

陸域プロセスモデルによる広域の 土壌ガス交換推定：現状と課題

伊藤昭彦¹

Broad-scale evaluation of soil gas exchange with process-based models: current status and problems

Akihiko ITO¹

1. はじめに

土壌と大気との間の微量ガス交換は、グローバルな物質循環の中で重要な役割を果たしており、現在進行しつつある地球環境変動にも深く関係している。特に温室効果ガス (GHG: CO₂, CH₄, N₂O) 収支において、土壌は量的寄与の大きい放出源となっており、将来の大気中温室効果ガス濃度および気候変動の予測において無視できない要素となっている。気候変動に関する政府間パネル (IPCC) は各種土地利用からの温室効果ガスエミッション/リムーバルを推定する際のガイドラインを提示しているが、最も簡便な概算法 (Tier 1) として単位面積からの放出量に関するデフォルト値を使用するものを挙げている。そして、より高度な評価法 (Tier 3) として、空間的に詳細なデータに基づくモデルやインベントリー・地理情報システム (GIS) を使用し、経時変化を追跡可能で、品質管理や検証を経たより信頼性の高い方法を挙げている。このような微量ガス収支の現状把握、さらに適切なシナリオに基づく将来予測を行うには、物質動態に関する各種の生物地球化学的プロセスを考慮したモデルを構築し使用する必要がある。本稿では、土壌のガス交換 (フラックス) を推定するプロセスモデルの基礎を解説した後、広域スケール評価における現状と問題点を議論する。

2. プロセスモデル

一般にはプロセスモデル (process-based model, または mechanistic model) とは、対象となる系の挙動を個別の過程 (プロセス) に分解し、それぞれを決定する諸要因や相互の関係性を取り入れた数式で記述したものである。生態系のプロセスモデルと言った場合は、水や炭素・窒素といった物質・元素について、生態系中での移動や質的变化を記述したモデルを指す場合が多い。生態系プロセスモデルに関する解説として小松・橋本

(2002)、土壌炭素モデルに関する解説として横沢ら (2005) などを参照されたい。例えば、土壌における炭素動態 (および大気との CO₂ 交換) の最も基礎的なプロセスモデルとして、下記のようなものを挙げるができる:

$$\frac{dW}{dt} = L - d \cdot W \quad (1)$$

ここで W は土壌 (有機) 炭素量、 L は枯死物供給量、 d は分解率、 t は時間を表す。つまり、土壌という系の時間変化を、植物からの供給と微生物による分解という2つのプロセスの結果として表現しており、 $d \cdot W$ が有機物分解から発生する CO₂ フラックスにあたる。ところで、プロセスモデルでないモデルももちろん存在しており、それには経験的 (統計的) モデルや現象論的モデルといったものがある。例えば、土壌炭素量を温度や降雨量との回帰式で表せばそれは経験的モデルであり、土壌炭素蓄積過程を生物の成長曲線に用いられるロジスティック式で表せばそれは現象論的モデルとみなせる。プロセスモデルは、扱う諸項が基本的には物理化学的・生物的に規定されたプロセス (物質の移動や化学反応など) であり、環境要因に対する応答がプロセス毎に設定されており、モデル中で使用するパラメータ (プロセスを特徴づける媒介変数、式1では d がそれにあたる) に意味付けがある、といった特徴がある。そのため、系の中で進行している現象を理解しやすく、現在と異なる条件下での予測性が高いという利点がある。

現在開発されている多くの陸域プロセスモデルは、式1とは比べものにならないほど複雑化している。すでに式1で明らかなように、土壌炭素量そして CO₂ フラックスは、土壌単体で決定されるわけではなく植生からの枯死物供給 (L) を考慮する必要がある。多くの場合で L の時間変化も同時に考慮する必要があるため、土壌ガス交換の推定が目的だとしても、植生のコンポーネントを含めた「生態系モデル」の形をとることになる。プロセスモデルの草分けの一つである Century モデル (例えば Parton et al., 1988) も、土壌モデルから出発し、後に植生部分を追加して生態系モデルに発展した。また、

¹ National Institute for Environmental Studies, Onogawa 16-2, Tsukuba, Ibaraki 305-8506
Corresponding author: 伊藤昭彦, ¹ 国立環境研究所 地球環境研究センター
2012年12月10日受稿, 2013年2月19日受理
土壌の物理性 123号, 109-116 (2013)

式1では土壌全体を単一のプールとして扱っているが、そのような扱いが可能な土壌は稀で、ほとんどの場合は分解率や温度・水分条件が異なる複数のプールから構成されている。そこで、 W を細分化して式1を連立方程式とし、それぞれ流入と分解のプロセスを計算することになる。例えば2つの成分に分ける場合、土壌上部のリター層 (W_1)と腐植層 (W_2)に分割し、それぞれ分解率 d_1 と d_2 で分解が進み、枯死物は先ず W_1 に入り、同時に W_1 の一部が腐植化して W_2 に移動する、といった変更が考えられる。加えて、分解の速い・遅い腐植や化学組成、倒木などの粗大有機物、土壌微生物を分けて扱うことなど、どんどん細分化することもできる。しかし現在のところ、土壌をいくつのプールに細分化すべきか、またプール間の物質移動をどう表現すべきか、についてモデル研究者で共通の見解は得られていない(伊藤, 2002など参照)。不均質系である土壌中に混在する各プールの存在量や分解率 d を決定することは非常に困難であり、細分化したからといって一概に推定の信頼性が高まるわけではない。またここでは、土壌学者と生物地球化学的モデル研究者とで、土壌に対する見解の相違があるように思われる。土壌学では土壌層位は最も重要な項目の一つであるが、プロセスモデルの場合、ごく詳細なものでもA層やB層といった層位を考慮する、あるいは予測することはほとんど無い。まして、土壌タイプを特徴付ける集積層や洗脱層を考慮することは皆無に近い。このように土壌学的研究で得られている膨大な知見のうち、モデル研究に活かされているのはごく一部に止まっている。また、系への理解が深まるほどに様々な要素や関係性を取り入れられることは、プロセスモデルの長所でもあるが、同時に止めどなくモデルが複雑化する危険性や、理解不十分なプロセスの導入が大きな不確実要因となり得ることを、常に念頭に置いておくべきだろう。

