

$$-F \frac{p_{CO_2}(t) - p_{CO_2}^{(0)}}{p_{CO_2}^{(0)}} \quad (4.1)$$

ΔM_C^{rec} (再循環水の保有量増分) $\doteq \frac{1}{2} \Delta M_C^{atm}$ (大気
の保有量増分)

$F \doteq 10 \text{ GtC/年}$

と書ける*。これから、序に記した素朴で基本的な問い
に答えることができる。以上の定式化に対して各分野の
専門家のご意見をうかがいたい。

引用文献

Brewer, P.G., 1978: Direct observation of the
oceanic CO₂ increase. *Geophys. Res. Lett.*, 5,
997-1000.
Chen, C.T., and F.J. Miller, 1979: Gradual

* 先の大まかな見積もりで海洋の全吸収が IPCC より
1GtC/年だけ大きく、全体のバランスがとれて
いない。よって数値は誤差を含んでいる。

increase of oceanic CO₂, *Nature*, 277, 205-
206.

Kobak, K. Ye., 1988: 地球上の炭素サイクルと生
物(内嶋善兵衛訳). 農林水産技術会議事務局・企
画調査課, 1990年1月. 196 pp.

Kohlmaier, G.H., E.O. Siré, A. Janecek, C.D.
Keeling, S. Piper and R. Revelle, 1989: Model-
ling the seasonal contribution of a CO₂ ferti-
lization effect of the terrestrial vegetation to the
amplitude increase in atmospheric CO₂ at
Mauna Loa Observatory. *Tellus*, 41 B, 487-
510.

伏見克彦, 1987: 西部北太平洋における表面水中の
二酸化炭素分圧の変動の観察. 気象研究ノート,
160, 131-146.

金森 悟, 池上 尚, 1982: 大気中の二酸化炭素の
海洋への吸収量の推定の試み. 地球化学, 16,
99-105.

———, 1987: 海洋による大気中の二酸化炭素の
吸収. 気象研究ノート, 160, 147-160.

田中正之, 1987: 二酸化炭素循環のモデリング. 気
象研究ノート, 160, 99-120.

201 (炭素循環)

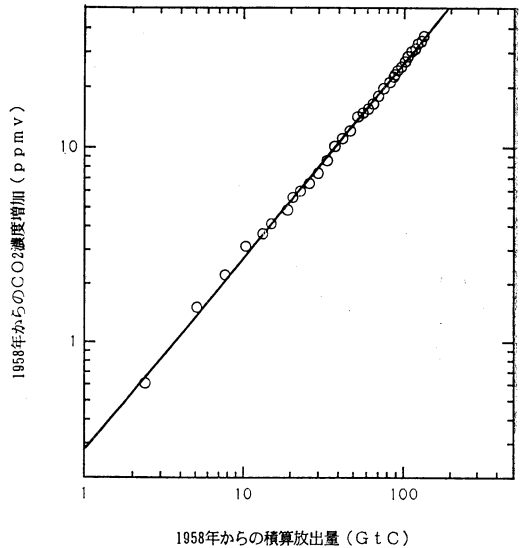
2. 炭素循環の問題点*

田中正之**

1. はじめに

日本上空対流圏上部での観測によると、CO₂ 濃度の
年増加量の最近10年間の平均値は約 1.5 ppmv/年で、こ
れは炭素量で 3.2 GtC/年に当たる。一方、同じ10年間
の化石燃料からの CO₂ 放出量の年平均値は 5.3 GtC/
年 (2.5 ppmv/年) となっている。大気への CO₂ 蓄積
量は化石燃料からの放出量のおよそ60%に当たるとい
うことになる。ほぼ同様の結果が、IGY 以来のハワイ島
マウナロア観測所のデータからも得られている。1958年
から1988年までの31年間にマウナロアでの CO₂ 濃度は
36 ppmv (76 GtC) 上昇したのに対し、同期間の化石燃
料からの CO₂ 放出量は 131 GtC (62 ppmv 相当) であ
る。したがってマウナロア・データでは化石燃料からの
CO₂ 放出量の約 58% に相当する CO₂ が大気に蓄積さ
れているという結果になる (第1図)。

