

土壌有機炭素動態モデルにおける「測定可能な」炭素プール - 炭素循環の「見える化」 -

The “measurable” soil organic carbon pools in a soil organic carbon dynamics model

角野 貴信 * ・ 小崎 隆 **
Atsunobu Kadono Takashi Kosaki

摘 要

自然生態系を対象とした観光資源の持続可能性を把握するためには、生態系内の物質循環を適切に「見える化」することが有効である。本研究では特に生態系内の有機炭素動態に着目し、これまで一般に用いられてきた土壌有機物動態モデルの一つである「ロザムステッド・カーボンモデル (RothC モデル)」と純一次生産量 (NPP) を推定する「筑後モデル」をユーラシア大陸中央部の 39 サイトに適用することで、(1) RothC モデルと筑後モデルの比較、(2) RothC モデルで推定した植物残渣画分と実測値の比較、(3) RothC モデルで推定した易分解性有機物プールと、実測によって得られる易分解性有機物プールとの比較を行った。その結果、(1) 深くまで土壌有機物が蓄積している土壌では、筑後モデルによって推定した NPP と RothC モデルによって推定した炭素投入量との差が大きくなること、(2) RothC モデルにおいて想定されている難分解性植物残渣 (RPM) は、ほぼ軽比重画分炭素 (LFC) として実測できること、(3) RothC モデルにおいて推定される易分解性炭素量は、実測される易分解性炭素量と高い相関関係を示すものの、モデルにおいて想定されているよりも実測される分解速度の方が速いことなどが明らかとなった。本研究により、RothC モデルをはじめとする「概念的」プールを用いた土壌有機物動態モデルに、「測定可能な」有機物プールによる現実的な修正を加えることで、より正確に生態系内の炭素循環過程を「見える化」できることが示唆された。

I. はじめに

1.1 背景

観光資源としての自然環境の持続可能性を検討するためには、その資源の劣化・回復状況を適切に評価するための指標が必要である。陸域生態系において、地上部の指標としては特定の生物個体数や生物多様性、生物分布域の面積や変遷などがあげられるが、地下部における指標については、未だ十分議論されているとは言えないのが現状である。この理由は、(1) 地下部における資源の状態が地上部に比べて分かりにくいこと、(2) 地下部の状態を推定する種々の「シミュレーションモデル」が、実験的に測定することのできないプロセスを含むことにより、一部がブラックボックス化していることによると考えられる。

逆に、これら二重の意味で「見えない」地下部資源の状態を適切に「見える化」することができれば、地上部の変化を伴わずに進行する地下部資源の変化を正確に把握し、その将来予測を行い、管理手法の改善など持続的な自然資源管理における意思決定を助ける非常に有用な知見とすることができると考えられる。

本研究では、地下部における自然資源の持続可能性を示す重要な指標の一つとして、土壌有機物の量と質に着目する。

土壌有機物は、養分や水分の貯留機能など、陸域の生命活動を支える重要な機能を持つため、特に農業活動と関連した多くの研究が古くから行われてきた。近年、土壌汚染や砂漠化、地球温暖化などの環境問題が顕在化するにつれ、土壌有機物の持つ環境保全機能(汚染物質の浄化、侵食の防止、炭素の保持など)に注目した研究も盛んに行われている。

土壌中の炭素に注目が集まるようになった理由の一つは、その膨大な蓄積量のためである。全地球上の陸域には、深さ 1m 以内の土壌中に 1555 GtC (ギガトン

* 首都大学東京大学院都市環境科学研究科 観光科学域 助教
〒192-0364 東京都八王子市南大沢 2-2 パオレビル 10 階
e-mail: kadono.a@tmu.ac.jp
** 首都大学東京大学院都市環境科学研究科 観光科学域 教授

炭素=10⁹トン炭素)もの炭素が有機物として存在している (Eswaran et al. 1995、 Schlesinger 1997)。この量は、大気中に二酸化炭素 (CO₂) として存在している炭素量 (762 GtC) の約 2 倍であり、また、地球上の全陸上植物の炭素量 (560 GtC) の約 3 倍にあたる。化石燃料の燃焼により世界全体で 7.2 GtC 年⁻¹ (2005 年) の CO₂ が一年間に放出されている (日本は 0.37 GtC 年⁻¹) が、実際には大気中で 4.1 GtC 年⁻¹ しか増えていない。残りは海洋か陸域で吸収されており、それぞれ、2.2 GtC 年⁻¹、0.9 GtC 年⁻¹ と見積もられている (IPCC 2007)。

一方、自然界では人間による化石燃料の放出に関わらず、大気—植物—土壌の間で非常に多量の炭素が毎年やり取りされている。たとえば、植物が光合成をして大気から陸上植物へ取り込まれる炭素量は約 120 GtC 年⁻¹、土壌呼吸として土壌から大気へ放出される炭素量は約 60 GtC 年⁻¹、植物自身の呼吸 (根呼吸を含む) で植物から大気へ放出される炭素量は約 60 GtC 年⁻¹ である。これらの値を正確に実測するのは非常に困難であるものの、人為的な化石燃料の放出が始まる以前には、これらの値は長期的に均衡し、平衡状態にあったと考えられる。つまり現代においては、大気から植物に固定された炭素量が、植物および土壌から大気へ放出された炭素量の合計よりわずかに 1% 程度多いことにより、陸域生態系は、人為的な化石燃料の消費によって放出された炭素量の一部 (0.9 GtC 年⁻¹) を毎年吸収できているといえる。逆に、森林や草地といった炭素固定能の高い生態系の分布面積の減少や、植物自身の呼吸、土壌からの CO₂ の放出が増大することにより、この収支は容易に崩れうることを示唆している。このように、大気中の CO₂ 量は、大気—植物—土壌の間の微妙なバランスの上に成り立っており、今後の地球環境の変化を考える上で、これら目に見えない炭素収支を正確に把握すること、つまり、炭素循環過程の「見える化」は地球環境問題の解決においても極めて重要である。

先述したように、土地利用方法の変化は、炭素固定能力が異なる植物の生育面積の変化を伴う場合、土壌有機物の量と質に重大な影響を及ぼす。そのため、土壌有機物量を測定することにより、目に見えない土地資源の劣化状況を容易に推定することができる。土地利用と土壌有機物の関係を扱った 74 の論文をレビューし、これらをメタ解析 (各論文で得られた結果を集計・再解析) した Guo and Gifford (2002) によると、採草地からプランテーション、天然林からプランテーション、天然林から耕地、採草地から耕地への土地利