3. プロセスモデルを用いた GHG 評価

陸域プロセスモデルは、近年の地球環境問題への注目、生態系に対する理解の深化、膨大な計算を可能にするコンピュータの発展、などの要因により飛躍的に進化した。ここでは主に広域スケールでの土壌 GHG 交換に焦点を当てて、プロセスモデル研究における近年の注目すべき進展をいくつか挙げてみる。

3.1 二酸化炭素 (CO_2)

土壌表面からの CO_2 放出(土壌呼吸)は長年にわたる測定データが蓄積されており、フラックスにおける植物の根呼吸と微生物呼吸の寄与を分離する試みも多数行われている。世界各地の観測データを集計した Bond-Lamberty and Thomson (2010)の研究によると、陸域全体の土壌呼吸量(2008年)は $98 \pm 12 \text{ Pg C y}^{-1}$ に達するという。これは工業活動など非生物起源排出量の約10倍の規模である。しかも、彼らの分析によると最近20年ほどの間に、陸域における土壌呼吸総量は平均して年間 0.1 Pg C y^{-1} の割合で増加しつつあるらしい。し

かし、現在の陸域プロセスモデルは、土壌呼吸を高精度に再現するには至っていない。これは、式1から分かるように土壌炭素量 W を再現できていないことでもあるし、分解率 d を正しく設定できていないことが原因の一つである。多くのモデルにおいて分解率 d は、基準となる条件下での値 d_0 を、諸要因による影響を考慮して増減させることで求めている。例えば:

$$d = d_0 \cdot f(T) \cdot g(M) \quad (2)$$

のようになり、 $f(T)$ と $g(M)$ はそれぞれ温度、水分条件に応じた増減率を示す応答関数である(その他にも窒素濃度による基質の影響などを設定するモデルもある)。これらの環境応答を示す関数の設定は、モデル開発者の判断に委ねられており、研究要素である一方で、実用的には推定不確実性の原因ともなる。

微生物および根呼吸は、実測的には温度上昇に対して加速度的に増加することが観察されているため、 $f(T)$ には指数関数(10℃の上昇に対する増加率 Q_{10} をパラメータに設定)や Arrhenius 型関数(無機化反応の活性化エネルギーを設定、例えば Lloyd and Taylor, 1994)が使用される場合が多い。しかし、パラメータ値の設定によって推定結果が大幅に変わることが問題となっている。 Q_{10} 値は2.0が典型的な値とされ多くのモデルで採用されているが、広域的に得られた情報に基づく推定では $Q_{10} < 2.0$ の結果が多く得られている。前述の Bond-Lamberty and Thomson (2010)による研究では、過去の全陸域の温度変化と土壌呼吸の上昇率に基づいて、 $Q_{10}=1.5$ が示唆されている。また、Mahecha et al. (2010)は、渦相関法による大気-陸域間のフラックス観測 (FLUXNET) から得られたデータを解析し、 $Q_{10}=1.4 \pm 0.1$ を得ている(ただし生態系全体の呼吸についてであることに注意)。グローバルな陸域モデルや大気 CO_2 濃度などのデータから Q_{10} 値を逆推定した研究もいくつかある。例えば Ise and Moorcroft (2006)は土壌炭素分布を再現するようモデルの温度依存性を最適化した結果、全陸域の $Q_{10}=1.37$ を得ている。Zhou et al. (2009)も同様な手法により平均的 $Q_{10}=1.72$ と推定している。大気 CO_2 濃度変動からの逆推定では、Knorr and Heimann (1995)や Kaminski et al. (2002)は生態系全体の呼吸について $Q_{10}=1.5$ を最も適合性が高い値としている。このような広域推定の結果と対照的に、現地観測ではしばしば $Q_{10} > 2.0$ の値が得られている。例えば Raich and Schlesinger (1992)は各地の観測から得られた46件の頻度分布を示し、中央値として $Q_{10}=2.4$ を得ている。また、Wang et al. (2010)は主に森林における実測データから185件の Q_{10} 値を分析し、最頻値として2.5~3.0、算術平均値として2.67を得ている。これらの頻度分布からは、1.5程度の Q_{10} 値が得られることはむしろ比較的少ないことが見て取れる。 Q_{10} を1.5と設定するか2.5と設定するかで、例えば+3℃(21世紀中の典型的な気温上昇幅)に対する分解速度の応答は

