

東南アジア熱帯雨林の消失とチガヤ草原の 成立・維持過程における土壤炭素の動態

米倉佑亮^{*1*2}・太田誠一^{*3}

1. はじめに

熱帯雨林の劣化・消失は、炭素の吸収・貯留機能の減退をもたらし、地球温暖化を加速する要因の1つと考えられている。しかし陸域生態系における重要な炭素貯留庫である土壤中の炭素プールが、低地熱帯雨林から荒廃草原へ劣化し、荒廃草地在維持されていく過程で、量的・質的にどのように変化するかについてはほとんど明らかになっていない。近年東南アジアでは、伐採や焼畑、並びに広範・高頻度の森林火災などの人為影響によって天然林の劣化・消失が進行し、その跡地には耐火性イネ科草本であるチガヤ (*Imperata cylindrica*) の草原が広範囲に成立し、火災極相として維持されている。草原は拡大をつづけ、その面積は熱帯アジアだけでも3500万haにも及び、熱帯アジアの全陸地面積の実に4%を占める。

またこのような草原は、地球温暖化防止策の一つとして実施が予定されている。京都議定書におけるCDM植林の対象地になる可能性が高いが、CDM事業のいわゆるベースラインの算定に必要な、植林しなかった場合の土壤中の炭素量の変動はいまだに不明であり、同事業推進の障害となっている。

筆者らは、インドネシアの東カリマンタンにおいて、天然林の消失から草原の成立、さらに草原の維持の過程における土壤炭素の動態を明らかにしたの

で本記事で紹介する。本研究では、天然林の消失から草原の成立の過程における土壤炭素動態を明らかにするため、広範な地域を対象とした多点サンプリング（低地フタバガキ林約1000haから20地点、その劣化・消失後に成立したチガヤ草原約1000haから14地点）を行い、また、草原の維持過程における土壤炭素の動態を精度よく明らかにするため、1992年に作成・調査した土壤断面を探し出し、12年後に再びふたたび同一箇所（7地点）の同一土壤断面からサンプリングを行い、12年間にわたる土壤炭素の質的・量的変化を比較した。なお本記事の内容は、これまでに公表された原著論文^{1,2)}をもとにしている。

2. 調査地と方法

2.1 調査地

調査はインドネシア共和国・東カリマンタン州、ムラワルマン大学ブキットスハルト演習林（0°50'S, 117°10'E）とその周辺地域のチガヤ草原で行った（1°4'S, 116°56'Eと0°42'S, 117°5'E）。気候は一年を通して高温・湿潤で、年平均気温は27.3℃、年間降水量は2002mmである。植生はフタバガキ科やボルネオ鉄木（ウリン; *Eusideroxylon zwageri*）からなる低地フタバガキ科林である。海拔は約40~110mで、地形は緩やかな丘陵を成している。土壤は第3紀堆積岩を母材とするUltisols地帯であ

Yusuke Yonekura, Seiichi Ohta : Dynamics of Soil Carbon after Rainforest Destruction and Subsequent Establishment of *Imperata* Grassland in the Asian Humid Tropics

^{*1} 京都大学大学院農学研究科, ^{*2} 現・名古屋大学エコトピア科学研究所, ^{*3} 国際緑化推進センター（元京都大学大学院農学研究科）

り、大きな土性の変異を含んでいる。天然林土壌ならびに草原土壌はいずれも、ほとんどが Typic Paleudults に、一部は Typic Hapludults に分類される。

調査地およびその周辺は、1960年代までは天然林であったが、1970年代には商業伐採が開始され、その後、インドネシア政府の移民政策によって、この地域に流入するようになった多くの開拓移民が、伐採地で焼畑をはじめた。森林火災もこの地域の森林破壊の主要な原因であり、1982-83、1987、1991、1994、1997-98年には大規模な旱魃と火災が発生し、森林に大きなダメージを与えた。このような人為の影響と自然の災害により、天然林は広大なモザイク状のチガヤの草原に置き換わっていった。

2.2 方法

土壌試料は、各調査地点で少なくとも深さ 100 cm の土壌断面を作成して層位区分に従い採取し、天然林では 1988 年に 20 地点、草原土壌については 1992 年に 14 地点から採取し、このうち 7 地点を選び 12 年後の 2004 年に再び 1992 年と同一土壌断面・同一層位から試料を採取した。

