【解説】

カーボンシンクがカーボンソースに 変わるとき 豹変する土壤生態系

川東正幸

迫りくる地球温暖化に対して、植生や土壌への炭素吸収量（自然吸収量）の正確な把握は最重要課題の一つである。現在、我が国でも植生と土壌の炭素蓄積量に関する細密データの作成が行なわれている。しかし、生物や土壌に固定化された炭素は未来永劫安定なものではない。土地環境の変化によって炭素は形態を変えて移動するので、生態系の炭素蓄積量は時々刻々変化する。この経時的变化を伴った自然吸収量の予測が今後必要となる。

土壌は、母材である無機鉱物に植物や微生物を主体とする生物が関わることによってもたらされる、自然の営力による産物である。生物が営みの中で土壌環境に有機物を供給することによって炭素が蓄積され、土壌に黒い色を与えている。この黒色のもとには土壌有機物または腐植であり、容易に分解されない炭素を含み、その存続は数千年から数万年に及ぶ。すなわち、土壌は長時間にわたって炭素貯蔵庫（カーボンシンク）であり続けてきたのである。一方、人類は有史以来、土壌に働きかけることによって生産活動を行ない生きてきた。その営力は近・現代に至って絶大であるため「人為」も土壌生成因子に数えられている。「人為」は農業、林業、宅地化、公

園緑化など様々であるが、いずれにせよ土壌の表層に改変を加えることは間違いない。有機態炭素を最も多く含む表層が耕されたり、取り除かれたりすることによって、その炭素は土壌生態系から外に移動させられる。このとき、有機物のまま流出することあれば、CO₂ やメタンのようなガス態として放出されることもあり、土壌は炭素放出源（カーボンソース）となる。今、地球温暖化の進行が広く認知される中で CO₂ の排出抑制には関心が高いが、生態系に長期固定化されていた炭素の動態には注意が払われていないのが実情である。ここでは、土壌に起こりうる変化を炭素収支の観点から概説していく。

京都議定書と炭素収支

今年、2008年から京都議定書の第一約束期間（The first commitment period）に入った。地球全体（正確には先進国全体）で1990年の温室効果ガス（Green House Gas: GHG）排出量の95%にまで減少させる努力をする期間ということになり、日本の場合、1990年比で6%の削減を約束している。この削減目標に大量排出国である中国やアメリカ合衆国が関与しないことや国ごとに異なる設定目標値の根拠が明確でないことなどは別の論議と

Timing of Changes in Soil Carbon Budgets from Carbon Sink to Source: Drastically Changing Soil Ecosystems
Masayuki KAWAHIGASHI, 日本大学生物資源科学部

して、とにかく議定書に批准した国々を中心に世間ではエネルギー消費を減らすこと、エネルギー効率を高めること、代替エネルギーを探すことに高い意識がもたれている。さらに、現在はポスト京都議定書についても論議されており、そこでは2050年時点で現在よりも1990年比で70%以上のGHG削減を目標に掲げている⁽¹⁾。10%未満の削減に四苦八苦している現状を鑑みて、70%というのはとんでもない目標であることは想像に難くない。しかし、この条件を達成しない限り、大気中のGHGの増加は止まらない。この条件を達成して漸く2100年でCO₂濃度を550 ppmの平衡状態に維持し（現在は約380 ppm）、全球の平均気温上昇を約3℃で抑えられるのである⁽¹⁾。この達成が遅くなればなるほど、大気中で平衡化するCO₂濃度は高くなる。この理屈は、IPCC（気候変動に関する政府間パネル）の第4次評価報告で示された、地球全体で年間31 Gt（ギガトン：10¹⁵ g）の自然吸収量（森林など生物資源の炭素固定による）に対し、GHG排出量が年間72 Gtとはるかに超えることから納得できる。何しろ、2.3倍も排出量が多いわけで、この意味するところは、今すぐ57%の削減が必要だということである。今後20年間の増加分を見込むと40年先には70%の削減が必要になってくる。

因みに、6年前の第3次評価報告のときの年間の自然吸収量と排出量はそれぞれ31 Gtと63 Gtと試算されていた。両報告書の比較は、GHG排出量が3次から4

次の間に大幅に増えていること以外に大変興味深い考察を与える。すなわち、GHG排出量の試算に関するデータと計算方法は6年間で更新されていたのに対し、自然吸収量のほうは変わっていないということである。この6年の間には膨大な森林焼失や土地利用変化があったはずである。単なる数値合わせでGHG濃度の平衡化を達成することが目標であれば大した問題ではないが、温暖化による致命的な環境問題が現実に関きつつあることが予測されている現状において、自然吸収量の計算の不確定性は看過できない。