用変化により、それぞれ、10%、13%、42%、59%の土壌有機炭素が減少し、一方、天然林から採草地、耕地から採草地、耕地からプランテーション、耕地から二次林への土地利用変化により、それぞれ、8%、19%、18%、53%の土壌有機炭素が増加したことを報告した。また、天然林や採草地であった場所を広葉樹の二次林で置き換えても土壌炭素量は変化しないのに対し、マツで置き換えると土壌炭素量が 10% 減少したことも報告した。つまり、天然林や採草地として管理していた生態系を耕地化すると、土壌炭素が約半分に減少するものの、耕地を二次林として管理しなおしても約 1.5 倍にしかならず、また耕地化を伴わない場合でも樹種によって土壌炭素の回復速度に差が出るのが分かる。

半減期が 5730 年の放射性同位体炭素 (¹⁴C) を用いた研究 (Campbell et al. 1967 など) によると、土壌有機物は、数日～数千年といったさまざまな分解速度をもつ有機物の混合物である。温帯～熱帯湿潤地域 (インドネシア・タイ・日本) における森林および耕地の表層土壌 89 点を調べた結果、耕地化によって減少する土壌有機炭素量には、おもに比重が 1.6 以下の軽比重画分 (Light Fraction ; LF) の炭素量が非常に大きな影響を与えていることが分かった。また、半減期が数日～1 年程度のもを易分解性炭素、それ以上のものを難分解性炭素として区分すると、LF は特に易分解性炭素を構成する、非常に重要な画分であることが分かった (Kadono et al. 2009)。数ヶ月～数年間のタイムスケールで土壌から大気中に放出される CO₂ の主な給源は主に易分解性画分であること (Koarashi et al. 2008) を考え合わせると、LF は土壌由来の CO₂ の主要な給源であり、地下部生態系の資源の状態を適切に評価する主要な指標の一つとなりうる と推察される。

地下部の炭素循環を、シミュレーションモデルを用いて「見える化」した過去の研究事例としては、土壌有機物動態モデルの構築とその評価に関する一連の研究が挙げられる。なかでもその嚆矢となったのが、英国ロザムステッド試験場において Jenkinson and Rayner (1977) によって開発されたロザムステッド・カーボンモデル (RothC モデル) である。Century モデル (Parton et al. 1986)、DNDC モデル (Li et al. 1992) など現在でも広く用いられているモデルの多くがこのモデルの概念を元に作られており、その後の研究に与えた影響の大きさがうかがわれる。Smith et al. (1997) はそれまでに開発されていた 9 つの土壌有機物動態モデルを、ヨーロッパ各地で行われていた長期連用試験 (肥料の量・種類を変えて数十年以上の長期間行う作物栽培試

験)の結果を用いてモデルの精度評価を行い、RothCモデル、Centuryモデルなどが比較的良好な結果を与えたと報告した。

このように、これらの土壌有機物動態モデルの精度を評価する際は、主に長期連用圃場における全土壌有機物含量の予測か、分解速度が培養実験などによってよく調べられている微生物バイオマス、放射性炭素年代法による全土壌有機物の¹⁴C年代などに限られる。一方、先述したようにCO₂放出量の予測や土地利用変化による土壌有機物の量や質への影響においては、特に易分解性有機物の動態が重要な役割を担うことが考えられる。そのため、モデルにおいて想定されている各有機物プールと、実測することのできる易分解性有機物やLFとの関係を明らかにすることは、短期間における地下部資源の動態を「見える化」し、土壌資源の将来予測を正確に行う上で重要であるといえる。しかしながら、これまで土壌有機物モデルにおける「概念的」有機物プールと「実測できる」有機物プールを比較した研究事例は少ない。

1.2 目的

本研究では、土壌有機物動態モデルによって気温と降水量データから推定された複数地点の全土壌炭素含量、易分解性有機物量と実測された値を比較することにより、モデルによる「概念的」土壌有機物プールの定量可能性を明らかにすることを目的とした。

本研究で用いた土壌試料はウクライナおよびカザフスタンから得た。これらの地域は、比較的均質なレス母材上に成立した肥沃な黒土(チェルノーゼム)地帯を含む世界の農業生産上重要な地域であるだけでなく、ソ連時代に行われた集約的農業による土壌劣化も経験するなど、土壌有機物を自然資源の持続可能性の指標とする本研究の目的に適した地域である。

II. 試料

ウクライナおよびカザフスタンから採取された39サイトの表層土壌(0-10cm)を用いた(図1)。

各サイトの土地利用区分は、耕地(N=12)、森林(N=6)、草地(N=21)であった。より詳しい情報は、Kadono et al. (2008)に記載されている。

一つのサイトにおいて近接する5地点(半径5m以内)から得られた土壌試料を一つの試料にまとめ、各サイトを代表する試料とした。採取した土壌は、2mmの篩を通した後、一部は風乾して各種分析に供し、その他は静置培養実験に供するまで冷蔵庫に保管した。

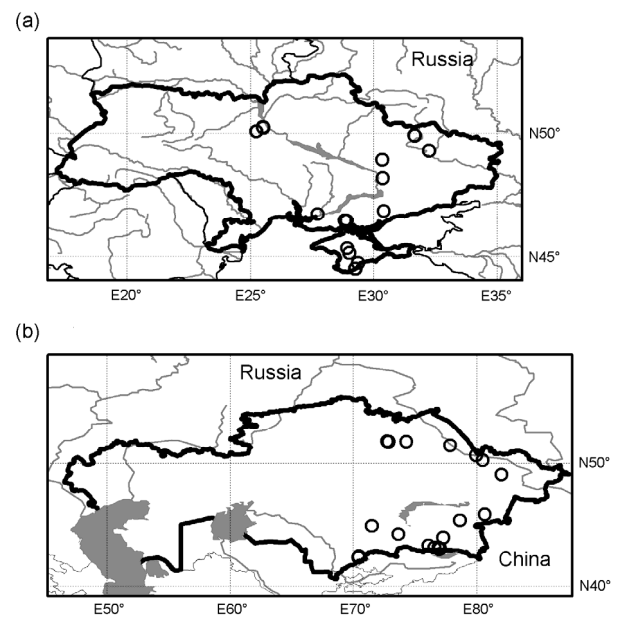


図1 ウクライナ(a)とカザフスタン(b)における土壌採取地点(o)

III. 方法

一般に、任意の地点の全土壌有機物量を予測するためには、その地点での土壌への正味の有機物投入量である純一次生産量(Net Primary Productivity; NPP)と、その地点における土壌の性質を考慮に入れた土壌有機物動態モデルが必要である。逆に、全土壌有機物量が分かっている場合、土壌有機物動態モデルを用いれば、NPP量を推定することができる。

