

シミュレーション的手法による大気環境情報教育

——二酸化炭素の海洋への取込み——

伊藤 朋恭*

要 約

地球環境問題にかかわる情報の本質を正しく理解し今後の問題解決に役立つ人材を育てる教育手法として、パソコンによる数値シミュレーションが効果的である。ここでは地球温暖化問題の主役である二酸化炭素に焦点を当て、その濃度増加を緩和する海洋の役割を題材として取上げ検討した。現実の海洋には、海水の存在以外に植物プランクトンを始めとする各種生物や炭酸カルシウムが存在し、これらの複合効果により二酸化炭素の取り込みが行なわれており非常に複雑である。したがってシミュレーション教育にあたっては、本質を失わない程度にモデルをいかに単純化できるかがポイントとなる。得られたシミュレーションの結果から、学生に対して海洋の果たす役割の大きさを理解させると共に、二酸化炭素取込み作用の本当の意味を把握させた上で問題点を整理させることが大切である。

1. はじめに

現在の地球環境問題の最大関心事は地球温暖化である。温室効果ガスの削減に関しては京都議定書¹⁾の実現に向けての努力が今後も重ねられることになろう。一方大学教育においてもこれらの地球環境にかかわる情報を正しく受けとめ、その本質を理解した上で適切な判断と行動のとれる人材の育成が必要である。このことは特に本学部のような非理系の女子大において重要である。著者は、そのような人材育成のための教育的手法として、コンピュータを用いたシミュレーション（数値シミュレーション）が有効であるとの立場から、過去2度にわたり本誌上でその具体的内容について述べた^{2,3)}。特に昨年は、シミュレーション

的手法が最も威力を発揮できる卒業研究段階での教育内容に焦点を絞り、題材として紫外線量や気温などの環境問題に直結する日射量シミュレーションを取り上げた³⁾。

今回も、昨年に引き続き卒業研究段階でのシミュレーションを対象とするが、題材として海洋による二酸化炭素の取込みを扱う。海洋は、単に海水が存在するだけでなく生物やその遺骸・堆積物が存在することにより、二酸化炭素の取込みに対して複雑な役割を果たしている。シミュレーションを行なうには、この複雑化した海洋の実態をできるだけ単純化する作業が必須であり、その過程を通じて地球温暖化の緩和に果たす海洋の役割の本質をより容易に学生に理解させることが可能となる。

*大妻女子大学 社会情報学部

2. 海水と二酸化炭素

2.1 地球温暖化と二酸化炭素

過去150年間に地表気温は0.6℃程度上昇し^{4,5)}、そのうちの64%が二酸化炭素 CO₂により、残りがメタンや一酸化二窒素など他の温室効果ガスにより引き起こされたと見積もられている⁶⁾。二酸化炭素が地球の温暖化にこのような大きな寄与をしていることは、もちろん各種化石燃料がエネルギー源として産業革命以降大量に消費されてきたことが直接の原因であるが、気体分子の構造からみると地球の放出する赤外線のうち最も強度の大きい波長域 (15μm) に CO₂が吸収をもつことが災いしている⁷⁾。

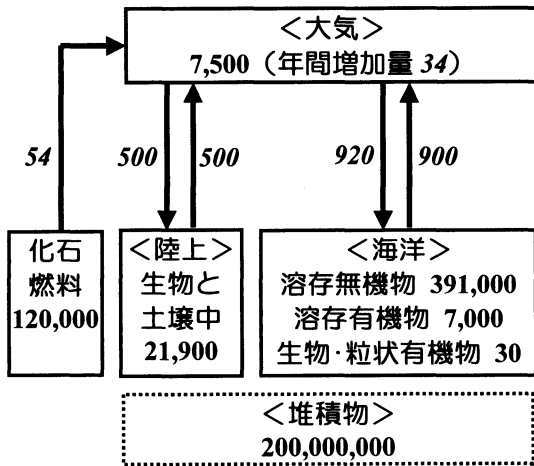


図1 地球上の炭素の存在量と循環量 [四角は存在量 (億 t-C)、矢印は移動量 (億 t-C/年)] (参考文献5の図3.6などをもとに作成)

図1に示すように、地球上の炭素の存在量としては堆積物 (石灰石など) が圧倒的に多い。この炭素のもともとの起源は、地球誕生後まもなく生成した二次原始大気中の CO₂と考えられているが^{8,9)}、堆積物は昨今の大気環境問題を考えるタイムスケールでは事実上循環に関与しないので通常は無視してよい。化石燃料の燃焼により排出される CO₂量は、1980年代の平均ではほぼ54億 t-C/年 (Cは炭素換算重量) と見積もられるが⁵⁾、実際の大気中の濃度増加は1.6ppm/年であり、約34

億 t-C/年の増加に相当する。したがって、その差20億 t-Cが大気外へ移動していることになる。大気圏と陸上の生物・土壌圏との間の CO₂のやりとりは量的にほぼ拮抗しているので、結局は海洋がその20億 t-C/年を取込んでいると見なされている⁵⁾。

2.2 海水について

海洋が年間20億 t-Cを取込んでいると言っても、海水自身が水平方向にも垂直方向にも決して均一ではなく、季節変動に加えて海水の移動・循環、さらには生物や各種成分の存在とその移動などがあるので、話は複雑である。したがって先ず海洋と海水自身についての知識が必要となるが、幸いこれらについては入門書から専門書まで比較的容易に入手できる書籍も多い¹⁰⁻²²⁾。詳しくはそちらを参照願うことにして、ここでは図2に示した水温、全炭酸濃度、アルカリ度の鉛直方向の分布について簡単に触れる。

海水の水温は表層で最も高く水深とともに低下するが、一般に水深数百メートルのところにある温度躍層と呼ばれる領域で急激に低下する^{15,16)}。したがってこの温度躍層を境にして海水が上下方向に大変混ざり難くなっている。このことは表層

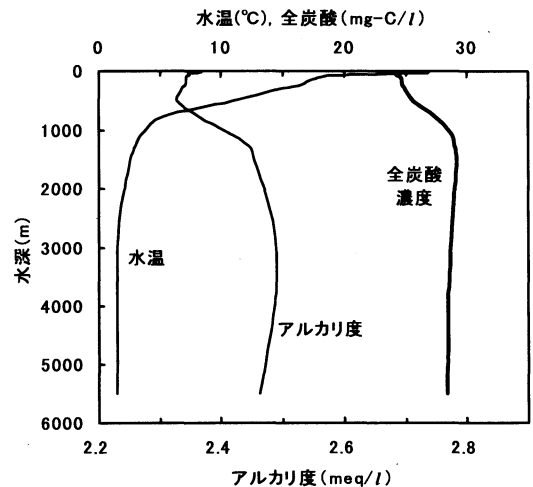


図2 海水の温度、全炭素濃度、アルカリ度の鉛直分布 (北太平洋:北緯30°,東経176°,1994年) (NOPACCS・Station74データから作成:NO-PACCSに関しては参考文献33参照)