生態系と炭素蓄積量

自然吸収量はGHG吸収源と考えられる生態系（たとえば森林生態系）が蓄積できる炭素量であり、これをもって化石燃料の燃焼によりCO₂として逸失した炭素分を補償できることが京都議定書に記述されている^(2,3)。この「生態系が蓄積できる炭素」が多くの不確定性を含んでいる。ここで、自然吸収量に関連する用語について少し触れておきたい。

自然吸収量は生態系をどのように規定するかによって試算値が大幅に異なる。ある森林生態系を考えた場合、森林の林冠の上部を天井とし、植物根の分布域を底として、ある一定底面積で囲まれる空間がそれに相当する⁽⁴⁾。図1に森林生態系の概念図を示した⁽³⁾。この一定

図1 ■ 生態系の概念図⁽³⁾ (Chapin et al., 2006)

GPP: 総一次生産量, AR: 一次生産者による呼吸, HR: 従属栄養生物による呼吸, NEE: 純生態系交換量, DIC: 溶存無機態炭素, DOC: 溶存有機態炭素, PC: 粒子状炭素

の空間において、一次生産者である植物が固定する炭素の総量が総一次生産量（Gross Primary Production : GPP）であり、GPP から植物が呼吸によって排出する炭素量を差し引いた値が純一次生産量（Net Primary Production : NPP）となり、生態系内の植物の炭素固定量とみなすことができる。しかし、NPP を単純に生態系の炭素蓄積量とするには問題がある。生態系の炭素蓄積を算出するには、さらに別の大きな CO₂ の放出源である従属栄養生物由来のもの（土壌呼吸はその主要なものになる）を差し引く必要がある。そこで、NPP から従属栄養生物の呼吸由来の炭素量を差し引いた値を純生態系生産量（Net Ecosystem Production : NEP）としている。NEP をもって生態系の炭素蓄積量（自然吸収量）とする案が出されており、多くの生態系でその算出が行なわれている⁽⁴⁾。NEP が正ならばその生態系は炭素貯蔵庫（カーボンシンク）であり、負ならば炭素放出源（カーボンソース）と判断できる。しかし、Schlutz ら（2000）⁽⁵⁾ が指摘するように、火災、表面流去（地表面を流れて生態系外に流出する水や物質）、溶脱などの非生物的过程を経て生態系から放出される炭素が存在するために、生態系の炭素蓄積量は NEP とは同等になりえない。この非生物炭素放出を NEP から差し引いて純生物相生産量（Net Biome Production : NBP）と呼んでいる。

生態系の光吸収率から算出した NPP の全球分布地図が実際の地上観測と比較的良好な一致をみたこと⁽⁶⁾は、NPP による自然吸収量の推測が有効であることを示しているが、時間および空間のスケールが小さい場合、すなわちより高い精度が必要な場合には誤差の大きくなることが予測される。NEP は定義である GPP と植物および従属栄養生物の呼吸量からの算出よりも、専ら純生態系交換量（Net Ecosystem Exchange : NEE）から算出される。生態系と大気間における CO₂ の垂直および水平方向の移動量に相当する NEE は、CO₂ の検出器を備えたタワー観測から経時的に算出される。ただし、このとき生態系における有機態炭素の流出入、非生物炭素の酸化放出や溶脱による系外流出を十分に小さいことを仮定する必要がある。しかし実際には、これらの炭素の移動を無視できないとする報告は多い^(5,7)。次に、その差分に相当する非生物炭素放出の発生と炭素蓄積に及ぼす影響について述べていきたい。