本研究では、実測した全土壌有機物量と土壌有機物動態モデルからNPP量を推定した上で、(1)土壌有機物動態モデルにより推定したNPP量と、年平均気温と年間降水量から別モデルにより求めたNPP量の比較、(2)土壌有機物動態モデルにより予測した未分解の植物遺体画分とその実測値との比較、(3)土壌有機物動態モデルにより予測した全土壌有機物量を一定温度、一定水分含量で仮想的に培養実験を行った場合の易分解性炭素量と、実際の易分解性炭素量との比較、を行った。

ここで、土壌有機物動態モデルとして、Smith et al. (1997)で評価された9つのモデルのうち、どのような生態系でも比較的正確に土壌有機物含量を予測したモデルのひとつであるRothCモデルを用い、NPPを予測するための別モデルとして、Uchijima and Seino (1985)の筑後モデルを用いた。実測値は、II. で述べた39点の表層土壌のデータ(Kadono et al. 2008)を用いた。

3.1 RothC モデル

(1) モデルの概説

このモデルは、Jenkinson and Rayner (1977) によって 100 年以上に及ぶ英・ロザムステッド試験場の連用試験における有機物蓄積量変化と、その ^{14}C 年代をモデル化するために開発された。RothC モデルでは、土壌有機物は 5 つの画分に分けられる。それぞれの画分は固有の半減期（あるいは反応速度定数）をもち、一次反応に従って増減するように設定されている。また、それぞれの半減期は土壌温度と水分含量に従って増減する。

ここで、「一次反応に従って増減する」とは、ある反応物 A があるとき、反応速度 $-d[A]/dt$ が反応物の濃度 $[A]$ に比例する関係であることを示している。つまり、以下 (1) のような関係式が成り立つ。

$$-d[A]/dt = k[A] \quad \dots (1)$$

このとき、 k を反応速度定数と呼ぶ。

この微分方程式 (1) を時間 $t=0$ のときの $[A]=[A]_0$ として解くと、

$$[A] = [A]_0 \exp(-kt) \quad \dots (2)$$

あるいは、

$$[A]/[A]_0 = \exp(-kt) \quad \dots (3)$$

が得られる。

$[A]$ が $1/2[A]$ となるときの時間、つまり初期濃度の半分の濃度になるまでの時間を半減期といい、 $\tau_{1/2}$ とおくと、反応速度定数 k との間には、

$$\tau_{1/2} = \ln 2/k \quad \dots (4)$$

の関係が成り立つ。また、 $[A]$ が $1/e[A]$ となるときの時刻を反応物の寿命 (lifetime) とよび、 τ とおくと、

$$\tau = 1/k \quad \dots (5)$$

の関係が成り立つ。

土壌有機物が一次反応式に従って増減するという考え方は Jenny (1941) によってすでに提唱されていたが、複数のプールを仮定してそれらの相互関係を含めた計算を行うためには、計算機の発達を待たねばならなかった。Hart (1984) は、粘土含量を RothC モデルに組み込むことで、ロザムステッド以外の土壌にもモデルを適用させることができたようにした。Falloon et al. (1998) は、モデルで使用される不活性画分を推定するため、全炭素量からその量を推定する方法を確立した。その後も度重なる改良が加えられ、現在最新版が RothC-26.3 としてウェブ上で配布されている (Coleman and Jenkinson 1999)。近年では、森林 (Romanyà et al. 2000 など) や熱帯 (Cerri et al. 2003 など) にも適用され、日本の火山灰土壌 (Shirato et al.

2004) や水田土壌 (Shirato and Yokozawa 2005) にも改良を加えながら適用されている。

(2) モデルの構造

多くの土壌有機物動態モデルの中でも比較的単純な構造で、表層土の有機態炭素のみを対象としている (図 2)。全土壌有機物量は、概念的に以下の 5 つのプールに分けられる；(1) 易分解性植物残渣 (DPM : 固有半減期 25 日)、(2) 難分解性植物残渣 (RPM : 同 2.3 年)、(3) 微生物バイオマス (BIO : 同 1.1 年)、(4) 腐植質 (HUM : 同 34 年)、(5) 不活性画分 (IOM) である。各有機物プールは、一次反応に従って分解を受けるが、不活性画分 (IOM) は ^{14}C 年代で 50000 年の値を持つため、数千年オーダーでも分解に関与しない。

土地利用区分の違いは DPM/RPM で表現され、値が大きいほど易分解性植物残渣の割合が大きい。耕地・採草地で 1.44、自然草地・灌木林で 0.67、温帯落葉樹林・熱帯林で 0.25 である。

堆肥については、DPM : RPM : HUM = 49 : 49 : 2 を用いる。堆肥は熟成の過程で易分解性植物残渣が減少し、難分解性の有機物が生成するためである。

土壌温度、土壌水分、植被の有無は各有機物プールの固有半減期に影響を与え、モデル内では各プールの反応速度定数 k に乗せられる係数として表現されている。

温度ファクター a は、 T を気温 ($^{\circ}\text{C}$) とすると以下 (6) のような計算式により決定される。

$$a = 47.9 / (1 + \exp(106 / (T + 18.3))) \quad \dots (6)$$

a は、ロザムステッドの年平均気温で 1.0 となるように設定されており、各月の平均気温に関してそれぞれ計算され、IOM を除く全ての有機物プールの分解速度定数に掛け合わされる。また、 $15 \sim 25^{\circ}\text{C}$ の 10°C の間