仮に大気中への CO₂ 放出が化石燃料のみによるとす



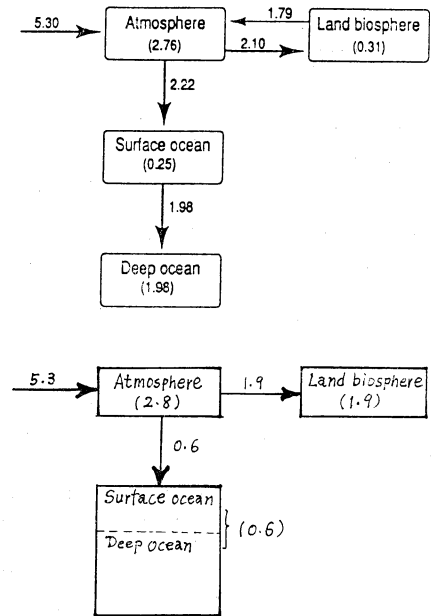
第1図 マウナロア観測所での CO₂ 濃度の増加量と
化石燃料からの CO₂ 積算放出量の関係
(TRENDS '90 より作成)

* Uncertainties in current estimates of sources
and sinks of CO₂.

** Masayuki Tanaka, 東北大学理学部.

れば、このような結果を説明することには大きな困難はない。海洋と生物圏（陸上の植生）の双方で、大気に加えられた CO_2 の40~42%を吸収することはむしろ容易だからである。問題は、近年の熱帯林破壊の影響である。森林生態学者の最近の評価を総合すると、熱帯林破壊に伴って年々大気中に放出されている CO_2 は炭素量で $1.6 \pm 1.0 \text{ GtC/年}$ である。もしもこの評価が正しければ、人間活動によって大気に加えられている CO_2 の約45%が大気中に残留していることになる。仮に生物圏の寄与が森林破壊による CO_2 放出のみであるとする、この場合には大気に加えられた CO_2 の55%が、すべて海洋によって吸収されていなければならないという計算になる。ところが、海洋の CO_2 吸収能力には大きな制約があって、数10年の時間スケールでみると、大気への放出量の30(± 10)%程度を吸収し得るに過ぎないというのが、これまでの海洋モデルの結果である。したがって大気へ放出された CO_2 の25(± 10)%が行方不明ということになる。これがいわゆるミッシング・シンクの問題 (problem of missing sink) である。この問題の解答は、他に重大な吸収源の見落としがあるとは考えにくいので、海洋の吸収能力が実際にはもっと大きいか、あるいは生物圏からの正味放出が上の評価よりずっと小さいかのいずれかである。このうち、海洋については、その吸収能力を増大させるべくモデルを開発・改良する数多くの試みがなされたが、それらのもくろみはほぼ失敗に帰したといつてよい。そこで最近では、生物圏からの CO_2 放出は、たとえあるにしても、ごく小さいものであろうという見方に傾いている。大気中の濃度の増加に伴う「 CO_2 施肥効果 (fertilization)」によって、光合成による生物圏の CO_2 取り込みが促進され、森林破壊の効果を相殺しているという見方である。

いずれにせよ、人間活動によって年々大気に加えられる CO_2 の収支には、まだ量的に大きな不確定が残されている。コンビーナーの総論 (松野講演) で引用された IPCC 第一作業部会報告 (Houghton *et al*, 1990) における CO_2 収支のとりまとめからもわかるように、現在、十分な精度で把握されているのは、化石燃料からの年々の放出量と大気への年々の蓄積量のみで、森林破壊による放出量や、海洋や生物圏の吸収量などの見積りには数10%の不確定が含まれている。このため、人間活動によって大気へ年々どれだけの CO_2 が加えられ、そのうちのどれだけの部分が大気へ蓄積されているかという最も基本的な事柄についても、まだ確かなことが言えないというのが現状である。



第2図 人間活動によって大気へ放出された CO_2 の収支 (単位 GtC/年) 上は Keeling ら (1989), 下は Tans ら (1990) による

