrial biosphere	450
Dead terrestrial organic matter	700
Marine biosphere	7
Dead marine organic matter	3,000
Dissolved carbon in seawater	40,000
Recycled elemental carbon in the lithosphere	20,000,000
Recycled carbonate carbon in the lithosphere	70,000,000
Juvenile carbon	90,000,000

Fig.2からも明らかのように、各リザーバーでの炭素量については、岩石中に圧倒的に多いといえる。その次に海洋中に多く、生物圏、大気圏と続く。各リザーバー間のフラックスの見積もりをすることは難しく、多くの誤差を伴う。Fig.2に示したモデルでは、地球システムを九つのボックスに分けている。ここでは、生物圏を陸の生物圏、海の生物圏、陸の死んだ有機物、海の死んだ有機物と四つに分けている。多くの場合、各リザーバー内の炭素量の時間的変化のない定常状態が成り立っているとして、はっきりしていないフラックスについては推定がなされている。すなわち、あるリザーバーへのインプットとアウトプットが等しいとしてフラックスを求める。

各リザーバー間のフラックスの中では、大気圏と生物圏

Table 2 Carbon fluxes between reservoirs.³⁾ Numbers of reservoirs are same to those of Fig.1.

Transfer Between Reservoirs		Process	Rate (in 10 ¹⁵ g / year)
From	To		
1	2	Net photosynthesis on land	48
2	1	Rapid decay of terrestrial organic matter	23
1	4	Net photosynthesis at sea	35
4	1	Rapid decay of marine organic matter	5
2	3	Accumulation of dead terrestrial organic matter	25
4	5	Accumulation of dead marine organic matter	30
3	1	Decay of dead terrestrial organic matter	25
5	1	Decay of dead marine organic matter	30

間、有機物－海洋間のフラックスが大きい。しかし、岩石圏と他のリザーバー間のフラックスは小さい。そこで、生物圏－水圏－大気圏を閉じた系と考え、この内部での循環だけを近似的に考えることも可能である。これを“生物化学循環”という。この生物化学循環の主な反応は、 $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{CH}_2\text{O} + \text{O}_2$ である。ここで、左から右への反応が植物などによる光合成反応（より正確に言えば、光合成から植物の呼吸分を差し引いた“正味の”光合成反応）であり、右から左への反応は有機物の腐敗・分解反応である。一方、水圏－大気圏－岩石圏内の循環を“地球化学循環”という。この地球化学循環の主要な化学反応は、 $\text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2 = \text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2$ である。左から右への反応は岩石の風化（岩石は主にケイ酸塩よりなり、上ではその例として、カルシウムケイ酸塩の反応を考えた）、海中での炭酸塩化（ CaCO_3 の生成）、堆積作用であり、右から左への反応は、火成作用、熱水作用、変成作用、続成作用である。

二酸化炭素は、よく知られているように温室効果ガスである。したがって、大気中の二酸化炭素濃度により気温が変化し、気候変動がもたらされる。この二酸化炭素と温室効果との関係はおおよそわかっているため、二酸化炭素濃度変化率がわかると、気温変化率を推定することができる。

4. 地球システム内物質循環の解析

以上述べたように、地球システム内の物質循環を明らかにするためには、多くのリザーバー間のフラックス、リザーバー内の存在状態、存在量、これらの時間的変化が明らかにされないといけない。そして、さらに近年では、人間圏から大量の二酸化炭素などの物質が大気、水、土壌圏へ排出され、地球システムが攪乱している。それに対して、各サブシステムの応答がみられる。以下ではまず、この各サブシステムの応答性について簡単なモデルにより考える。次に、複雑なモデルによる大気中の量、濃度の時間的変化を求め、実測値との比較・検討をする。

ここでは、ボックスモデルによる解析を行う。まずもっ

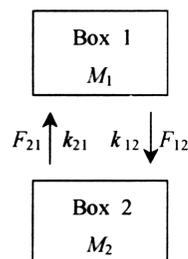


Fig.3 Two box model (mass transfer between box 1 and box 2). F : flux, k : rate constant.

