

国立環境研究所研究プロジェクト報告

NIES Research Project Report from the National Institute for Environmental Studies, Japan

SR - 105 - 2013

日本における土壌炭素蓄積機構の定量的解明と  
温暖化影響の実験的評価  
(特別研究)

A quantitative analysis of the mechanisms of soil organic carbon accumulation and  
an experimental evaluation of their effects on climate change

平成 21 ~ 23 年度

FY2009 ~ 2011

NIES



独立行政法人 国立環境研究所

NATIONAL INSTITUTE FOR ENVIRONMENTAL STUDIES

<http://www.nies.go.jp/>

日本における土壌炭素蓄積機構の定量的解明と  
温暖化影響の実験的評価  
(特別研究)

A quantitative analysis of the mechanisms of soil organic carbon accumulation and  
an experimental evaluation of their effects on climate change

平成 21 ~ 23 年度

FY2009 ~ 2011

特別研究「日本における土壌炭素蓄積機構の定量的解明と温暖化影響の実験的評価」

(期 間 平成 21 ～ 23 年度)

課題代表者：内田昌男

執 筆 者：内田昌男、近藤美由紀、星野亜紀、瀬山春彦、向井人史、  
高橋善幸、梁 乃申、寺尾有希夫

編 者：内田昌男

## 序

本報告書は、平成 21 ～ 23 年度の 3 年間にわたって実施した特別研究「日本における土壤炭素蓄積機構の定量的解明と温暖化影響の実験的評価に関する研究」の研究成果を取りまとめたものです。

地球温暖化は環境問題の中でも最も深刻な問題として広く認識されているものの、有効な対策が立てられていない現状があります。このような状況の中で、土壤は陸上バイオマスの 2 ～ 3 倍の炭素を蓄積する炭素リザーバーとして注目を集めています。しかしながら、土壤中の炭素動態は未だ解明できていないことが多く、炭素循環モデルでは、その動態を正確に表現できていない難しい現状にあります。特に、日本には、世界的には稀である、火山灰を母材とする炭素量の多い土壤が広く分布しており、海外の炭素循環モデルでは、不適合があることが指摘されており、日本の土壤における炭素動態を明らかにすることは急務の課題です。特に、温暖化によって、土壤に安定的に蓄積していた土壤炭素が放出されるのか、という点について明らかにすることが求められています。温暖化影響を考える場合、温暖化によって、地上バイオマスの供給が旺盛になり、そのことによって、新鮮な植物遺体の分解が促進され、土壤から放出される二酸化炭素が増加する場合、温暖化による、土壤炭素の減少を危惧する必要はなくなります。しかしながら、もし、土壤に安定的に存在する比較的年代の古い炭素が温暖化によって、分解され大気中へ二酸化炭素として、放出される場合、土壤の炭素リザーバーとしての役割が十分に発揮できず、温暖化を加速させてしまうことになります。

本研究では、こういった問題に取り組むため、温暖化による土壤炭素の減少が懸念される日本の森林土壤において、炭素動態の解明に取り組みました。本研究によって、土壤炭素の年代が明らかになり、温暖化によって、下層土壤が分解作用を受けやすいことや、土壤の物理的な性質を利用して、分解作用を受けた程度を示す指標が得られることが示されました。東日本大震災の影響により、加速器での年代測定ができなかったため、分解される炭素の年代については明らかにすることはできませんでしたが、加速器での測定を前提とした土壤培養実験手法の確率をすることができました。本研究の成果は、炭素循環モデルの精度向上に寄与するとともに、基礎データとして、温暖化に対する様々な取り組みに貢献することが期待されます。

本特別研究は、研究所内外の多くの方々にご協力・ご助言を頂きました。ここに深く感謝の意を表しますと共に、本研究の成果が、これから温暖化影響評価・予測の分野において有効活用されていくことを願ってやみません。

平成 25 年 1 月

独立行政法人 国立環境研究所  
理事長 大 垣 眞一郎



## 目 次

1 研究の目的と経緯	1
1.1 背景と目的	1
2 研究の成果	2
2.1 日本の冷温帯における森林土壌および泥炭土壌の炭素の蓄積の現状	2
2.1.1 調査対象地の選定	2
2.1.2 日本の火山灰土壌および泥炭土壌における炭素の蓄積の現状に関する研究	5
2.1.3 土壌の比重分画と画分毎の炭素率	7
2.1.4 苗場山・手塩研究林における <sup>14</sup> C測定	13
2.2 土壌有機物分解における温暖化影響の評価に関する研究	15
2.2.1 積算二酸化炭素濃度および土壌呼吸速度と比重分画、炭素量、見かけの <sup>14</sup> C年代との関係	18
2.2.2 培養実験の土壌有機物の分解率と比重分画結果との関係	21
2.2.3 土壌有機物の分解過程における温度依存性	26

## 引用文献

### [資 料]

I 研究の組織と研究課題の構成	31
1 研究の組織	31
2 研究課題の構成	31
II 研究成果発表一覧	32
1 誌上発表	32
2 口頭発表	33

# 1 研究の目的と経緯

## 1.1 背景と目的

地球温暖化防止のための温室効果ガス削減に対する国際的な取り組みが進められている中、土壌に蓄積する炭素は、陸域バイオマスの2～3倍といわれており、注目されている。温暖化によって土壌有機物の分解が促進される一方で、土壌炭素蓄積量を増加させることにより大気中の二酸化炭素の吸収源として温暖化の緩和効果も期待される。しかしながら、土壌中には分解特性の異なる様々な炭素が混在するため、その分解・蓄積メカニズムの解明は困難を極めており、温暖化に対する土壌炭素蓄積の将来予測は不確実性を伴っている。現在、気候変動や土地利用変化に伴う炭素蓄積量の長期的な変動の予測で用いられる炭素動態シミュレーションモデル(CENTURY, Roth-C等)は、欧米の土壌に合わせて作られた概念的なコンパートメントモデルであり、土壌の性質や気候条件の異なる日本の土壌では、既存モデルのコンパートメントに一致する画分毎の分解速度を定量化がなされていない。特に日本に広く分布する火山灰母材の土壌や温暖化影響の懸念が強い泥炭土壌の炭素動態が把握できていない。土壌中の炭素の動態を正確に把握するためには、画分毎の炭素量と分解速度を実測し、仮想的コンパートメントと対応付けすることが必要である。適切に分画された画分の分解速度を実測することで、モデル計算結果における誤差要因(不確実性)を減らすことができる。そこで本研究では、分解過程によって物理的な特性が異なることを利用して土壌有機物を複数の分画に分け、放射性炭素同位体分析を基に各画分の分解速度を定量化することで、炭素蓄積・分解プロセスの解明に向けた基礎データを得ることを目的とする。自然レベルの $^{14}\text{C}$ が数百～数千年スケールのトレーサーであるのに対して、1960年代の核実験に由来する $^{14}\text{C}$ (bomb  $^{14}\text{C}$ )は、数年～十年スケールのトレーサーとして有効で、土壌炭素動態解析では易分解性の有機炭素の滞留時間の評価に対して有効である。それぞれの放射性炭素濃度の微量測定を実施することにより、数年オーダーの短い画分から非常に長い分解速度まで定量化出来る、独創性の高い研究を行った。これまで、実測に基づく土壌分画毎の滞留時間データの取得は世界でも限られており、日本に

おける土壌炭素研究の主流はアルカリ抽出を基にした腐植の化学的分画であったが、本研究では、近年になって世界的に研究進展が著しい物理的分画法にも注目しており、新規性も高いといえる。さらに、室内土壌培養実験を行い、温度上昇によって各画分の分解速度がどのように変化するのか検討した。

### 1) 日本の土壌炭素蓄積プロセスの解明

日本に広く分布する火山灰母材の土壌における炭素蓄積プロセスを明らかにするため、対象となる調査地の選定を行った。また、火山灰母材の土壌とあわせて、泥炭土壌も温暖化の影響を顕著に受けることが指摘されており、泥炭土壌も対象として研究を行った。

基本的な環境条件から、研究対象地点の選定を行った。各調査地点において、土壌炭素・窒素量や仮比重などの基礎的な土壌特性に関する分析を行った。そして、比重分画手法によって、土壌を分解率の異なる画分に分離した。これらの土壌画分毎に炭素量を求めた。当初、画分ごとに、加速器質量分析計(AMS)による放射性炭素の分析に基づき、分解速度(滞留時間)を定量的に評価する予定であった。しかし、東日本大震災によって、AMSが破損し、測定不可能となったため、本報告書において、土壌画分毎の $^{14}\text{C}$ 測定については、今後の復旧を待って行う予定である。なお、土壌画分毎の分解速度の推定を $^{14}\text{C}$ 測定によって行う手法は、すでに高山の森林土壌で行われ、方法は確立されている<sup>1)</sup>。

### 2) 土壌有機物分解における温暖化影響の評価

採取した土壌の室内培養実験を行った。培養実験を行った土壌を用いて、1と同様の手法で土壌分画毎の分解速度を求め、土壌分画毎の温度変化に対する分解特性を実験的に評価した。また、土壌から放出される二酸化炭素を採取し、 $^{14}\text{C}$ 測定を行い、分解起源を明らかにする予定であったが、震災の影響で困難となった。ただし、正確な $^{14}\text{C}$ の測定をするため、大気中の二酸化炭素を排除して、土壌培養実験を行う方法や土壌から放出された二酸化炭素を回収するラインの製作を行った。

## 2 研究の成果

### 2.1 日本の冷温帯における森林土壌および泥炭土壌の炭素の蓄積の現状

#### 2.1.1 調査対象地の選定

既に第1章で述べたように、世界における分布域は少ないものの、日本での分布域が広く、土壌中の炭素蓄積量が非常に多い土壌として、火山灰土壌がある。特に黒ボク土は、腐植化度の進んだ厚いA層をもち<sup>2)</sup>、炭素の含有量が多いことで知られ、温暖化影響評価が望まれる土壌である。また、泥炭土壌は単位体積当たりの炭素蓄積量が多く、かつ、温暖化によって、乾燥化が進み、土壌から二酸化炭素の放出量が増大することが懸念されているため、泥炭土壌も対象とした。また、IPCC<sup>3)</sup>によれば、冷温帯における、火山灰土壌および湿地土壌の炭素蓄積量は、他のどの土壌タイプよりも多い。よって、本研究では、日本の冷温帯における、火山灰土壌および泥炭土壌を対象とした。また、植生や標高の違いによる温暖化影響を評価するため、異なる樹種や標高の地点も対象とした。

泥炭土壌の対象地調査対象地は、天塩研究林（天塩泥炭、天塩森林）、苗場山（苗場1500、苗場700）、菅平高原実験センター（菅平A、菅平B）、筑波山（筑波山）である（図1）。これらの調査地の概況は表1<sup>4,5)</sup>に示したとおりである。平均気温に関して、夏季の平均気温を

掲載したのは、温暖化影響を考慮した、培養実験の参考とするためである。

#### (1) 天塩研究林

天塩研究林は、北緯45度に位置し、利尻礼文サロベツ国立公園に近接する。日本最北の森林帯に属しており、トドマツ、エゾマツ、ミズナラからなる針広混合林が成立している。新第三紀の砂岩・泥岩などの堆積岩からなる。11月から4月まで積雪に覆われ、積雪深は問



図1 調査対象地の位置

表1 調査地点概要

調査地点名	緯度	経度	標高(m)	年平均気温(°C)	8月の平均気温(°C)	降水量(mm)	土壌の母材	植生
天塩泥炭	44° 55' 4.10	142° 01' 9.86	70	5.7	18.48	836	砂岩・泥岩などの堆積岩	針広混交林
天塩森林	44° 55' 15.86	142° 01' 10.71						
苗場1500m	36° 50' 43.59	138° 43' 49.25	1500	5.6	13.45	1157.8	ブナ林	
苗場700m	36° 55' 10.6	138° 46' 8.8	700	9.3	18.21			1332.6
菅平B	36° 31' 25.0	138° 20' 50.0	1315	6.5	19.4	1226	火山灰	アカマツ林
菅平A	36° 31' 08.3	138° 21' 06.5						
筑波山	36° 10' 28.2	140° 08' 27.2	379	10.2	21.3	1526.2	落葉広葉樹林	

表1に記した各調査地点に関する情報の引用元は以下の通りである。天塩泥炭、天塩森林に関する情報は天塩研究林庁舎裏において、1993年途中から2010年まで観測された気温・降水量より引用した。苗場1500mおよび700mの気温・降水量は既存研究<sup>4,5)</sup>を参考にした。菅平AおよびBは、菅平高原実験センターの2001～2010年の気温および降水量の観測値を参考にした。筑波山の気象データは筑波大学の筑波山気象観測ステーションの2006年から2010年までのデータを引用した。

寒別市街地で平均1.2 m、山間部で2 m以上に達する。年降水量の約半分がこの時期の降雪によるものである。調査地点は、針広混合林（天塩森林）および泥炭地（天塩泥炭）にそれぞれ設置し（図2）、30 cmの長さの柱状のコアサンプラーによる土壌採取を行った。土壌採取は深さ別に行い、天塩泥炭については、深さ5-11 cm、11-20 cmとし、天塩森林については、深さ4-14 cm、17-20 cmとした。深さ14-17 cmについては、火山灰の影響を強く受けており、泥炭地と泥炭ではない森林土壌を単純比較するため、本研究の対象外とした。また、全ての層位について、仮比重を測定するため、不攪乱試料を別途採取した。

## (2) 苗場山

苗場山は、北緯36度、冷温帯に属し、新潟県南部に位置する。11月から5月の中旬まで、最大4 mの積雪に覆われる。母材は火山灰であり、その下に石床として安山岩、玄武岩がある。本研究では、苗場山の北斜面、標高1500 m（苗場1500）および700 m（苗場700）の地点において（図3）、30 cmの長さの柱状のコアサンプラーによる土壌採取を行った。苗場1500、苗場700どちらの調査地においても、0-8 cm、26-30 cmの深さの