2. 人間活動に伴う CO_2 の収支

地球の歴史の中で、大気中の CO_2 濃度が人間活動とは関わりなく変動してきたことはよく知られている。氷期・間氷期サイクルに同期した CO_2 濃度の変動や、地球大気自身の進化や造山活動などによると考えられるそれ以前の地質時代の CO_2 濃度変動がその例である。このような CO_2 濃度の自然変動の実態や機構、およびその気候影響などを明らかにすることは、興味深い研究課題である。一方、南極ポストーク基地での氷床コア分析などの結果から、工業化によって人間活動の影響が顕在化する以前の後氷期の数1000年間は、大気中の CO_2 濃度はほぼ一定に保たれており、 CO_2 循環はほぼ平衡状態にあったことも知られている。このような平衡状態における CO_2 循環 (各リザーバーの炭素貯蔵量やリザーバー間の炭素交換量) の解明も重要な研究課題である。しかし、ここでは、人間活動によって大気に加えられる CO_2 の収支に関する最近の議論の一端を述べるにとどめる。

第2図に、人間活動によって大気に加えられる CO_2 の収支に関する最近の二つの代表的な評価の結果が示されている。Keeling ら (1989a) の結果 (上) は1980年1月1日を中心とする1年間の平均値であり、Tans ら

(1990)の結果(下)は1981~1987年の平均値であるが、この時期は第二次石油危機後の化石燃料消費の伸び率の低迷期に当たり、化石燃料からのCO₂放出量は共に5.3 GtC/年となっている。これら二つの評価は、人間活動によって大気に加えられたCO₂の収支を説明する上で、大気中のCO₂濃度の増加に伴う生物圏のCO₂吸収(fertilization)を考慮することが必須であるという点では一致しているが、大気から除去されたCO₂の行方については大きな違いがある。すなわち、Keelingらの評価では、森林破壊とCO₂施肥効果とはほぼ相殺しており、正味大気に加えられたCO₂のうち大気から除去されたものの大部分は海洋に吸収されたとしているのに対し、Tansらの評価では、大気から除去されたCO₂の多くは生物圏に吸収されたとしている。生物圏の正味吸収は、Keelingらでは0.31(=2.10-1.79) GtC/年であるのに対し、Tansらでは1.9 GtC/年である。また海洋の吸収は、Keelingらでは2.22 GtC/年であるのに対し、Tansらではわずか0.6 GtC/年に過ぎない。

このようなCO₂収支の評価の大きな違いは、用いられるデータや評価方法の違いによっている。Keelingらは、世界各地で得られた大気中のCO₂濃度および¹³Cの同位体比($\delta^{13}\text{C}$)の時間空間分布を用い、これを実測風を用いた3次元の大気トレーサーモデル(GISSモデル)を用いて分析することによって、観測結果を最もよく説明できるような放出・吸収源分布を決定するという基本戦略を採っている。その際、海洋のCO₂吸収については、全球積算量をbox-diffusionモデルによって決定し、海洋上の放出・吸収源分布は大気と表層海洋間のCO₂分圧差になぞらえて設定している。また、大気と生物圏の間のCO₂交換については、正味交換量のみを決定すべき変数とし、第2図に示した森林破壊による放出量1.79 GtC/年や放出・吸収源分布などはHoughtonら(1983, 1987)の評価によっている。Keelingらの一連の分析結果(Keeling *et al.*, 1989 a, Heinmann and Keeling, 1989 a, Heinmann *et al.*, 1989 b, Keeling *et al.*, 1989b)は、複雑なCO₂濃度や $\delta^{13}\text{C}$ の時間空間変動を余すところなく説明している点で軽々に難癖はつけられない。しかし、結果の一意性については疑問があり、依然として観測結果をうまく説明するためのよくできた一つのシナリオというべき面を残している。

Tansらの分析でもGISSの3次元大気トレーサーモデルが用いられている。Tansらは大気と表層海洋の間のCO₂分圧差(ΔP_{CO_2})の季節依存性を考慮したデー