非生物炭素放出過程

1. 火災の影響

非生物炭素放出に対する火災の影響は非常に大き

い。全球の推計で毎年 530 万～550 万 km² の面積の陸地植生が火災に遭っている。そこで焼失する植生は年間 6.0 Gt に及び、炭素ベースで 2.1 Gt の CO₂ 排出が試算されている⁽⁸⁾。この大部分は熱帯林やサバンナの草地が占めており、それ相当の植物体由来の炭素が失われることになる。ただし、その生態系は、火災時に炭素を焼失するのみではなく、植生が回復するまでの数十年の間（回復時間は気候に依存する）カーボンシンクにはなりえず、その代償は計り知れない。さらに、植被を失うことによって露出した表土が侵食されると、土壌が長い時間を経て蓄積した炭素や窒素および植物養分の流出も生じる⁽⁹⁾。これも、火災の影響と考えられるだろう。しかし、土壌の保持する炭素にのみ着目すると、火災後に増加するという報告も多く、その増加する炭素の由来として完全燃焼しなかった植物由来の有機物の流入が考えられている⁽⁸⁾。特に、炭化物（Black Carbon : BC）はさらなる有機物蓄積や植物生育阻害の除去など生態系の炭素蓄積に対してプラスに貢献することが予測されており、火災が必ずしも負の要因となりえない。また、炭化物は生分解されにくいいため、土壌炭素に分解安定性をもたらす要因として考えられている。この他、燃焼灰から供給される無機養分とそれに伴う酸性土壌の中和や爆発的な微生物活性の上昇などの生物生産に対する正の効果を考慮すると、火災が NBP を正または負のいずれに導くかについてはさらなる研究が必要であろう。

2. 有機物の系外流出

生体系内の炭素の吸収・放出とは直接の関係はないが、生物が蓄積した炭素の枯死・腐植化を通じて土壌に蓄積された炭素が生態系から放出された場合、その相当分は生態系の蓄積量から差し引いて考えるべきである。全球レベルで考えると、ある生態系から系外流出した炭素は海洋において無機化されずにそのまま有機態炭素として保存され、GHG として貢献しないのであれば生態系間を移動しただけのことになるが、ここで取り上げた NBP の観点からは放出分に相当する。系外流出炭素の大部分は土壌から流出する有機態炭素に相当する。土壌から河川を通じて海洋まで流出する炭素量は地球規模で年間 0.4～0.9 Gt と試算されていること⁽¹⁰⁾からも、その地球規模での炭素循環に及ぼす影響の大きいことがわかる。系外流出する炭素には粒子状のものと溶存態のものがあり、概して溶存態の溶出量の割合が高く算出されている^(11,12)。

溶存有機物（Dissolved Organic Matter : DOM）の土壌系内での動態の模式図を図 2 に示した⁽¹³⁾。DOM の大

図2 ■ 土壌層位内での溶存有機態炭素（DOC）の動態の模式図⁽¹³⁾（Guggenberger & Kaiser, 2003 を改変）

部分はO層と呼ばれるリター（植物枯死体）の集積層で生成され、水に溶存した状態で移動する。微生物活性が高いO層内部での生分解を免れたDOMは鉱質土壌との接触過程で吸着保持されて土壌腐植となる。鉱質土壌に保持されなかったDOMと地表面を流去する水に溶解したDOMは系外流出する。ある土壌のO層で生成したDOMの各過程への分配は土壌環境（温度・水分・pHなど）と鉱物学的性質に依存する。これまでの研究成果では、DOMが比較的分解され難いことと吸着反応が速やかであることから、鉱質土壌への吸着保持が主体となることが推測されている^(14,15)。しかし、O層中のDOMが鉱質土壌へ浸透できない条件下では表面流去する割合が高くなり、DOMは水環境へ送り出される。北方生態系での土壌融解や雪解けによる洪水がそれに相当する。特に、北方の森林生態系では気温と地温が低いことを反映してリター層が厚く堆積し、DOM生成のポテンシャルが高いため、その動態把握が重要である。

永久凍土が分布する生態系

1. 陸域最大のカーボンシンク

永久凍土は冬を挟んで二度の夏にわたって0℃以下を保っている土壌または地質を指す。永久凍土の上部には活動層と呼ばれる季節に依存して融解する土壌層位が存在し、概ね6月から9月の間だけ融解水を貯留することによって植物の生育を可能にしている。降水量が乏しいにもかかわらず、永久凍土の存在により土壌は湿潤かつ低温条件を維持するために、その表面にリターの蓄積とコケや地衣類の被覆を頂く。このリター層とコケまたは地衣類の被覆は土壌温度の上昇と水分の蒸発を防ぐため、永久凍土もある深さで維持できるのであり、互いにその存在に必要な関係といえる。厚いリターとコケまた