まず、人為攪乱前の低地フタバガキ科天然林と、森林の劣化・消失後に成立したチガヤ草原、並びにその後 12 年間草原が維持された地点の土壌を比較し、植生変化に伴う土壌炭素蓄積量の変動を深さ 0-100 cm について明らかにした。つぎに、 C_3 植物と C_4 植物で異なる同位体分別強度であることに着目し、土壌炭素の安定同位体比 ($\delta^{13}C$ 値) を測定することで、各時点における土壌炭素を C_3 植物であるフタバガキ科天然林に由来する炭素と、 C_4 植物であるチガヤ草原に由来する炭素に区分し、土壌炭素の起源とその回転率を明らかにした。更に、供試土壌を、重液を用いた比重分画法により重画分(無機物粒子)と軽画分(有機物粒子)に分け、重画分は更に粒径に従って粘土、シルト、砂に区分した。これらの分画試料の炭素同位体比を測定することによって土壌有機物の蓄積プロセスに土壌を構成する様々な粒子がどのように関係しているかについても解析した。

更に数学モデルを用いて、土壌炭素の動態を時系列的に解明し、その変動を予測した。森林由来の炭素のモデルは、炭素を概念的に安定炭素と易分解性の炭素の 2 つに区分し、易分解性炭素が指数関数的に減少していくというモデル (森林由来炭素 = 安定炭素 + 易分解性炭素 $\times e^{-\text{森林由来炭素の分解率} \times \text{時間}}$)、一方草原由来の炭素は、飽和値にむかって指数関数的に増加していく (草原由来炭素 = 飽和値 $\times (1 - e^{-\text{草原由来炭素の分解率} \times \text{時間}})$) というモデルである。これらの 2 つを別々にシミュレートし、最後に足し合わせることで、土壌の炭素動態の予測を行った。なお森林由来炭素の平均滞留期間は、平均滞留期間 = $1 / (\text{森林由来炭素の分解率})$ で表される。

3. 植生変化に伴う、土壌の形態的特徴の変化

草原の土壌が天然林の土壌と著しく異なる形態的特徴として、草原の次表層 (5~20 cm) に多量にチガヤの細根と地下茎が分布している。さらにチガヤ細根の分布は、粘土質土壌と砂質土壌で異なり、前者では大部分の細根が約 40 cm くらいの深さにまでしか見られないのに対し、砂質土壌では深さ 1 m くらいまで多くの細根が分布し、深いものは 1.5 m 以上に達した。

このため草原には、枯死したチガヤの地下茎や細根を餌として大量のミミズが生息しており、地表には多量のミミズの糞が観察された (21.2 Mg ha^{-1})。ミミズは糞を地上に出し、その上にさらにミミズの糞が堆積することの繰り返しによって、表層・次表層 (0~20 cm) は主にミミズの糞で構成されるに至っており、ミミズ糞からなる顕著な斑紋が見られ、色も明らかに暗色を呈していた。

また、本調査地域では、草原火災は平均して約 1.5~2 年に 1 回の割合で起こっているとされる。そのため、特に表層には火災によって生じた炭化物の小片が多く観察された。

また、特に粘土質な土壌の下層には腐植物質を多く含むと考えられる暗色の粘土-腐植キュータンが構造面上に顕著に発達しており、土壌が少雨期と多

雨期に収縮・膨潤することで生じる割れ目をつたって表層の腐植物質や炭化物などが下層まで流れ込んでいると考えられた。現地調査時点で確認された以上のような草原土壌に特徴的な形態学的特徴は、土壌炭素の量的・質的な存在様式に大きく影響していると考えられた。

4. 植生変化に伴う、土壌炭素蓄積量の変化

天然林消失から草原成立に至る約10年の過程で、土壌炭素蓄積量（深さ0-100cm）は12.6 Mg ha⁻¹（約23%）増加していた。深度別に見てみると、表層（0-5cm）における炭素量の維持、それ以下の深度（5-100cm）における炭素量の増加によって土壌全体で炭素量が増加していた。この草原土壌の次表層以下における炭素増加の原因としては、（1）チガヤの根と根茎からの大量かつ深い深度までの有機物供給と（2）草原火災時に発生した炭化物に起因する有機物供給という、草原化に伴う土壌中への有機物供給量の増大と同時に、（3）表層・次表層（0-20cm）におけるミミズの糞による有機物の安定化と（4）下層（20-100cm）における土壌の膨潤・収縮に伴う表層・次表層中の有機物や炭化物の移行・蓄積という、草原化に伴う土壌中の有機物蓄積プロセスの変化が考えられた。

一方草原が維持された12年間の過程では、土壌全体では炭素蓄積量に変化は認められなかった。しかし深度別に見ると、表層（0-5cm）では炭素量は減少しており（1.6 Mg ha⁻¹；約15%）、それ以下の深度では増加傾向が認められた。表層での炭素量の減少要因としては、（1）草原化に伴う表層土の温度上昇による、土壌微生物活性の増大、（2）草原火災における土壌有機物の燃焼と、生成された灰によるアルカリ性の増大とその結果としての有機物の溶脱、（3）湿潤熱帯特有の激しい降雨による表層土の系外への流出の可能性が考えられた。一方炭素の増加傾向を示した表層以外の土層については、上で述べたのと同様の次表層における有機物の安定化と下層への移行・蓄積プロセスが進行したものと考えられた。