それぞれ +13%, +32% と顕著に異なるため、プロセスモデルによる推定にとって大きな問題と言えるだろう。

このような Q_{10} 値に関する不確定性を理解する一つの鍵は、土壌分解の温度依存性に関するもう一つの議論にあると思われる。土壌有機物には植物から枯死物として供給されたばかりの新しいものから、腐植として地下部に長期間留まっている古いものがある。このように土壌中で古さが異なる土壌有機物は、温度変化に対する感度も異なっている可能性が指摘されていた。近年の議論の発端として、Liski et al. (1999) は古い土壌有機炭素の分解速度は温度変化に対して感度が低いことを主張し、また Giardina and Ryan (2000) は世界 82 地点のデータを解析して各地の土壌炭素分解速度が温度条件にかかわらず一定に近いことを示した。これらは、将来の温度上昇に対して、土壌炭素の大部分を占める腐植の応答が予想より鈍い可能性があることを示唆するものであった。一方、Knorr et al. (2005) は土壌インキュベーション実験のデータを簡単なプロセスモデルを用いて解析し、難分解性の土壌有機物ほど高い温度依存性を示すという結果を得た。しかし、それに対して Reichstein et al. (2005a) はデータの選択や解析法に問題があるとして異議を唱えた。また Reichstein et al. (2005b) は、温度依存性パラメータ (Q_{10}) は測定を行った土壌深度・期間・水分条件に対しては比較的安定（トウヒ林土壌で $Q_{10} = 2.7$ ）であり、土壌表層にある（つまりより新しい）易分解性の有機物の温度応答が量的に卓越することを主張している。さらに Fang et al. (2005) は、森林・草地・耕作地で採取した土壌のインキュベーション実験により、易分解性と難分解性の土壌有機物では温度応答性に差はないという結果を得た。このように土壌有機物における温度応答性について、異なるデータに基づいて矛盾する主張がなされていたが、Davidson and Janssens (2006) は化学反応の基礎に立ち返って整理を行った。彼らは Arrhenius の化学反応式に基づいて、基質の活性化エネルギーと温度環境が異なった場合、分解における（見かけの） Q_{10} がどう変わるかを示した（Davidson and Janssens (2006) の Box 1 Figure）。そこでは、活性化エネルギーが高い（難分解性、主に古い）有機物ほどそして低い温度条件であるほど高い Q_{10} 値が得られ、逆に活性化エネルギーが低い（易分解性、主に新しい）有機物ほどそして高い温度条件にあるほど低い Q_{10} 値が得られることが示されている。これは、高緯度の低温で土壌有機物貯留量が多いサイトにおいて高い Q_{10} 値が示される（例えば Zhou et al., 2009）ことと矛盾しない。逆に熱帯ではしばしば土壌呼吸の温度依存性が観測されにくい場合があるが（例えば Adachi et al., 2006）、これは温度の変動幅が小さく傾向が読み取りにくいだけでなく、高温条件下では分解反応の温度感度が低いことも理由に含まれることが示唆される。

以上の議論を踏まえて、広域の情報からトップダウン的に推定される Q_{10} 値 (1.5 前後) と実測からボトムアッ

プ的に示される Q_{10} 値 (2.5 前後) で差が生じる原因を考えてみたい。ここで考慮に入れるべきもう一つの要素は、土壌から大気への CO_2 フラックスの空間的な分布である。土壌呼吸（根 + 微生物の呼吸）は全陸域で $68 \sim 98 \text{ Pg C y}^{-1}$ （例えば Raich and Schlesinger, 1992; Bond-Lamberty and Thomson, 2010）の規模に達すると考えられるが、量的には熱帯地域の寄与が大きい。特に熱帯多雨林は、通年、植生の生産力が高いため土壌への有機物供給が多く、高温多湿で分解が速やかに行われるため、単位面積あたりの CO_2 フラックスは非常に大きい（例えば Saigusa et al., 2008）。一方で、メタ分析で示された Q_{10} の頻度分布は観測件数を基にしており、フラックスで量的に重み付けされたものではない。過去の実測研究は、中高緯度の先進地域で行われたものが多く、従って頻度分布は Q_{10} 値が比較的高い温帯・亜寒帯の傾向を反映しがちだった可能性がある。反面、グローバルモデルや大気 CO_2 濃度からの逆推定では、量的寄与は大きい Q_{10} 値の低い熱帯の傾向を反映しがちになるだろう。つまり、現地観測と広域研究からは見かけ上は異なる代表的 Q_{10} 値が得られているが、必ずしも相矛盾するものではなく、現象のスケールの違いを注意深く考慮することでかなりの程度まで整合的な理解が可能になる。またこれは、従来のプロセスモデルで行われていたように Q_{10} あるいは活性化エネルギー値に一律の値を設定するのではなく、基質や環境条件の違いを考慮する必要があることも示唆している。ただし、前出の Mahecha et al. (2010) のように、フラックス変動における短周期成分については Q_{10} 値が温度条件やサイト間で有意な差がなく、植物からの光合成産物（呼吸基質）供給が強い変動要因となっていることを示す研究もあり、今後の更なる検討が必要であろう。

次に水分依存性（式 2 の $g(M)$ ）について簡単に説明する。というのは、温度依存性以上にモデル間の表現法が異なっており、パラメータだけでなく用いる数式が異なっている場合が多いからである（例えば Reichstein and Beer, 2008）。一般的な傾向として、（他の条件が同一であれば）ある適潤域で分解速度は最高を示し、それより乾燥しても過湿になっても分解は抑制される。このような土壌水分に対する応答特性を表すため、上に凸の二次曲線や領域で区切った直線の組み合わせなどが用いられてきた。Fallon et al. (2011) は 5 種類の生態系プロセスモデルで使用されている水分依存性の応答曲線を比較しているが、実測データのばらつきが大きいこともあり、明確な結論は示されていない。土壌有機物の分解速度が水分条件に依存するのは、微生物活性が影響を受けるためという説明もあるが、基質の利用可能性が影響されることが重要であろう。前出の Davidson and Janssens (2006) が指摘したもう一つの重要な点は、土壌分解の推定に基質制限をより直接的に考慮することの必要性であった。実際、これまでのプロセスモデルでは、式 1 に示されるように有機物プール (W) サイズに比例して分解が進むという極めて簡単な仮定が置かれていた。

Davidson et al. (2012) は、土壌中で微生物活動の直接の基質となる可溶性有機炭素 (S) と酸素 (O_2) について、Michaelis-Menten 式に基づく制限要因を考慮した定式化を提示している。

$$d = d_{max} \cdot \frac{S}{k_S + S} \cdot \frac{O_2}{k_{O_2} + O_2} \quad (3)$$