タを入力し、大気中のCO₂濃度の時間空間分布が観測と一致するように他の放出・吸収源分布を決定するという戦略を採用している。地表付近での大気中のCO₂濃度の年平均値は、北半球で高く、南半球で低い。1980年代の南北両極間の濃度差はおよそ3 ppmvである。この濃度差は、人類による化石燃料の消費が主として北半球中緯度で起こっていることに起因している。Tansらの計算によれば、仮に化石燃料からの放出のみがあつて他の放出・吸収源は存在しないとすると、この両極間の濃度差は4.4 ppmvとなる。これに海洋の吸収も考慮すると、海洋吸収は南半球の方が北半球より大きいので、濃度差は6 ppmv前後まで拡大される。観測される3 ppmvの濃度差を再現するためには、北半球中・高緯度に南半球中緯度の過剰の吸収を相殺して余りある強さの吸収源がなくてはならない。この吸収源を海洋に求めようとする、対応する大気・海洋間のCO₂分圧差は観測結果と余りにも大きく隔絶したものになってしまう。第2図に示したTansらの評価は、CO₂分圧データの比較的しっかりしている北半球海洋および赤道海洋については、そこでの吸収・放出は ΔP_{CO_2} データから与えられるとし、観測される南北濃度差がよく再現されるように北半球での付加的吸収(第2図では生物圏の正味吸収としている)と南半球海洋の吸収を決定した結果である。

以上からも明らかなように、観測結果(CO₂濃度、 $\delta^{13}\text{C}$, ΔP_{CO_2})を矛盾なく説明できるようなCO₂循環の一意的な描像はまだ得られていない。Keelingらの結果では表層海水のCO₂分圧 ΔP_{CO_2} との整合性が問題になり、Tansらの結果には海洋中の¹⁴C同位体比 $\Delta^{14}\text{C}$ の分布と整合しないという問題がある。

3. CO₂循環の問題点

CO₂循環解明上の問題点としてまず挙げられるのは観測データの不足である。中でも大気・表層海水間のCO₂分圧差 ΔP_{CO_2} は、場所によるだけではなく季節によっても大きく変化していることが近年明らかとなったが、観測データが時間的・空間的にごく限られているために、その詳細は不明である。同様に、大気中のCO₂の安定炭素同位体比 $\delta^{13}\text{C}$ の観測もまだごく限られており、それに含まれている情報を満足に抽出できるという段階からは程遠い。大気中のCO₂濃度そのものについてはBAPMON/WMO, GMCC/NOAA, その他のネットワークで系統的な観測が実施されているので状況はずっとよいが、難を言えば観測点が海洋上の孤島などに

偏っていて、経度方向の変化を知るのには適していない。特に、大陸上での CO_2 濃度の時間空間分布はほとんど不明で、そのことが CO_2 施肥効果などを特定する上での大きな障害になっている (Tans *et al.*, 1990)。さらに、観測のほとんどは地上で行われており、航空機などによる上空の観測はきわめて不十分である。このため、せっかく3次元の大気トレーサーモデルを用いても、描出できる情報は限られてくる。

CO_2 循環モデルの構築についてもいくつかの問題が指摘される。海洋の吸収については、従来 box モデル、box-diffusion モデル、outcrop-diffusion モデル等々さまざまなモデルが提案され (Bolin, 1981) しており、最近では海洋の3次元的な循環を考慮したモデル (OGCM) も試みられている (Maier Reimer 他, 1987)。これらのモデルには、大気と表層海洋間の CO_2 交換速度、海洋中・深層での拡散係数 (あるいは相隣るボックス間の交換速度) などがパラメータとして含まれ、その適切な決定 (モデルの検定) が最も重要な仕事になる。このモデル検定には、普通、海洋中での放射性炭素 ^{14}C の同位体比 $\Delta^{14}\text{C}$ が用いられる。自然の平衡状態を考えると、海洋中に存在する全 ^{14}C が5730年の半減期で年々崩壊するのと等量の ^{14}C が年々大気から海洋へ輸送されている筈であり、その関係から大気・海洋間の CO_2 交換速度や海洋中での炭素の拡散係数が導かれるわけである。ところが、1950年代後半以降の度重なる核実験により、大気中の $\Delta^{14}\text{C}$ は倍増し、その影響は海洋にも及んでいる。この核実験による ^{14}C の海洋への浸透に関するデータもモデル検定に用いることができる。問題は上述の二種類のデータによる検定結果が大きく異なるということである。box-diffusion モデルを提案した Siegenthaler (1983) によれば、自然状態での $\Delta^{14}\text{C}$ を用いた場合に比べて、核実験による $\Delta^{14}\text{C}$ を用いた場合には海洋中・深層の拡散係数はほぼ2倍の大きさになる (前者が $4,005 \text{ m}^2/\text{年}$ であるのに対し、後者は $7,685 \text{ m}^2/\text{年}$)。したがって、自然の $\Delta^{14}\text{C}$ によって検定したモデルに比して、核実験の $\Delta^{14}\text{C}$ によって検定したモデルの方が、より大きな海洋の吸収を与えることになる。この不一致について Siegenthaler は立ち入った議論はせず、ただ人間活動の影響を取り扱うのだからタイムスケールの近い核実験データによる検定の方が適当であろうとして、後者を採用している。前節に述べた Keeling らの研究においても、この立場がそのまま無批判に踏襲されている。要約すると海洋の CO_2 循環モデルを既存のデータと完全に整合するように検定することには、まだ