でCO₂を取込んだ海水が深層へ移動する大きな障害になる。全炭酸ΣCO₂は、炭酸H₂CO₃、炭酸水素イオンHCO₃⁻、炭酸イオンCO₃²⁻という3種類の溶存無機物の和であるが^{8, 23, 24}、(1)式で定義されるその濃度は表層では低く水深1,000m付近にかけて増加する。アルカリ度[Alk]は海水のアルカリ性の強さをあらわす指標である。二酸化炭素の溶解により海水中にはかなりの濃度の全炭酸が存在するが、そのうちHCO₃⁻とCO₃²⁻は弱酸の解離イオンなのでアルカリ性を示す。したがって水素イオンと水酸イオンも含めたアルカリ度の定義は(2)式のようになる^{8, 25}。図2に示すようにアルカリ度も表層より深層の方が大きな値を示す。

$$[\Sigma\text{CO}_2] = [\text{H}_2\text{CO}_3] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}] \quad (1)$$

$$[\text{Alk}] = [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}] + [\text{OH}^-] - [\text{H}^+] \quad (2)$$

海水のもう一つの特徴は各種の塩を溶解しており塩分S(重量%)が大きいことである。本論文では、標準海水として水温20℃、塩分35‰、アルカリ度2.4meq/lを指定する。

2. 3 海洋による二酸化炭素の取込み作用

第3章以下で詳しく述べるが、海洋によるCO₂の取込みは表1に示す3つのポンプ作用によっ

<ul style="list-style-type: none"> ・溶解ポンプ (CO₂: 大気⇒海洋表層) 海水が大気中のCO₂を溶かし込む作用 CO₂ + H₂O → H₂CO₃ ① (後続の反応省略) ・生物ポンプ (CO₂: 海洋表層⇒中深層) 表層の植物プランクトンなどが光合成により溶存CO₂を取込み、その一部が遺骸として深海に沈み込む作用 6 CO₂ + 6 H₂O → C₆H₁₂O₆ + 6 O₂ ② ・炭酸カルシウムポンプ (CO₂: 海洋表層⇒中深層) 表層のサンゴや植物プランクトンがCaCO₃(殻)を作り、このCaCO₃が深層へ沈降中にCO₂を取込む作用 CaCO₃ + CO₂ + H₂O → Ca²⁺ + 2 HCO₃⁻ ③
--

表1 二酸化炭素に対する海洋のポンプ作用

て行なわれる^{10, 15, 26, 27}。溶解ポンプは、海水がCO₂を溶かし込むポンプ作用であり(反応①)、大気中のCO₂濃度が増加するとより多く溶解する。生物ポンプは、海洋植物が行う光合成によるCO₂の取込みであり(反応②)、表層で光合成反応が起きると海水中のCO₂が減少するので、また新たに大気からCO₂を取込むことができる。炭酸カルシウムポンプも表層における生物活動が絡んでおり、生成した炭酸カルシウムが深層へ沈降中にCO₂を取込むポンプ作用である(反応③)。

先に図1で示したように、堆積物を除くと地球上で最も存在量が多い炭素種は海洋中の溶存無機物、つまり全炭酸であり、この全炭酸はいずれも3つのポンプ作用を通じて長い年月かけて取込まれた二酸化炭素といえる。このうち大気中のCO₂を直接取り込むことができるポンプ作用は溶解ポンプのみであり、生物ポンプと炭酸カルシウムポンプは、溶解ポンプで取り込まれたCO₂をさらに二次的に取り込むポンプ作用である。本稿では溶解ポンプに重点を置いて、海洋が取込むCO₂量の評価をなるべく簡潔に行うためのシミュレーション法について検討する。なお、シミュレーションは特に断らない限りマイクロソフト社の汎用表計算ソフトExcelを用いて行なった。

3. 溶解ポンプ

3. 1 溶解ポンプの基礎

水に対するCO₂の溶解は反応(3)~(5)の3段階の反応として進行し、化学平衡が成立する^{8, 10, 15, 23-25, 28, 29}。カッコ内の記号は平衡定数である。溶解したCO₂は3つの炭酸種のいずれかとして存在し、その全量が(1)式で定義される全炭酸である。



反応(3)~(5)が溶解平衡の状態にあると(6)~(8)式

水温 (°C)	塩分 S (%)				
	0	25	30	35	40
K_p					
0	7.748E-02	6.802E-02	6.627E-02	6.457E-02	6.290E-02
5	6.413E-02	5.644E-02	5.502E-02	5.363E-02	5.227E-02
10	5.363E-02	4.735E-02	4.618E-02	4.505E-02	4.393E-02
15	4.546E-02	4.029E-02	3.932E-02	3.839E-02	3.746E-02
20	3.909E-02	3.480E-02	3.400E-02	3.322E-02	3.244E-02
25	3.403E-02	3.044E-02	2.977E-02	2.912E-02	2.846E-02
30	2.974E-02	2.676E-02	2.620E-02	2.565E-02	2.509E-02
K_{a1}					
0	2.646E-07	5.687E-07	6.032E-07	6.397E-07	6.785E-07
5	3.045E-07	6.375E-07	6.762E-07	7.171E-07	7.606E-07
10	3.438E-07	7.053E-07	7.480E-07	7.933E-07	8.414E-07
15	3.813E-07	7.700E-07	8.167E-07	8.661E-07	9.186E-07
20	4.158E-07	8.297E-07	8.799E-07	9.332E-07	9.898E-07
25	4.462E-07	8.822E-07	9.357E-07	9.924E-07	1.052E-06
30	4.719E-07	9.258E-07	9.819E-07	1.041E-06	1.104E-06
K_{a2}					
0	2.357E-11	2.521E-10	2.890E-10	3.314E-10	3.800E-10
5	2.791E-11	3.034E-10	3.478E-10	3.989E-10	4.574E-10
10	3.251E-11	3.614E-10	4.144E-10	4.752E-10	5.449E-10
15	3.729E-11	4.263E-10	4.888E-10	5.605E-10	6.426E-10
20	4.214E-11	4.977E-10	5.707E-10	6.544E-10	7.504E-10
25	4.697E-11	5.753E-10	6.597E-10	7.565E-10	8.674E-10
30	5.169E-11	6.584E-10	7.550E-10	8.657E-10	9.927E-10