5. 植生変化に伴う、土壌炭素の起源の変化とその回転率

以上の結果から、天然林の草原化に伴う次表層・下層（深さ5-100cm）における土壌炭素量の増加は、すべてがチガヤによる有機物供給によるのか、あるいは天然林消失時に残された樹木根などもこの増加に貢献しているのだろうか、更に、天然林の期間に蓄積された土壌有機物は、草原化に伴いどのように変化してゆくのだろうか？

炭素同位体測定とモデルを使った計算結果から、表層（0-5cm）では相対的に易分解性の有機物画分を多く含み、約6割の有機物が比較的短い期間（平均滞留期間：7.5年）で回転していることが明らかになった（図参照）。一方残りの4割は森林植生由来の安定炭素プールとして存在しており、この安定炭素プールの一部は森林消失時の火災によって生成した炭化物で構成されていると推定された。

また、森林植生由来の炭素は、草原の成立・維持過程においても、次表層（5-20cm）ではわずかしこ減少せず（図）、このことは、比較的浅い深度5-10cmでさえも有機物の回転は非常に遅いことが示唆された。また下層（20-100cm）では、森林植生由来炭素量に有意な変化は認められないことから（図）、下層土中に蓄積された森林由来の炭素は、相対的に安定な土壌炭素プールを形成していることが明らかとなった。また物理分画の結果から、草原植生の下層土中に存在する森林植生由来の炭素は、多くが粘土粒子と結合した形で存在しており、土壌有機物の安定化と蓄積・維持における粘土粒子の決定的重要性が明らかとなった。さらに、天然林土壌における主要な有機物供給の経路は、主として表層からの落葉落枝と考えられるが、分解を免れて安定な炭素プールへ加入する量は一般にごく一部に過ぎず、下層土中の森林由来炭素プールは、分解・腐朽プロセスを経て合成された腐植物質が粘土と有機・無機複合体を形成することで難分解性を獲得しつつ、長期間かかって形成されたと推定された。

一方、草原植生由来の炭素は草原の成立・維持過

程において、次表層・下層（5-100 cm）で有意に増加していたことから（図1）、上で述べた天然林消失と草原成立の過程における特に下層土での炭素蓄積量の増加のほとんどが、チガヤ由来の有機物が次表層・下層に蓄積したためであり、主に粘土粒子と複合体を形成することで安定な炭素プールを形成していることが明らかとなった。このことから、地下部バイオマス生産の旺盛な草原下の土壌では、主に

根と根茎の枯死・脱落によって直接土壌中に供給された多量の有機物が土壌中で分解・腐朽を経つつ、主として粘土粒子と有機・無機複合体を形成し、比較的速やかに安定な土壌炭素プールが形成されるものと考えられた。加えて、物理的分画の結果から、森林消失時や繰り返される草原火災によって生成した炭化物もまた土壌中に供給され、安定な炭素プールの一部を構成していることが示された。