土壌を対象とした。また、全ての層位について、仮比重を測定するため、不攪乱試料を別途採取した。

## (3) 菅平高原実験センター

菅平高原実験センターは、本州の中央部、北緯36度に位置し、近くの浅間高原、志賀草津高原とともに上信越高原国立公園に含まれる、筑波大学の研究施設である。菅平の地形は約200万年前に第三紀の岩層を破って噴出した四阿火山によって作られものである。緩傾斜地域には火山灰が火山岩の上に厚く堆積している。菅平の気候は昼夜の温度差が大きい内陸型である。雪は11月下旬頃から降り始め4月上旬頃まで続くが（平均根雪日数118日）、降雪日数の多い割に降雪量は少なく、乾いた雪が降る。夏は涼しく乾燥した日が多く、日最高気温が25℃を越える日は少ない。菅平高原実験センターは、開設当時（1934年）、敷地の大半は放牧跡地および耕作跡地であったが、その後人為攪乱を制限した。本研究では、放牧後70年以上放置されたミズナラを主体の落葉広葉樹林（菅平A、写真1）と50年以上放置されたアカマツ成熟林（菅平B）を対象とし（図4）、土壌断面調査および土壌採取を行った。菅平Aについては、土壌断面調査に基づき、A1（0-2 cm）、A2（2-7 cm）、AB（7-24 cm）、BC1（24-65 cm）、BC2（65-90 cm）、C1（90-100 cm）、C2（100 cm-）に層位を分け、土壌試料採取をした（写真2）。菅平Aはやや傾斜のある地点とした。菅平Bについても、土壌断面調査に基づき、A1（0-7 cm）、A2（7-25 cm）、AB（25-45 cm）、BC（45-60 cm）、C（60-80 cm）に層位を分け、土壌試料採取を行った（図4）。また、全ての層位について、仮比重を測定するため、不攪乱試料を別途採取した。



図2 天塩研究林調査地点位置図

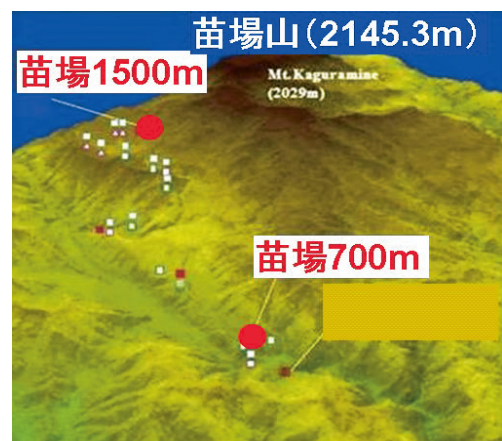


図3 苗場山調査地点位置図





写真1 放牧後70年以上放置されたミズナラを主体の落葉広葉樹林（菅平A）



写真2 土壌採取時の土壌断面（菅平A）

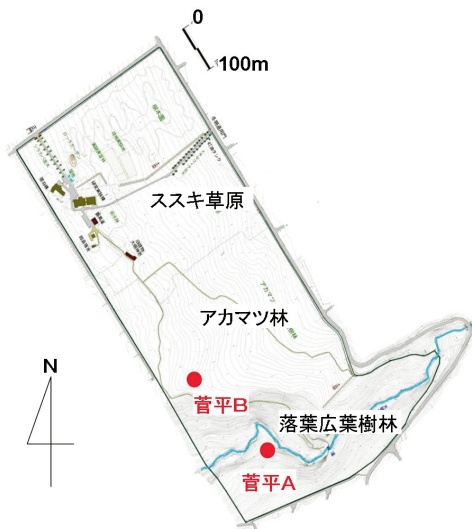


図4 菅平高原実験センター調査地点位置図



図5 筑波山調査地点位置図

#### (4) 筑波山

筑波山は、北緯36度の冷温帯に属し、筑波山尾根部下部に位置する。積雪は少なく、母材は火山灰である。調査地付近には主に黒雲母片麻岩、雲母片岩、ホルンフェンス、粘板岩などからなる変成岩類が火山灰の下には分布している。本研究では、筑波山尾根部下部、不動峠そばの路頭を利用して土壌断面調査および土壌採取を行った（図5）。土壌断面調査に基づき、筑波山A（0-15

cm）、Bw1（15-32 cm）、Bw2（32-45 cm）、2Bw3（46-64 cm）、2Bw4（64-80 cm）分け、土壌試料採取を行った。また、全ての層位について、仮比重を測定するため、不攪乱試料を別途採取した。

#### (5) 調査地点および分析項目

各調査地点における分析項目を表2に示した。炭素・窒素量および比重分画実験については、基本的な情報であるため、全ての調査地点において行った。<sup>14</sup>C測定に

表2 各調査地点における分析項目

調査地点名	炭素・窒素量	比重分画実験	年代測定	培養実験
天塩泥炭	○	○	○	○
天塩森林	○	○	○	○
苗場1500m	○	○	○	○
苗場700m	○	○	○	○
菅平B	○	○	-	-
菅平A	○	○	-	-
筑波山	○	○	-	-

関しては、培養実験から得た二酸化炭素の<sup>14</sup>C測定結果と比較するため、天塩研究林、苗場山について分析した。

## 2.1.2 日本の火山灰土壌および泥炭土壌における炭素の蓄積の現状に関する研究

### (1) はじめに

日本における土壌炭素の蓄積・分解プロセスを明らかにするためには、現在の土壌炭素量を明らかにする必要がある。特に、日本では火山灰を母材とする土壌を広く分布している。火山灰を母材とする土壌は炭素蓄積量が多いことで知られているが、火山灰土壌における炭素循環については未だ未解明な部分が多く、既存の炭素循環モデルに十分適合しないことが指摘されている。また、土壌炭素の蓄積量は、環境条件によって異なるため、複数の環境で明らかにする必要がある。また、泥炭土壌も嫌気的な環境によって、多量の炭素が蓄積していることが指摘されている。しかし、温暖化によって、蓄積した炭素が土壌から放出されてしまうことが危惧されている<sup>9)</sup>。本節では、火山灰および泥炭土壌で、異なる植生や気象条件下における土壌炭素の蓄積量を明らかにするため、異なる環境下の火山灰土壌および泥炭地において、土壌炭素、窒素、仮比重について調べた。仮比重については、単位体積当たりの炭素量を算出するために測定した。植物遺体などから供給された有機物の分解の程度の指標として、C/N比があるが、本節では、土壌炭素の分解の程度を把握するため、土壌窒素量もあわせて測定を行い、C/N比を算出することとした。

### (2) 材料と方法

土壌試料は、2.1.1節で述べた全ての層位を対象とし、全炭素、窒素量を乾式燃焼法（株式会社アムコ EA1112型）にて分析した。試料は、よく混ぜ、均一に

した状態から、必要量を採取し、それを2回測定した。

また、それぞれの層位から採取した不攪乱土壌試料を使用し、仮比重を測定した。仮比重は、100ccの不攪乱試料を24時間乾燥（絶乾）させ、重量を測定することで算出した。

単位体積当たりの炭素量 ( $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ ) は、全炭素率と仮比重との関係から算出した。つまり、以下の式である。  
炭素量 ( $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ ) = [(仮比重) × (10000/1000)] × [(炭素率) × (100/1000)]

### (3) 結果と考察

各調査対象地における全炭素・窒素率、C/N比、仮比重および単位体積当たりの炭素量について表3-7に結果を示した。

天塩泥炭では、11-20 cmの下層土壌でも表層5-11 cmの土壌とほぼ同等の全炭素・全窒素率であった(表3)。これは、泥炭環境に伴う嫌気状態によって、11-20 cmにおいて、土壌有機物の分解が十分進まなかったことによると考えられる。一方、同一研究林内の森林土壌においては、全炭素・窒素率ともに、天塩泥炭より少なく、より分解作用を受けていることが考えられた。C/N比は、値が高いほど未分解であることが知られており、C/N比が天塩森林で非常に高いことから、天塩森林4-14 cmでは、天塩泥炭以上に未分解の有機物の割合が多いことが考えられた。天塩泥炭の環境の方がより有機物の分解されにくいことが考えられるため、天塩森林4-14 cmには、新鮮な有機物がより多く供給されていることが考えられた。また、単位体積あたりの炭素量は、天塩泥炭5-11 cmにおいて最も多いことは、泥炭という還元的な環境に起因すると考えられた。

苗場1500 m、苗場700 mでは、最表層である0-8 cmとそれより20 cm弱深い層である26-30 cmを対象としているため、全炭素・窒素率に層位による大きな差があった。標高差が800 mであり、苗場1500 mでは、苗場700 mと比較して、年平均気温が3.7度低かった(表1)。気温が低くなると一般的には、植物バイオマスの供給が減少する一方で、微生物による有機物の分解速度が遅くなる。このことから、全炭素率は苗場1500 mでは、苗場700 mよりも高くなったと考えられた。これは、表層、下層ともに共通した傾向であった。また、C/N比は、生産活動がより盛んであり、有機物の供給量が多いと考えられる苗場700 mの表層で、最も高く、新鮮な

有機物が蓄積している割合が高いことが示された。仮比重は表層において低いが、全炭素率が高いため、単位体積あたりの炭素量は表層で高い結果となった。

苗場の表層土壌においては、他のどの地点よりも単位体積あたりの炭素量が多かった。これは、ブナ林の落葉は、分解過程において窒素成分が増加する傾向にあり、それを微生物が優先的に取り込むため、分解速度が低下したこと<sup>7)</sup>が一つの要因として考えられた。

菅平 A・B では、土壌断面を作成し、深度別に土壌を採取したが、表層から下層に向かって、全炭素・窒素率が減少する傾向であった(表 5・6)。仮比重については、菅平 A・B において差異はなく、表層から下層に向かって増加する傾向があった。C/N 比については、菅平 A では、C1 層まで、菅平 B では BC 層まで 17 以上と高い値であった。これは、菅平 A・B ともに土壌分類はし

ていないものの、黒ボク土であることが考えられ、黒ボク土は腐植化度が高い腐植酸の含量が多いことから<sup>2)</sup>、C/N 比が高くなったと考えられた。単位体積当たりの炭素量については、表層土壌において、全炭素率が高いこと、下層にいくにしたがい、仮比重が高くなることから、炭素量は表層ほど高い結果となった。菅平 A と B を比較すると、菅平 A は、放牧後 70 年以上経過しているのに対し、菅平 B は放牧後 50 年程度しか経過していないため、森林成立後の落葉などから供給される有機物の供給期間が菅平 A より少ない。よって、菅平 A の方が菅平 B よりも炭素率が高い結果と考えられた。さらに、菅平 B の植生はアカマツであり、針葉樹林下では、土壌が酸性化しやすい<sup>8)</sup>。土壌の酸性化は土壌有機物の損失を促す<sup>9)</sup>ことから、菅平 B では、全窒素、全炭素率が低くなったと考えられた。

表 3 天塩泥炭・天塩森林における全炭素・全窒素および仮比重に関する結果

調査地点名	深さ(cm)	全窒素(%)	全炭素(%)	C/N	仮比重	炭素量(g・m <sup>-3</sup> )
天塩泥炭	5-11	1.02	13.34	16.87	0.27	3.60
天塩泥炭	11-20	0.98	13.27	18.84	0.69	9.16
天塩森林	4-14	0.60	8.40	20.37	0.29	2.44
天塩森林	17-20	0.27	3.59	18.06	0.47	1.69

表 4 苗場 1500 m・苗場 700 m における全炭素・全窒素および仮比重に関する結果

調査地点名	深さ(cm)	全窒素(%)	全炭素(%)	C/N	仮比重	炭素量(g・m <sup>-3</sup> )
苗場1500m	0-8	1.61	27.16	13.13	0.22	5.98
苗場1500m	26-30	0.17	3.25	13.57	0.32	1.04
苗場700m	0-8	1.14	23.21	14.09	0.36	8.35
苗場700m	26-30	0.17	3.07	13.26	0.61	1.87

表 5 菅平 A における全炭素・全窒素および仮比重に関する結果

層位	深さ(cm)	全窒素(%)	全炭素(%)	C/N	仮比重	炭素量(g・m <sup>-3</sup> )
A <sub>1</sub>	0-2	1.47	26.35	17.94	-	-
A <sub>2</sub>	2-7	1.04	18.03	17.41	0.31	5.63
AB	7-24	0.48	8.66	18.04	0.46	3.96
BC <sub>1</sub>	24-65	0.31	5.33	17.10	0.50	2.67
BC <sub>2</sub>	65-90	0.22	4.13	18.79	0.52	2.14
C <sub>1</sub>	90-100	0.15	2.65	17.30	0.69	1.82
C <sub>2</sub>	100-	0.08	1.13	13.76	0.83	0.94

筑波山では、菅平と同様、土壌断面を作成し、深度別に土壌を採取した。表層ほど、全炭素・全窒素率が高く、C/N比も高かった(表7)。仮比重は下層より上層が高いため、単位体積あたりの炭素量は表層の方が多かった。

単位体積あたりの炭素量は、苗場700mの0-8cmで最も多く、次いで、苗場1500m 0-8cm、菅平Aの2-7cm、菅平Bの0-7cmと続いた。これらの地域は、全て、母材が火山灰であり、かつ寒冷な地域であった。また、苗場山の0-8cmの表層において炭素量が多いことは、ブナ林のリターの堆積速度が分解速度を上回るためであると考えられた。

### 2.1.3 土壌の比重分画と画分毎の炭素率

#### (1) はじめに

気候変動や土地利用変化に伴う土壌炭素蓄積量の長期的な変動予測で用いられる土壌炭素シミュレーションモデル(CENTURY, Toth-C等)は、欧米の土壌に合わせて作られた概念的なコンパートメントモデルであり、土壌の性質や気候条件の異なる日本の土壌では、既存のコンパートメントに一致しないことが指摘されている<sup>10)</sup>。土壌中には、分解特性の異なる様々な形態の土壌有機物

が存在するため、形態によって土壌有機物の分解速度が異なる。異なる形態で存在する土壌炭素が物理的・化学的特性に違いがあることを利用して、土壌有機物を複数の画分に分け、画分毎の炭素量や分解速度を明らかにすることで、土壌炭素シミュレーションモデルの最適化に貢献することができる。

本節では、土壌有機物の分解が進行するにつれて、土壌の比重が増加する傾向<sup>11)</sup>を利用して、土壌有機物を分画し、画分毎の炭素率・窒素率を分析することで、各画分の特徴を明らかにすることを目的とした。

#### (2) 試料

土壌試料は、2.1.1節で述べた全ての層位を対象とした。試料は凍結乾燥したものをを用いた。

#### (3) 比重分画法

比重、1・1.8・2.0・2.2・2.4g/mlで分画を行った。

ポリタングステン酸ナトリウムと水を適当な割合に混合して、比重1.95・2.1・2.25・2.4の重液を作った。分画比重よりやや比重の重い重液を用意することで、直前の分画により、試料中に含まれるより比重の軽い溶液と混合しても、適度な比重の溶液となるようにした。ま