表2 平衡定数の値

の関係が成立する。ここに P_{CO_2} は二酸化炭素分圧を示す。後述のように3種類の平衡定数の値は既知なので、任意の P_{CO_2} のもとでの $[H_2CO_3]$ の値は(6)式から容易に求めることができる。しかし、(7)、(8)式から $[HCO_3^-]$ と $[CO_3^{2-}]$ の値を求めるには $[H^+]$ の値を知る必要がある。この $[H^+]$ の値は勝手に指定できないので次のようにして求める。二酸化炭素が溶解しても反応(3)~(5)からわかるようにアルカリ度は変化しないので、 $[Alk]$ は平衡定数などと同じく定数として扱える。そこで(2)式を(7)、(8)式に代入して $[HCO_3^-]$ と

$[CO_3^{2-}]$ を消去すると、(9)式に示す $[H^+]$ の3次方程式が得られる。なお、 K_w は(10)式で定義される水のイオン積である。この3次式を解いて $[H^+]$ を求め、(7)、(8)式に代入して $[HCO_3^-]$ と $[CO_3^{2-}]$ を求めればよい。

$$K_p = K_p' \times [H_2O] = \frac{[H_2CO_3]}{P_{CO_2}} \tag{6}$$

$$K_{a1} = \frac{[HCO_3^-][H^+]}{[H_2CO_3]} \tag{7}$$

$$K_{a2} = \frac{[CO_3^{2-}][H^+]}{[HCO_3^-]} \tag{8}$$

$$[H^+]^3 + [Alk] \cdot [H^+]^2 - (K_w + K_{a1} \cdot [H_2CO_3])[H^+] - 2 K_{a1} \cdot K_{a2} \cdot [H_2CO_3] = 0 \tag{9}$$

$$K_w = [H^+] \cdot [OH^-] \tag{10}$$

シミュレーションに必要な各平衡定数の値は水温と塩分によって変化する。これらの値は文献から入手するが (K_p^{30} , K_{a1}^{31} , K_{a2}^{31} , K_w^{32})、一部の水温や塩分に関して欠けているデータがあるので、実際には元のデータから近似式を得てすべての平衡定数の値を求めた。用いた平衡定数の一覧を表2に示す。

3. 2 溶解ポンプのシミュレーション結果

Excel 中のセルに試算に必要な定数を入力後、3.1節の手順に従って順次数式を代入していくことにより溶解濃度を求める。得られた結果の

条件	S =	35	%	[Alk] =	2.40E-03	eq/l	P_{CO_2} =	3.60E-04	atm
水温 (°C)	平衡定数				溶解濃度 (g-C/l)				$[H^+]$ (mol/l)
	K_w	K_p	K_{a1}	K_{a2}	H_2CO_3	HCO_3^-	CO_3^{2-}	ΣCO_2	
0	1.154E-15	6.457E-02	6.397E-07	3.314E-10	2.789E-04	2.624E-02	1.279E-03	2.780E-02	6.800E-09
5	1.875E-15	5.363E-02	7.171E-07	3.989E-10	2.317E-04	2.564E-02	1.578E-03	2.745E-02	6.480E-09
10	2.967E-15	4.505E-02	7.933E-07	4.752E-10	1.946E-04	2.496E-02	1.917E-03	2.707E-02	6.186E-09
15	4.570E-15	3.839E-02	8.661E-07	5.605E-10	1.658E-04	2.422E-02	2.288E-03	2.667E-02	5.932E-09
20	6.873E-15	3.322E-02	9.332E-07	6.544E-10	1.435E-04	2.342E-02	2.681E-03	2.625E-02	5.718E-09
25	1.012E-14	2.912E-02	9.924E-07	7.565E-10	1.258E-04	2.259E-02	3.093E-03	2.581E-02	5.526E-09
30	1.459E-14	2.565E-02	1.041E-06	8.657E-10	1.108E-04	2.170E-02	3.533E-03	2.535E-02	5.318E-09

表3 シミュレーション結果の例：溶解濃度の水温依存性

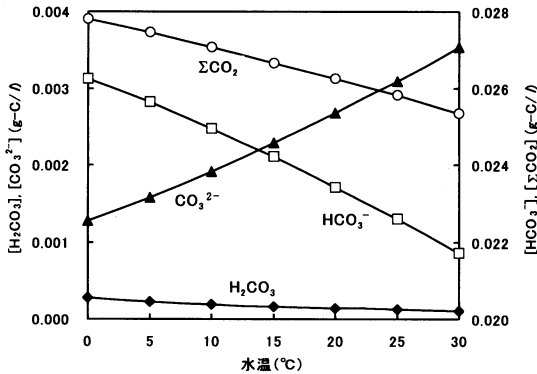


図3 溶解濃度の水温依存性
(S : 35%, [Alk] : 2.4meq/l, P_{CO_2} : 3.6×10^{-4} atm)

一例として、現在の P_{CO_2} である 3.6×10^{-4} atm のもとで、標準状態にある海水 (水温 = 20°C, S = 35%, [Alk] = 2.4 meq/l) の水温を変化させたときの溶解濃度を表3に示す。右端の $[H^+]$ は、(9)式の3次方程式をExcelのゴールシーク機能を用いて解いた値である。表3をグラフ化したのが図3であり、水温の上昇により溶解濃度は全体的に減少するが、 $[CO_3^{2-}]$ のみは増加している。

水温以外にも塩分、アルカリ度、二酸化炭素分圧などによって溶解濃度が変化するので、これらの要素の値を組み合わせることで多数のシミュレーションを行なうことが必要である。例えば、純水 ([Alk] = 0) と標準海水について二酸化炭素分圧を変化させたときの溶解濃度の変化を図4に示す。 P_{CO_2} が 3.6×10^{-4} atm のもとの溶解濃度を表4にまとめたが、海水の方が圧倒的に溶解濃度が大きい。