とも簡単な二つのボックス間の相互作用について考える。はじめに、その数学的手法について説明し、若干の応用例を示す。

二つのボックスの質量を M_1 、 M_2 、ボックス1からボックス2へのフラックス、ボックス2からボックス1へのフラックスを F_{12} 、 F_{21} とする（Fig.3）。フラックスが質量に線形関係にあるとすると、以下の式が成り立つ。

$$F_{12} = k_{12}M_1 \tag{1}$$

$$F_{21} = k_{21}M_2 \tag{2}$$

ここで、 k は速度定数。

単位時間当たりの質量の移動量が F であるので、 M/F がボックス中に存在する物質が移動する平均的時間、すなわち、滞留時間（ τ ）(residence time)である。この τ は、

$$\tau = M/F = 1/k \tag{3}$$

である。

各ボックスの質量の時間的変化は、以下で表される。

$$dM_1/dt = F_{21} - F_{12} = k_{21}M_2 - k_{12}M_1 \tag{4}$$

$$dM_2/dt = F_{12} - F_{21} = k_{12}M_1 - k_{21}M_2 \tag{5}$$

次に、

$$M_1 + M_2 = M = \text{一定} \quad (6)$$

とする。この場合、ボックス1とボックス2に他からインプットがなく、これらのボックスから他へのアウトプットがない場合である。

(4), (5), (6)式をもとにして、 M_1 , M_2 を時間 (t) の関数として解けばよい。

その結果、

$$M_1 = k_{21}(M_{10} + M_{20}) / (k_{12} + k_{21}) + [(k_{12}M_{10} - k_{21}M_{20}) / (k_{12} + k_{21})] \exp[-(k_{12} + k_{21})t] \quad (7)$$

$$M_2 = k_{12}(M_{10} + M_{20}) / (k_{12} + k_{21}) - [(k_{12}M_{10} - k_{21}M_{20}) / (k_{12} + k_{21})] \exp[-(k_{12} + k_{21})t] \quad (8)$$

となる。ここで、 M_{10} , M_{20} は、 M_1 , M_2 の初期値 ($t=0$) である。

(7), (8)式から明らかなように、初期値 ($t=0$) からの時間の変化率は、 $1/(k_{12} + k_{21})$ による。これを応答時間 (response time) という。

定常状態にあるシステムに攪乱 (perturbation) が与えられた時、すなわち、フラックスが突然変化 (急激な減少、または上昇) した時のリザーバーの応答性を(7), (8)式をもとに解くことが出来る。

この変化の仕方は、各リザーバーにより異なる。炭素の場合、各リザーバー中の炭素量は、岩石>海洋>大気である。したがって、この順番で炭素量の時間的変化は受けにくい。すなわち、岩石から少しでも炭素が大気へ移行すると、大気中の炭素は大きく影響を受ける。

上記2ボックスモデルの場合は、上のようにして比較的簡単に微分方程式を解析的に解くことが出来る。しかしながら、3ボックス以上のボックスを考える多ボックスモデルの場合は、解くことが難しくなる。

多くのボックスから成る場合の解法として、上であげた解析的解法を用いることは出来ない。この解法として、数値的解法、行列解法がある。これらについては数学的問題となるので、ここでは述べないが、これらについては、Bernerほか (1983) (BLAGモデル)⁴⁾ Lasaga (1981)⁵⁾ Berner (1991, 1994)^{6,7)} (GEOCARBモデル), Chameides and Perdue (1997)⁸⁾を参照されたい。

以上の式をもとにして計算する際の問題点として、以下があげられる。

- ① 実際のシステムは複雑で多ボックスから成る。
- ② モデル計算結果と実際の変化との比較・検討をする必要がある。
- ③ k は一定ではなく、時間の関数である。

④ 人間による大気へのフラックスは、実際には時間の関数である。

⑤ F と M の関係が線形 (一次比例) 関係 ($F = kM$) かどうかの検討が必要である。

⑥ 実際のシステムは多成分からなり、各成分間の相互作用 (化学反応) を考慮したカップリングモデルを基に解く必要がある。

以上の①~⑥を全て考慮したモデル計算は、今までにされていないが、①~④については、これらを考慮した計算が行われているので、これについて、短期的 (~100年単位) および長期的 (~100万年単位) な炭素循環の例を以下で示す。