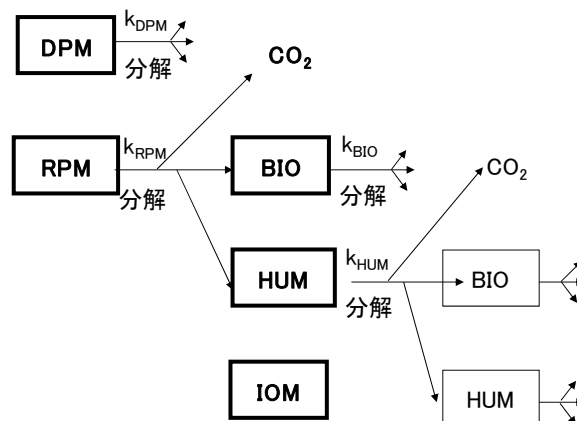


図 2 RothC モデルの概念図

に、a は 2.0 倍になるように設定されており、これは一般に光合成に対して用いられる温度依存性と同程度である。

土壌水分ファクター b の計算には、各月の降水量とオープンパン法による可能蒸発量、土壌の水保持容量を決める粘土含量が必要である。まず、粘土含量 Clay (%) から、以下の (7) 式によって 0-23cm の最大表層土水分不足量 TSMDmax (mm) が決定される。

$$TSMDmax = -(20 + 1.3 * Clay - 0.01 * Clay^2) \quad \dots (7)$$

計算する土壌深度が 0-x cm の場合、TSMDmax に x/23 を乗ずる。この値が、その深度の土壌が保持できる水分量の最大値を表す。各月の積算表層土水分不足量 (TSMDacc) は、以下のような手順で算出する。(1) 月平均可能蒸発量 E に対し、0.75*E の値が初めて月平均降水量 E を超える月について、その差 R-0.75E を計算する。(2) 翌月の TSMDacc は前月の TSMDacc とその月の R-0.75E の和とするが、この和が TSMDmax より小さくなった場合は TSMDmax とする。(3) (1) の月の前月が 0 であることを確認する。0 でなければ、その値を用いて (1) から再計算しなおし、各月の値が定まるまで繰り返す。このように求めた各月の TSMDacc に対し、土壌水分ファクター b は以下 (8)、(9) 式のように計算される。

$$\begin{cases} |TSMDacc| < 0.444 * |TSMDmax| \text{ のとき} \\ \quad b = 1.0 \quad \dots (8) \\ |TSMDacc| \geq 0.444 * |TSMDmax| \text{ のとき} \\ \quad b = \\ \quad 0.2 + 0.8 * (TSMDmax - TSMDacc) / (0.556 * TSMDmax) \quad \dots (9) \end{cases}$$

つまり、土壌の水分不足量が最乾状態の 44.4% 以下 (十分湿っている状態) であれば、固有半減期はそのまま (100%) とし、最乾状態であれば固有半減期の 20% まで速度が低下することを表している。本来はオープンパン法による可能蒸発量を用いるべきであるが、本研究ではデータの制約上、Thornthwaite (1948) の方法による可能蒸発散量を用いた。

植被ファクター c は、各月ごと、植被の有るときに 0.6、無いとき 1.0 を固有半減期に乗ずる。植物による被覆が無い場合、一般に土壌温度が上昇するなど分解が促進される効果があると考えられる。

粘土含量 Clay (%) は、土壌水分ファクターに影響を与えるだけでなく、以下の (10) 式のように CO₂/(BIO+HUM) にも影響する。
CO₂/(BIO+HUM) = 1.67 * (1.85 + 1.6 * exp(-0.0786 * Clay))

・・・(10)

この比は、DPM と RPM の分解生成物や、BIO や HUM の再分解生成物が、CO₂ に分配される割合を示す。例えば粘土含量が 0%、20%、50% でそれぞれ、5.8、3.6、3.1 となり、粘土含量が高いほど土壌に有機物として蓄積しやすいように設定されている。

BIO:HUM は 46:54 に固定されている。

IOM (g kg⁻¹) は元来 ¹⁴C 年代から決定されるが、この値がない場合、近似的に以下の式により全炭素含量 TC (g kg⁻¹) から求めることができる。

$$IOM = 0.049 * TC^{1.139} \quad \dots (11)$$

およそ、全炭素の 11% が IOM になるように設定されている。

以上のように、調査対象地点の月別平均気温、降水量、可能蒸発量、土壌深度、粘土含量、炭素投入量 (植物体投入量) を決定してモデルを実行することにより、その地点の全土壌有機炭素量、DPM、RPM、BIO、HUM、IOM 量を予測することができる。また、逆に全土壌有機炭素量から、炭素投入量を予測することも可能である。

3.2 筑後モデル

このモデルは、Uchijima and Seino (1985) によって農業気象学的に構築された、地下部を含む自然生態系の NPP 量を予測するものである。NPP は、植物による全光合成量を表す総一次生産量 (Gross Primary Productivity; GPP) から植物自身の呼吸量 PR を差し引いた量である。光合成量が多いほど NPP 量も増大するため、NPP は植物が利用できる太陽からの放射資源 (純放射量; Rn) と放射乾燥度 (RDI) の関数であるとしてモデルが構築されている。ここで、純放射量 Rn (kcal cm⁻²) とは、地表に到達した太陽光線のエネルギーのうち、地表からの反射量を差し引いた値のことで、気温の上昇や水分の蒸発に利用される。本来は Chang (1970) の式などを用いて算出することが多いが、本研究では以下のように、経験的に気温 T (°C) を用いた回帰式 (12) により推定した。

$$Rn = 10.38 + 3.13 * T \quad \dots (12)$$

放射乾燥度 RDI は、Rn と年間降水量 R (mm)、水の蒸発潜熱 l (cal g⁻¹) を用いて次式 (13) で表わされる。

$$RDI = 10^4 * Rn / (l * R) \quad \dots (13)$$

その地点の純放射量と、降水量を蒸発することのできる熱量との比であり、Rn が大きいほど RDI が大きくなる。蒸発潜熱 l は温度依存性があるものの、約 597 cal

g⁻¹ (0 °C) である。

以上の (1 2)、(1 3) 式により計算された Rn と RDI により、以下 (1 4) 式のように NPP (t 乾物重 ha⁻¹ 年⁻¹) が計算される。

$$NPP = 0.29 * [\exp(-0.216 * RDI^2)] * Rn \dots (1 4)$$

炭素換算は、0.45 (tC t 乾物重⁻¹) により行った。

3.3 土壌有機物画分の実測

(1) 全土壌有機炭素

供試土壌は半乾燥地～乾燥地から採取されており、乾式燃焼法による全炭素分析では炭酸カルシウムも検出してしまうため、Tyurin (1931) の方法 (ニクロム酸カリウムによる湿式酸化分解法) によって有機態炭素のみを定量した。

(2) 軽比重画分炭素

RothC モデルにおける RPM に対応する画分として、軽比重画分炭素 (LFC) を以下のように定量した。まず風乾土壌 10g と比重 1.60 のヨウ化ナトリウム溶液 40ml を遠沈管にとり、サーモミキサーで攪拌した後、2600 g で遠心分離した (Spychar et al. 1983 の修正法)。上澄みに浮遊している物質をブフナー漏斗上のろ紙にとり、希 CaCl₂ 溶液と脱塩水により洗浄しながら吸引ろ過し、ろ紙上の物質を 70 °C で 17 時間以上乾燥させた後、乾式燃焼法により炭素含量を測定した。