ここで d_{max} は最大分解率、 k_S と k_{O_2} はそれぞれ可溶性有機炭素および酸素に対する Michaelis-Menten 定数を表す (ただし d_{max} と k_S は温度依存)。ここで土壌水分は、基質濃度 S と酸素濃度 O_2 に影響を与えることで分解速度を変化させる。このように、従来の観察に基づく経験式よりもメカニズムに踏み込んだ定式化が模索されている。

3.2 メタン (CH_4)

土壌における CH_4 フラックスは、大きく分けて湿地・水田におけるメタン生成からの放出と、森林・草原土壌におけるメタン酸化による吸収から成る。陸域全体では、動物からの放出、火災起源の放出、あるいは植物体からの放出が加わるが、依然として土壌は大きな寄与を果たしている。プロセスモデルにおいては、湛水して嫌気的条件になる湿地・水田部分とその他の酸化的条件にある土壌を分けて扱うことが多い。 CH_4 の酸化吸収フラックス (U_{CH_4}) は濃度勾配に沿ったガス拡散を示す以下の式で表される。

$$U_{CH_4} = D_{CH_4} \frac{dC_{CH_4}}{dz} \quad (4)$$

ここで D_{CH_4} は拡散係数、 z は土壌中での深度を表す。そこで、拡散係数 D_{CH_4} と濃度勾配 dC_{CH_4}/dz の実用的な推定法がいくつか提案されている。Ridgwell et al. (1999) は、 D_{CH_4} について土壌水分 (空隙率) と温度の影響を考慮した経験式を提示している。また、濃度勾配に影響を与える土壌の CH_4 酸化能についても、土壌水分・温度・窒素要因を考慮した推定式を提示している。しかし、彼らの方法で推定すると、沙漠などの乾燥地で非常に CH_4 酸化吸収速度が高く推定されるという問題があった。Curry (2007) はその点を改良し、新たな土壌水分への応答関数を与えることで、より観測事実と整合的な推定法を提示している。Del Grosso et al. (2000) も広域の CH_4 酸化フラックス推定法を提案しているが、その構造はより簡便で、大まかな植生タイプと土壌水分・温度条件の経験式から正味フラックスを求めるものである。Ito and Inatomi (2012) は陸域プロセスモデルに 4 種類の CH_4 酸化フラックス推定法を組み込み、グローバルな結果を比較したところ空間分布には手法間で大きな差が生じていたが、合計量としてはいずれも $25 \sim 35 \text{ Tg } CH_4 \text{ y}^{-1}$ であった。

プロセスモデルによる湿地・水田からの CH_4 放出量推定は、近年盛んに行われるようになってきている。2000 年代までは研究例はわずかであり、Cao et al. (1996)

や Potter (1997) によって、比較的簡便な (土壌深さ方向の濃度勾配を考えない) モデルによって推定が行われていた。最近の陸域プロセスモデルでは地下水位と土壌中での生成・消費を考慮したよりメカニスティックな推定法が採用されている。その代表的なものの一つに Walter and Heimann (2000) の CH_4 発生モデルがある。基本的には、以下の式を解くことによって CH_4 収支が得られる。

$$\frac{\partial}{\partial t} C_{CH_4}(t,z) = \frac{\partial}{\partial z} \left[D_{CH_4}(z) \frac{\partial C_{CH_4}(t,z)}{\partial z} \right] + E(t,z) + V(t,z) + P(t,z) + O(t,z) \quad (5)$$

ここで D_{CH_4} は物理的な拡散、 E は気泡による輸送、 V は植物の通気組織を介した輸送、 P はメタン生成、 O はメタン酸化を表す。ここでは土壌深さ方向の次元 (z) を持つ多層モデルが使用され、各層について上式を数値的に解くことになる。地下水位は P および O の分布および拡散係数を変化させることで D_{CH_4} に影響を与える。このようなメカニスティックなモデルを構築する試みはいくつかあり、例えば Zhang et al. (2002) は酸化還元電位の影響を明示的に考慮するモデル (Wetland-DNDC) を提示しており、Wania et al. (2010) は凍結・融解を考慮した湿原の水収支とメタン生成を扱うモデル (LPJ-WHyMe) を開発している。これらのモデルを通じて、土壌中の CH_4 動態に関する物理的プロセスはかなり精緻化されてきたが、依然として生物学的プロセスに関する不確実性は大きいと考えられる。例えば植物の通気組織を介した輸送について、植物の種類や根の分布をモデルに取り入れることはなお難しく、大幅に単純化された経験的な方法で考慮されている。

広域スケールの CH_4 収支を推定する研究は、近年盛んに行われるようになっており、モデル間の相互比較研究 (例えば WETCHIMP, Melton et al., 2013) も実施されている。例えば Ringeval et al. (2010) は、植生動態モデル (ORCHIDEE) に湿原からの CH_4 放出に関するスキームを導入し、季節変化や経年変化の再現を試みている。また、Patra et al. (2011) は大気輸送拡散モデルに、陸域プロセスモデルによる CH_4 フラックスを入力し、大気 CH_4 濃度変動の再現性について検討を行っている。広域評価を行う上では、 CH_4 発生源となる湿地や水田など氾濫原の分布を正しく与えることが重要である。2000 年代までは、土地被覆図に基づく平均的なマップ (例えば Matthews and Fung, 1987) が用いられてきたが、近年では人工衛星によるマイクロ波観測により、地表の湛水部分を時系列的に把握できるようになった。そのデータを用いたプロセスモデルによる CH_4 放出推定が行われている (例えば Ringeval et al., 2010, 2012)。

広域の CH_4 収支に関して特に興味深いのは、大気 CH_4 濃度に見られる顕著な経年変動である (例えば Dlugokencky et al., 2003)。大気中の CH_4 は、人為起源放出の増加などにより 1980 年代初頭まで着実に増加し