5. グローバル炭素循環シミュレーションの適用例

5.1 短期的グローバル炭素循環モデル

多ボックスモデル (N ボックスとする) では、リザーバー i の質量の時間変化は以下で表される。

$$\begin{aligned} \frac{dM_1(t)}{dt} &= k_{21}M_2(t) + k_{31}M_3(t) + \dots + k_{N1}M_N(t) \\ &\quad - k_{12}M_1(t) - k_{13}M_1(t) - \dots - k_{1N}M_1(t) \\ \frac{dM_2(t)}{dt} &= k_{12}M_1(t) + k_{32}M_3(t) + \dots + k_{N2}M_N(t) \\ &\quad - k_{21}M_2(t) - k_{23}M_2(t) - \dots - k_{2N}M_2(t) \\ \frac{dM_3(t)}{dt} &= k_{13}M_1(t) + k_{23}M_2(t) + \dots + k_{N3}M_N(t) \\ &\quad - k_{31}M_3(t) - k_{32}M_3(t) - \dots - k_{3N}M_3(t) \\ &\quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \\ &\quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \\ &\quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \\ \frac{dM_N(t)}{dt} &= k_{1N}M_1(t) + k_{2N}M_2(t) + \dots + k_{(N-1)N}M_{N-1}(t) \\ &\quad - k_{N1}M_N(t) - k_{N2}M_N(t) - \dots - k_{N(N-1)}M_N(t) \end{aligned} \quad (9)$$

Fig.4 に示す8ボックスモデルで定常状態を与えると、以下の式が成り立つ。

$$\begin{aligned} dM_1/dt &= F_{21} + F_{31} + F_{41} + F_{71} - F_{12} - F_{14} = 0 \\ dM_2/dt &= F_{12} - F_{21} - F_{23} = 0 \\ &\cdot \\ &\cdot \\ &\cdot \end{aligned} \quad (10)$$

(10)式より、それぞれの k を求めることが出来る。その上で初期値を与え、 k を一定として、行列解法で M の時間的変化を求める。

そして、短期的グローバル炭素循環では、図に示す八つのリザーバー (大気、陸上生物、死んだ陸上生物 (有機物)、

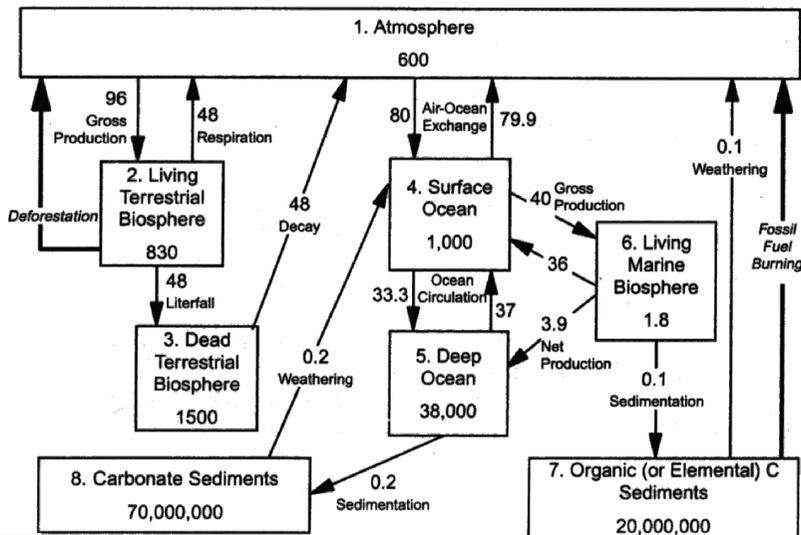


Fig.4 Preindustrial global carbon cycle in steady state based on eight box model.⁸⁾ Unit of the amount of carbon in reservoir is giga (G, 1 giga = 1×10^9) ton and unit of flux is gigan/year.