(3) 易分解性炭素量

60ml 容ガラスバイアルに未風乾土壌を 20g とり、土壌水分含量を水分保持容量の 60% に合わせた後、1 mol l⁻¹ 水酸化ナトリウム (NaOH) 溶液を 20ml 入れた別のバイアルと共に 500ml 容プラスチックボトル内に封入し、30 °C で静置培養を行った (Anderson 1982)。7、35、63、133 日目に NaOH 内に吸収された CO₂ 量を測定した。実験は 2 連で行った。測定された炭素量を積算し、以下の (1 5)、(1 6) 式のうち最もよくフィットした数式で算出された易分解性炭素量 (Potentially Mineralizable Carbon ; PMC) を採用した。

$$Ct = PMC * (1 - \exp(-kct)) \dots (1 5)$$

$$Ct = PMC * \exp(-\exp(1 - kc(t - t_0))) \dots (1 6)$$

ここで、Ct (mg C kg⁻¹) は、時間 t (日) の間に積算された CO₂ 放出量、PMC (mg C kg⁻¹) は易分解性炭素量、kc (日⁻¹) は速度定数、t₀ (日) は Ct が 1/e * PMC に等しくなったときの時間である。前者の式は一次反応式、後者はゴンペルツ式として知られている数式である。フィッティングは、非線形最小二乗法 (Smith et

al. 1980) により SigmaPlot8.0 を用いて行った。

3.4 モデル間比較

(1) RothC モデルによる炭素投入量と筑後モデルによる NPP 量の比較

各サイトにおいて実測した全土壌有機炭素含量を、仮比重 1.2 と仮定して単位面積当たりの全土壌有機炭素量 (tC ha⁻¹) に換算した。各サイトに近接する気象ステーション (Peterson and Vose 1997) で得られた月平均気温、月別降水量を用い、Thorntwaite (1948) の方法により可能蒸発散量を推定した。これらの気象データと粘土含量により、0-10cm の土壌中の全有機炭素含量を説明する炭素投入量を RothC モデルから推定した。投入される炭素は、12 ヶ月にわたって一様に投入されると仮定した。

月平均気温と月別降水量から筑後モデルを用いて NPP を算出し、RothC モデルによる炭素投入量と筑後モデルによる NPP 量を比較した。

(2) RothC モデルにおける RPM 量と軽比重画分炭素実測値との比較

(1) で得られた炭素投入量と気象データ、粘土含量を用いて、再度 RothC モデルを実行することにより、全有機炭素含量のほか、DPM、RPM、BIO、HUM、IOM 量を算出することができる。このうち難分解性植物残渣を表す RPM 量と、一般に分解途中の植物残渣といわれる軽比重画分炭素量 (LFC) を比較した。

(3) RothC モデルにおける「仮想的な」易分解性炭素量と易分解性炭素量の実測値の比較

(2) で得られた各サイトの全土壌有機炭素に対し、30 °C、土壌水分ファクター=1.0、植被ファクター=1.0 という培養条件で 1 年間 RothC モデルを実行した後、得られた積算 CO₂ 放出量に対し、3.3 (3) で用いた (1 5)、(1 6) 式のうち最もよくフィットした数式を用いて PMC 量を算出した。この PMC 量および速度定数 k と、実測値とを比較した。

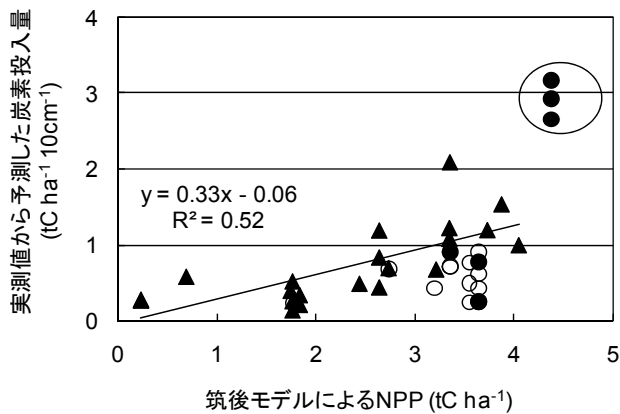
IV. 結果と考察

4.1 RothC モデルにより推定した炭素投入量と筑後モデルにより推定した NPP 量の比較

Jenkinson et al. (1991) は、全ての土壌の粘土含量を 20% と仮定した上で、様々な生態系の表層土壌有機物含量から RothC モデルによって炭素投入量を算出し、

全世界で合計したところ、一般に報告されている NPP 量より、炭素投入量の方が高くなったと報告している (60.0 GtC 年⁻¹ vs. 75.8 GtC 年⁻¹)。しかしながら、本研究では RothC モデルで計算された炭素投入量と、筑後モデルによる NPP 量を比較したところ (図 3)、ウクライナ南部クリミア半島の都市ヤルタ周辺の温暖な森林下の土壌 (3 サイト) を除き、計算された炭素投入量は、推定された NPP の 3 割程度であった。これは、表層 10cm の全土壌炭素含量を説明するように炭素投入量が算出されたため、有機物に富む A 層が 30cm 以上の深さを持つ土層の厚い草地土壌や耕地土壌には適切でなかったことが考えられる。一方、ヤルタの森林は土層が浅く、有機炭素は表層に集中していることから、比較的正確に予測できたものと考えられる。また、筑後モデルでは高い NPP を与える環境であっても、耕地として管理しているサイトは、全土壌有機炭素含量から予測される炭素投入量が草地に比べて小さいことが分かる。このことから、耕地化による土壌有機物の減耗が進行しつつあることが示唆される。

図 3 RothC モデルによって推定した炭素投入量と筑後モデルによって推定した NPP 量の比較；○は耕地、▲は草地、●は森林を示す。円内はヤルタの森林土壌。



4.2 RothC モデルにより推定した RPM 量と軽比重画分炭素実測値との比較

各サイトにおける気象特性値、土壌特性値、実測した易分解性炭素 PMCm、速度定数 km、RothC モデルによって推定された炭素投入量、DPM、RPM、BIO、HUM、IOM、易分解性炭素 PMCs、速度定数 ks、筑後モデルによる NPP 量について、表 1 に示した。