ていたが、それ以降は顕著な鈍化を示し、そして2008年前後から再度上昇する傾向を示している。陸域は、湿地が100～230 Tg CH₄ y⁻¹、水田が30～60 Tg CH₄ y⁻¹と大きな放出源になっていることから、陸域放出量の増減による寄与について研究が行われている（例えばRingeval et al., 2010；Kai et al., 2011）。このような傾向を正しく再現できるかどうか、プロセスモデルの試金石となるであろう。しかし総じて、陸域の広域的なCH₄収支に関する研究は歴史が浅く、モデル検証も十分では無い。最近まで、実測データは主にチャンバーを用いた少数地点・短期間のものに限られていたが、新しく渦相関法を用いた計測機器が開発されており、今後はモデル検証に使用できる連続観測データが飛躍的に増加することが期待される。

3.3 亜酸化窒素 (N₂O)

生態系における窒素循環を扱うプロセスモデルがこれまで開発されてきたが、植物にとっての窒素制限や、河川流出水における硝酸態窒素濃度の予報に主眼を置くモデルも多かった。その場合、硝化・脱窒・揮散による大気への窒素放出をまとめて総量さえ推定すれば十分なため、N₂Oフラックスを取り出して推定することはできない。一方、温室効果ガス収支に焦点を当てるモデルも開発されており、そこでは硝化と脱窒によるN₂O放出を“leaky-pipe”または“hole-in-the-pipe”と呼ばれる概念（例えばDavidson et al., 2000）に基づいて推定している。つまり、土壌中の有機窒素がアンモニア態へと無機化され、硝化、脱窒と一連のプロセスを経る間に、一部がN₂O、NO、N₂として大気に漏れ出ていくと考える。そこでは土壌の温度、水分、pHなどの条件に応じたガス組成の変化が（多くの場合は経験的な方法で）考慮されている。例えばPotter et al. (1996)はCASAモデルを用いて陸域からのN₂O発生量を推定しているが、ここでは硝化と脱窒を区別せず、土壌水分条件に応じて総Nガス発生量におけるN₂O・NO・N₂組成を変化させる方法をとっている。また、窒素循環プロセスにより踏み込んで、土壌中での嫌氣的領域（anaerobic balloon）における諸反応を明示的に扱うDNDC (Li et al., 1992)のようなモデルもある。概して、N₂Oに関する広域評価例はCO₂やCH₄に比べ少なかったが、温室効果ガス収支の全体量を考慮することが重視されてきたことや、N₂Oは温暖化だけでなくオゾン層破壊にも関係する物質であることが指摘されたことにより、今後より研究が盛んになることが予想される。広域推定の例として、Werner et al. (2007)はDNDCモデルを用いて熱帯多雨林（アマゾン、赤道アフリカ、東南アジア）からのN₂O放出量を0.88～2.37 Tg N y⁻¹と見積もっている。ただし窒素循環モデルには、プロセスとしての理解が依然として不十分な要素が多い。例えば、生物的窒素固定の量は、非常に簡単な経験式（Cleveland et al., 1999）で推定される場合が多いが、熱帯では大幅に過大評価している可能性が指摘されている（Cleveland et al., 2012）。このような窒素循環モデルの不確定性は、そ

れを用いたN₂Oフラックスの推定誤差につながるため、各プロセスに関する理解をより深化させてモデルに反映させていくことが必要であろう。

4. 広域評価における課題

4.1 基礎データの拡充

土壌あるいは生態系のプロセスモデルを用いた広域評価を行うには、適切な入力データを整備することが先ず重要である。入力データには、気象要素、土地被覆、地形・土壌特性といった基礎的なものに加え、大気中の微量ガス濃度、窒素沈着量、耕作地における肥料・有機物投入量といった情報が必要な場合もある。このようなデータは、近年の地球環境問題に対応するモデル研究の必要性を受けて、徐々に整備が進められているが、依然として高分解能・高信頼性なデータセットが確立されるには至っていない。例えば気象条件についても、測候所や人工衛星のデータと気象モデルを用いて再解析データと呼ばれる全球データが作成されているが、分解能が粗く（緯度経度1度以上）、データセット間の差異も大きいのが現状である。土壌に関しては、国際連合食糧農業機関（FAO）や国際応用システム分析研究所（IIASA）などにより、Harmonized World Soil Database (HWSD)が作成された。これは、世界各地の土壌プロファイルデータを基に、FAO土壌マップと組み合わせることで、全球1 kmメッシュで土壌の各種特性値（砂/粘土組成、テクスチャー、炭素含有率など）を得ることができる。基礎となる土壌データの質や量にまだ不足があるとは言え、このようなグローバルかつ高分解能なデータが利用可能になったことは、陸域プロセスモデルの利用にとって大きなプラス材料である。実際に、HWSDの土壌炭素データは、陸域プロセスモデルのベンチマーキング・検証に利用されるようになっている。

4.2 詳細さとシンプルさのトレードオフ

土壌は不均質かつ複雑な系であり、プロセスモデルは諸要素を漏れなく組み込もうとすれば、際限なく詳細化していく宿命にある。その反面、現象のメカニズム理解には、多少厳密さを犠牲にしてもシンプルな（中身が理解できる）モデルが好まれる。また、現代の計算機パフォーマンスを以てしても、広域評価においては必要部分を抽出して計算量を節約したモデルを用いることが現実的な場合も多々ある。プロセスモデルは、空間分解能、時間分解能、扱う物質・元素の数が増えるほど詳細化するが、CO₂モデルの項で述べたように、どの程度の細分化が必要十分かについてはコンセンサスが得られていない。詳細なモデルはより多くのパラメータを含むが、特に広域評価において、パラメータ値を適切に決定することは重要かつ困難を伴う（代表的パラメータの一つであるQ₁₀の例については前述した）。近年では、観測データの更に高度なモデル利用法について各分野で模索されているが、陸域および土壌のプロセスモデルにおいても、各種のデータ同化手法を用いたパラメータ最適化など新しい試みが始まっている（例えばVargas et al., 2011）。