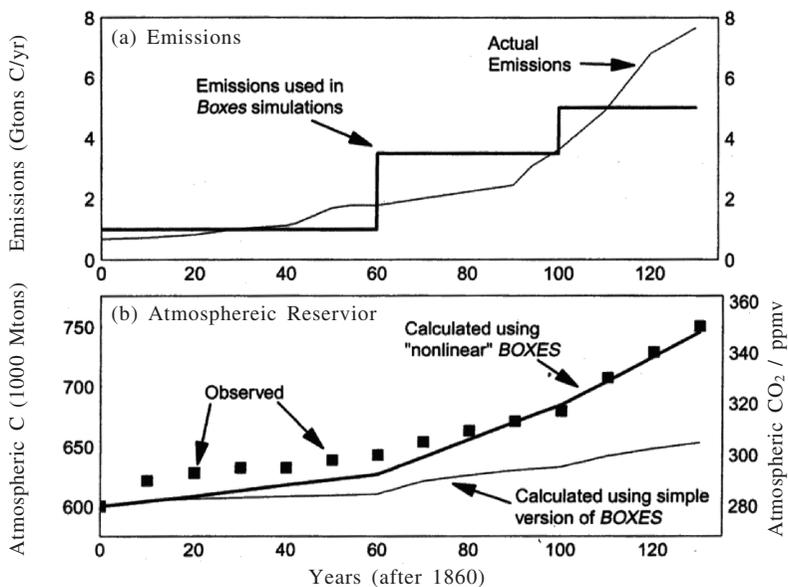


Fig.5 The changes in atmospheric carbon (unit: 10^{15} g/1000Mtons) and emission (GtonsC/yr) with time since 1860.⁸⁾

表層海水、深層海水、海洋中の生物、堆積物中の有機物、堆積物中の炭酸塩)を考え、現在のそれぞれのリザーバー間のフラックス、リザーバー内の質量を与える (Fig.4).⁸⁾ なお、Fig.2にもグローバル炭素循環モデルを示しているが、ここでは岩石圏をボックスとして入れてある。Fig.4では、短期間における、岩石圏から若しくは岩石圏へのフラック

スが小さいため、岩石圏については考えていない。

大気への人間圏からのインプットとして、1920年、1960年に急激になされた場合の計算結果をFig.5(a)に示す。この場合は、実測値からかなりはずれており、一致していない。この解法で最も大きな問題は、 k の値が時間と共に変化することを考慮していない点である。海洋や陸上森林の炭

素量は、大気中の P_{CO_2} （二酸化炭素分圧）に対して線形関係にはない。この P_{CO_2} は時代によって変化するので、時代によって k の値は変わり、そのことで海洋や森林の炭素量が変化するはずである。この k の時間的変化を与えたモデル（擬非線形（Pseudononlinear）モデル： $F=kM$ で k を時間の関数として与えているのでこのように呼ぶ）による大気中の二酸化炭素の変化と過去の実際のデータの比較はなされ、これらがほぼ一致していることがわかる（Fig.5(b)）。したがって、このモデルにより、将来の大気中の二酸化炭素濃度変化を予測することも可能となる。しかし、問題点として以下がある。① 将来の二酸化炭素放出量を予測することが難しい、② $F=kM$ という関係をもとにしている。

①については、科学技術、政治、経済等あらゆる分野と関係した問題であり、地球科学的取り扱いの範囲を超えているので、ここでは論じない。そこで、②について論ずると、擬非線形ボックスモデルでは、 k を時間の関数として与えているが、 $F=kM$ という関係式を基本としている。一般的に、 F と M の関係は、 $F=kM^n$ といった n 次の関係にあるであろう。この反応次数、 n を知るには、具体的に物質移行の律速メカニズムを知る必要がある。ここで述べている短期的グローバル炭素循環モデルでは、大気-水-生物間の物質循環を扱い、岩石（固相）を含めていないが、以下では話をわかりやすくするために、多成分系における固相の溶解反応、一成分系の沈殿反応の一般式を用いて、どのような条件であれば、 $F=kM$ という式が成り立つのかについて考える。

まず、溶解反応速度は、

$$dC/dt = k(\Omega^m - 1)^n \quad (11)$$

と表される。ここで、 C ：液相中の化学種濃度、 Ω ：鉱物の過飽和度 $=I.A.P./K_{eq}$ （ $I.A.P.$ ：イオン活動度積、 K_{eq} ：平衡定数（活動度で表す））、 k ：温度に依存する見かけの反応速度定数、 m 、 n ：経験的に求められる定数。すなわち、反応速度（ dC/dt ）は濃度に対して単純な比例関係にはないといえる。