表6 菅平Bにおける全炭素・全窒素および仮比重に関する結果

層位	深さ(cm)	全窒素(%)	全炭素(%)	C/N	仮比重	炭素量(g・m <sup>-3</sup> )
A <sub>1</sub>	0-7	0.93	15.62	16.76	0.35	5.49
A <sub>2</sub>	7-25	0.67	11.81	17.62	0.43	5.02
AB	25-45	0.53	9.65	18.36	0.50	4.82
BC	45-60	0.33	5.61	17.04	0.52	2.91
C	60-80	0.13	1.80	13.78	0.66	1.20

表7 筑波山における全窒素・炭素および仮比重に関する結果

層位	深さ(cm)	全窒素(%)	全炭素(%)	C/N	仮比重	炭素量(g・m <sup>-3</sup> )
A	0-15	0.64	8.91	13.84	0.39	3.47
Bw <sub>1</sub>	15-32	0.35	4.81	13.55	0.49	2.38
Bw <sub>2</sub>	32-45	0.32	4.02	12.53	0.61	2.43
2Bw <sub>3</sub>	45-64	0.14	1.68	11.76	0.61	1.02
2Bw <sub>4</sub>	64-80	0.14	1.61	11.88	0.61	0.97



た、比重、1 g/ml の溶液は超純水とした。

乾燥重量 5 g の土壌を 50 ml 遠沈管内で、10 ml の超純水と混合し、1 時間静置した。静置後、180 rpm、10 分間の振とうを行い、3000 rpm、5 分間の遠心分離を行った。この作業により、比重 1 未満の粒子の分画を行った。この上澄み液をピペットにより除去した。

次に重液を使い分画を行った。比重の軽い 1.8 の重液から順次分画した。上澄みを除去した試料と比重 1.8 g/ml の重液を 20-30 ml 混合し、180 rpm、10 分間の振とうを行い、2500 rpm、10 分間の遠心分離を行った。沈殿している試料を吸い込まないように、上澄み液を 1 ml 採り、その重量を測定した（比重測定）。

比重測定は、1 ml の測定は 5 回行い、平均値が 1.75 ~ 1.85 g/ml の範囲であれば、すべての上澄みを採取、ろ過（Polycarbonate filter, Pore size: 0.8 μm）した。上澄みから、ろ過された試料は、比重が 1 g/ml よりも重く、1.8 g/ml よりも軽い画分とし、残部は、1.8 g/ml よりも重たい画分となるので（図 6(a)）、次の比重分画（2.0 g/ml）を行った。ただ、比重測定の結果が、1.75 g/ml よりも軽かった場合は、1.95 g/ml の重液を数 ml 追加し、振とう、遠心分離を行った。また、比重が 1.85 より重い場合は、超純水を数 ml 加え、振とう、遠心分離を行った。比重が適正な範囲になるまで、前述の作業を繰り返した。

この様にして順次比重の大きな液で分離を行ってゆくと、最後に比重が、2.4 g/ml より大きな粒子が遠沈管内に残る。

上澄み（重液に浮いている画分を含む）は、スポイトなどで除去し（図 6 (b)）、ろ過（図 6 (c)）した後、新たに用意した、遠沈管内に移され、超純水 30 ml と混合、攪拌、遠心処理をし、上澄みを除去する洗浄作業を 2 回行った。最後に遠沈管内に残った画分は、同様の洗浄作業を 5 回行った。洗浄後、乾燥させ秤量した。

#### (4) 比重画分ごとの全炭素・全窒素率

各画分の全炭素率、全窒素率を乾式燃焼法（株式会社アムコ EA1112 型）で測定した。比重画分別の全炭素・全窒素率、比重分画での回収率、重量ベースでの比重画分率および画全炭素率から、各画分の実全炭素率を以下の式で算出した。

比重画分別実炭素率 (%) = [比重画分率 (%) / 100] × [全炭素率 (%) / 100] × [回収率 (%) / 100] × 100

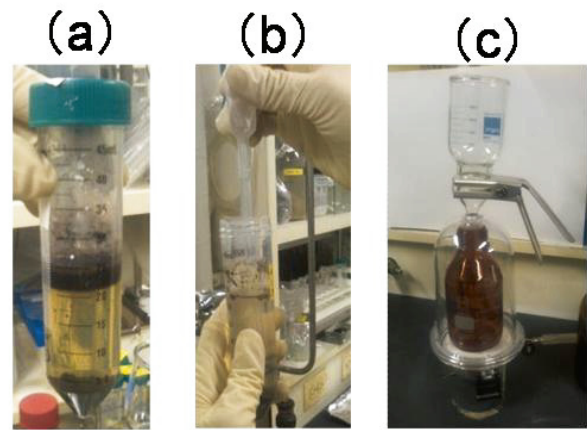


図 6 比重分画実験の様子

(a) は、重液と土壌試料を攪拌し、遠心分離処理後の様子 (b) は比重測定後、上澄みをスポイトで除去している様子 (c) はポンプを利用したろ過の様子

また、全炭素率から、すべての画分の実炭素率の合計を差し引いた値を、推定 DOC (溶存有機炭素、%) とした。

#### (5) 結果と考察

各調査対象地における比重分画の結果を図 7 に示した。天塩泥炭では、重量にして 80 % 以上の画分が比重 2.0-2.2 の画分であった。このことから、天塩泥炭では、比重の重たい画分によって土壌が構成されていたと考えられた。これは、植物遺体から供給された、有機物の分解が十分に進行しなかったことが原因の一つとして考えられた。また、天塩森林と比較すると、天塩泥炭では、2.2-2.4 の比重のものが少なかった。天塩泥炭と天塩森林は、どちらも天塩研究林内にあることから、天塩泥炭において、泥炭環境がする失われるようなことがあれば、軽い画分とともに、現在最も多く存在する 2.0-2.2 の画分の有機物が分解され、より重たい画分である、2.2 以上の画分が増加する可能性が考えられた。

苗場山では、より標高の高い苗場 1500 m の方が苗場 700 m よりも、よい軽い画分の占める割合が高かった。苗場山は火山灰を母材とし、植生もブナ林であるが、標高が高く、平均気温が低いことから、ブナ林から供給される植物遺体などの有機物の分解が表層において十分に進んでいないことが考えられた。一方で、下層の土壌については、他の調査地と同様、2.2 よりも重たい比重の画分が多かった。このことから、下層の土壌のように、長期間堆積した土壌は、標高による比重画分の組成の違いが明瞭でないことが示された。

菅平 A・B は、深さ 24 cm 程度まで、比重 2.0 以下の

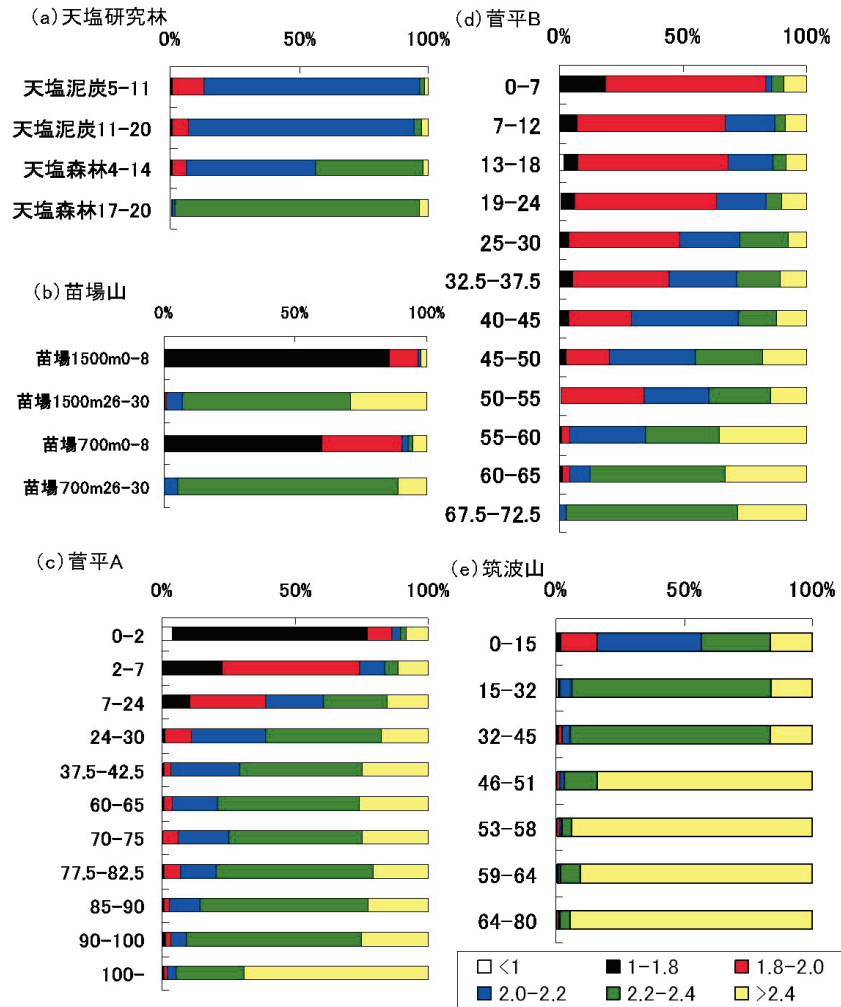


図7 比重画分の割合

画分が30%以上を占めた。特に、菅平Bでは、深さ約35 cmまで、比重2.0以下の画分が40%以上であった。写真3において黒色の部分である。これは、菅平Bでは、人為攪乱後50年以上経過したが、当時の攪乱の影響が残っているためと考えられた。また、菅平は、典型的な黒ボク土が分布している地域であり、本研究対象地も、厚く堆積した火山灰が母材であること、高い炭素含量から、黒ボク土であることが考えられる。そのため、腐植に富んだ土壌であることから、このような結果になったと考えられた<sup>29)</sup>。ただ、深さ100 cm以深では、2.4より重たい画分が50%以上となった。これは、写真2から確認できる最下層の土壌であり、黄味を帯びた橙色の層である。この層は、火山灰が堆積する以前の母材であり、その影響と考えられた。この様に、土壌生成の観点からも、土壌の特徴づけるために、比重分画法は有効な方法であることが示された。菅平Aでは、人為攪乱後70年以上経過していることと、斜面であることから、



写真3 土壌採取時の土壌断面（菅平B）

表層に有機物が堆積しにくく、深さ 30 cm 以深では、比重 2.2 以上の画分が 50 % 以上であった。

筑波山は、下層と比べて、表層は比重の軽い画分が多いものの、他の地点と比較して、相対的に比重の重いものが多かった。調査地点は、火山灰を母材とするため、菅平の様に、比重が軽い画分の割合が多くなることが考えられた。しかし、山麓部の路頭を利用して、土壤断面を作成し、採土したことから、本来の表層土壌が流出してしまっていたことにより、比重の軽い画分が少なかった可能性が考えられた。

図 8 には、各対象地の比重画分別炭素率、図 9 には、比重画分別窒素率を示した。図 10 には、比重化区分別

の C/N 比、図 11 には、比重画分別実炭素率を示した。全ての調査対象地点において、共通に確認されたことは、重の軽い画分ほど、全炭素率が高く、この傾向は全炭素率には依存しない、ということであった。一方で、比重画分別実炭素率は、画分割合に依存するため、全ての調査対象地点において共通の傾向は確認されなかった。ただ、推定 DOC は、全炭素率から、各画分における炭素率を差し引いたものであり、回収率を考慮しているとはいえ、今後、議論の余地が大いにあると考えられた。天塩森林 17-20 cm など、いくつかの地点において、推定 DOC が負の値となった。これは、全炭素率がある一定のばらつきを持った値であり、必ずしも絶対的な値

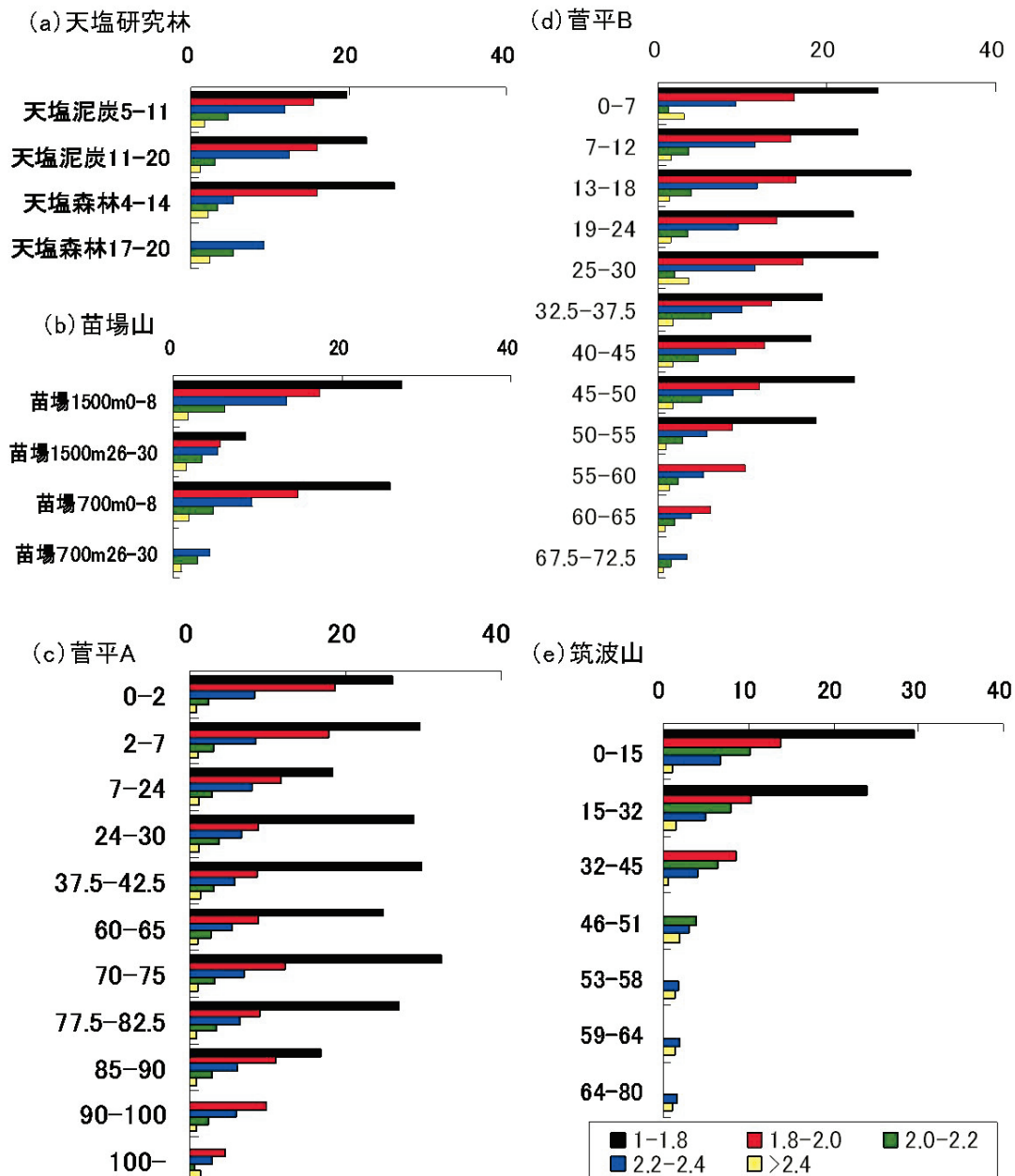


図 8 比重画分別炭素率 (%)