成功していないということである。

生物圏の CO_2 吸収については、松野講演で述べられているものと類似のモデル化 (工業化以前の平衡状態からの摂動) が行われている。吸収量の決定には平衡状態での総生産量 (GPP)₀ (あるいは純一次生産量 (NPP)₀) を知る必要があるが、これは森林生態学者の評価に待たなければならない。植物生長因子 (松野講演の β) を一意的に決定する直接的な検定法はなく、 CO_2 濃度などの計算結果が観測と大きく違わないように試行錯誤によって選ぶしかない。普通は $\beta=0.4$ 程度とされているが、その根拠は確かではない (松野講演の ϵ については普通 $\epsilon=1$ と仮定される)。要するに生物圏の CO_2 吸収については、吸収量を独立に決定し得るようなモデルはまだ得られていない段階である。

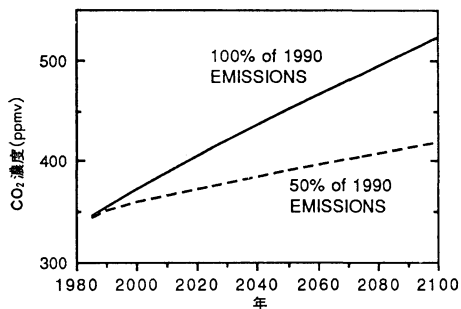
以上の議論から、 CO_2 循環の解明のために有効と考えられる当面の研究課題として

- (1) 大気・海洋間の CO_2 分圧 Δp_{CO_2} データの整備
- (2) 大気 CO_2 中の $\delta^{13}\text{C}$ データの整備
- (3) 大陸上や大気上層も含めた CO_2 濃度データの整備
- (4) CO_2 循環モデルの見直し、特に海洋モデルの検定法と生物圏モデルの改良

などを挙げるができる。

4. いわゆる「素朴で基本的質問」について

コンビナーの松野氏は、シンポジウムの冒頭で「素朴で基本的質問」なるものを提出した。いわく「人為的に放出された CO_2 の自然界における吸収量は (自然のバランスから摂動論的に考えれば) 自然レベル (280 pp mv) からの超過に比例するであろう。とすれば、現在 (放出量の) 約半分が吸収されているなら超過濃度が2倍、すなわち 420 ppmv になれば現状の放出量で (大気中の CO_2 濃度は) 安定化するのではないか?」というものである。松野氏はこの疑問に対して現在の CO_2 循環理論は必ずしも信じるに足る解答を用意していないとして、自ら CO_2 循環の定式化を行い、上の疑問は基本的に正しいという結論を得ている。松野氏の定式化は CO_2 循環の急所をよく押えていて、大筋で正しく、特に異を唱えるべきところも見当らない。松野氏の定式化によれば、大気中に一定速度で CO_2 を放出すると、大気・表層海水 (再循環水) 系の CO_2 分圧と海洋中・深層水や生物圏の (記憶している工業化以前の) CO_2 分圧の差 (したがって中・深層水や生物圏の吸収量) が次第に増加し、吸収量の和がちょうど放出量と一致すると



第3図 CO₂ 放出量を1990年のレベルで安定化させた場合(上)および1990年レベルの半分で安定化させた場合の大気中のCO₂濃度の予測。生物圏は放出と吸収がバランスした中立状態にあるとしている (IPCC, 1990)