多成分系ではなく一成分系の、沈殿反応の場合の濃度の時間的変化は、

$$dC/dt = -k(C - C_{eq})^n \quad (12)$$

と表される。ここで、溶解反応の起こらない非可逆反応を考えた。 C_{eq} は平衡濃度である。

$n=1$ の時は、

$$dC/dt = -k(C - C_{eq}) \quad (13)$$

ここで、平衡からかなりはずれた条件、すなわち、 $C \gg C_{eq}$ （ C_{eq} ：平衡濃度）なら、

$$dC/dt = -kC \quad (14)$$

となり、反応速度は濃度と線形関係にあるといえる。なお、ここでは濃度の時間的変化を考えているが、これは質量（ M ）の変化とほぼ同義である。すなわち、 $VC=M$ （ V ：体積）なので、 $dC/dt = -k(M/V)$ で、 $dC/dt = -k'M$ （ $k'=k/V$ ）である。この場合、 V は一定で時間的変化がないとした。このように化学平衡からかなりはずれていて、 $n=1$ の時は、 $F=kM$ という関係式が成り立ち、上であげた擬非線形多ボックスモデルで用いられる解法が成り立つといえる。

しかし、 $C \gg C_{eq}$ は、必ずしも成り立つわけではなく、沈殿反応も溶解反応と同様に、単純な線形関係にはないことが多い。特に沈殿反応では、平衡濃度を越えたからといって直ちに沈殿するとは限らず、むしろ過飽和な状態で準安定な状態にあると考えられていることもある（たとえば海洋における炭酸平衡）。このような点をいかにモデルで扱っていくかが重要であるといえる。

さらに、溶解反応や沈殿反応の双方について、また次の5.2で述べる長期的反応についてもいえることであるが、 k を求めるに当たり、室内実験によって求められる値とフィールドで観察される速度とが大きく異なる（ $10^2 \sim 10^3$ 倍）。その原因として、実験条件における純粋な系と複雑な自然環境での系がそもそも異なることに起因する種々の理由が指摘されているが、この点については様々な両者の比較・検討が必要である。

5.2 過去の長期的環境変動（大気中の二酸化炭素濃度、気温変動の解析例）

これまでに、100万年単位の長期的環境変動の解析がいくつかなされているので、これらについて以下で紹介したい。

この場合、基本的には地球システムを流体地球（大気、海洋）と固体地球に分け、これらの間でのグローバル炭素循環を考える。なお、さらに短い1万年～10万年単位のグローバル炭素循環では、海洋をさらに表層、深層、中間層などに分けることが多い。

多ボックスモデルにおける解法は、基本的には(9)～(10)の手法によるが、岩石圏については、炭素の滞留時間が非常に長いため非定常状態を考えることが多い。

ここで、炭素循環のプロセスの基本的反応は、以下の式で表される、岩石圏-大気海洋圏間の炭素循環が最も重要である。



この反応式は、簡略したものであり、実際は以下の二つの反応からなっている。

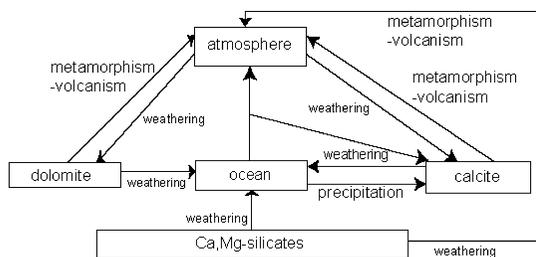
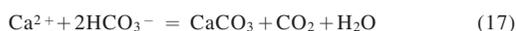
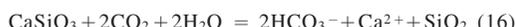