ではないことが原因と考えられる。一方で、表層土壌において推定 DOC が高い傾向があった。このような表層土壌では、軽い画分が多くを占めることが多く、全炭素率も高かった。比重の軽い画分は、植物残渣やその変性物がより多く存在することが考えられるため<sup>13)</sup>、分解作用を強く受けていない可能性がある。つまり、分解作用を十分にうけていないリター由来の有機物が多く存在することを意味する。リターからは溶存有機物が供給されている<sup>14)</sup>。このような作用によって、表層土壌において、推定 DOM が高い傾向が確認されたと考えられた。

天塩泥炭では、1-1.8 の軽い画分における炭素率は、泥炭下層の方が上層よりもたかかった。ただ、全体の

炭素量に対して、1-1.8 の画分の寄与率は非常に低かった (図 11)。天塩泥炭における、比重画分別実炭素率の結果から、比重 2.0-2.2 の炭素量が多くを占めることが示された。泥炭土壌においては、比重の重たい画分が、炭素の蓄積に重要な役割を担っている可能性が示唆された。また、泥炭の下層では、推定 DOC 量も多く、様々な形態の炭素が土壌の炭素固定能に寄与していることが考えられた。天塩森林では、4-14cm において、各画分の炭素率・窒素率は、泥炭 5-11 とは違いが見られなかったが、実炭素率の結果から、推定 DOC の寄与が大きいことが確認された。また、森林 17-20cm においては、炭素のほとんどが 2.0-2.2 の画分中に存在していた。

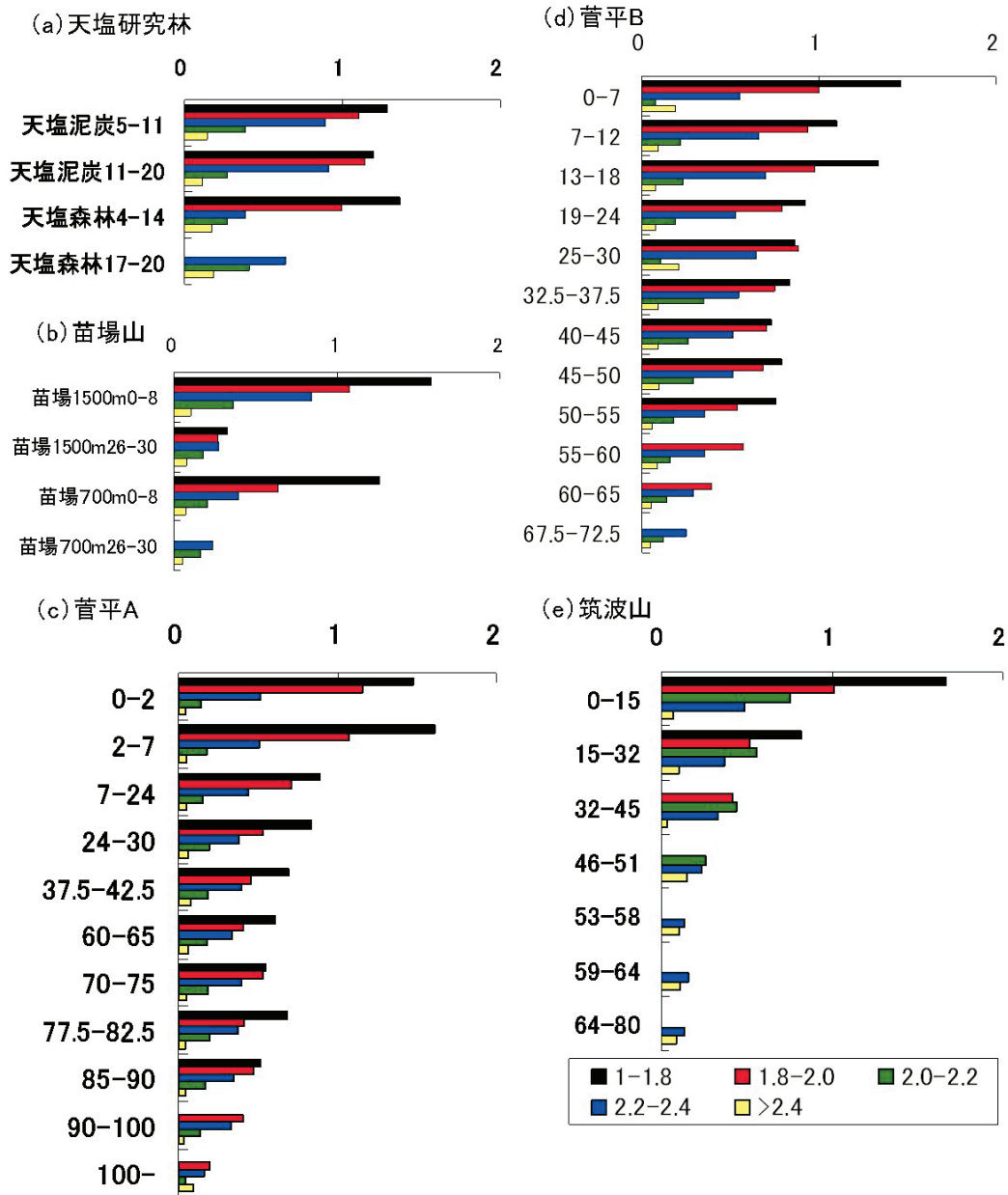


図9 比重画分別窒素率 (%)



菅平A・Bでは、比重の軽い画分ほど、全炭素率が高かった。比重画分別実炭素率から、菅平Aの表層では、1-2.2の軽い画分に多くの炭素が含まれるが、下層に行くにつれ、比重が2.0よりも重たい画分に含まれる炭素率が高い傾向があった(図7)。菅平Bでは、表層から深さ37.5cmまで、1.8-2.0の軽い画分に含まれる実炭素率が高かった(図11)。菅平A・Bに共通して、深さ24cm以深における1-1.8の画分のC/N比が非常に高いという特徴があった(図10)。菅平A・Bにおいて、1-1.8の画分割合は低いものの、菅平の下層土壌は、未分解の

軽い画分が土壌下層まで分布しており、温暖化した場合、これらが分解されてしまう可能性が示唆された。

筑波山では、全炭素量も少なく(表7)、比重分画でも、一般的に表層に高い割合で存在する、比重の軽い画分が少なかったが、各画分に含まれる全炭素率は、他の調査地と同様、軽い画分ほど、炭素率が高い傾向があった。比重画分別実炭素率の結果から、たとえ表層であっても、2.0-2.2の重たい画分に多くの炭素が含まれていること、それは、下層においても同様の傾向であることが示された(図11)。

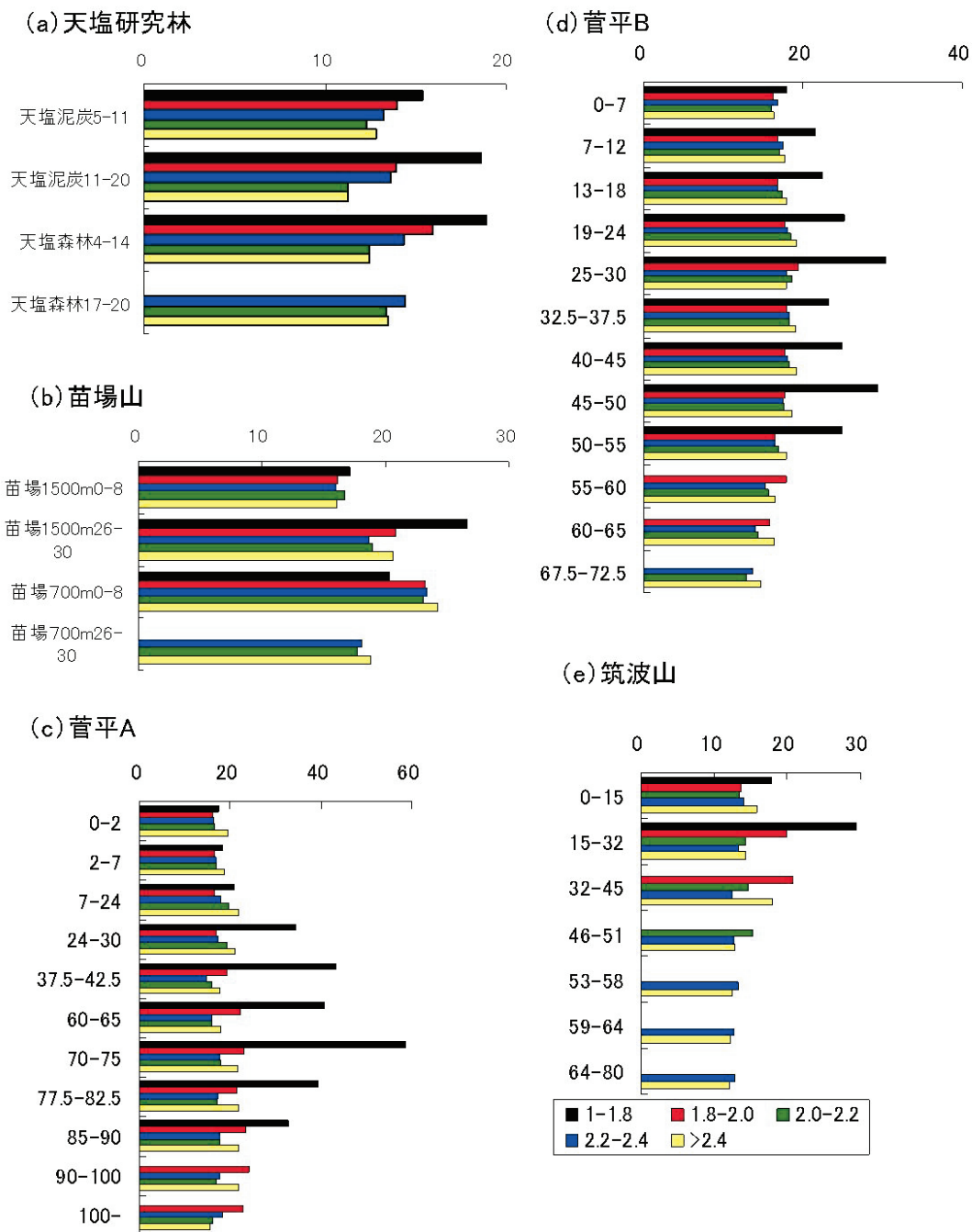


図10 比重画分別C/N比

## 2.1.4 苗場山・手塩研究林における<sup>14</sup>C測定

### (1) はじめに

本研究では、調査対象地の深度別の炭素の平均滞留時間を求め、分解特性を調べるために、放射性炭素 (<sup>14</sup>C) 測定を行った。2.1.2では、比重分画法を用いることで、分解過程に沿っていくつかの炭素プールに分けられることを期待して、分画を行った。本節では、<sup>14</sup>Cを測定し、比重分画の結果と比較することで、土壤炭素の分

解特性に関する情報を比重分画手法によってどの程度得られるか、検討することを目的とする。

### (2) 試料

天塩研究林および苗場山の試料を対象とした。天塩泥炭および森林については、6、10、14、18、22 cmの深さを対象とした。苗場1500 mについては、7、11、19、23、27 cmを、苗場700 mについては、7、11、19、23、

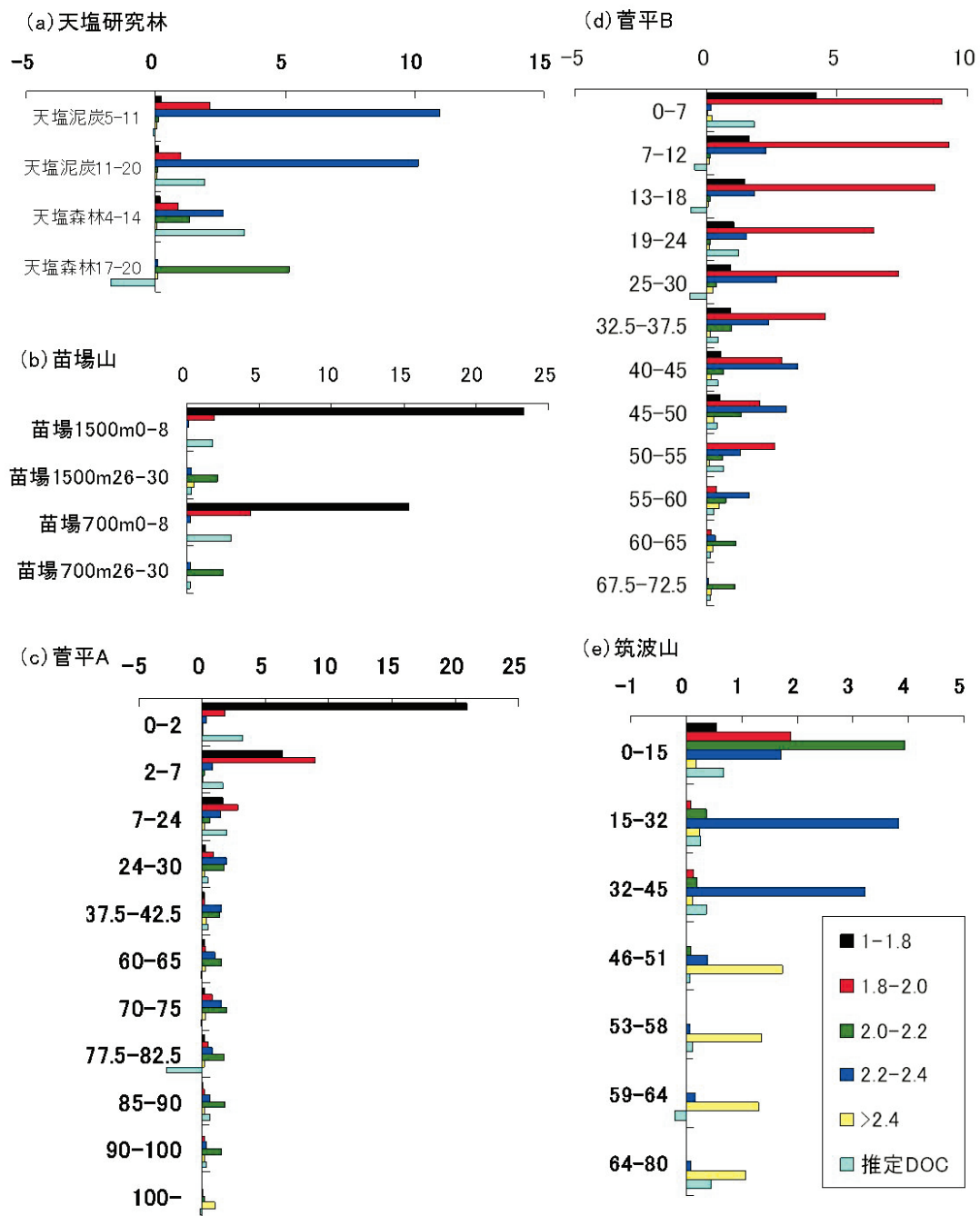


図11 比重画分別実炭素率(%)