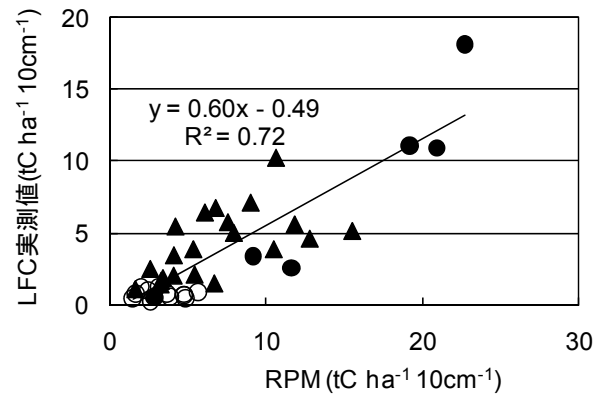
全炭素含量を説明するように炭素投入量を用いて RothC モデルを実行すると、土壌中の炭素はそのほとんどが比較的代謝回転速度の遅い HUM と RPM からできており、代謝回転速度の速い BIO や DPM は現存量

が少ないことが分かる。

土壌中で主に分解途中の有機物であると考えられている LFC を、RothC モデルにおいて有機物残渣の大部分を占める RPM と比較した結果が図 4 である。図のように、非常に相関が高く ($r = 0.846$, $p < 0.01$)、モデルによる RPM に対して LFC 実測値は 6 割程度と、比較的良好な対応関係が得られた。

しかしながら、耕地においては、RPM 量は LFC 量より数 tC ha⁻¹ 程度高い値を示していた。耕地化に伴う植物残渣の現実の分解速度は、モデルにおいて想定されているよりもかなり早い可能性がある。

図 4 RothC モデルによって推定した RPM と LFC 実測値の比較；○は耕地、▲は草地、●は森林を示す



4.3 RothC モデルにおける「仮想的な」易分解性炭素量 PMCs と実測した易分解性炭素量 PMCm の比較

実際の培養実験によって得られた PMCm をモデルによる推定値 PMCs に対して土地利用区分ごとにプロットすると (図 5)、有意な正の相関関係が得られた ($r = 0.852$, $p < 0.01$)。LFC と RPM の関係と同様に、実測値は推定値の約 6 割程度であった。ただし、草地や