Fig.6 The global carbon cycle model considered by Berner *et al.* (1983).⁴⁾



(16)という風化作用, (17)という海中での炭酸塩化作用により大気中のCO₂がCaCO₃としてとられ, 海底下へ堆積して行く。この時の炭素の移行率を求めるためには, (16), (17)の反応速度がわからないといけない。これらの反応速度は, 例えば, (16)の反応ではP_{CO₂}と単純な線形関係にあるのではなく, 様々な化学種の濃度や, 温度等の外的要因に依存する。炭酸塩を含む海底堆積物がプレートの移動・沈み込みにより地下深部に移動する。そして, 地下深部の高温高压下における火成作用・変成作用 (CaCO₃ + SiO₂ → CaSiO₃ + CO₂) によりCO₂が発生し, 海洋-大気系へ入り込み, 大気中の二酸化炭素濃度が増大する。ところが, 二酸化炭素濃度が増大すると風化作用(16)が進み, 大気中の二酸化炭素濃度が減少するという負のフィードバック効果が起こる。⁹⁾ 大気中の二酸化炭素濃度は, 以上のように, 火成作用・変成作用による地球深部からの大気への脱ガスと, 大気中の二酸化炭素と岩石間の風化作用のバランスによって決められる。長期的には, これらの二酸化炭素の脱ガスフラックスや風化フラックスは時間とともに変化することが明らかにされている。たとえば, 脱ガス速度はプレートの移動速度 (海洋底拡大速度), 風化速度は, 大陸の面積, 降水量, 山脈の隆起速度などによって決められる。したがって, 大気からの二酸化炭素のアウトプットフラックスFをF=kMと表した時に, kに補正係数fをかけて, 計算しないとけない。このfは, 各作用の時間的変化データをもとにして求める。この他に, 大気中の二酸化炭素が変化し気温が変化すると, 風化作用の速度 (例えば, 鉱物の溶解速度), 降雨量, 河川水流量の変化が起こるので, これらの温度依存性を考慮する必要がある。

以上の点を考慮し, 地球システムをいくつかのリザーバーに分けることで, 100万年単位での各リザーバーにおける二酸化炭素量と大気温度変化が求められる。これを初めて行ったモデルはBLAGモデル⁴⁾といわれ, Fig.6のようなリ

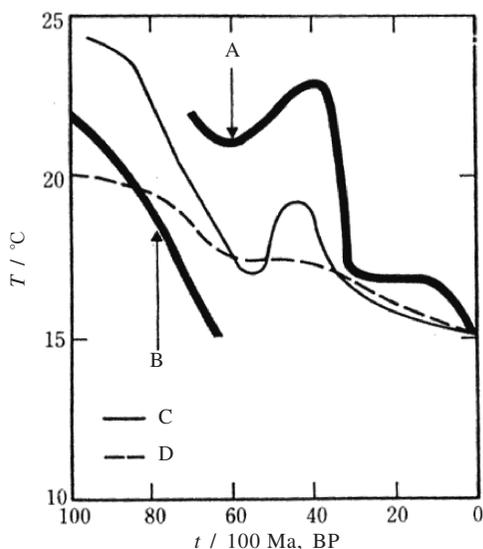


Fig.7 Atmospheric temperature estimated based on BLAG model and other geochemical methods (paleobotanical and oxygen isotope methods).⁴⁾ A: temperature based on paleobotanical data, B: temperature based on oxygen isotopic composition of foraminiferal carbonate, C: modified Southan and Hay f_{SR} model, D: Linearly decreasing f_{SR} model, Ma: million age, BP: before present.

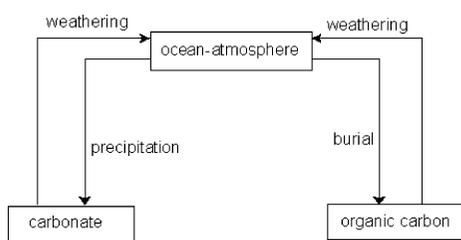


Fig.8 The global carbon cycle model considered by Berner *et al.* (1991).⁶⁾

ザーバーを考慮することで推定された大気温度は, 一億年前から現在にかけて減少している。その傾向 (C, D) は古植生 (A) と海生炭酸塩 (有孔虫殻) (B) からの推定と概一致している (Fig.7)。

このBLAGモデルは, 長期的気候変動がプレートテクトニクスにより大きな影響を受けていることを初めて明らかにし, 過去の長期的なグローバル炭素循環を初めて総合的, 定量的に評価したという点で, 画期的な研究であったといえる。しかし, このモデルには, 有機炭素の循環, 太陽放射量の変