比重分画実験における回収率を考慮したうえで、比重分画前の全炭素率から比重分画後の各画分に含まれる炭素率を加算し、それを全炭素率から差し引いた。差し引いた値を推定DOCとした。

28 cm を対象対象とした。

### (3) $^{14}\text{C}$ 測定法

前処理として、鉄触媒水素還元法を用いてグラファイト化を行った。具体的には、被圧管内の  $\text{CO}_2$  を、Fe 触媒 1 mg 入れたグラファイト反応管に液体窒素トラップを使って移動させ、必要量の水素を導入した。その後、グラファイト反応管を  $650^\circ\text{C}$  で 6 時間加熱することで、鉄粉上で  $\text{CO}_2$  を還元し、グラファイトを生成した。生成されたグラファイトは、20 分以上の真空排気による水分除去後、真空ラインから取り外した。グラファイト・鉄粉の混合物は、よくホモジナイズした後、内径 1.0 mm のアルミニウム製カソードに一定圧力でプレスし、加速器質量分析装置 (AMS) へ提供した。同様に、 $^{14}\text{C}$  測定の標準物質であるシュウ酸 ( $\text{HOxII}$ , NIST: SRM4990C) とモダンカーボンを含まない炭酸カルシウムについて、封管・燃焼、 $\text{CO}_2$  精製、グラファイト化を行い、グラファイトをプレスし、加速器質量分析のスタンダードとした。これらの処理済試料を用いて、国立環境研究所タンデム加速器分析施設 (図 12、NIES-

TERRA) において、 $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  を測定した。

### (4) 結果と考察

図 13 に天塩泥炭および天塩森林における土壤深度別の放射性炭素年代を示した。2.1.2 で述べたように、天塩泥炭は、手塩森林と比較して、表層において、比重が 2.0 より重たい画分が多く、分解作用を受けた有機物が多いことが考えられたが、放射性炭素年代測定においても、それを支持する結果が得られた。一方で、天塩泥炭下層を、天塩森林下層と比較すると、天塩森林の方が、より重たい画分である 2.2-2.4 が多くを占め、分解作用をより受けた画分が多いことが考えられる。しかしながら、放射性炭素年代の結果から、天塩森林の方が手塩泥炭よりも年代が若いことが示された。このことから、泥炭土壌では、嫌気的な環境により、有機物の分解が進まず、それによって、時間は経過するが、比重の重たい画分が増加しなかったと考えられた。

図 14 に苗場 1500 m および苗場 700 m における土壤深度別の放射性炭素年代を示した。標高の低い、苗場 700 m の方が、全体を通じて、年代が新しいことが示さ

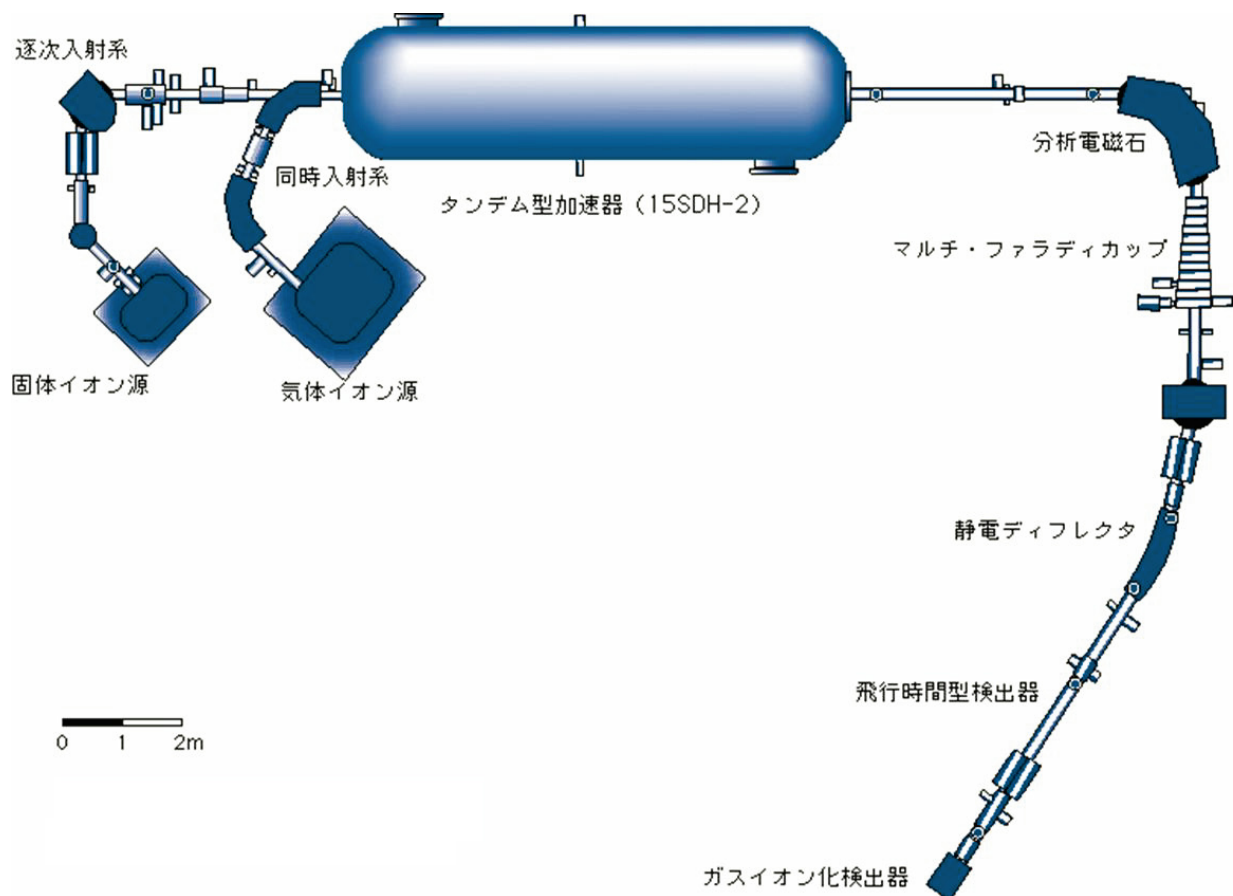


図 12 加速器質量分析装置 (NIES-TERRA) の構成

れた。比重分画の結果と比較すると、苗場 700 m の方がより軽い画分が多いということはなかった。このことから、比重分画は、分解作用をうけた程度の目安であり、異なる地点間を相対的に評価することは難しいことが示された。一方で、同一地点内で比較すると、比重の軽いものが多くを占める表層において、放射性炭素年代は若い。そして、下層では、比重の重たい画分が多いのに対し、年代が古くなる。このことから、同一地点における土壤有機物の新旧の指標にはなりうる可能性をしめした。例外として、泥炭のような、時間の経過とともに分解が進む環境にない場合は、比重画分による、同一地点における土壤有機物の新旧の指標にすることは難しいことが示された。

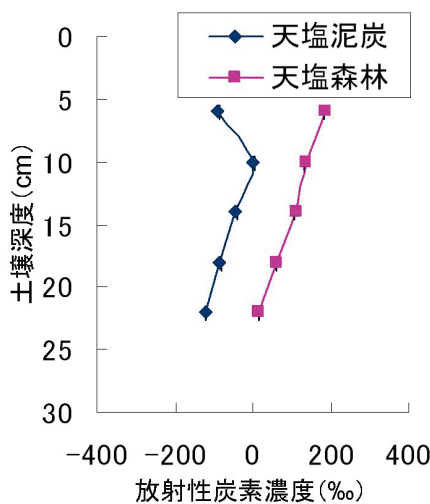


図 13 天塩研究林の土壤深度別の放射性炭素濃度 ( $\Delta^{14}\text{C}$ )

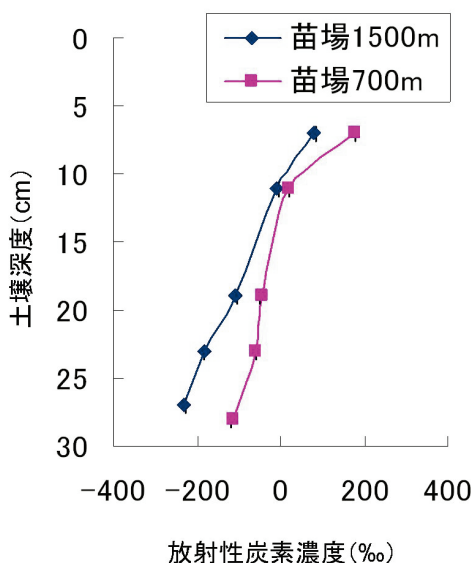


図 14 苗場山の土壤深度別の放射性炭素濃度 ( $\Delta^{14}\text{C}$ )

## 2.2 土壤有機物分解における温暖化影響の評価に関する研究

### (1) はじめに

温暖化影響予測を目的とした、土壤培養実験は世界中で数多くある。近年は、培養日本の森林土壤においても、培養実験が行われている<sup>15)</sup>。しかしながら、これまでの研究では、培養実験を行った研究では、野外での観測のため、根呼吸の影響を排除できなかったり、大気中の二酸化炭素と土壤から放出された二酸化炭素を十分に分離できなかったり、ある一定期間のガスを回収するのが難しい。そして、たとえ大気から二酸化炭素の混合がなかったとしても、これまでの研究では、直接、土壤から放出された二酸化炭素の年代を測定した事例はなく、推定値でしかなかった。よって、本節では、放射性炭素を測定できる培養実験手法を確立し、温暖化を想定した培養実験によって、日本の森林土壤の分解特性やそのプロセスについて明らかにすることを目的とした。具体的には、温暖化に伴う土壤呼吸速度の増加によって、土壤に長期間保持されていた、放射性炭素年代の古い炭素が分解されることで、土壤の炭素リザーバーとしての役割が減少することが危惧されている<sup>16)</sup>。そこで、本節では、土壤から放出された二酸化炭素を培養期間別に適切な方法で回収し、放射性炭素年代の測定を行った。ここで、研究を遂行するにあたり、仮説を立てた。培養初期である、1ヶ月目は、比較的年代の新しい、易分解性の有機物が選択的に基質となり、分解される。しかしながら、培養期間の長期化に伴い(3ヶ月目)、より年代の古い有機物が微生物によって分解される、という仮説である(図 15)。この仮説を検証するため、培養後1ヶ月と3ヶ月の土壤から放出された二酸化炭素を回収し、放射性炭素年代の測定を行った。

### (2) 試料

土壤試料は、2.1.1節で述べた地点のうち、手塩研究林(天塩泥炭・手塩森林)および苗場山(苗場 1500 m・苗場 700 m)を対象とした。試料は凍結乾燥したものをを用いた。対象地点の選定は、温暖化によって、長期間、土壤中に固定されていた炭素の放出が懸念されている、前述の2地点の泥炭土と高標高に位置する土壤とした。

### (3) 材料の検討

土壤培養実験を行い、二酸化炭素濃度を測定するにあ



たり、用いる材料の検討を行った。培養期間中に重要となることは、培養瓶の密閉性や反応性である。二酸化炭素ガスは酸性であるため、アルカリ性の材料を用いると二酸化炭素濃度低下などを招く。よって、そのような危険性が考えられる、プチルゴム栓について、主要な2種について、検討実験を行った。結果を図16に示す。全ての設定条件について、マルエム株式会社を使った際の二酸化炭素濃度が高かった。どちらのプチルゴム栓についても、その密閉性はあらかじめ確認してある。よって、A社のプチルゴム栓はなんらかの反応が起きている、もしくは浸透性がある、といったことが考えられたため、培養実験では、マルエム株式会社のプチルゴム栓を用いることとした。