図3 ■ 生態系における蓄積炭素の分布⁽¹⁷⁾（IPCC 2000）

は地衣類層から供給される豊富な有機物は活動層に蓄積する。土壌中の水分の凍結融解作用による土壌の攪乱が活動層の有機物を永久凍土層にまで移動させることがある（クライオターベーション）。こうして、永久凍土分布域の土壌は全陸域の約14%の占有面積に対し、炭素蓄積量が陸上全炭素の1/3に及ぶ（450 Gt）陸域最大のカーボンシンクとなっている⁽¹⁶⁾。永久凍土が含むすべての炭素は考慮されていないため、さらに大量の炭素を蓄積しているものと予測されている。

また、同地域は年間200～500 mmという少ない降水量にもかかわらず、融解水の排水が永久凍土によって遮断されて土壌中に貯留するため、それを有効に利用する木本植生によって広大な森林（タイガ林）が形成されている。タイガ林は同地域の大きなGHG吸収源であり、その吸収量への国際的な期待はきわめて大きい。IPCCでは、永久凍土の約半分の分布域を含み、広大なツンドラ-タイガ植生域が広がる“ロシアにおける炭素吸収能力を大幅に増大させる森林管理技術”を加盟国のCO₂排出と取引できることを掲げている。このように永久凍土が分布する生態系は、地上部（植生）と地下部（土壌）のいずれから見ても非常に重要なカーボンシンクとして認識されている。しかし、ここで注意しておきたいことは、タイガ林生態系がもつ炭素分布であり、地下部である土壌が地上部の森林植生の5倍に及ぶ炭素量を含んでいるという事実である（図3）⁽¹⁷⁾。今、世界が注目しているのはIPCCが挙げた地上部であり、5倍以上も炭素蓄積量が多い地下部の炭素についてはきわめて無関心である。次に、地下部の変化について考えてみたい。

2. 森林火災と地球温暖化

今、この陸域最大のカーボンシンクがカーボンソースに変わりつつあることが予測されている。最大の原因は

先に述べた火災である。この地域で森林火災が起きたときの生態系のレスポンスは温帯や熱帯とはきわめて異なる。熱帯の森林生態系の炭素分布は寒帯とは逆であり地上部に偏っているために、火災によって森林が焼失すること自体に大変大きな損失がある。焼失した炭素分とその後森林が回復するまでの20年程度の炭素吸収量の低下がそれに相当するだろう。しかし、永久凍土分布域では森林が焼失した損失以上に、その後の土壌環境の変化がもたらす炭素の消失が大きいと考えられている。これには火災後の永久凍土の動態が深く関わっている。

火災や伐採によってリターとコケまたは地衣類の集積層が焼失すると地表面の熱収支が変動し、土壌表層の地温の上昇による永久凍土の融解が始まる。数十年間、凍土の融解は続き、活動層が厚くなる。この間、土壌は次第に酸化的条件になり、しかも地温が上昇するため微生物活性が高くなり、有機物の分解が進行するものと予測される。また、酸化の進行は有機物の集積に関与する鉄酸化物の結晶化を進行させるため有機物の保持能が低くなることも報告されている⁽¹⁸⁾。実際、活動層が厚い土壌ほど有機態炭素・窒素の蓄積量が少ないことが報告されている⁽¹⁹⁾。この土壌中の有機態炭素が分解・放出される状態は永久凍土が回復するまでの数十年間以上続くものと考えられ、植生による炭素吸収の低下と土壌からの炭素放出を伴う森林生態系にはカーボンシンクとしての働きはもはや期待できない。

永久凍土の回復は植生とリター層の回復に続いて生じる。植生の回復はリターの蓄積を可能にするため、増加した植被率とリター層の被覆が地表面での太陽熱の伝導率を下げて地温の上昇を防ぐ。リター層の回復には約50年を要し(図4)、その後、徐々に永久凍土の位置も元に戻ってくることが推測される。ただし、50年目ではコケや地衣類の被覆はまだ十分に回復していない。植生、リターとコケの被覆、そして永久凍土の回復がなされるまでにはおよそ100年は必要と考えられ、その間の土壌から放出される炭素量と低下した植生の炭素吸収量の推測はなされていない。この推計値は焼失した森林生態系が元来保持していた炭素量(NEP)から差し引いて考えられるべきであろう。