3.3 世界の海洋への適用

前節で海水 1 l あたりへの溶解濃度を求めることができたので、次に実際の世界の海洋へ溶解可能な二酸化炭素量を求めてみる。溶解濃度は、水

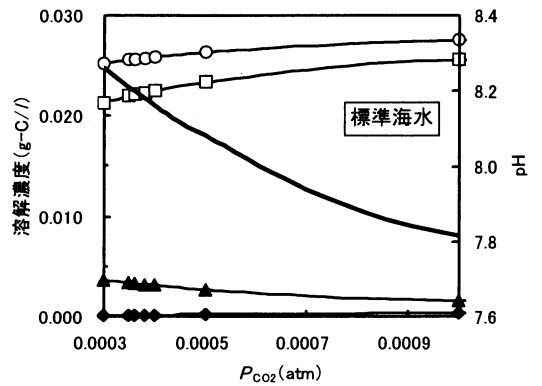
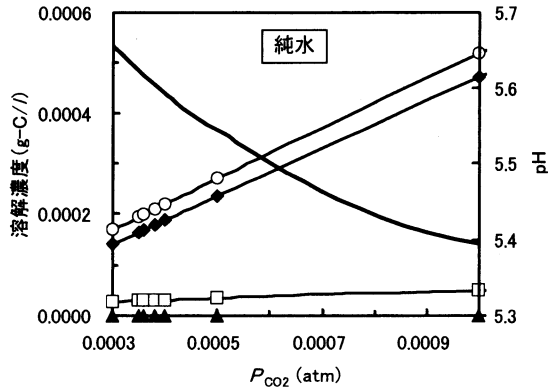


図4 溶解濃度の二酸化炭素分圧依存性
(◆: $H_2CO_3^*$, □: HCO_3^- , ▲: CO_3^{2-} , ○: ΣCO_2 , 太線: pH)

圧による変化は無視するとしても、水温、塩分、アルカリ度によって変化するので、世界の各海域の水深方向におけるこれらの情報が必要である。この種の調査研究はこれまでも大規模に行なわれており、NOPACCS³³⁾あるいはGEOSECS³⁴⁾の数値データがインターネット上で公開されているのでこれを用いるのが便利である。ただ、ここでは単純に溶解ポンプの規模を知るという目的で、塩分やアルカリ度は海域、水深によらず一定で標

		$H_2CO_3^*$	HCO_3^-	CO_3^{2-}	ΣCO_2	pH
純水	濃度 (g-C/l)	1.693E-04	2.902E-05	5.034E-10	1.983E-04	5.62
	比率 (%)	85.4	14.6	0.0	100.0	
標準海水	濃度 (g-C/l)	1.466E-04	2.205E-02	3.367E-03	2.557E-02	8.20
	比率 (%)	0.6	86.3	13.2	100.0	

表4 純水と海水への溶解濃度の比較 (水温: 20°C, P_{CO_2} : 3.6×10^{-4} atm)

水深区間 (m)	水温 (°C)	海水体積 (m ³)	P _{CO2} (atm)	
			3.6×10 ⁻⁴	4.0×10 ⁻⁴
0-50	24	2.850E+16	7.382E+03	7.460E+03
50-100	20	2.790E+16	7.323E+03	7.396E+03
100-200	17	5.320E+16	1.410E+04	1.423E+04
200-300	16	4.910E+16	1.305E+04	1.317E+04
300-500	13	8.970E+16	2.407E+04	2.428E+04
500-700	9	8.330E+16	2.262E+04	2.279E+04
700-1000	5	1.170E+17	3.212E+04	3.235E+04
1000-1500	3	1.800E+17	4.967E+04	5.001E+04
1500-2000	2	1.660E+17	4.592E+04	4.623E+04
2000-2500	2	1.490E+17	4.122E+04	4.149E+04
2500-3000	2	1.300E+17	3.596E+04	3.620E+04
3000以深	1	2.950E+17	8.181E+04	8.234E+04
合計		1.369E+18	3.752E+05	3.780E+05

表5 全海洋への溶解量 (全炭酸, 億 t-C)

標準海水の値のままとし、水温のみが水深とともに図2に示すように変化するものとする。また、試算には各水深区間ごとの世界の海水体積³⁵⁾も必要である。表5に試算結果を示すが、溶解量は3種類の炭酸種の和(全炭酸)に関する値であり、合計で375,000億 t-C 程度のCO₂が溶解可能と見積もられる。この値は図1に示した溶存無機物の推定存在量391,000億 t-C に近いが、後者の数値は溶解ポンプ以外も含めた3種類のポンプ作用の結果として、現に海洋に取込まれている全炭酸の量である。

3.4 Stellaによるシミュレーション

本稿のシミュレーションでは汎用表計算ソフト Excel を用いているが、一方ではシミュレーション専用ソフトも市販されている。ここではその一

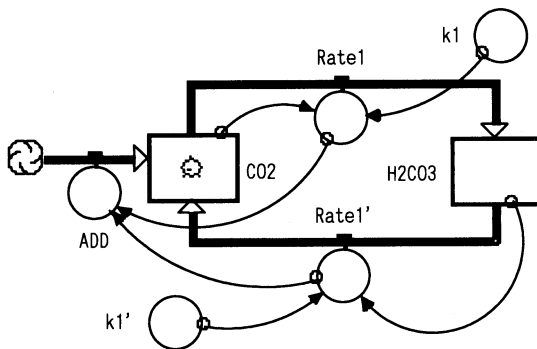


図5 Stellaによるモデル例 [反応(3)用]

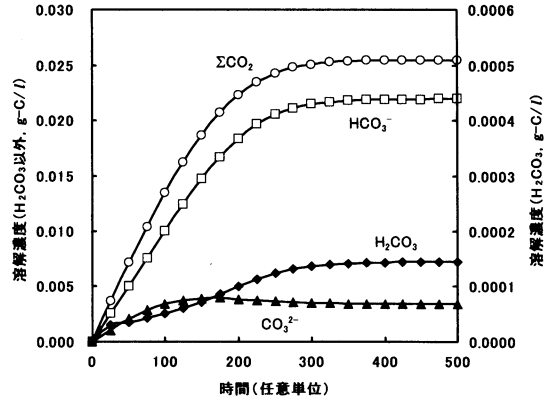


図6 Stellaによる溶解濃度シミュレーション (水温:20°C, S:35%, [Alk]:2.4meq/l, P_{CO2}:3.6×10⁻⁴atm)

つである High Performance Systems 社の Stella (日本語販売:パーシティウェブ社)を用いて Excel と同一内容のシミュレーションを行ない、環境情報教育における両ソフトの得失の検討材料とした。Stella はプログラミングの知識なしに対話形式でシミュレーションのモデルを組むことができ、システムダイナミクスを基本としているので特に時間変化を伴う動的過程の追跡に威力を発揮する³⁶⁻³⁸⁾。モデル構築画面上でモデルを作成すると、その内容が方程式画面上にプログラムとして自動的に作製されるので、引き続きマッピング画面上でシミュレーションを実行する。マッピング画面上ではモデルの改良も可能である。