#### (4) 培養土壌の水分調整方法

土壌試料は、採土時の仮比重を参考にし、マトリック

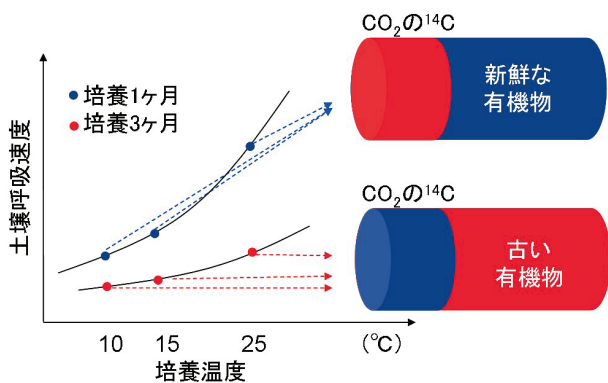


図15 土壌を培養した際に想定される土壌呼吸速度と呼吸基質の関係

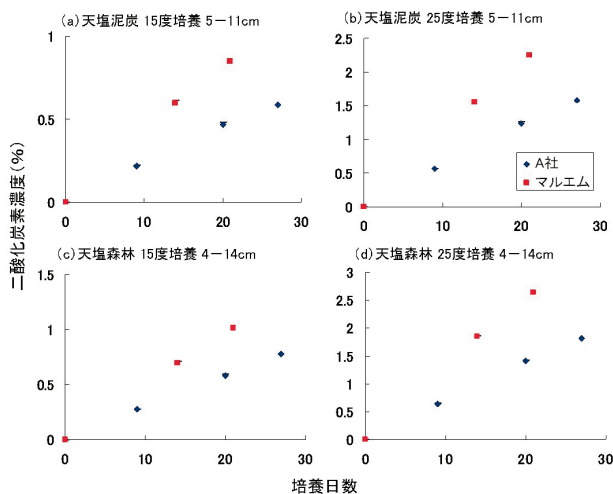


図16 A社製とマルエム製とのプチルゴム栓を使用した場合の積算二酸化炭素濃度の比較

ポテンシャルにして、 $-3\text{kPa}$  (= PF: 1.5) となるよう水分調整を行った。PF1.5は圃場含水量に近いとされる。

採土時の仮比重同様に、土壌試料を定容器に積み、下部から水を供給し、水分を吸収させ飽和させた。24時間後、重量を測定し、排水位を調整し、マトリックポテンシャル $-3\text{kPa}$ の吸引圧を生じさせ、その状態で24時間放置し、重量を測定した。マトリックポテンシャル $-3\text{kPa}$ における乾土当たりの水分量を算出し、試料の水分を調整し、実験に供試した。

#### (5) 培養実験方法

容量約250mlの培養瓶 (Amber Screw Cap Bottles 23235, SUPELCO, Bellefonte Pennsylvania USA) に所定の水分量の試料を乾土重5g分入れ、プチルゴム栓 (凍結乾燥用 プチルゴム栓, マルエム株式会社, 大阪市城東区) をし、その上からフタを閉め密閉状態とした。それぞれの培養瓶を、所定の温度 (5, 15, 25 °C) に調節した恒温チャンバーで84日間培養した。培養開始後14日後以降、7日ごとに二酸化炭素濃度測定器 (LI-7000, LI-COR Biosciences, Lincoln, Nebraska USA) にて二酸化炭素濃度を測定した。28, および84日目に培養瓶の中に充満した気体の回収を行った。実験開始直前、気体の回収後および一時的な停電の後に二酸化炭素を含まないガス (Air Research, 高千穂化学工業株式会社, 東京都町田市) を用いて培養瓶中のガスを入れ替えるフラッシングを行った。

#### (6) 培養ガスの回収・フラッシング装置について

本研究の培養実験の特徴は、培養実験中に土壌呼吸により放出された二酸化炭素から精製した炭素の放射性同位体を測定するところにある。培養期間中に土壌呼吸以外から供給された二酸化炭素が混在してしまうと正確に放射性炭素年代の測定を行うことができない。そこで、以下の様な、外部の二酸化炭素と混合しないように以下の専用ラインを作成した (図17)。

ラインの最上部には、培養ガスを回収するためのガラスボトルを装着できるようになっており (図17: 真空ボトル)、フラッシングを行う場合は、回収は不要なため、ボトル装着部手前にあるバルブを閉めることで閉鎖系となるようにした。また、培養ガスを回収する際に、ライン内の大気を除去するために、ライン向かって右側

に、真空ポンプを接続し、培養ガスを回収する際には、ライン内を真空にした。真空およびその他の圧力の確認は、圧力ゲージにて行った。ライン最下部にはセプタム（島津標準セプタム、島津製作所、中京区、京都市）を挿入したウルトラ・トール（1/4ユニオンウルトラ・トール、TM Swagelok Company, Solon Ohio USA）を接続し、培養瓶のプチルゴム栓とウルトラ・トール内のセプタムに一本の両針を通すことで、外部からの大気の侵入をなくし、かつ確実に培養瓶中のガスを回収可能にした。培養ガスの回収の際は、ガスの急激な移動により土壌表面が攪乱されないように、ニードルバルブを使って、真空状態のラインの系内に培養ガスをゆっくりと移動させた。最終的に真空状態のガラスボトルに培養ガスを移動させ、ガスの採取を完了させた。

また、フラッシングを行う場合は、培養ガスの回収時と同様に、両針で培養瓶とラインを接続し、ラインに向かって左側に接続した、二酸化炭素を含まない空気を噴射した。その際、培養瓶中のガスを二酸化炭素を含まない空気と置き換えるために、培養瓶上部のプチルゴム栓に両針を刺し、排気口とし、空気の置き換えが可能となるようにした。

#### (7) フラッシング時間に関する検討

培養期間中の土壌呼吸により供給される、二酸化炭素のみを、測定および回収するためのフラッシング時間や

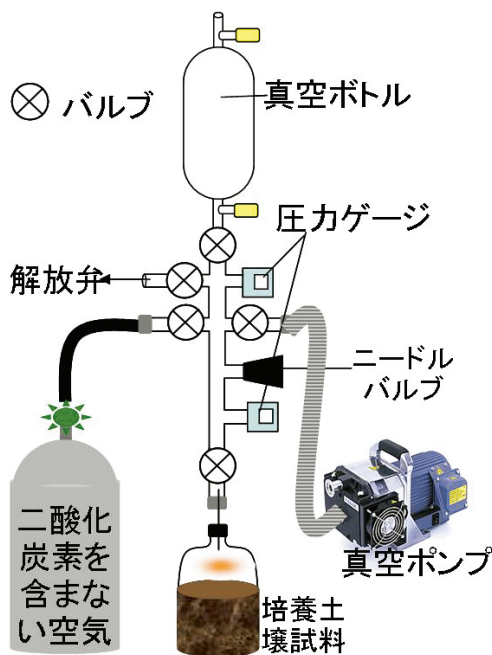


図17 培養ガスの回収装置

その圧力の検討を行った。二酸化炭素は水溶性であるが、圧力が一定の場合、二酸化炭素の溶解度は温度に依存する（図18）。温度が高いほど、二酸化炭素の溶解度は低下する傾向にあるため、本実験の設定温度の最高値である、25℃に水分調整済みで培養瓶中に測り取られたサンプルを30分間放置した。これにより、土壌水分に溶け込んだ二酸化炭素のうち実験中の温度変化により、土壌水分中から放出される二酸化炭素の影響を排除した。また25℃30分間の放置の後、3分間20kPaで二酸化炭素を含まない空気によるフラッシングを行い、培養瓶中の空気の二酸化炭素濃度が、二酸化炭素濃度測定器の検出限界（30 ppm）以下になるようにした。この操作は、実験開始時、および培養ガスの回収後に行った。

#### (8) 回収した培養ガス（CO<sub>2</sub>）の精製と放射性炭素年代測定

CO<sub>2</sub> 精製には、-210℃の液体窒素と-78℃前後のドライアイス-エタノールを利用し、以下の手順を踏んだ。まず、液体窒素を満たしたデュアー瓶（液体窒素トラップ）を真空ラインの下流に設置した後、真空ラインに繋いだ大気ボトルからCO<sub>2</sub>を含めた沸点が-210℃以上のガスをトラップする（それ以外のガスは排気）。次に、液体窒素トラップをドライアイス-エタノールトラップに素早く入れ替え、さらに下流に液体窒素トラップを設置し、-78℃～-210℃の間に沸点をもつために気化したCO<sub>2</sub>を下流に移動させる。この過程で、水などの沸点が低い物質はドライアイス-エ

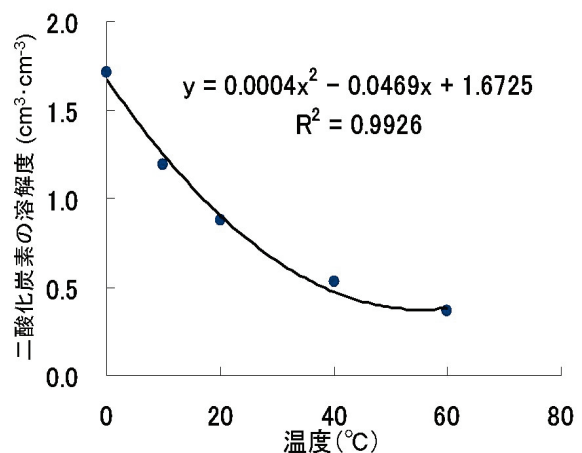


図18 二酸化炭素の水に対する溶解度  
溶解度は1 cm<sup>3</sup>の水に溶解したときの容積を1気圧の時の容積に換算したもの

タノールトラップに残存することができる。この作業をもう1サイクル繰り返しCO<sub>2</sub>の純度を上げた後、再び液体窒素を用いてCO<sub>2</sub>を被圧管にトラップし、室温に戻す。被圧管内の圧力を測定し、管内のガスはすべてCO<sub>2</sub>と仮定して、炭素量を計算し、導入すべき水素(C:H=1mol:2.2mol)を計算した(表8)。

その後、2.1.3節で述べたのと同様の方法で放射性炭素年代の測定を行う予定であったが、東関東大震災以来、国立環境研究所タンデム加速器分析施設(NIES-TERRA)は動作不良を起こしており、測定できていない。そのため、本報告書では、培養実験の結果の考察および前述した結果との関係について考察する。

### 2.2.1 積算二酸化炭素濃度および土壌呼吸速度と比重分画、炭素量、見かけの<sup>14</sup>C年代との関係

#### (1) はじめに

本章は、土壌を一定の条件下で培養し、培養によって得られた二酸化炭素を含むガスの放射性炭素年代を明らかにすることで、温暖化影響予測に役立てるという趣旨である。そのため、新たな培養方法を検討し、実践した。そこで、本節では、今回の新しい培養実験手法によって得られた、培養実験結果の基礎となる、積算二酸化炭素濃度や土壌呼吸速度について述べる。また、これらの結果とこれまでに述べてきた様々な結果との関係性について検討し、対象地における温暖化影響評価の基礎的データを提供することを目的とする。

#### (2) 方法

培養実験において用いた土壌試料(天塩泥炭・天塩森林・苗場1500m・苗場700m)を対象とした。積算二酸化炭素濃度は、毎週の二酸化炭素濃度の測定値を積算した値であり、フラッシングによって、培養瓶中の二酸化炭素濃度を零になった場合は、前回の測定値に、次週の値を加算した。土壌呼吸速度は、乾土重量で換算した場合の、土壌重量当たりの二酸化炭素の放出量とした。さらに、培養実験前後での土壌炭素・窒素の減少率についても調べた。土壌炭素・窒素の減少率は以下方法で算出した。

$$\text{土壌炭素・窒素の減少率 (\%)} = \{1 - (1/f)\} \times 100$$

ここで、1は培養実験後の全炭素・窒素率、fは培養実験前の全炭素・窒素率である。

比重分画、炭素量および放射性炭素年代については、

2.1.2節から2.1.4節で示した結果を用いた。

#### (3) 結果と考察

培養期間における、培養瓶中の二酸化炭素濃度を図19に示した。天塩研究林と苗場山では、全炭素率が苗場山の方が高いため、積算二酸化炭素濃度が苗場山の方が天塩研究林よりも多かった。これとは逆に、天塩泥炭下層では、苗場1500mや苗場700mの下層よりも炭素

表8 回収した二酸化炭素から精製した炭素量

培養試料名	培養期間(日)	炭素量(μg)	培養試料名	培養期間(日)	炭素量(μg)
		354.06			3165.81
5°C天塩泥炭5-11cm	28	355.89	15°C苗場1500m0-8cm	28	1014.35
		331.07			3120.29
		356.81			2974.99
5°C天塩森林4-14cm	28	452.00	15°C苗場700m0-8cm	28	535.22
		390.84			102.54
		200.48			125.07
5°C天塩泥炭11-20cm	28	205.08	15°C苗場1500m26-30cm	28	111.27
		236.34			69.89
		129.67			111.73
5°C天塩森林17-20cm	28	130.59	15°C苗場700m26-30cm	28	67.59
		117.71			6138.96
		686.04			6047.91
15°C天塩泥炭5-11cm	28	0.00	25°C苗場1500m0-8cm	28	650.17
		521.43			6382.20
		924.22			6428.64
15°C天塩森林4-14cm	28	832.72	25°C苗場700m0-8cm	28	—
		747.20			184.84
		486.94			185.30
15°C天塩泥炭11-20cm	28	—	25°C苗場1500m26-30cm	28	171.51
		367.39			127.83
		390.84			—
15°C天塩森林17-20cm	28	—	25°C苗場700m26-29cm	28	121.39
		225.31			80.01
		2201.58	5°C天塩泥炭5-11cm		355.44
25°C天塩泥炭5-11cm	28	2052.14	5°C天塩森林4-14cm	84	389.92
		2133.99	5°C天塩泥炭11-20cm		293.36
		2991.08	5°C天塩森林17-20cm		104.84
25°C天塩森林4-14cm	28	—	15°C天塩泥炭5-11cm		972.50
		2865.55	15°C天塩森林4-14cm	84	843.76
		967.45	15°C天塩泥炭11-20cm		549.02
25°C天塩泥炭11-20cm	28	827.20	15°C天塩森林17-20cm		315.43
		1261.27	25°C天塩泥炭5-11cm		2042.49
		731.56	25°C天塩森林4-14cm	84	2522.99
25°C天塩森林17-20cm	28	717.77	25°C天塩泥炭11-20cm		1453.93
		847.43	25°C天塩森林17-20cm		353.14
		1046.99	5°C苗場1500m0-8cm		366.93
5°C苗場1500m0-8cm	28	1074.12	5°C苗場700m0-8cm		949.05
		972.04	5°C苗場1500m26-30cm	84	28.05
		942.16	5°C苗場700m26-30cm		13.33
5°C苗場700m0-8cm	28	987.22	15°C苗場1500m0-8cm		2524.37
		—	15°C苗場700m0-8cm	84	1048.37
		46.44	15°C苗場1500m26-30cm		63.45
5°C苗場1500m26-30cm	28	48.28	15°C苗場700m26-30cm		26.21
		38.62	25°C苗場1500m0-8cm		4416.96
		26.67	25°C苗場700m0-8cm	84	5799.16
5°C苗場700m26-30cm	28	27.59	25°C苗場1500m26-30cm		69.89
		2271.93	25°C苗場700m26-30cm		79.55

「—」は回収もしくは精製ができなかったサンプルを示す。

量が多いため（表3、4）、積算二酸化炭素濃度が高かった。このことから、培養期間における積算二酸化炭素濃度の変化幅は基本的には、基質となる有機物（炭素）量に依存することが示された。