一方、東部シベリアでは、火災によって永久凍土の融解が進行し陥没した土地に周囲から流入した水が形成する水域、すなわちアラスが生成する。アラスは地形に起伏が乏しい同地域において数多く確認されており、大きさは直径数十メートルから数キロメートルまで様々である。アラスの嫌気的条件下ではメタンの生成が活発に行なわれており、アラスがメタンガス放出源であることが

図4 ■ 火災後経過年数に伴うO層の厚さの変化

報告されている⁽²⁰⁾。さらに、アラスができてくる過程で融解する永久凍土が現大気中濃度の数千倍に及ぶメタンガス(CO₂の21倍の温室効果をもつ)を放出することでも考えあわせると、同地域の火災が地球温暖化に及ぼす影響は絶大だといえる。

シベリアでは、年によって異なるが、年間で日本の面積の30%以上に及ぶ森林火災が確認されている⁽²¹⁾。その面積は世界全体の火災面積と比較すると2~3%程度と少なく見積もられるが、植生回復が遅いこと、植生焼失に伴う土壌からの炭素の放出が絶大なことを考慮すると、決してその数字通りの少ないものではない。実際、過去30年間の地球上での森林消失面積(200万km²)の実に半分はシベリアに属する⁽²²⁾。この間、熱帯で消失した森林面積ははるかに大きいものであったが、森林回復が速いために消失した面積に数えられていない。このことから、シベリアでの火災が及ぼすマイナスの影響が長期に及ぶことがわかる。

現状において、永久凍土分布域の生態系が放出したGHGが吸収量を超えているのか、また、そのGHGが温室効果に寄与しているのかどうかは不明である。しかし、GHG排出によって地球温暖化が進行すると土地や植生の乾燥化が進行し、さらに火災発生率が高くなることが予測されている⁽²²⁾。また、地球温暖化が永久凍土を融解すると、永久凍土からのGHG放出と活動層の深化に伴う土壌中の炭素放出が多くなり、結果として地球温暖化を促進することも予測されている。すなわち、現状での永久凍土分布域におけるGHG増加は火災も温暖化も増大の方向に進行させる正のフィードバック効果をもたらすことが予測される。

3. 永久凍土分布域から系外流出する炭素

永久凍土分布域では、西シベリアに広い面積を占める

(A) 流出 DOC 濃度の季節変動, (B) 降水量と DOC 濃度, (C) 河川流量と DOC 濃度. 1 と 2 は降水量が異なる.

図 5 ■ 林内小河川中の溶存有機態炭素 (DOC) の動態⁽²⁴⁾ (Prokushkin *et al.*, 2008)

泥炭分布域およびタイガ林の厚いリター層から大量の DOM が放出される⁽¹²⁾. その量は森林生態系の炭素固定量に匹敵する量であること⁽²³⁾ やリターフォールで供給される全炭素の 10~25% に相当することが試算されており, 系外流出炭素の消長は永久凍土分布域の炭素循環において重要な位置を占める. 永久凍土分布域のリター層から溶出する DOM はリター層の浸透水量に依存して増加する (図 5)⁽²⁴⁾. したがって, 5, 6 月の融雪および土壌融解時季の莫大な水の流出に伴って, 大量の炭素が系外流出する. この時期, リター層は融解するが, 鉾質土壌は凍結した状態であることが多く, 融解したばかりのリター層から供給された DOM は土壌に浸透することなく, 素早く河川に排出される. リター層からの DOM の溶出は凍結・融解現象や乾燥・湿潤現象の繰り返しにより多くなるため, この時期の排出が最大となり, 全流出の 80% に達することもある⁽²⁵⁾. 溶存有機物は界面活性作用をもつために, 春には森林を流れる河川は泡で埋め尽くされて真っ白になる.

温暖化による地温の上昇に伴う DOM の系外流出についても論議されている. 地温の上昇はリター層の分解を促進し DOM の生成量を増加させる. さらに, 温暖化に伴いシベリアでの降水量が増加し, 溶出 DOM も多くなることが推測されている. NPP の増加とそれに伴うリターの供給も DOM 生成量を増加させることが予測されている. しかし, 一方で活動層が厚くなるため, DOM の鉾質土壌への保持が系外流出を抑制し, 炭素を生態系内にとどめる可能性も指摘されている. このことは, 現在でも活動層の厚さが厚くなる低緯度地域ほど系外流出が少なくなることで確認できる⁽²⁶⁾. 一方, 東シベリアの河川では溶出する DOM の炭素年代が春から秋にかけて大きくなり, 永久凍土に貯留されていた古い炭素が溶解・流出したものと考えられている⁽²⁷⁾. また, 冬季の凍結した地面の下の伏流水の流量が活動層の増大に伴って多くなる. これは, 深化した活動層に保持される水分量が多くなったためであり, その増加分には永久凍土の融解水も含まれる. すなわち, 固定されていた炭素が伏流水に

溶解し DOC 濃度を高めて系外流出することになる.