全体モデルのうち、初段の反応(3)部分のみを対象としたモデル例を図5に示す³⁹⁾。このソフトでは動的な速度過程を追うので、平衡定数 K_p の代わりに正・逆両反応速度定数 k_1, k_1' の値が必要になる。残念ながら反応(3)~(5)のいずれについても速度定数の適当なデータが見つからなかったため、平衡定数の値を正反応と逆反応の速度定数の比 ($K_p = k_1/k_1'$ など) とみなして代用するなどの工夫をした。ただし、この扱いでは反応(3)~(5)の3つの反応間での速度の相対値は意味をもたなくなる。標準海水で試算した結果を図6に示す³⁹⁾。時間の経過とともに各炭酸種の濃度が増加していく様子が明らかであり、平衡に到達している500

時間（任意単位）経過後の各炭酸種の濃度は先に Excel で得た表 4 の結果と一致している。

4. 生物ポンプ

陸上生態系と同様に海洋でも食物連鎖の出発は植物による光合成である。光合成に必要な太陽光が届くのは表面から100m程度の有光層（生産層）内なので、光合成を行なうのは外洋では浮遊性の植物プランクトンのみであり、沿岸域ではさらに藻類などの寄与がある^{14, 15, 19}。しかし全体的にみれば植物プランクトンに限定しても大きな間違いはない。全海洋における年間の光合成量（一次生産量）は200～550億 t-C と研究者によってかなり幅があるが^{19, 26, 40-43}、その大半は海洋表層で酸化分解され再び海水へ CO₂ を戻すことになる。しかし一次生産量のうちの10～20%は、植物プランクトン自身やそれを捕食した動物プランクトンと魚が排出する大型の糞粒として、表層から深層へ沈降する^{15, 26}。これらの有機物は沈降中あるいは沈降後にバクテリアなどの作用で分解され無機炭酸種に変わるが、これらを溶解している深層水は1,000年程度の長期間にわたり深層に留まるので、結果的に表層の CO₂ を深層へ貯蔵したことになる。これが生物ポンプである。

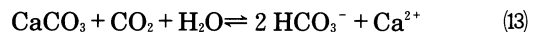
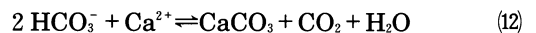
沈降中に有機物は分解を受け少なくなるので沈降量は水深とともに減少する。この場合、水深の浅いところで分解され放出された CO₂ は、短期間のうちに表層へ戻る所以生物ポンプとしては機能しない。いま、ある水深で深層では CO₂ が再び表層へ戻れなくなると仮定し、その水深として温度躍層の存在などを考慮して仮に350mとしたときの生物ポンプ量を見積もってみる。海水の面積 1 m² あたりを考えた場合、有機物の沈降量は経験的に一次生産量と水深の関数として表わすことができ、これまで多くの報告があるがここでは(11)式を用いることにする^{19, 43, 44}。この式で水深の単位は m であり、また一次生産量の値は最近の沿岸域カラスキャナーを用いたデータをもとに沿岸域と外洋域とで異なる値を用いる⁴¹。このようにして求めた生物ポンプ量は25億 t-C/年程度であ

り⁴⁵、一次生産量の5～10%程度が深層へ運ばれていることになる。

$$\text{沈降量} = 0.2 \times \text{一次生産量} / (\text{水深} / 100) \quad (11)$$

5. 炭酸カルシウムポンプ

サンゴやある種の植物プランクトンは、表層で反応(12)により炭酸カルシウム（石灰質）をつくる。この反応に必要な Ca²⁺の多くは、陸上の石灰石が反応(13)によって溶解し、河川等を通じて海洋表層へ供給されたものと考えてよい^{8, 42}。反応(12)と(13)は正・逆反応の関係にあるので、地球全体でみると生物活動による CaCO₃の生成は反応的には何の変化もひき起こしていない。しかし表層で生成した炭酸カルシウムはその後深層へ沈降し、沈降中に陸上での溶解反応(13)と同じ反応で大部分が溶解する^{10, 15, 19, 26}。この溶解反応は、アルカリ性物質の CaCO₃が酸性物質の CO₂を中和する反応ともいえ、1個の CO₂を取込む反応である。これにより深層中の CO₂濃度が減少するので、さらに余分の CO₂を受け入れることが可能となる。これが炭酸カルシウムポンプであるが、このポンプ作用が起きるのは表層では CaCO₃濃度が過飽和であり深層では不飽和になるからである^{15, 19, 26}。このポンプ作用の大きさ、つまり表層で生成した CaCO₃が沈降中に溶解する量は、1～8億 t-C/年と研究者によってかなりばらついているが、平均的には5億 t-C/年程度である^{8, 19, 26}。



6. 考察

6. 1 溶解ポンプ自身に関する考察

シミュレーションを行なうに際しての思考過程とシミュレーションで得た結果を通じて、学生に対してどのような環境情報教育が可能なのかを、

本稿の中心である溶解ポンプに関して主要点に絞って考えてみたい。

先ず海水へCO₂が溶解する反応とは何なのかと言う議論である。純水に溶解する場合には反応(3), (4), (5)と順次進行するので単純であるが, すでに大量の炭酸種を含みアルカリ性になっている海水へ溶解する場合は単純にはいかない。つまり反応(4)までは純水と同じように進行して同量のHCO₃⁻とH⁺が生成する。しかし表4のデータから求められる標準海水中のHCO₃⁻とH⁺のモル比は約30万であり, 圧倒的にHCO₃⁻が多い。したがって, CO₂が溶解してもHCO₃⁻の増加率はわずかであるが, H⁺の増加率が極端に大きくなってしまふ。そこでこの急増を緩和して平衡状態を維持するために, 反応(5)はH⁺を消費する逆方向へ進行することになる。したがって, 海水へCO₂が溶解する反応は全体として反応(3)+(4)-(5)となり, 結果的に大気中のCO₂が海水中にあらかじめ溶存しているCO₃²⁻と反応して2個のHCO₃⁻を生成する反応となる〔反応(4)〕。このことは図4の試算結果にも反映されている。この図で, 例えばP_{CO₂}が3.6から4.0×10⁻⁴atmへ増加すると, HCO₃⁻は4.33×10⁻⁴g-C/l増加するのに対し, CO₃²⁻はその半分の2.16×10⁻⁴の減少となっている。