深度方向の細分化については、湿地における CH_4 放出のモデル推定においては地下水変動が大きな影響を及ぼすことから、多層モデルの使用が一般的になりつつある。一方、森林・草原・耕作地における CO_2 発生については、表層部の土壌有機物が大きな寄与を持つという解析結果 (Reichstein et al., 2005b) もあり、深部まで含めた多層モデルの使用は一般的ではないが、いくつかの試みは行われている (例えば Braakhekke et al., 2011)。土壌多層モデルの利点としては、地表から土壌深部までの温度・水分環境の勾配を直接考慮できることや、炭素含有量 (場合によっては同位対比) などの鉛直勾配を実測データと比較検証可能な点が挙げられる。

計算を行う時間の刻み幅 (ステップ) はどれくらいが適切であろうか。土壌の多層モデル、特に CH_4 など土壌中でのガス拡散を扱うものは、層の厚さや拡散係数にもよるが、数値計算を安定的に行うために数分以下の短時間ステップをとることになる。一方、森林や草原における土壌炭素の蓄積過程をシミュレートする場合は、1日以上の時間ステップで十分だと考えられている。ただし前述した土壌分解の温度依存性は、非線形の (指数関数的な) 応答を示すため、日平均気温を用いて計算した場合と、日内の温度変化を考慮して逐一計算した場合は若干結果が異なる。また、計算時間ステップを短くすることで、降雨・凍結・融解といった不連続な現象の影響 (例えば Kim et al., 2012) をより適切に考慮することができると期待される。ただし、入力する気象データの精度や計算負荷の問題も同時に考慮すべきである。

4.3 特殊な土壌への対応

広域を対象とすることで、いわゆる通常の土壌とは異なった性質を持つ、特殊な土壌が範囲に含まれる場合がある。例えば永久凍土や泥炭の物質動態は、一般的な土壌のプロセスモデルでは表現することが困難である。従来の陸域プロセスモデルでは、そのような土壌は分布面積が限られていることもあり、特別な扱いはしてこなかった。しかし、地球環境問題に関して研究が進み、永久凍土や泥炭地が大きな GHG 放出源になる可能性が指摘されると、それらを表現するモデルが必要とされるようになった。例えば、前出の LPJ-WHyMe は、永久凍土を含む土壌多層モデルによって夏季の活動層の出現とそこからの CH_4 放出をシミュレートしている。一般に凍土や泥炭地では、土壌物理プロセスについて他の土壌より精緻な扱いが必要とされるが、それは計算量の増大を伴うものである。そのため、森林・草原や耕作地には従来のモデルを適用し、凍土・泥炭地については対象となる領域のみを切り分けて専用モデルを適用する方法がとられる。

5. おわりに

私は10年以上にわたって生態学の観点から、陸域プロセスモデル研究に携わってきた。そこで実感として得たのは、生態系のプロセスモデルを開発するには生態学の世界に閉じていてはだめで、土壌学・植物学・気象学

など様々な分野の知識を統合する必要がある、ということであった。本稿では、現在のプロセスモデル研究の一端を紹介したが、まだこの分野の歴史は浅く、克服すべき課題が多く残されていることがお分かりになったと思う。特に、モデル推定の不確実性の問題は深刻で、その一因がモデル開発者の知識の不足・偏りにあることは否めない。この点は、モデル開発者と土壌肥科学を含む各分野の研究者がさらに緊密に連携し共同研究を進めることで、克服できる部分が多いのではないかと考えている。その一方、プロセスモデル研究を行う過程で得たものも多かった。それはモデル開発を進める上で必然的に各分野の勉強をすることになったことはもちろんであるが、例えば気候モデルとの結合を通じて地球システムの視点が拓けたことや、生態系サービス評価への応用を通じて人間社会とのつながりを再認識させられたことも含まれている。本稿が、プロセスモデルに関する理解と研究促進に役立つことがあれば幸いである。

引用文献

- Adachi, M., Bekku, Y.S., Rashidah, W., Okuda, T. and Koizumi, H. (2006): Differences in soil respiration between different tropical ecosystems. *Appl. Soil Ecol.*, 34 : 258-265.
- Bond-Lamberty, B. and Thompson, A. (2010): Temperature-associated increases in the global soil respiration record. *Nature*, 464:579-582.
- Braakhekke, M. C., Beer, C., Hoosbeek, M. R., Reichstein, M., Kruijt, B., Schrumpf, M. and Kabat, P. (2011): SOM-PROF: A vertically explicit soil organic matter model. *Ecol. Model.*, 222 : 1712-1730.
- Cao, M., Marshall, S., and Gregson, K. (1996): Global carbon exchange and methane emissions from natural wetlands: Application of a process-based model. *J. Geophys. Res.*, 101:14399-14414.
- Cleveland, C.C., Townsend, A.R., Schimel, D.S., Fisher, H., Howarth, R.W., Hedin, L.O., Perakis, S. S., Latty, E.F., Von Fischer, J.C., Elseroad, A., and Wasson, M. F. (1999): Global patterns of terrestrial biological nitrogen (N_2) fixation in natural ecosystems. *Global Biogeochem. Cycles*, 13:623-645.
- Cleveland, C.C., Reed, S.C., and Houlton, B.Z. (2012): Have we greatly overestimated nitrogen (N) inputs via biological N fixation in tropical forests? *Ecological Society of America, 97th Annual Meeting, Abstract COS177-1*.
- Curry, C. L. (2007): Modeling the soil consumption of atmospheric methane at the global scale. *Global Biogeochem. Cycles*, 21:GB4012, doi : 10.1029/2006GB002818.
- Davidson, E.A., Keller, M., Erickson, H.E., Vershot, L.V., and Veldkamp, E. (2000): Testing a conceptual model of soil emissions of nitrous and nitric oxides. *BioScience*, 50: 667-680.
- Davidson, E. A. and Janssens, I. A. (2006): Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. *Nature*, 440:165-173.
- Davidson, E.A., Samanta, S., Caramori, S.S., and Savage, K. (2012): The Dual Arrhenius and Michaelis-Menten kinetics model for decomposition of soil organic matter at hourly to seasonal time scales. *Global Change Biol.*, 18: 371-384.
- Del Grosso, S.J., Parton, W.J., Mosier, A.R., Ojima, D.S., Potter, C.S., Borken, W., Brumme, R., Butterbach-Bahl, K., Crill, P.M., Dobbie, K., and Smith, K.A. (2000): General CH_4 oxidation model and comparisons of CH_4 oxidation in natural and managed systems. *Global Biogeochem. Cycles*, 14:999-1019.
- Dlugokencky, E.J., Houweling, S., Bruhwiler, L., Masarie, K.A.,