天塩研究林の表層では、天塩森林の方が、天塩泥炭よりも、一貫して積算二酸化炭素濃度が高い。特に、培養温度25度では、絶対値が大きいことも関係しているが、その差が大きいことがグラフより読み取れる。一方で、下層においては、逆の傾向であり、天塩泥炭の方が積算二酸化炭素濃度が高かった。表3および図7より、天塩泥炭の表層は天塩森林のそれよりも、全炭素量が多く、比重画分もより比重の軽い画分が多いことが示されている。このことから、天塩泥炭の下層土壌は、微生物の基質となる有機物が多く存在していることが考えられる。よって、天塩泥炭の下層では、積算二酸化炭素濃度が天塩森林の下層よりも高かったと考えられた。また、培養温度が高いほど、天塩泥炭の下層土壌の方が、天塩森林の下層土壌よりも積算二酸化炭素濃度が高い傾向があった。土壌温度は、下層ほど、当該地の平均気温に近づくことが知られている。つまり、もし、温暖化が長期化し、平均気温を上昇させた場合、下層土壌の温度がその

影響をうけ、より多くの二酸化炭素が土壌から放出される可能性がある。一方で、下層土壌は、仮比重が一般的に高いため、土壌から大気中に放出されるには、タイムラグがあることが考えられる。さらに、二酸化炭素は、容易に水分に溶け込むため、大気中に放出されるまで、土壌温度の変化にともなって溶解、放出を繰り返すことが考えられた。

苗場山については、表層土壌に関して、苗場700mの方が苗場1500mよりも積算二酸化炭素濃度が高かった。ただ、培養温度が5℃の場合は、標高による差はほとんどなかった。天塩研究林でも培養温度が5℃の場合の積算二酸化炭素濃度に大きな違いはなかったが、これは、天塩研究林、苗場山ともに年平均気温が5℃程度であることから、平均気温に近い培養温度では、地点間の差が出なかったことが考えられる。一方で、培養温度が15℃、25℃と上昇するに従い、地点間による二酸化炭素濃度の差が大きくなる傾向があるため、温暖化、という視点では、夏季の気温上昇などが問題になると考えられる。実際、IPCC (2006)<sup>3)</sup>によれば、寒い日は減少し、暑い日が増加することが指摘されている。よって、本節で対象とした、冷温帯に属する地域の土壌はより今後予

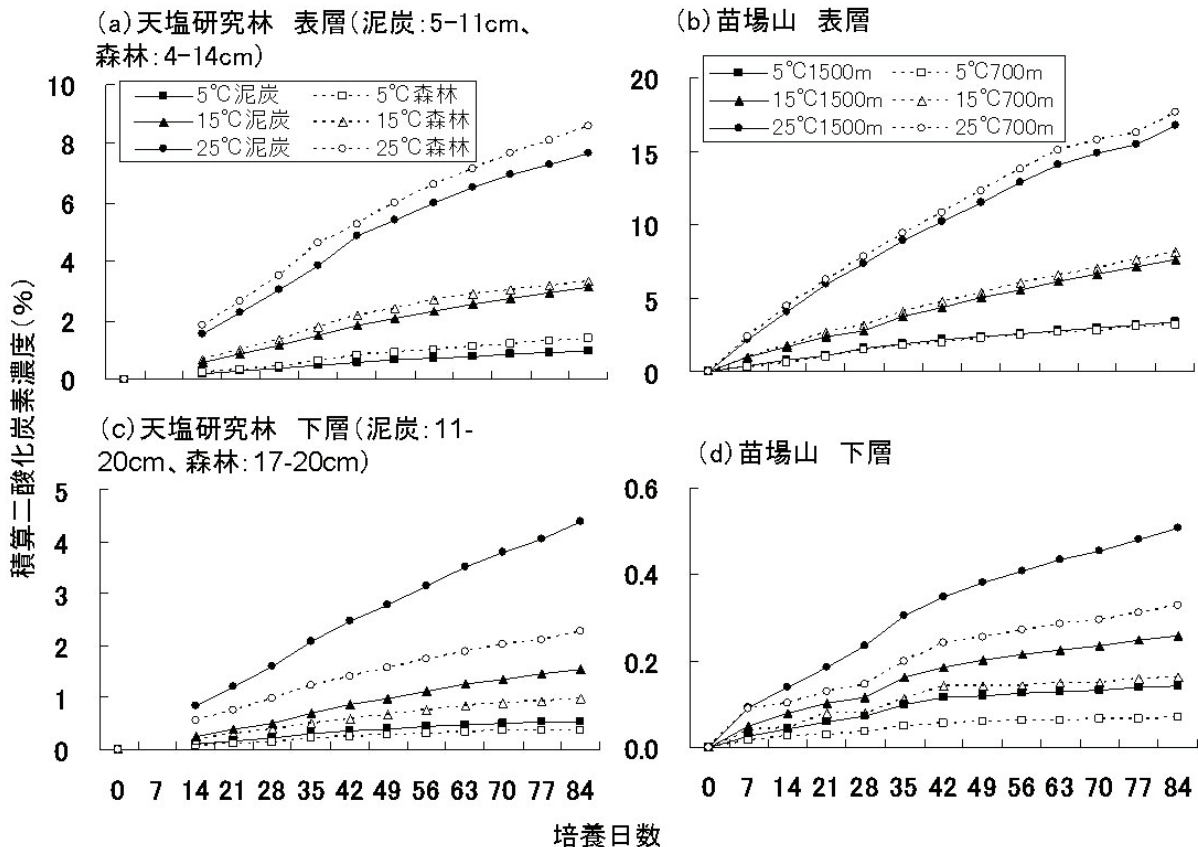


図19 培養期間経過に伴う土壌から放出された積算二酸化炭素濃度の推移

測されている温暖化の影響を受け、土壌からの二酸化炭素の放出を増加させることが示唆された。

また、苗場山下層の土壌では、表層の結果とは異なり、標高の高い苗場 1500 m の方が積算二酸化炭素濃度が全ての培養温度について高くなった。苗場 1500 m 下層の全炭素率および全窒素率は苗場 700 m 下層と大きな差は確認できないが、仮比重が苗場 1500 m において高いため(表 4)、単位体積当たりの炭素量が多い。本研究では、培養瓶中に乾土あたり 5g の土壌をはかり入れたが、容積の調整はしていない。よって、現場では体積当たりの炭素量が考慮されるべきであるが、本実験環境では、二酸化炭素濃度に大きな影響を与える要因とは考えにくい。このことから、標高の高い苗場 1500 m の下層の土壌は、苗場 700 m の土壌よりも温度が上昇した場合の分解速度が速いことは、実験条件に起因せず、苗場 1500 m 下層の土壌が温暖化によって有機物の分解が進行しやすい土壌であることが示唆された。また、今回の実験では、土壌から放出された、二酸化炭素の放射性炭素年代を測定することができなかったが、図 13、14 で示した、バルクの土壌の放射性炭素年代の測定では、苗場 1500 m の方が、苗場 700 m よりも年代が古いことがわかる。このことから、苗場山では、より標高の高い地域において、温暖化が長期化した場合、放出される二酸化炭素の年代がより古いものである可能性が示唆された。

図 20 には、単位土壌炭素量当たりの積算二酸化炭素濃度をしめした。炭素量当たりを考慮することで、前述の図 19 と異なる点はいくつかあった。天塩森林の方が、天塩泥炭より、積算二酸化炭素濃度が高かった。このことから、天塩森林の土壌は炭素を放出しやすい土壌であることが示唆された。また、単位土壌炭素当たりの二酸化炭素濃度では、天塩研究林と苗場山との間に一桁異なるような大きな差がなかった。単純に積算二酸化炭素濃度を比較した場合は(図 19)、苗場山の方が濃度が高かったが、単位土壌炭素当たりでは、天塩研究林の方が二酸化炭素濃度が高い傾向があった。

図 21、22、23 には、対象土壌別に土壌呼吸速度の推移を示した。いくつかの期間で異常値のような結果があるが、天塩研究林では、35 日目と 49 日目、苗場では 28 日目と 42 日目に一時的に停電が発生し、温度管理ができなかったためである。そのため、天塩研究林の土壌については、49 日目、苗場山の土壌については 42 日目に

フラッシングを行い、温度管理ができていない期間、培養瓶中に蓄積した二酸化炭素は放出させた。また、図 15 で予想したとおり、培養期間の経過に伴い、土壌呼吸速度は減少し、典型的な分解過程が進行していたことが確認できた。このことから、予定通り、放射性炭素年代の測定を行うことができれば、信頼性の高いデータを得ることが期待された。また、天塩研究林と苗場山との結果を比較すると、苗場山の方が、培養期間に伴い、土壌呼吸速度を低下させる傾向が天塩研究林より強いことが示された。苗場山はブナ林であり、毎年大量の落葉が供給されると考えられる。このことから、土壌炭素量も高く土壌呼吸速度も高いことが考えられるが、その分、落葉などの有機物の供給が無くなれば、急速に土壌炭素量の蓄積量を減少させてしまう性質のある土壌環境であることが考えられた。

培養実験後の窒素・炭素の減少率も苗場山において高い値となった(表 9)。表 9 の負の値は、培養実験前よりも窒素もしくは炭素が増加したことを示す。これは、培養前の窒素・炭素率の結果は 1 サンプルしかなく、それを 3 つの異なる温度環境下においた際、もともと一つだった試料がもつばらつきを反映した結果と考えられる。つまり、一部の培養土壌は、培養実験前として分析した土壌試料の炭素・窒素率よりより、もともとの値が高かったことがかんがえられた。ただ、負の値であったとしても、その値は -2 以下であることから、表 9 の結果は一定の信頼性が維持できていると考えられた。

全てのサイトにおいて、窒素の方が炭素よりも減少しており、特に苗場 700 m では窒素の減少率が高かった。これは、微生物の分解の過程で、炭素より窒素の方が菌体成分として多く取り込まれるため<sup>17)</sup>と考えられた。よって、苗場 700 m ではその活動が特に活発であったと考えられた。また、表層と下層を比較してみると、天塩研究林、苗場山どちらも下層土壌における窒素の減少率が炭素より大きかった。下層にある炭素は年代が古いことが放射性炭素年代の測定で明らかになっているが、一般的に古い炭素は高分子化し、難分解性である。このことから、下層の土壌の炭素が微生物にとって利用しにくい形態であったため、窒素の減少率が炭素のそれよりも大きかったと考えられた。



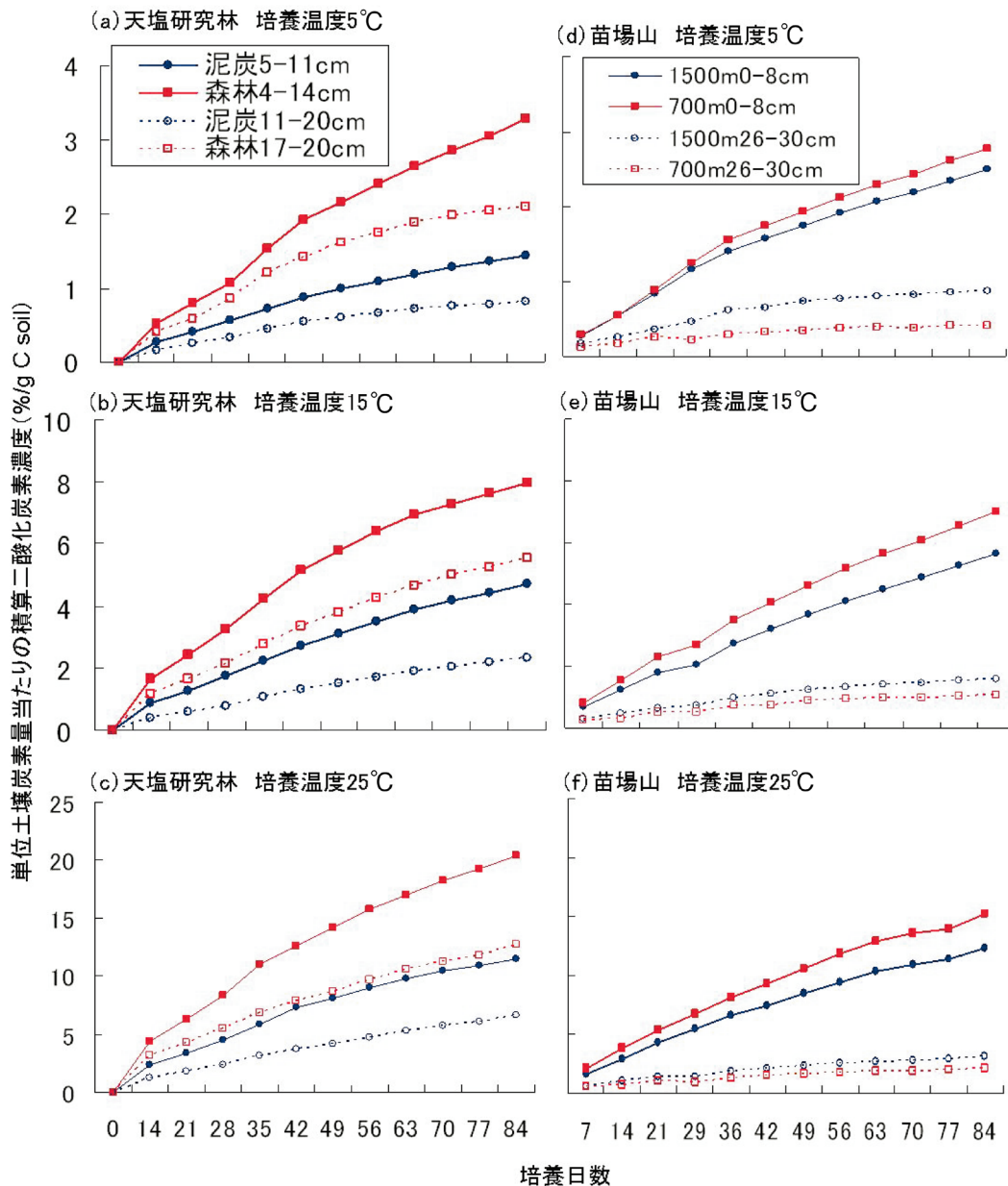


図20 天塩研究林、苗場山における、単位土壌炭素量当たりの培養温度に伴う土壤から放出された積算二酸化炭素濃度の推移

## 2.2.2 培養実験の土壤有機物の分解率と比重分画結果との関係

### (1) はじめに

2.1.4節で述べたとおり、比重分画は各対象地の土壤がうけた分解作用の目安になることが示された。よって、培養期間中の分解率と比重分画の結果を比較検討することで、分解作用がどの画分に働いているのか、明らかにすることを本節の目的とした。