このように純水と海水とではCO₂の溶解に対する挙動が基本的に異なることを先ず理解させる必要がある。中性の純水では, 酸性物質であるCO₂が溶解すると当然酸性溶液となるので, 初段の反応(3)で生成した弱酸H₂CO₃はほとんど電離できず, そのまま主生成物となる(表4, 図4参照)。一方, 標準海水はpH8.2程度のアルカリ性なので, 酸性物質CO₂を純水よりも130倍も多く溶解可能であり, また生成したH₂CO₃もアルカリ性のもとでは容易に電離するので主生成物はHCO₃⁻となる。さらに言えば, 海水がなぜアルカリ性を示すのかを考えさせることも意味がある。

次にCO₂のリザーバとしての海洋の巨大さに関

する議論である。表5により現在のCO₂分圧のもとでの溶解ポンプによる全海洋への溶解量は約375,000億t-Cとなる。ごく最近の人為的CO₂排出量は世界全体で年間63億t-C程度なので⁴⁶⁾, この溶解量は6,000年分の排出量に相当することになる。もちろんこの数値はこれから新たに溶け込める量ではなく究極的な平衡量である。しかし, 温度躍層の存在などにより現在の海洋は特に表層と深層の間での循環が不十分であり, まだかなり不飽和な状態にあると言われているのでその収容力が期待できよう⁴²⁾。また同じ表5から, CO₂分圧が現在値の3.6から4.0×10⁻⁴atmへ増加すると, 2,800億t-Cも溶解量が増加することがわかる。一方, 海洋がこのような大量のCO₂を溶解している事実は, 仮に地球温暖化により海水温度が上昇した場合に大気中のCO₂分圧が大幅に増加する危険性を示している。表3あるいは図3によると, 水温が5℃上昇すると全炭酸の溶解濃度は1.5%減少するので, 5,600億t-CものCO₂が大気中へ放出される。これにより現在のCO₂分圧が1.8倍にも増加してしまい, 温暖化はますます加速されることになる。

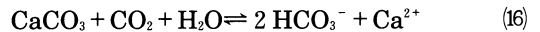
大気中と海洋中の二酸化炭素の存在比についても議論が必要である。図1によると, 海洋中に実際に溶解している全炭酸は391,000億t-Cであり, 大気中に存在するCO₂量7,500億t-Cの52倍である。この事実は, 今後人為的活動によってCO₂が大気中へ排出されても, 同じ52:1の割合で海洋と大気中に分配され, ほとんどすべては海洋中へ溶解してしまうように感じさせる。しかしすでに述べたように実際には排出量54億t-C/年のうち, 海洋へ溶解するのは20億t-Cに過ぎず, 大気中への残存量が34億t-Cにも達している。事実, 図4に注目すると全炭酸の溶解濃度は純水の場合にはCO₂分圧の増加と共に直線的に増加するのに対し, 海水ではCO₂分圧が大きくなるほど溶解濃度が増加しにくくなっている。例えばCO₂分圧が3.6から4.0×10⁻⁴atmへ増加すると, 既述のように海洋への溶解量の増加は2,800億t-Cであるが, 大気中の増加量は830億t-Cに相当する。つまり海洋と大気中への増加量の分配比率は

3.4:1に過ぎず、現状の分配比率の15分の1にしかない。海洋が現状以上のCO₂の溶解を抑えるように働くこの作用も、海水がアルカリ性であることに由来する。式(6)からわかるように、初段の反応(3)により確かにH₂CO₃はP_{CO₂}に比例して単純に増加する。続く反応(4)によりHCO₃⁻も濃度を増やそうとするのであるが、H⁺も急増するので式(7)の関係を維持できなくなる。そのためHCO₃⁻の増加が大幅に抑制され、結果的に全炭酸の溶解濃度が伸びない。このことは、温暖化の緩和に対する海洋の役割が今後低下していくことを意味しており重大である。

6. 2 溶解ポンプに関連する考察

ここでは、今回のシミュレーション内容には含めていないが、溶解ポンプに関して学生が本質的理解を得るのに有意義と思われる事項について付記する。

反応(14)で表わされる溶解ポンプでは、アルカリ度の定義式(2)からわかるように海水のアルカリ度は変化しない。この場合、反応に必要なCO₃²⁻はあらかじめ海水中に存在しているものを想定している。一方、海底には大量の堆積石灰質CaCO₃が存在している。深海ではその溶存濃度が不飽和なので、反応(15)で示されるCaCO₃の単純溶解により海水中へCO₃²⁻が補給され、反応(14)がさらに進む可能性も考えておく必要がある^{15, 23)}。溶解ポンプの反応(14)と加え合わせると、この場合の全体反応は(16)となるが、この反応ではCO₃²⁻の放出を伴うのでアルカリ度が増加している。実は、反応(16)は先に示した炭酸カルシウムポンプの反応(13)と同一であるが、今回の場合は生物活動を付随しておらず、溶解ポンプの変形と考えてよい。反応(16)の意味するところは、大気中のCO₂分圧が増加すれば海底の石灰質が溶け出す、あるいは逆に石灰質が溶け出すことにより大気中のCO₂をさらに溶解できる、と言うことである。その量は全世界の海底に存在する堆積石灰質の量から見積もることができるが^{15, 23)}、このCO₃²⁻が海底から表層に到達するまでの時間的要素を考慮する必要もあろう。



次に、現在の海水の実測データをもとにして、産業革命以降の人為的CO₂分圧の増加によって実際に海洋中へ取込まれた溶解ポンプ量を見積ることが可能であることに触れたい^{15, 26, 27, 47, 48)}。表層の海水は大気中のCO₂分圧と溶解平衡にありそれによって決まる全炭酸濃度をもつが、その海水は時間をかけてしだいに中深層へ潜り込んでいく。したがって複雑な海水の動きを無視して沈降方向の運動に注目すると、現在の中深層の海水の全炭酸濃度[ΣCO₂]はその海水がかつて表層に滞在した当時の濃度[ΣCO₂]⁰を保持していることになる。ただし中深層に存在する海水は、生物ポンプによる有機物の分解(表1の反応②の逆反応)と炭酸カルシウムポンプによる炭酸カルシウムの溶解(同・反応③)により、表層に存在していた当時よりも全炭酸濃度が増加しているので、その補正が必要である。有機物の分解は海水中の溶存酸素を消費するので、生物ポンプによる補正分はその酸素消費量AOUから見積もることができる。また炭酸カルシウムの溶解はアルカリ度の増加をもたらすので、炭酸カルシウムポンプによる補正分はそのアルカリ度の変化Δ[Alk]から見積り可能である。したがって、その海水が過去に大気と接していたときの全炭酸濃度は(17)式により推定できる^{15, 26, 27, 47, 48)}。式中の係数は量的関係から決まる定数であり、AOUやΔ[Alk]の値は実測値をもとに算出可能である。実際にこの方法を用いてGEOSECSなどの海洋データから得られた結果では、[ΣCO₂]⁰の増加はおおむね水深1,000m以浅でのみ起きており、産業革命以降に排出された人為的CO₂のうちの半分程度が海洋に溶解していると言う^{47, 48)}。いずれにせよこの方法は、現在人為起源のCO₂溶解量を見積もる唯一の方法であり、比較的単純なシミュレーションで実行可能なので、教育的にも意味がある。

$$[\Sigma\text{CO}_2]^0 = [\Sigma\text{CO}_2] - 0.5 \times \Delta[\text{Alk}] - 0.77 \times \text{AOU} \quad (17)$$