- Lang, P.M., and Tans, P.P. (2003): Atmospheric methane levels off: Temporary pause or a new steady-state?. *Geophys. Res. Lett.*, 30 : 1992, doi:10.1029/2003GL018126.
- Falloon, P., Jones, C.D., Ades, M., and Paul, K. (2011): Direct soil moisture controls of future global soil carbon changes: An important source of uncertainty. *Global Biogeochem. Cycles*, 25:GB3010, doi:10.1029/2010GB003938.
- Fang, C., Smith, P., Moncrieff, J.B., and Smith, J.U. (2005): Similar response of labile and resistant soil organic matter pools to changes in temperature. *Nature*, 433:57-59.
- Giardina, C. P. and Ryan, M. G. (2000): Evidence that decomposition rates of organic carbon in mineral soil do not vary with temperature. *Nature*, 404:858-861.
- 小松光 橋本昌二 (2002): 森林生態系における水・炭素・窒素循環の研究に役立つ Process-Based Model. *日本林学会誌*. 84:54-62.
- Ise, T. and Moorcroft, P.R. (2006): The global-scale temperature and moisture dependencies of soil organic carbon decomposition: an analysis using a mechanistic decomposition model. *Biogeochem.*, 80:217-231.
- 伊藤昭彦 (2002): 陸域生態系機能としての土壌炭素貯留とグローバル炭素循環. *日本生態学会誌*. 52:189-227.
- Ito, A. and Inatomi, M. (2012): Use and uncertainty evaluation of a process-based model for assessing the methane budget of global terrestrial ecosystems. *Biogeosci.*, 9:759-773.
- Kai, F.M., Tyler, S.C., Randerson, J.T., and Blake, D.R. (2011): Reduced methane growth rate explained by decreased Northern Hemisphere microbial sources. *Nature*, 476:194-197.
- Kaminski, T., Knorr, W., Rayner, P.J., and Heimann, M. (2002): Assimilating atmospheric data into a terrestrial biosphere model: A case study of the seasonal cycle. *Global Biogeochem. Cycles*, 16:1066, doi:10.1029/2001GB001463.
- Kim, D.-G., Vargas, R., Bond-Lamberty, B., and Turetsky, M.R. (2012): Effects of soil rewetting and thawing on soil gas fluxes: a review of current literature and suggestions for future research. *Biogeosci.*, 9:2459-2483.
- Knorr, W. and Heimann, M. (1995): Impact of drought stress and other factors on seasonal land biosphere CO₂ exchange studies through an atmospheric tracer transport model. *Tellus*, 47B:471-489.
- Knorr, W., Prentice, I.C., House, J.L., and Holland, E.A. (2005): Long-term sensitivity of soil carbon turnover to warming. *Nature*, 433:298-301.
- Li, C., Frolking, S., and Frolking, T. A. (1992): A model of nitrous oxide evolution from soil driven by rainfall events: 1. model structure and sensitivity. *J. Geophys. Res.*, 97:9759-9776.
- Liski, J., Ilvesniemi, H., Makela, A., and Westman, C.J. (1999): CO₂ emissions from soil in response to climatic warming are overestimated - the decomposition of old soil organic matter is tolerant of temperature. *Ambio*, 28:171-174.
- Lloyd, J. and Taylor, J.A. (1994): On the temperature dependence of soil respiration. *Func. Ecol.*, 8 : 315-323.
- Mahecha, M.D., Reichstein, M., Carvalhais, N., Lasslop, G., Lange, H., Seneviratne, S.I., Vargas, R., Ammann, C., Arain, M.A., Cescatti, A., Janssen, I.A., Migliavacca, M., Montagnani, L., and Richardson, A.D. (2010): Global convergence in the temperature sensitivity of respiration at ecosystem level. *Science*, 329:838-840.
- Matthews, E. and Fung, I. (1987): Methane emission from natural wetlands: global distribution, area, and environmental characteristics of sources. *Global Biogeochem. Cycles*, 1:61-86.
- Melton, J.R., Wania, R., Hadson, E.L., Poulter, B., Ringeval, B., Spahni, R., Bohn, T., Avis, C.A., Beerling, D.J., Chen, G., Eliseev, A.V., Denisov, S.N., Hopcroft, P.O., Lettenmaier, D.P., Riley, W.J., Singarayer, J.S., Subin, Z.M., Tian, H., Zürcher, S., Brovkin, V., van Bodegom, P.M., Kleinen, T., Yu, Z.C. and Kaplan, J.O. (2013): Present state of global wetland extent and wetland methane modelling: conclusions from a model inter-comparison project (WETCHIMP). *Biogeochemistry*, 10:753-788.
- Parton, W. J., Stewart, J. W. B., and Cole, C. V. (1988): Dynamics of C, N, P and S in grassland soils: a model. *Biogeochem.*, 5:109-131.
- Patra, P.K., Houwelling, S., Krol, M., Bousquet, P., Belikov, D., Bergmann, D., Bian, H., Cameron-Smith, P., Chipperfield, M.P., Corbin, K., Fortems-Cheiney, A., Fraser, A., Gloor, E., Hess, P., Ito, A., Kawa, S. R., Law, R. M., Loh, Z., Maksyutov, S., Meng, L., Palmer, P. I., Prinn, R. G., Rigby, M., Saito, R., and Wilson, C. (2011): TransCom model simulations of CH₄ and related species: linking transport, surface flux and chemical loss with CH₄ variability in the troposphere and lower stratosphere. *Atm. Chem. Phys.*, 11:12813-12837.
- Potter, C. S. (1997): An ecosystem simulation model for methane production and emission from wetlands. *Global Biogeochem. Cycles*, 11:495-506.
- Potter, C.S., Matson, P.A., Vitousek, P.M., and Davidson, E.A. (1996): Process modeling of controls on nitrogen trace gas emissions from soils worldwide. *J. Geophys. Res.*, 101:1361-1377.
- Raich, J.W. and Schlesinger, W.H. (1992): The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus*, 44B:81-99.
- Reichstein, M. and Beer, C. (2008): Soil respiration across scales: The importance of a model-data integration framework of data interpretation. *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, 171:344-354.
- Reichstein, M., Kätterer, T., Andrén, O., Ciais, P., Schulze, E.D., Cramer, W., Papale, D., and Valentini, R. (2005a): Temperature sensitivity of decomposition in relation to soil organic matter pools: critique and outlook. *Biogeosci.*, 2 : 317-321.
- Reichstein, M., Subke, J.-A., Angeli, A.C., and Tenhunen, J.D. (2005b): Does the temperature sensitivity of decomposition of soil organic matter depend upon water content, soil horizon, or incubation time? *Global Change Biol.*, 11:1754-1767.
- Ridgwell, A. J., Marshall, S. J., and Gregson, K. (1999): Consumption of atmospheric methane by soils: A process-based model. *Global Biogeochem. Cycles*, 13:59-70.
- Ringeval, B., de Noblet-Ducoudré, N., Ciais, P., Bousquet, P., Prigent, C., Papa, F., and Rossow, W.B. (2010): An attempt to quantify the impact of changes in wetland extent on methane emissions on the seasonal and interannual time scales. *Global Biogeochem. Cycles*, 24:GB2003, doi:10.1029/2008GB003354.
- Ringeval, B., Decharme, B., Piao, S.L., Ciais, P., Papa, F., de Noblet-Ducoudré, N., Prigent, C., Friedlingstein, P., Gouttevin, I., Koven, C., and Ducharne, A. (2012): Modelling sub-grid wetland in the ORCHIDEE global land surface model: evaluation against river discharges and remotely sensed data. *Geosci. Model Develop.*, 5:941-962.
- Saigusa, N., Yamamoto, S., Hirata, R., Ohtani, Y., Ide, R., Asanuma, J., Gamo, M., Hirano, T., Kondo, H., Kosugi, Y., Li, S.-G., Nakai, Y., Takagi, K., Tani, M., and Wang, H. (2008): Temporal and spatial variations in the seasonal patterns of CO₂ flux in boreal, temperate, and tropical forests in East Asia. *Agr. For. Meteorol.*, 148:700-713.
- Vargas, R., Carbone, M. S., Reichstein, M., and Baldocchi, D.D. (2011): Frontiers and challenges in soil respiration research: from measurements to model-data integration. *Biogeochem.*, 102:1-13.
- Walter, B. P. and Heimann, M. (2000): A process-based, climate-sensitive model to derive methane emissions from natural wetlands: application to five wetlands sites, sensitivity to model parameters, and climate. *Global Biogeochem. Cycles*, 14:745-765.
- Wang, W., Chen, W., and Wang, S. (2010): Forest soil respiration and its heterotrophic and autotrophic components: Global patterns and responses to temperature and precipitation. *Soil Biol. Biochem.*, 42:1236-1244.