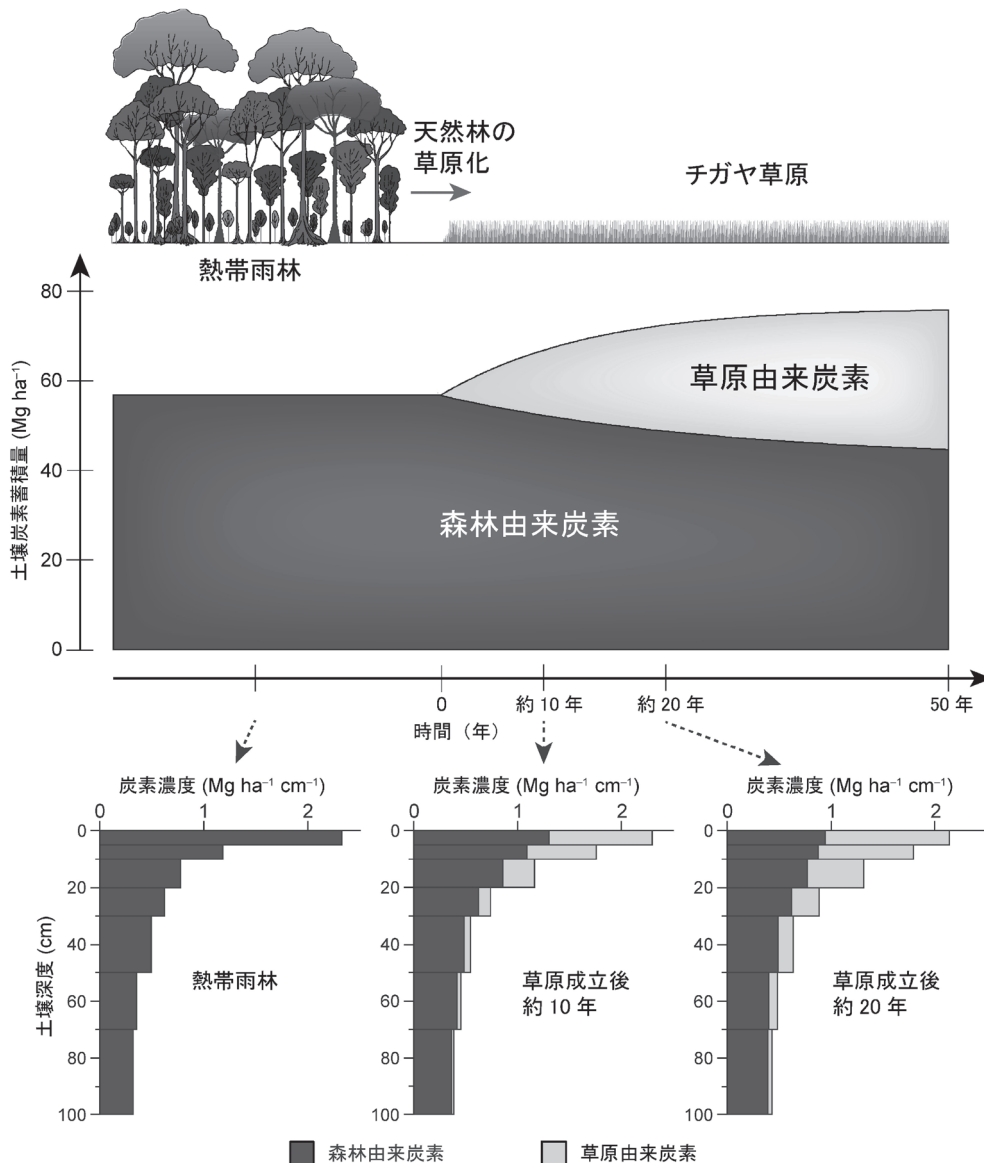


図1 東南アジア熱帯雨林の消失と、チガヤ草原の成立・維持過程における、土壌炭素の動態の概略図

6. 植生変化に伴う、土壤炭素プールのシミュレーション

土壤炭素の指数関数的変化を仮定した数学モデルを用いたシミュレーションにより、天然林がチガヤ草原に置き換わり維持された場合、深さ 0-100 cm における土壤炭素蓄積量は、草原成立後 30~50 年で天然林の 58 Mg ha^{-1} から最終的には 77 Mg ha^{-1} まで増加し、天然林よりも約 32% (約 20 Mg ha^{-1}) 多い量で平衡に達し安定すると推定された (図)。
更に、森林植生由来の安定な炭素プールが、全炭素蓄積量の約 6 割を占め、炭素プールの維持に大きく貢献していることが示唆された。

7. 生態系全体の炭素蓄積量の変化

本研究の結果から、植生変化に伴う生態系全体の炭素蓄積量の変化を計算すると、バイオマス中 (地上部バイオマス+地下部バイオマス+リター) の炭素蓄積量は、天然林が $257\sim 288 \text{ Mg ha}^{-1}$ 、草原が 5 Mg ha^{-1} であるので、天然林からチガヤ草原に置き換わり、維持された場合、生態系全体 (バイオマス+土壌) の炭素蓄積量は、天然林の $315\sim 346 \text{ Mg ha}^{-1}$ から、草原の 82 Mg ha^{-1} まで減少するが、土

壤炭素の増加 (約 20 Mg ha^{-1}) がバイオマス炭素の減少 ($252\sim 283 \text{ Mg ha}^{-1}$) を 6.6~7.4% オフセットする可能性が指摘された。

また本成果から、CDM 植林プロジェクトがこのような熱帯地域の、本調査地と同じ条件下でのチガヤ草原で行われた場合、草原成立後約 30 年以降は、実質的には土壤炭素量は変化せず (図 1)、土壤炭素のベースラインの変化を考慮に入れなくて良いということが言える。

〔引用文献〕 1) Yonekura *et al.* (2010) Changes in soil carbon stock after deforestation and subsequent establishment of “*Imperata*” grassland in the Asian humid tropics. *Plant and Soil* 329 : 495-507. 2) Yonekura *et al.* (2012) Dynamics of soil carbon following destruction of tropical rainforest and the subsequent establishment of *Imperata* grassland in Indonesian Borneo using stable carbon isotopes. *Global Change Biology* 18 : 2606-2616. 3) Yonekura *et al.* (Submitted) Soil organic matter dynamics in density and particle-size fractions following destruction of tropical rainforest and the subsequent establishment of *Imperata* grassland in Indonesian Borneo using stable carbon isotopes. *Plant and Soil*.