6. 3 その他の考察

取上げた海洋～CO₂系は実際には非常に複雑な系である。しかしここでは環境情報の本質をより容易に学生に理解させることが主眼なので、非常に単純化して扱いやすい題材のみを取り上げた。そのために生じる問題点を把握し学生に考えさせることも教育上重要である。そのような一つの例が、対象としている取込み量が最終的平衡量なのか、あるいは年間の輸送量なのかを明確に区別する必要性である。輸送量の場合は、さらに一方通行としての輸送量の場合と往復の差である正味の輸送量の場合とがある。これらの違いは当然シミュレーションのやり方に依存している。本稿で言えば溶解ポンプに関しては平衡溶解量であり、CO₂分圧の増加とともに溶解量の増加が期待されている。生物ポンプはどうであろうか。4章で光合成生成物の沈降量から求めた生物ポンプ量は25億 t-C/年程度である。海洋植物誕生以降の長い歴史の間に生物ポンプで運搬され現在深層に貯蔵されている炭素量は、大気中存在量の2倍程度(15,000億 t-C)であり¹⁵⁾、生物ポンプは現在ほぼ定常状態にあると考えられている。したがって生物ポンプに関しては深層に沈降する25億 t-C/年とほぼ同量の炭素が深層から表層へ戻っていることになり、正味の輸送量はかなり小さいと考えられる。海洋表層における実際の光合成速度は栄養塩の供給速度によって律速されていると見なされていることなどもあり^{15, 19)}、今後大気中のCO₂分圧の増加が生物ポンプによる平衡貯蔵量の増加に結びつくかどうかはさらによく考えてみる必要がある。

炭酸カルシウムポンプについてはその本質を間違わないようにする配慮が必要である。それは、「常識」とは異なる現象が実際の海洋では起きているからである。つまり、単純に考えると表層での生物によるCaCO₃の生成は海水中のCO₃²⁻を消費する反応であり、大気からのCO₂の取込みにも有

利に作用すると思いがちである。しかし、HCO₃⁻の濃度が大きい海洋中では実際には反応(12)によりCaCO₃が生成するので、CO₂を放出することになる。Ca²⁺の供給元である反応(13)まで含めて考えても、CO₂の増減は0であり取込みには寄与しない。表層で生成したCaCO₃が深層で溶解することにより始めて炭酸カルシウムポンプとしてのCO₂取込みが起きるのであり、そのまま海底に堆積するとまったく意味がない。

次に、汎用表計算ソフト Excel と市販専用ソフト Stella を教育用シミュレーションツールとして比較してみる。両者の一般的な比較はすでに昨年報告済みであり³⁾、ここではより具体的視点から記述する。Stella は動的過程をベースにしたツールであり時間変化を観察するのに好適であるが、当然長時間経過後には平衡値に到達する。一方、Excel も本稿では平衡論的取り扱いに限定したが、速度過程を追うことは可能なので、両者にその意味での違いはない。Stella は一般的には誰にでもすぐ利用できる環境にはないので、価格、解説本の入手、使用技術の習得など、いずれをとっても Excel よりも大幅に不利である。しかし、モデルの構築が画面上で容易に行なえ、それに付随して自動的に作成されるプログラム内容も確認できるので、若い学生にとってシミュレーションの流れと本質を視覚的に非常に理解しやすくなっている。この点、Excel ではあらかじめ論理的流れをきちんと把握した上でセル中に順次数式を代入していく必要がある上に、自動的に実行するためにはさらに Visual Basic 言語などによりプログラム化する必要がある。一長一短はあるが、価格的な面さえ解決できればシミュレーション専用ソフトを用いた教育も今後さらに普及してよいように感じる。

7. おわりに

海洋が果たす3種類のポンプ作用について環境情報教育と言う視点から記述した

学生は、このようなシミュレーション教育によりCO₂の取込みを通じて海洋が温暖化緩和に果たす

意味の本質と、その定量的評価を総合的に理解することができよう。非常に単純化したケースのみを取上げたが、一方では第一線の研究者による高度なシミュレーションも行なわれている^{4,42,49-51}。これらのレベルまで高度化することは本稿の目的とする大学教育ではむしろ有害であろうが、その内容の単純化をはかり将来の大学教育に生かす工夫は必要であろう。

なお、本稿で述べたシミュレーションの題材は、小川 恵⁵²、長谷真由子⁵³、大嶋早苗⁵⁴、佐藤真希⁵⁴、野口まゆみ⁵⁹、諏訪貴子⁵⁵の諸君が卒業研究として行なった内容を参考にしたものである。ここに謝意を表するしだいである。