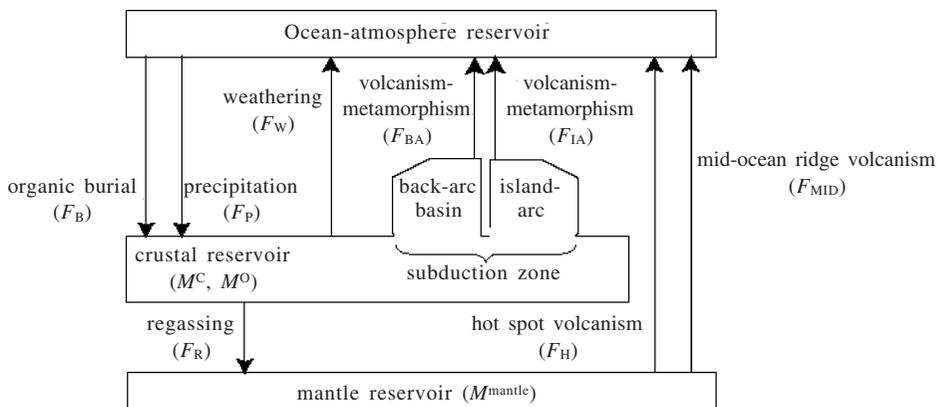


Fig.9 The global carbon cycle model considered by Kashiwagi and Shikazono (2003).¹¹⁾

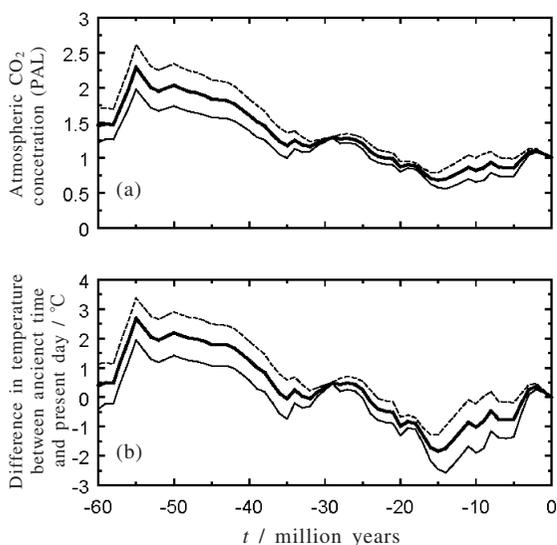


Fig.10 Variations in atmospheric CO₂ concentration (above) and temperature (below) during the last 60 million years.

化、大陸地域の隆起による風化浸食を考慮していないという問題点があった。そこで、Bernier (1991, 1994)^{6,7)} Bernier and Kothavala (2001)¹⁰⁾は、これらの問題点を考慮し、合理的に計算を単純化したモデル (GEOCARB モデルという) (Fig.8) を開発し、顕生代 (過去約六億年間) の気候変動を再現した。このモデルでは、有機炭素の循環を考えるために炭素量のマスバランス式以外に炭素同位体のマスバランス式を用いている。

このGEOCARB モデルでは、リザーバーとしてマントルを考慮しておらず、プレート沈み込み帯からの熱水フラッ

クスについての取り扱いが不十分であるという問題点があるので、筆者ら^{11,12)}は、これらを考慮した改良GEOCARB モデルにより (Fig.9)、新生代 (過去6500万年間) における大気二酸化炭素分圧、地球平均気温の変動を求めた (Fig.10)。その結果、中期中新世以降 (1500万年前以降) に二酸化炭素分圧、全球気温の低下は見られないことが判明した。他方、従来から、中期中新世以降に高緯度地域での気温が低下していることが指摘されていたが (これは有孔虫殻の酸素同位体データによる)、これはヒマラヤ・チベットプレートの大規模な隆起が新生代に起こったために風化速度が増して新生代を通して大気中の二酸化炭素濃度が減少し、全球気温の低下が起こったためであるとする有力な仮説が存在している。¹³⁾ これらを整合的に解釈するならば、中期中新世以降のヒマラヤ・チベット隆起の影響は実はそれほど小さくなく、大気中の二酸化炭素濃度の変化は小さかったが、海洋環境の変化による緯度方向の地球表層エネルギーバランスの変化が生じたと考えることで、一応、矛盾のない説明が可能であると筆者らは結論づけた。¹¹⁾ この結論は最近の他の地球化学的分析的研究の結果 (有孔虫殻のホウ素同位体、酸素同位体組成) と一致する。ただし、これは100万年単位という極めて長い時間スケールでの気候変動においては、海洋リザーバー内部での海洋深層-表層間のエネルギー循環を無視できると考えた場合であり、今後は、海洋深層における熱移動も考慮したモデル計算が必要である。以上のように、モデルの妥当性を考えるには、他の手法との比較・検討が不可欠である。