ここまできた段階で大気中のCO₂濃度は安定化するということであり、一見大変もつもらしい結果となっている。しかし、それにもかかわらず何か狐に化かされたようなすっきりしないものが感じられるのである。その理由を詮索すれば、まず松野理論は、基本的には平衡状態からの摂動を取り扱った従来のモデルと大きく違わないにもかかわらず、従来のモデルではCO₂濃度の安定化は少なくとも容易には起こらないとされていることが挙げられる。IPCC第一作業部会報告の予測によれば、CO₂放出量を1990年レベルに安定化した場合、大気中のCO₂濃度はほぼ直線的に増え続けて2100年には約520 ppmvに達する。CO₂放出量を1990年レベルの1/2に減らしても同様の直線的増加となり、2100年には約420 ppmvに達する(第3図)。

もう一つすっきりしない理由を挙げてみよう。十分長い時間を考えれば、海洋中・深層も応答して、系全体は準平衡的に推移するであろう。仮に海洋全層が大気と平衡するとすると、大気中に放出されたCO₂のうち

$$Ra = \frac{r/\eta}{1+r/\eta}$$

だけが大気に残留するという計算になる(田中, 1979)。 η は緩衝因子の逆数、 r は大気と海洋の炭素貯蔵量の比(N_a/N_s)である。 $\eta=0.1$ 、 $r=1/50$ とおけば $Ra=1/6=0.17$ となるから、大気に加えられたCO₂の17%程度は大気に残留し、少なくともその分だけは大気中のCO₂濃度は増え続けることになる。ただし、既に蓄積されている非平衡分の解消に伴う一時的な安定化や減少は別である。なお、この計算では海水の温度、塩分、アルカリ度などは変わらないとしているが、これは松野理論でも同

じである。

以上の考察を念頭において、もう一度松野氏の定式化をみてみよう。松野氏によれば、4 m/年の速さで湧昇してくる処女水の吸収が重要な役割を果たしているが、この処女水の吸収は海水のベンチレーションによって、実際には中・深層水による吸収を意味している。この中・深層水の吸収は、平均すれば再循環水に隣る部分から徐々に深部に及ぶように配分されるであろう。boxモデルやbox-diffusionモデルの取り扱いはまさにそのようなになっているし、 $\delta^{14}C$ や[DIC]_{min}の鉛直分布もそれを支持していないだろうか。もしそうであれば、処女水が工業化以前の大気中のCO₂濃度を記憶しているという仮定そのものが問題になる。生物圏についても同じようなことが問題になるだろう。これについては、工業化の開始から既に200年以上が経過し、CO₂濃度が25%以上も増加しているのに、工業化以前からの摂動を用いることには無理があるという指摘はあるが、実際には従来も松野氏と同様の定式化がなされている。

引用文献

- Boden, A.B., P. Kanciruk and M.P. Farrell (ed.), 1990: TRENDS '90 A compendium of data on global change, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge, Tennessee, p237.
- Bolin, B. (ed), 1981: Carbon Cycle Modeling, SCOPE 16, John Wiley & Sons, New York, p 389.
- Heimann, M. and C.D. Keeling, 1989 A three dimensional model of atmospheric CO₂ transport based on observed winds: 2. Model description and simulated tracer experiments. Geophysical Monograph, 55: 237-275.
- , ——— and C.J. Tucker, 1989 b: A three dimensional model of atmospheric CO₂ transport based on observed winds: 3. Seasonal cycle and synoptic scale variations, Geophysical Monograph, 55: 277-303.
- Houghton, J.T., G.J. Jenkins and J.J. Ephraums (ed.), 1990: Climate change—the IPCC scientific assessment. Cambridge Univ. Press, 364 P.
- Houghton, R.A., J.E. Hobbie, J.M. Melillo, B. Moore, B.J. Peterson, G.R. Shaver and G.M. Woodwell, 1983: Changes in the carbon content of terrestrial biota and soils between 1860 and 1980. Ecological Monograph, 53, 235-262.
- Houghton, R.A., R.D. Boone, J.R. Fruci, J.E. Hobbie, J.M. Melillo, C.A. Peterson, G.R. Shaver, G.M. Woodwell, B. Moore, D.L. Skole

and N. Myers, 1987: Geographic distribution of the biotic flux of carbon in 1980. *Tellus*, **39B**, 122-139.

Keeling, C.D., R.B. Bacastow, A.F. Carter, S.C. Piper, T.P. Whorf, M. Heimann, W.G. Mook and H. Roeloffzen, 1989 a: A three dimensional model of atmospheric CO₂ transport based on observed winds: 1. Analysis of observational data. *Geophysical Monograph*, **55**, 165-235.