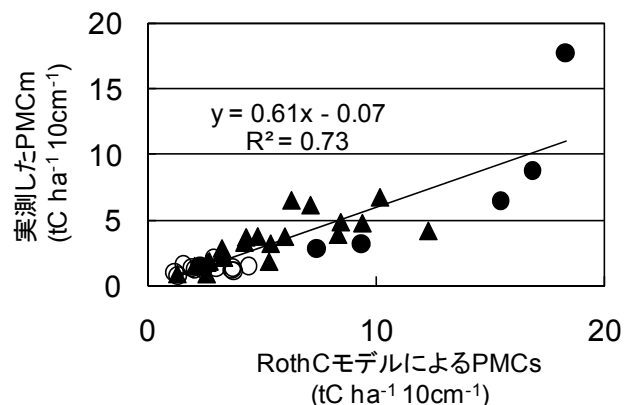


図 5 RothC モデルにより推定した PMCs と実測した PMCm の比較；○は耕地、▲は草地、●は森林を示す

表1 各サイトにおける土壌および気象特性値, RothC モデルによる各土壌有機物プール, 筑後モデルによる NPP 量

No.	Site	Land use	MAP mm	MAT °C	----- measured -----				----- RothC model -----								Chikugo model	
					clay %	TC tC ha ⁻¹	LFC 10cm ⁻¹	PMC _m	km d ⁻¹	Input C	DPM	RPM	BIO	HUM	IOM	PMC _s	k _s d ⁻¹	NPP tC ha ⁻¹
12	U12	Cropland	513.0	9.0	40.8	38.7	0.5	1.2	0.014	0.8	0.2	4.8	0.8	29.7	3.1	3.8	0.005	3.6
11	U11	Cropland	536.6	6.9	35.9	37.5	0.7	1.2	0.015	0.7	0.2	4.7	0.7	28.8	3.0	3.7	0.005	3.4
4	U04	Cropland	598.3	7.6	20.6	40.8	0.9	1.5	0.008	0.9	0.3	5.6	0.8	30.8	3.4	4.4	0.005	3.6
8	U08	Cropland	536.6	6.9	44.5	38.4	0.7	1.4	0.013	0.7	0.2	4.7	0.8	29.5	3.1	3.7	0.005	3.4
6	U06	Cropland	598.3	7.6	24.0	30.3	0.5	1.4	0.007	0.6	0.2	3.8	0.6	21.6	2.4	3.0	0.005	3.6
13	U13	Cropland	513.0	9.0	32.3	24.0	1.3	1.2	0.016	0.5	0.2	3.1	0.5	18.4	1.8	2.4	0.005	3.6
18	U18	Cropland	405.0	11.0	51.7	29.9	0.8	2.1	0.011	0.7	0.2	3.7	0.6	23.1	2.3	2.9	0.005	2.7
3	U03	Cropland	598.3	7.6	16.7	17.9	0.2	1.3	0.003	0.4	0.1	2.6	0.4	13.5	1.3	2.0	0.005	3.6
23	U23	Cropland	449.5	9.8	28.6	18.7	1.0	1.4	0.013	0.4	0.1	2.5	0.4	14.4	1.4	1.9	0.005	3.2
14	U14	Cropland	513.0	9.0	5.2	9.2	0.8	0.8	0.010	0.2	0.1	1.6	0.2	6.7	0.6	1.3	0.005	3.6
39	K22	Cropland	324.9	1.7	25.1	15.8	1.3	1.6	0.014	0.2	0.1	2.0	0.3	11.4	1.1	1.6	0.005	1.8
2	U02	Cropland	598.3	7.6	16.2	10.1	0.4	1.0	0.021	0.2	0.1	1.5	0.2	7.6	0.7	1.2	0.005	3.6
9	U09	Forest	536.6	6.9	34.3	53.0	2.6	3.2	0.009	0.9	0.1	11.6	0.9	35.9	4.5	9.3	0.004	3.4
5	U05	Forest	598.3	7.6	17.9	37.8	3.4	2.9	0.009	0.8	0.1	9.2	0.6	24.8	3.1	7.4	0.004	3.6
20	U20	Forest	622.0	12.9	21.5	82.4	11.1	6.5	0.010	2.7	0.2	19.2	1.4	54.2	7.5	15.5	0.004	4.4
21	U21	Forest	622.0	12.9	40.9	98.0	10.9	8.8	0.007	2.9	0.2	20.9	1.7	66.1	9.1	16.8	0.004	4.4
1	U01	Forest	598.3	7.6	15.7	11.3	0.5	1.5	0.006	0.2	0.0	2.9	0.2	7.5	0.8	2.3	0.004	3.6
19	U19	Forest	622.0	12.9	60.0	108.8	18.1	17.7	0.007	3.2	0.2	22.7	1.9	73.7	10.2	18.3	0.004	4.4
24	K01	Grassland	586.7	6.4	30.9	88.3	5.1	4.2	0.014	2.1	0.4	15.5	1.6	62.7	8.1	12.3	0.005	3.4
33	K15	Grassland	400.0	4.0	37.2	38.6	1.5	1.9	0.009	0.5	0.1	6.7	0.7	27.9	3.1	5.3	0.004	2.4
7	U07	Grassland	536.6	6.9	42.3	61.6	3.8	3.9	0.011	1.1	0.2	10.5	1.2	44.4	5.4	8.3	0.004	3.4
10	U10	Grassland	536.6	6.9	38.5	69.0	5.6	4.8	0.013	1.2	0.3	11.8	1.3	49.6	6.1	9.4	0.004	3.4
30	K12	Grassland	134.5	5.8	3.5	13.0	1.4	0.9	0.020	0.3	0.1	3.2	0.2	8.5	0.9	2.6	0.004	0.2
15	U15	Grassland	386.0	10.0	42.6	62.5	10.2	4.8	0.013	1.2	0.2	10.6	1.2	45.1	5.4	8.4	0.004	2.6
37	K20	Grassland	324.9	1.7	39.2	39.3	6.7	3.2	0.020	0.5	0.2	6.8	0.7	28.4	3.2	5.4	0.004	1.8
17	U17	Grassland	386.0	10.0	33.8	43.2	5.7	3.7	0.014	0.8	0.2	7.5	0.8	31.1	3.6	6.0	0.004	2.6
25	K02	Grassland	800.0	-1.6	32.6	73.2	4.6	6.7	0.007	0.6	0.3	12.8	1.4	52.3	6.5	10.2	0.004	0.7
38	K21	Grassland	324.9	1.7	23.1	17.5	1.6	1.8	0.015	0.2	0.1	3.3	0.3	12.5	1.3	2.6	0.004	1.8
34	K16	Grassland	264.2	3.1	14.4	20.5	5.4	2.2	0.017	0.3	0.1	4.2	0.4	14.3	1.5	3.3	0.004	1.8
28	K10	Grassland	673.1	8.7	33.9	34.6	6.4	3.8	0.023	1.0	0.2	6.1	0.7	24.9	2.8	4.8	0.005	4.1
16	U16	Grassland	386.0	10.0	23.5	21.9	2.0	2.5	0.007	0.4	0.1	4.1	0.4	15.7	1.7	3.2	0.004	2.6
22	U22	Grassland	405.0	11.0	55.6	32.1	2.1	3.7	0.011	0.7	0.1	5.4	0.6	23.4	2.5	4.3	0.004	2.7
27	K05	Grassland	452.9	9.2	17.1	27.0	3.8	3.3	0.012	0.7	0.1	5.3	0.5	19.0	2.1	4.2	0.004	3.2
26	K04	Grassland	586.7	9.2	28.2	50.2	7.1	6.1	0.012	1.5	0.3	9.0	0.9	35.8	4.2	7.1	0.005	3.9
31	K13	Grassland	134.5	5.8	6.2	14.4	1.8	1.9	0.013	0.3	0.1	3.4	0.3	9.7	1.0	2.7	0.004	0.2
36	K19	Grassland	324.9	1.7	5.0	6.7	1.1	0.9	0.014	0.1	0.0	1.6	0.1	4.5	0.4	1.3	0.004	1.8
35	K18	Grassland	264.2	3.1	5.3	10.7	2.5	1.5	0.013	0.2	0.1	2.6	0.2	7.2	0.7	2.0	0.004	1.8
32	K14	Grassland	250.0	5.0	13.7	19.8	3.4	2.9	0.014	0.4	0.1	4.1	0.4	13.8	1.5	3.2	0.004	1.7
29	K11	Grassland	527.5	11.0	27.7	44.0	5.0	6.5	0.012	1.2	0.2	7.9	0.8	31.4	3.7	6.3	0.005	3.7

Land use : 土地利用, MAP : 年降水量, MAT : 年平均気温, clay : 粘土含量, TC : 全有機炭素含量, LFC : 軽比重画分炭素, PMC_m : 易分解性炭素実測値, km : 速度定数実測値, Input C : 炭素投入量, PMC_s : 易分解性炭素量推定値, k_s : 速度定数推定値, NPP : 純一次生産量推定値

耕地の変動は森林ほど大きくなく、PMCは草地や耕地において炭素循環を「見える化」する上で有効な指標となりうる事が示唆された。

速度定数についても同様に比較すると(図6)、RothCモデルにより推定したksは実測した速度定数kmの数10%であり、土地利用区分ごとに離散的な値をとることが分かる。温度・水分に関するファクターに違いがないので、ksにおけるこの差は、土地利用区分による植物残渣の易分解画分の比であるDPM/RPMの違いが影響しているものと推察される。

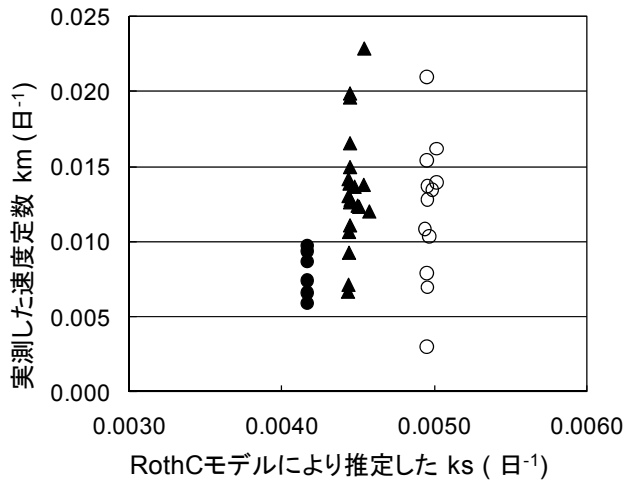


図6 RothCモデルにより推定した速度定数ksと実測した速度定数kmの比較；○は耕地、▲は草地、●は森林を示す

実測値において、LFCは易分解性炭素PMCの重要な供給源であった(Kadono et al. 2008)のと同様に、RothCモデルにおけるPMCsの主要な給源はRPMと考えられる。反応速度論的には、一般に、分解速度定数が小さければ分解が遅くなり、そのプールが大きくなる傾向が観察される。PMCsに対してPMcmが6割程度である関係性を考えると、ksの分解速度定数の小ささが、PMCsの大きさに寄与していることが示唆される。現実には、モデルより分解が早く進行し、易分解性有機物プールは想定されているよりも減少しやすい画分である可能性が考えられる。