6. おわりに

ここでも述べてきたように、近年、グローバル炭素循環シミュレーションを行うことにより、短期的、長期的な大気中の二酸化炭素濃度、気温の変動を推定することが可能

になってきた。しかしながら、多ボックスからなる地球システムの変動を明らかにすることは、パラメータ値の不確実性、モデル計算の際の仮定の妥当性、反応メカニズムが十分には明らかにされていないなど、多くの問題をかかえている。また多くの場合、シミュレーション予測の正当性の評価が他の独立した方法（化学分析、同位体分析など）によってなされていない点も問題である。このような問題をかかえているが、グローバル炭素循環シミュレーションは、グローバルな地球システムの変動を知るための最も有効な方法であることに変わりはない。今後は、炭素循環のみならず、他のあらゆる元素循環の解明に向けた適用がなされることであろう。さらには、物質循環とエネルギー循環をカップリングさせた方法へと進展していくと思われる。

文 献

- 1) 鹿園直建, 「地球システム科学入門」, 東京大学出版会, 228 (1992).
- 2) 鹿園直建, 「地球システムの化学」, 東京大学出版会, 319 (1997).
- 3) H. D. Holland, *The Chemistry of the Atmosphere and Oceans.*, Wiley (1978).
- 4) R. A. Berner, A. C. Lasaga, and R. M. Garrels, *Am. J. Sci.* **283**, 641 (1983).
- 5) A. C. Lasaga, (eds., A. C. Lasaga and R. J. Kirkpatrick), *Kinetics of Geochemical Processes: Reviews in Mineralogy MSA*, **8**, 69 (1981).
- 6) R. A. Berner, *Am. J. Sci.* **291**, 339 (1991).
- 7) R. A. Berner, *Am. J. Sci.* **294**, 56 (1994).
- 8) W. L. Chameides and E. M. Perdue, *Biogeochemical Cycles.*, New York Oxford, Oxford University Press, 224 (1997).
- 9) J. C. G. Walker, P. B. Hays, and J. F. Kasting, *J. Geophys. Res.* **86**, 9776 (1981).
- 10) R. A. Berner and Z. Khothavola, *Am. Jour. Sci.* **301**, 182 (2001).
- 11) H. Kashiwagi and N. Shikazono, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **199**, 167 (2003).
- 12) 柏木洋彦, 鹿園直建, 地学雑誌 **112**, 473 (2003).
- 13) M. E. Raymo, W. F. Ruddiman, and P. N. Froelich, *Geology* **16**, 649 (1988).

要 旨

地球システムは、大気圏、水圏、生物圏、地圏、人間圏というリザーバー（ボックス）からなっている。これらのリザーバー間では、物質とエネルギーの循環がなされている。長期的には、これらのリザーバーは定常状態にある。しかしながら、短期的には、地質現象（火山活動など）と人間活動（人間活動によるCO₂の排出など）によって、リザーバー中の元素の量と濃度が大きな影響を受けている。

例えば、過去250年間、人間活動のCO₂排出により大気中のCO₂濃度が上昇してきた。多ボックスモデル（線形と擬線形モデル）に基づくグローバル地球化学サイクルシミュレーションは、過去及び将来の大気中のCO₂濃度と気候（大気温など）の変化を明らかにするための有効な方法である。ここでは、過去（10⁸年間、6.0×10⁶年間、120年間）の大気中のCO₂と気温の変化に関するこれまでになされたモデル計算結果を紹介した。計算の際の問題点（パラメータ値の確実性、仮定）について言及した。

鹿園直建 Naotatsu Shikazono
 慶応義塾大学理工学部応用化学科地球化学研究室 教授, Science and Technology, Keio Univ., TEL. 045-566-1567, FAX 045-566-1551, e-mail: sikazono@applic.keio.ac.jp
 研究テーマ：炭素循環, 土壌・水質汚染, 鉱床生成, 水循環
 趣味：音楽鑑賞, スポーツ（卓球）

柏木洋彦 Hirohiko Kashiwagi
 慶応義塾大学大学院理工学研究科, Graduate School of Science and Technology, Keio Univ., TEL. 045-566-1567, FAX 045-566-1551, e-mail: h.kashiwagi@mmm-keio.net
 研究テーマ：主に新生代におけるグローバル物質循環。CO₂地中貯留と水-岩石相互作用
 趣味：旅行, 温泉巡り