これらの様々な因子は互いに連関をもち, 生態系炭素の系外流出に影響するために, 現状で増大させる方向に働くかどうかは不明であるが, 結果に影響する因子を分解し, その影響を評価する (パラメタリゼーション) ことが今後の研究において重要であろう.

むすび

今現在, 人間活動によって地球温暖化が進行していることを疑う人はほとんどいない. しかし, 温暖化の進行の鍵を握る GHG の動態を把握できていない現状は知られていないと思われる. 特に, 吸収量については, ここに示したように, まだ科学的に評価できておらず, 大幅な誤差を含んでいるのが実状である. 人為が原因で発生する火災や土地利用変化が土壌を含む生態系の炭素蓄積に大きな影響を及ぼすことは間違いない. また, 様々な影響下での炭素の動態には数千年から 100 年スケールの人間のライフサイクルから考えて, 長期的な変動を伴う場合から, 季節や日変動に関わる短期的なもののまで存在するため, 時間軸を含めた解析が必要になってくる. 一つの生態系における炭素動態のパラメタリゼーションを空間と時間に対して詳細に解析し, その生態系スケールを広げていく研究 (アップスケーリング) が必要と考えられる. 最終的にはそれらの生態系ごとの解析結果を全球レベルにまで統合しなければならない. この作業は徐々に開始されているが, 最終結果を出すには相当な時間と労力が必要とされるであろう. しかし, タイムリミットは迫っている. 今, 早急に取り組まねばならない課題である.

文献

- 1) 環境省: IPCC 第 4 次評価報告書概要 (公式版).
- 2) E. D. Schulze, R. Valentini & M.-J. Sanz: *Global Change Biol.*, 8, 505 (2002).
- 3) F. S. Chapin III *et al.*: *Ecosystems*, 9, 1041 (2006).
- 4) J. T. Randerson, F. S. Chapin III, J. Harden, J. C. Neff &

- M. E. Harman : *Ecol. Appl.*, **12**, 937 (2002).
- 5) E. D. Schlutze, C. Wirth & M. Heimann : *Science*, **289**, 2058 (2000).
 - 6) 下田陽久 : 地球環境, **9**, 245 (2004).
 - 7) G. M. Lovett, J. J. Cole & M. L. Pace : *Ecosystems*, **9**, 152 (2006).
 - 8) J. A. Gonzalez-Perez, F. J. Gonzalez-Villa, G. Almendros & H. Knicker : *Environ. Intl.*, **30**, 855 (2004).
 - 9) J. D. Murphy, D. W. Johnson, W. W. Miller, R. F. Walker, E. F. Carroll & R. R. Blank : *J. Env. Qual.*, **35**, 479, (2006).
 - 10) D. Hope, M. F. Billet & M. S. Cresser : *Env. Pollution*, **84**, 301 (1994).
 - 11) J. I. Hedges, R. G. Keil & R. Benner : *Org. Geochem.*, **27**, 195 (1997).
 - 12) J. M. Lobbes, H. P. Fitznar & G. Kattner : *Geochim. Cosmochim. Acta*, **64**, 2973 (2000).
 - 13) G. Guggenberger & K. Kaiser : *Geoderma*, **113**, 293 (2003).
 - 14) K. Kaiser & G. Guggenberger : *Org. Geochem.*, **31**, 711 (2000).
 - 15) K. Kalbitz, J. Schmerwitz, D. Schwesig & E. Matzner : *Geoderma*, **113**, 273 (2003).
 - 16) W. D. Billings, J. O. Luken, D. A. Mortensen & K. M. Peterson : *Oecologia*, **53**, 7 (1982).
 - 17) IPCC : Land Use, Land-use Change, and Forestry, Summary for policy makers, 20 pp (2000).
 - 18) M. Kawahigashi, K. Kaiser, A. Rodionov & G. Guggenberger : *Global Change Biol.*, **12**, 1868 (2006).
 - 19) A. Rodionov, H. Flessa, M. Grabe, O. A. Kazansky, O. Shibistova & G. Guggenberger : *Eur. J. Soil Sci.*, **58**, 1260 (2007).
 - 20) T. Morishita, R. Hatano & R. V. Desyatkin : *Soil Sci. Plant Nutr.*, **49**, 369 (2003).
 - 21) 高橋邦秀 : 自然災害科学, **23**, 331 (2004).
 - 22) 福田正巳 : 自然災害科学, **23**, 315 (2004).
 - 23) D. Hope, M. F. Billett & M. S. Cresser : *Env. Pollution*, **84**, 301 (1994).
 - 24) A. S. Prokushkin, M. Kawahigashi & I. V. Tokareva : in "Permafrost Soils", ed. by R. Margesi, Springer Verlag, 2008, in press.
 - 25) V. V. Gordeev *et al.* : *Am. J. Sci.*, **296**, 664 (1996).
 - 26) M. Kawahigashi, K. Kaiser, K. Kalbitz, A. Rodionov & G. Guggenberger : *Global Change Biol.*, **10**, 1576 (2004).
 - 27) J. C. Neff *et al.* : *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L23401 (2006).