V. まとめ

本研究では、ウクライナとカザフスタンにおいて得られた39サイトの表層土壌に対し、実測された気象特性値や、土壌特性値、RothCモデル、筑後モデルを用

いて土壌炭素循環の「見える化」を試みた。その結果、例外はあるもののLFCやPMCを指標とすることで、既存のモデルが把握しきれない短期間の土壌有機物動態を特徴づけることが可能であると考えられた。

以上の知見により、観光資源としての地下部自然資源に関し、その劣化状況や持続可能性を適切に評価する際には、LFCやPMCを用いることが有用であり、これらの指標を用いることで、地下部資源の適切な管理手法を選択するための意思決定に役立てられることが示唆された。

参考文献

- Anderson, J.P.E. 1982. Soil respiration. In: A.L. Page, R.H. Miller and D.R. Keeney (eds.), *Methods of Soil Analysis*. Soil Science Society of America: 831-871.
- Campbell, C.A., Paul, E.A., Rennie, D.A. and McCallum, K.J. 1967. Applicability of the carbon-dating method of analysis to soil humus studies. *Soil Science* 104: 217-224.
- Cerri, C.E.P., Coleman, K., Jenkinson, D.S., Bernoux, M., Victoria, R. and Cerri, C.C. 2003. Modeling soil carbon from forest and pasture ecosystems of Amazon, Brazil. *Soil Science Society of America Journal* 67: 1879-1887.
- Chang, J.H. 1970. Global distribution of net radiation. *Ann. Assn. Amer. Geogr.* 60: 340-351.
- Coleman, K. and Jenkinson, D.S. 1999. RothC-26.3 A model for the turnover of carbon in soil model description and windows users guide.
- Eswaran, H., Van den Berg, E., Reich, P. and Kimble, J. 1995. Global soil carbon resources. In R. Lal, J. Kimble, E. Levine, B.A. Stewart (eds.), *Soils and Global Change* CRC Press, 27-43.
- Falloon, P., Smith, P., Coleman, K. and Marshall, S. 1998. Estimating the size of the inert organic matter pool from total soil organic carbon content for use in the Rothamsted carbon model. *Soil Biology and Biochemistry* 30: 1207-1211.
- Guo, L.B. and Gifford, R.M. 2002. Soil carbon stocks and land use change: a meta analysis. *Global Change Biology* 8: 345-360.
- Hart, P.B.S. 1984. Effects of soil type and past cropping on the nitrogen supplying ability of arable soils PhD thesis. *Univ. of Reading*
- IPCC 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Cambridge University Press

- Jenkinson, D.S. and Rayner, J.H. 1977. The turnover of soil organic matter in some of the Rothamsted classical experiments. *Soil Science* 123: 298-305.
- Jenkinson, D.S., Adams, D.E. and Wild, A. 1991. Model estimates of CO₂ emissions from soil in response to global warming. *Nature* 351: 304-306.
- Jenny, H. 1941. *Factors of Soil Formation*. McGraw-Hill Book Co.
- Kadono, A., Funakawa, S. and Kosaki, T. 2008. Factors controlling mineralization of soil organic matter in the Eurasian steppe. *Soil Biology and Biochemistry* 40: 947-955.
- Kadono, A., Funakawa, S. and Kosaki, T. 2009. Factors controlling potentially mineralizable and recalcitrant soil organic matter in humid Asia. *Soil Science and Plant Nutrition* 55: 243-251.
- Koarashi, J., Atarashi-Andoh, M., Ishizuka, S., Miura, S., Saito, T. and Hirai, K. 2008. Quantitative aspects of heterogeneity in soil organic matter dynamics in a cool-temperate Japanese beech forest: a radiocarbon-based approach. *Global Change Biology* 15: 631-642.
- 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. *Journal of Geophysical Research* 97: 9759-9776.
- Parton, W.J., Schimel, D.S., Cole, C.V. and Ojima, D.S. 1987. Analysis of factors controlling soil organic matter levels in great plains grasslands. *Soil Science Society of America Journal* 51: 1173-1179.
- Peterson, T.C. and Vose, R.S. 1997. An overview of the Global Historical Climatology Network temperature data base. *Bul. Am. Met. Soc.* 78: 2837-2849.
- Romanyà, J., Cortina, J., Falloon, P., Coleman, K. and Smith, P. 2000. Modelling changes in soil organic matter after planting fast-growing *Pinus radiata* on Mediterranean agricultural soils. *European Journal of Soil Science* 51: 627-641.
- Schlesinger, W.H., 1997. The Global Carbon Cycle. In: W.H. Schlesinger *Biogeochemistry* Academic Press 358-382.
- Shirato, Y., Hakamata, T. and Yaniyama, I. 2004. Modified Rothamsted carbon model for Andosols and its validation: Changing humus decomposition rate constant with pyrophosphate-extractable Al. *Soil Science and Plant Nutrition* 50: 149-158.
- Shirato, Y. and Yokozawa, M. 2005. Applying the Rothamsted carbon model for long-term experiments on Japanese paddy soils and modifying it by simple tuning of the decomposition rate. *Soil Science and Plant Nutrition* 51: 405-415.
- Smith et al. 1997. A comparison of the performance of nine soil organic matter models using datasets from seven long-term experiments. *Geoderma* 81: 153-225.
- Smith, J.L., Schnabel, R.R., McNeal, B.L. and Campbell, G.S. 1980. Potential errors in the first-order model for estimating soil nitrogen mineralization potentials. *Soil Science Society of America Journal* 44: 996-1000.
- Spycher, G., Sollins, P. and Rose, S. 1983. Carbon and nitrogen in the light fraction of a forest soil: vertical distribution and seasonal patterns. *Soil Science* 135: 79-87.
- Thorntwaite, W. 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geographical. Review* 38: 55-94.
- Tyurin, I.V. 1931. A modification of the volumetric method of determination soil organic matter by means of chromic acid. *Pochvovedenie* 26: 36-47.
- Uchijima, Z. and Seino, H. 1985. Agroclimatic evaluation of net primary productivity of natural vegetations (1) Chikugo Model for evaluating net primary productivity 農業気象 (*Journal of Agricultural Meteorology*) 40: 343-352.

(投稿 : 2010 年 1 月 12 日)

(受理 : 2010 年 1 月 29 日)