参考文献

- 1) 地球温暖化防止京都会議議定書については、例えば、産業技術会議編、1999年、1999年版産業と地球環境、産業技術会議。
- 2) 伊藤朋恭、1999年、科学にうとい女子学生を減らすための実践的教育法、社会情報学研究、8、127-137。
- 3) 伊藤朋恭、2000年、シミュレーション的手法による地球環境情報の把握-日射量を題材として-、社会情報学研究、9、45-61。
- 4) 気象庁編、1996年、地球温暖化の実態と見通し、大蔵省印刷局。
- 5) 安成哲三ほか編、1999年、大気環境の変化、岩波書店。
- 6) 地球・人間環境フォーラム編、2000年、環境要覧2000/2001、古今書院。
- 7) 岩田元彦ほか訳(原著:T. G. Spiroほか)、2000年、地球環境の化学、学会出版センター。
- 8) 北野 康、1990年、炭酸塩堆積物の地球化学、東海大学出版会。
- 9) 北野 康、1992年、化学の目でみる地球の環境、裳華房。
- 10) 原島 省ほか、1997年、海の働きと海洋汚染、裳華房。
- 11) 東京大学海洋研究所編、1997年、海洋のしくみ、日本実業出版社。
- 12) 佐久田昌昭ほか、1999年、海洋環境学、共立出版。
- 13) 地学団体研究会編、1995年、地球の水圏、東海大学出版会。
- 14) 日本海洋学会編、1991年、海と地球環境、東京大学出版会。
- 15) 野崎義行、1994年、地球温暖化と海、東京大学出版会。
- 16) 熊沢源右衛門、1994年、新しい海洋科学、成山堂書店。
- 17) 西村雅吉編、1983年、海洋化学、産業図書。
- 18) 堀部純男編、1970年、海水の化学、東海大学出版会。
- 19) 鈴木 款編、1997年、海洋生物と炭素循環、東京大学出版会。
- 20) 月刊海洋編集部編、1995年、現代海洋化学、海洋出版。
- 21) 月刊海洋編集部編、2000年、海洋深層水、海洋出版。
- 22) 渡辺 正訳(原著:J Andrewsほか)、1997年、地球環境化学入門、シュプリンガー・フェアラーク東京。
- 23) 角皆静男、1989年、炭素などの物質循環と大気環境、科学、59、593-601。
- 24) R. M. Harrison Ed., 1992年、Understanding our environment, Royal Society of Chemistry.
- 25) S. E. Manahan, 1994年、Environmental chemistry, 6th Ed., Lewis Publishers.
- 26) 半田暢彦編、1996年、大気水圏科学からみた地球温暖化、名古屋大学出版会。
- 27) 藤原鎮男編、1997年、地球化学の発展と展望、東海大学出版会。
- 28) 近藤純正、1982年、大気境界層の科学、東京堂出版。
- 29) 日本化学会編、1993年、どうする地球環境、大日本図書。
- 30) J. P. Riley et al. Ed., 1975年、Chemical Oceanography Vol.2, Academic Press.
- 31) A. G. Dickson et al., 1987年、A comparison

- of the equilibrium constants for the dissociation of carbonic acid in seawater media, *Deep-Sea Research*, 34, 1733-1743.
- 32) D. R. Lide Ed., 2000年, CRC Handbook of Chemistry and Physics on CD-ROM, Chapman & Hall / CRC.
- 33) NOPACCS (北太平洋の炭素循環メカニズムの調査研究) データへのアクセス: <http://www.aist.go.jp/RIODB/nopaccs/welcomej.html>
- 34) GEOSECS (大洋縦断地球化学計画) データへのアクセス: <http://ingrid.ldeo.columbia.edu/SOURCES/GEOSECS>
- 35) 国立天文台編, 2000年, 理科年表 CD-ROM 2000, 丸善。
- 36) パーシティウエーブ編, 1999年, Stella 日本語版の各種マニュアル。
- 37) 岡野道治ほか, 1997年, 理工系システムのモデリング学習, 牧野書店。
- 38) 森田道也, 1997年, 経営システムのモデリング学習, 牧野書店。
- 39) 野口まゆみ, 2001年, 海洋による二酸化炭素取込み量の試算 - Stella による溶解量シミュレーション -, 平成12年度卒業研究。
- 40) M. L. Pace et al., 1987年, Primary production, new production and vertical flux in the eastern Pacific Ocean, *Nature*, 325, 803-804.
- 41) A. Longhurst et al., 1995年, An estimate of global primary production in the ocean from satellite radiometer data, *J. Plankton Research*, 17, 1245-1271.
- 42) 茅陽一編, 1993年, 地球環境工学ハンドブック, オーム社。
- 43) 和田英太郎ほか編, 1999年, 水・物質循環系の変化, 岩波書店。
- 44) J. H. Martin et al., 1987年, VERTEX: Carbon cycling in the northeast Pacific, *Deep-Sea Research*, 34, 267-285.
- 45) 大嶋早苗, 2001年, 海洋による二酸化炭素取込み量の試算 - 光合成による取込み -, 平成12年度卒業研究。
- 46) 環境省編, 2001年, 平成13年版環境白書, ぎょうせい。
- 47) C. -T. A. Chen, 1993年, The oceanic anthropogenic CO₂ sink, *Chemosphere*, 27, 1041-1064.
- 48) S. Tsunogai et al., 1993年, Increase in total carbonate in the western north Pacific waters and a hypothesis on the missing sink of anthropogenic carbon, *J. Oceanography*, 49, 305-315.
- 49) 横山長之編, 1993年, 海洋環境シミュレーション, 白亜書房。
- 50) 鳥羽良明編, 1996年, 大気・海洋の相互作用, 東京大学出版会。
- 51) 月刊海洋編集部編, 2001年, 大規模大気海洋相互作用, 海洋出版。
- 52) 小川 恵, 1999年, 二酸化炭素による地球温暖化シミュレーション - 二酸化炭素の海洋への溶解量 -, 平成10年度卒業研究。
- 53) 長谷真由子, 2000年, 大気環境シミュレーション - 二酸化炭素の海洋への溶解 -, 平成11年度卒業研究。
- 54) 佐藤真希, 2001年, 海洋による二酸化炭素取込み量の試算 - 溶解量シミュレーション -, 平成12年度卒業研究。
- 55) 諏訪貴子, 2001年, 海洋による二酸化炭素取込み量の試算 - 過去の取込み量の推定 -, 平成12年度卒業研究。

Education on atmospheric environmental information by simulation procedure : Uptake of carbon dioxide by seawater

TOMOYASU ITO

School of Social Information Studies, Otsuma Women's University

Abstract

Numerical simulation using a personal computer is an effective educational method for essential understanding of global environmental information, leading to produce students who can play important roles in solving environmental problems in the future. An example described here as a simulation subject is a system between carbon dioxide, the most important greenhouse gas, and ocean water which is expected to remarkably mitigate global warming by accepting carbon dioxide from the atmosphere. The ocean itself is a complex system consisting of sea water, various living organisms, calcium carbonate, etc., and the mitigation effect for carbon dioxide should be understood on the basis of all these existences. Hence, it is critical and important in practical education to construct a system as simple as possible without losing its essence. Through both this process of preparing a simplified simulation model and results obtained from computer simulation, students are able to understand the real meaning of dissolution of carbon dioxide into sea water as well as its extremely large capacity playing in reducing carbon dioxide in the air.

Key Words (キーワード)

global warming (地球温暖化), environmental information (環境情報), simulation (シミュレーション), education in science (科学教育), ocean (海洋), carbon dioxide (二酸化炭素), greenhouse gas (温室効果ガス)