プロフィール

岡本 昌彦 (Masahiko Okamoto) <略歴>1988年京都大学大学院農学研究科食品工学専攻博士後期課程修了(農博)/同年住友化学(株), 現在, 同社有機合成研究所上席研究員<研究テーマと抱負>レギュラトリー・サイエンス, 有機分析化学, 化学物質間の相互作用の解析

川東 正幸 (Masayuki Kawahigashi) <略歴>1991年神戸大学農学部農芸化学科卒業/1996年同大学大学院自然科学研究科資源生物科学専攻博士課程後期課程修了/同年日本学術振興会特別研究員(PD)/1997年日本大学生物資源科学部, 現在にいたる<研究テーマと抱負>熱帯, 温帯, 寒帯における土壌生態系での炭素を中心とした物質循環<趣味>世界の珍しいものを食べたり飲んだりすること

工藤 俊章 (Toshiaki Kudo) Vol. 46, No. 1, p. 16 参照

酒井 朋子 (Tomoko Sakai) <略歴>平成13年東京農業大学農学部国際農業開

発学科卒業/14年青年海外協力隊(国際農業研究センター(CIAT)配属)/18年コロンビア国立バルミラ大学農学研究科植物育種学専攻修士課程在学およびCIAT客員研究員, 現在にいたる<研究テーマと抱負>灌漑制限栽培下におけるイネDREB遺伝子組換え体の評価, ラテンアメリカにおけるイネ育種の勉強を続けること<趣味>スキー, 読書, 編みぐるみ作り

設楽 修 (Osamu Shidara) <略歴>1979年岩手大学農学部獣医学科卒業/1981年同大学大学院農学研究科修士課程修了/同年兵庫県立畜産試験場第2研究部/1991年兵庫県農林水産部畜産課略農係/1995年兵庫県立中央農業技術センター畜産試験場主任研究員/2002年兵庫県立農林水産技術総合センター畜産技術センター主任研究員, 現在にいたる<研究テーマと抱負>子豚飼料に添加された抗生剤の代替物質の開発<趣味>クラシック音楽鑑賞

鈴木 義人 (Yoshihito Suzuki) <略

歴>1983年東京大学農学部農芸化学科卒業/1990年筑波大学遺伝子実験センター博士研究員/1991年東京大学農学部助手/2000年同大学大学院農学生命科学研究科助教授(2007年同准教授), 現在にいたる. この間, 1988~90年米国カリフォルニア大学ロサンゼルス校博士研究員<研究テーマと抱負>抗体やペプチドなど, 工夫して使うこと, 今は植物の成長調節やジベレリンの新しい検出法などに取り組んでいます. その他, アラビノガラクタンタンパク質の機能解析<趣味>写真を撮りつつ, 山菜を採りながら, 釣りをしながら山歩き

高倍 鉄子 (Tetsuko Takabe) <略歴>1971年名古屋大学大学院理学研究科博士課程(前期課程)修了/1999年同大学大学院生命農学研究科教授, 現在にいたる<研究テーマと抱負>植物の塩ストレス耐性の分子機構に関する研究. イネ科のグリシンペタイン合成・蓄積・輸送機構を明らかにする<趣味>ウォーキング