Keeling, C.D., S.C. Piper and M. Heimann, 1989 b: A three dimensional model of atmospheric CO₂ transport based on observed winds: 4. Mean annual gradients and interannual variations. *Geophysical Monograph*, **55**, 305-363.

Maier-Reimer, E. and K. Hasselmann, 1987: Transport and storage in the ocean—An inorganic ocean-circulation carbon cycle model. *Climate Dynamics*, **2**, 63-90.

Siegenthaler, U., 1983: Uptake of excess CO₂ by an outcrop-diffusion model of the ocean. *J. Geophys. Res.*, **88**, 3599-3608.

Tans, P.P., I.Y. Fung and T. Takahashi, 1990: Observational constraints on the global atmospheric CO₂ budget. *Science*, **247**, 1431-1438.

田中正之, 1991: 二酸化炭素の循環と地球の熱バランス. *応用物理*, **59**, 427-431.

———, 1979: 二酸化炭素, 大気汚染物質の動態, 磯野謙治編, 大気環境の科学 2. 東大出版会, 49-84.

409; 411 (生物圏; 一次の純生産 (NPP); 生態系純生産 (NEP); 二酸化炭素濃度)

3. 生物圏はソースかシンクか*

及川武久**

陸上生物圏の有機炭素量フラックス

植物は太陽光をエネルギー源として, CO₂ と水を原料として有機物を合成している. これを生態系としてみた時に総生産 (GPP; Gross Primary Production) と呼ぶ. 植物は光合成で有機物を合成すると同時に, 生命活動の源となる呼吸 (R_P) を行なって, 大気に CO₂ を放出している. GPP からこの R_P を差し引いた値が, 一次の純生産 (NPP; Net Primary Production) であり, この NPP が新たな植物体になる. われわれ人間も含めたあらゆる動物は有機物を合成できない. 草食動物は直接植物を食べ, 肉食動物は草食動物を食べることによって, 間接的に植物に依存して生きている. このように食物連鎖を通じて, 動物は植物の光合成産物を利用して生きており, その利用可能な量がこの NPP になる. 従って, NPP は植物の生産力を表わす指標であると同時に, その生態系の規模を決める指標でもある. 生物圏扶養能力と呼ばれる由縁である.

この一連の炭素の流れを式に表わすと,

$$NPP = GPP - R_P \quad (1-1)$$

$$= \Delta W + L + G \quad (1-2)$$

ここで, ΔW はある期間の植物体の炭素増加量を表わ

し, L は枯葉・枯枝となって植物から地面に供給される有機物量を表わし, G は動物に食われる植物の有機炭素量を表わす.

各生態系の NPP は, 一般に (1-2) 式に基づいて求められる. 例えば, 森林の NPP を求めるには, ある一定面積に生えているすべての木の幹の直径を, ある年 t₁ と, 1~2 年経た t₂ に測定し, この測定値から t₁ と t₂ におけるそれぞれの現存量 W₁ と W₂ を推定して, $\Delta W = W_2 - W_1$ とする. 同時に t₁ から t₂ の間に落ちて来る枯葉・枯枝を地表面で定期的に回収して, L を求める. G は一般に小さいので省略し, $\Delta W + L$ を NPP とする. このような方法で求められた世界各地の NPP と植物現存量が, 第 1 表に示してある. このような各生態系ごとの測定値をまとめて, 地球規模の炭素現存量とフラックスを求めた値が, 最近の IPCC のレポート (Watson *et al.*, 1990) に見ることができる.

Watson *et al.* は, 陸上生物圏には生きている植物体として 550, 土壌中の死んだ有機物として, 植物体の約 3 倍の 1,500, 合計 2,050 の C (単位はいずれも 10¹⁵g = Pg) が, 有機態として存在するものと見積もっている. 大気中の CO₂-C は 750 (1990 年の値で, 現在年間 3 つつ増えつつある) なので, 陸上生物圏の有機態の炭素量は, 大気圏のその約 3 倍であり, 有機物量の増減は, 大気中の CO₂ 濃度に大きな変化を与える.

* Is the Biosphere a sink or a source for CO₂.

** Takehisa Oikawa, 筑波大学生物科学系.