- Wania, R., Ross, I., and Prentice, I. C. (2010): Implementation and evaluation of a new methane model within a dynamic global vegetation model: LPJ-WHyMe v1.3.1. *Geosci. Model Develop.*, 3:565-584.
- Werner, C., Butterbach-Bahl, K., Haas, E., Hickler, T., and Kiese, R. (2007): A global inventory of N₂O emissions from tropical rainforest soils using a detailed biogeochemical model. *Global Biogeochem. Cycles*, 21, GB3020 : doi:10.1029/2006GB002909.
- 横沢正幸, 米村正一郎, 白戸康人. (2005) : 陸上生態系における炭素動態のモデリング—土壌内の炭素分配・流れを中心として—. *日本生態学会誌*. 55:167-171.
- Zhang, Y., Li, C., Trettin, C. C., Li, H., and Sun, G. (2002): An integrated model of soil, hydrology, and vegetation for carbon dynamics in wetland ecosystems. *Global Biogeochem. Cycles*, 16:1061. doi:10.1029/2001GB001838.
- Zhou, T., Shi, P., Hui, D., and Luo, Y. (2009): Global pattern of temperature sensitivity of soil heterotrophic respiration (Q₁₀) and its implications for carbon-climate feedback. *J. Geophys. Res.*, 114:G02016, doi:10.1029/2008JG000850.

要 旨

陸域プロセスモデルを用いた広域スケールでの大気-土壌間フラックスの評価に関して、温室効果ガス (CO₂, CH₄, N₂O) を中心に解説した。地域~全球スケールで用いられるプロセスモデルの概要を説明し、土壌呼吸、CH₄ 酸化吸収、CH₄ 生成放出、N₂O 放出について推定法の概略を示した。現在の広域スケール評価における問題点として、基礎データの拡充、モデルの詳細さとシンプルさのトレードオフ、特殊な土壌への対応を挙げ、考察を行った。

キーワード：温室効果ガス、炭素循環、窒素循環、大気-陸域相互作用