### (2) 方法

本節では、培養期間中の分解率を算出し、2.1.3節で示した比重分画の結果との相関関係について検討した。分解率の計算方法は、以下の式で求めた。

$$\text{分解率 (\%)} = (a \cdot P \cdot V) / (n \cdot d \cdot R \cdot T)$$

ここで、 $a$ は二酸化炭素濃度 (%)、 $P$ は圧力 (Pa)、 $V$ は容積 (L)、 $n$ は全炭素量 (mol)、 $d$ は培養日数 (day)、 $R$ は気体定数、 $T$ は熱力学温度である。また、相関係数は、ピアソンの積率相関係数を示し、 $p$ は有意確率を示す。

### (3) 結果と考察

天塩研究林および苗場山における土壤炭素の分解率を図24に、一定期間における積算の分解率を図25に示した。

天塩研究林における、培養期間中の分解率と比重分画との相関係数を表10に、相関係数の $p$ 値を表11に示した。表10の結果から、どの期間、どの画分においても

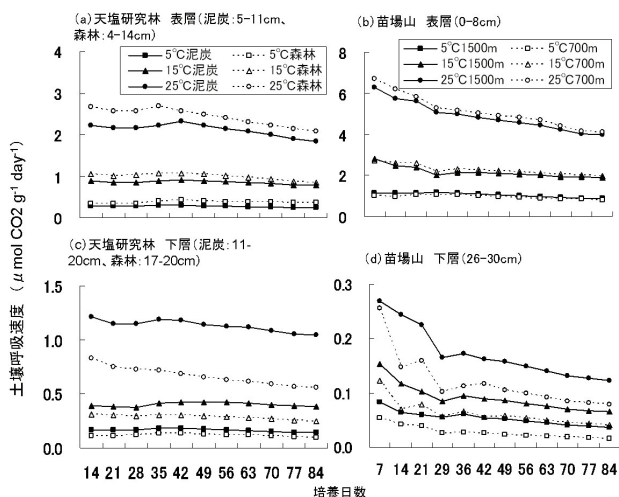


図21 天塩研究林、苗場山における土壌呼吸速度の推移

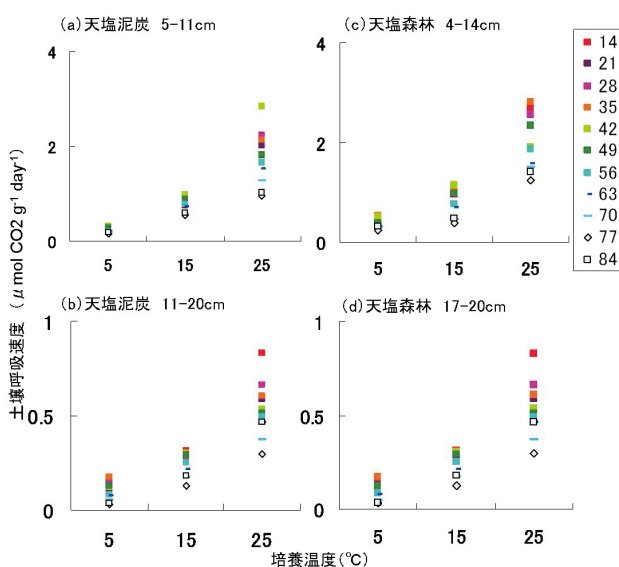


図22 天塩研究林における培養温度に伴う土壌呼吸速度の変化

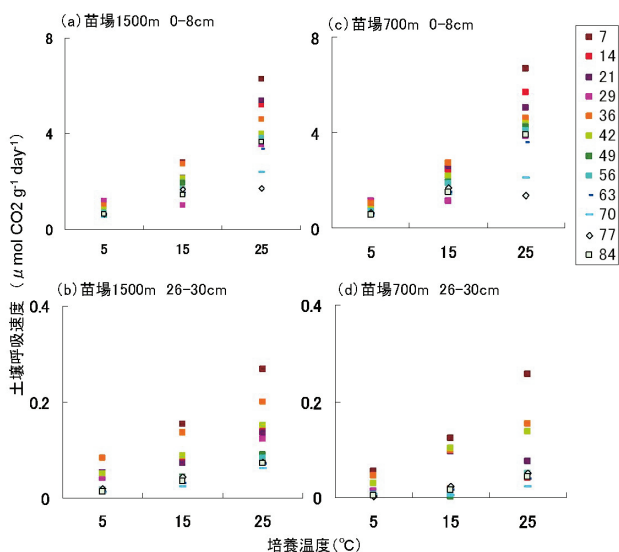


図23 苗場山における培養温度に伴う土壌呼吸速度の変化

表9 培養実験後の窒素・炭素の減少率

調査地点名	深さ(cm)	培養温度(°C)	窒素減少率(%)	炭素減少率(%)
天塩泥炭	5-11	5	1.02	-0.59
		15	3.53	2.21
		25	2.73	2.75
天塩泥炭	11-20	5	-0.80	-1.80
		15	1.54	0.62
		25	4.99	3.37
天塩森林	4-14	5	0.07	-3.12
		15	0.36	-0.61
		25	1.29	0.70
天塩森林	17-20	5	1.06	-1.57
		15	2.59	-0.38
		25	4.52	2.49
苗場1500m	0-8	5	5.87	5.65
		15	1.71	2.85
		25	-1.38	-1.00
苗場1500m	26-30	5	5.92	1.88
		15	5.69	1.45
		25	6.13	1.65
苗場700m	0-8	5	15.99	11.19
		15	17.89	13.18
		25	15.62	11.54
苗場700m	26-30	5	6.61	1.01
		15	6.02	1.78
		25	5.78	0.15

相関係数が非常に低かった。天塩泥炭と天塩森林では、これまでの結果から分解特性が表層と下層において大きく異なることが考えられる。しかしながら、比重画分の結果は、各土壌に対して、1つのみであるため、天塩泥炭表層と下層といった様に別々に相関分析をするにはn数が足りなかった。このため、大きく傾向の異なる層と一緒に解析することになり、傾向が明らかにできなかったと考えられた。p値の結果から考えても、無相関であることが考えられた。

苗場山における、培養期間中の分解率と比重画分との相関係数を表12に、相関係数のp値を表13に示した。培養期間全体を通じて、軽い画分である1-1.8において、最も相関係数が高かった。また、画分2.2-2.4において、相関係数が最も低かった。そして、相関係数の絶対値は、培養期間とともに高まる傾向があった。また、相関係数のp値はすべて5%未満であり、高い相関があることが示された。そして、相関係数同様、p値も培養期間とともに減少する傾向があり、相関関係が顕著になる傾向があった。このことから、苗場山では、培養期間とともに土壌有機物に対する、微生物の分解の選択性が高ま

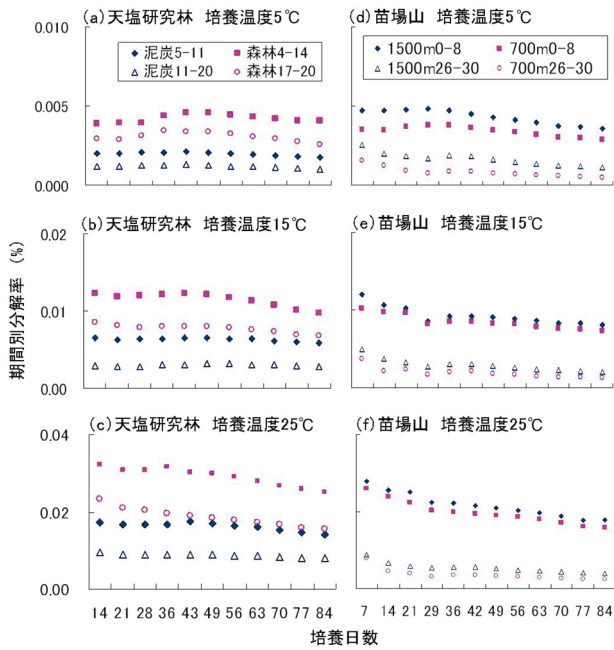


図 24 培養温度別の培養日数に伴う土壤炭素の期間別分解率の変化

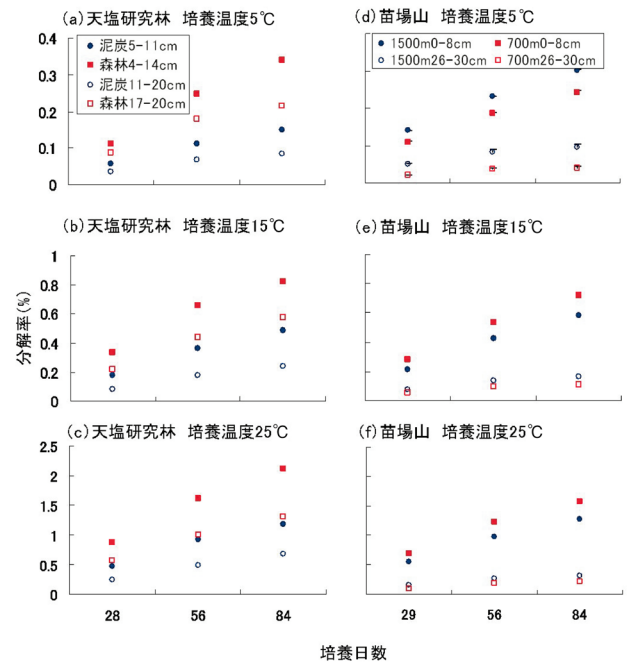


図 25 培養温度別の培養日数に伴う土壤炭素の分解率

表 10 天塩泥炭・森林全てのサンプルの各培養期間における分解率と比重画分との相関係数

	14	21	28	36	43	49	56	63	70	77	84
1-1.8	-0.11	-0.09	-0.08	-0.08	-0.05	-0.05	-0.05	-0.05	-0.05	-0.05	-0.05
1.8-2.0	-0.15	-0.13	-0.12	-0.11	-0.09	-0.09	-0.09	-0.09	-0.09	-0.09	-0.09
2.0-2.2	-0.26	-0.25	-0.24	-0.23	-0.22	-0.22	-0.22	-0.21	-0.21	-0.21	-0.21
2.2-2.4	0.26	0.24	0.23	0.23	0.21	0.21	0.21	0.21	0.20	0.20	0.20
>2.4	0.03	0.01	0.00	-0.01	-0.03	-0.04	-0.04	-0.03	-0.04	-0.04	-0.03

表 11 塩泥炭・森林全てのサンプルの各培養期間における分解率と比重画分との相関係数の  $p$  値

	14	21	28	36	43	49	56	63	70	77	84
1-1.8	0.52	0.59	0.64	0.66	0.75	0.76	0.76	0.76	0.77	0.78	0.76
1.8-2.0	0.39	0.45	0.49	0.51	0.59	0.59	0.60	0.60	0.61	0.62	0.60
2.0-2.2	0.12	0.15	0.16	0.17	0.20	0.20	0.21	0.21	0.22	0.23	0.23
2.2-2.4	0.13	0.16	0.17	0.18	0.22	0.22	0.22	0.23	0.23	0.25	0.24
>2.4	0.86	0.96	0.98	0.94	0.85	0.84	0.84	0.84	0.83	0.82	0.84

表 12 苗場山全てのサンプルの各培養期間における分解率と比重画分との相関係数

	7	14	21	29	36	42	49	56	63	70	77	84
1-1.8	0.50	0.54	0.56	0.59	0.59	0.60	0.60	0.60	0.60	0.61	0.62	0.62
1.8-2.0	0.50	0.55	0.55	0.58	0.58	0.59	0.59	0.59	0.59	0.60	0.60	0.60
2.0-2.2	-0.48	-0.51	-0.53	-0.56	-0.56	-0.57	-0.57	-0.57	-0.57	-0.58	-0.59	-0.59
2.2-2.4	-0.53	-0.59	-0.59	-0.63	-0.63	-0.64	-0.64	-0.64	-0.64	-0.65	-0.66	-0.66
>2.4	-0.39	-0.40	-0.43	-0.45	-0.45	-0.46	-0.46	-0.46	-0.46	-0.47	-0.47	-0.47



ることが示唆された。この結果と、2.2.1で述べた苗場山における土壌呼吸速度の結果から、基質である土壌有機物の中でも、1-1.8の比重画分を選択的に分解し、その画分が選択的に減少していくことが考えられるが、苗場山の土壌環境では、他の画分の選択性を高めることはなく、むしろ培養期間とともに1-1.8の比重画分の選択性をより高める傾向があることが考えられた。そして、その画分が減少するとともに、土壌呼吸速度が減少することが考えられた。

天塩研究林における、5℃での培養期間中の分解率と比重画分との相関係数を表14、相関係数のp値を表15に示した。培養期間56日まででは、部分的ではある

が、比重2.2-2.4の画分と分解率に正の相関があり、比重2.0-2.2の画分と分解率に負の相関があった。このことから、天塩研究林では、比重の重たい画分が培養初期に分解されやすく、比重がそれよりも軽い画分が分解されにくい結果となった。培養56日目以降は、p値が0.05以下となることはなく、有意な相関は確認できなかったことから、培養期間の比較的短い間は、選択的に2.2-2.4の画分の分解をするが、培養期間の長期化に伴い、その選択性は減少すると考えられた。

天塩研究林における、15℃での培養期間中の分解率と比重画分との相関係数を表16、相関係数のp値を表17に示した。培養温度が5℃の結果と同様、1-2.2の画

表13 苗場山全てのサンプルの各培養期間における分解率と比重画分との相関係数のp値

	7	14	21	29	36	42	49	56	63	70	77	84
1-1.8	0.002	0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
1.8-2.0	0.002	0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
2.0-2.2	0.003	0.001	0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
2.2-2.4	0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
>2.4	0.017	0.015	0.009	0.006	0.006	0.005	0.005	0.005	0.005	0.004	0.003	0.003

表14 天塩泥炭・天塩森林の土壌試料を5℃で培養した際の培養期間別の分解率と比重画分との相関係数

	14	21	28	36	43	49	56	63	70	77	84
1-1.8	-0.33	-0.28	-0.32	-0.37	-0.34	-0.35	-0.34	-0.33	-0.30	-0.27	-0.24
1.8-2.0	-0.40	-0.35	-0.39	-0.44	-0.41	-0.42	-0.41	-0.40	-0.37	-0.35	-0.31
2.0-2.2	-0.62	-0.57	-0.60	-0.64	-0.61	-0.62	-0.61	-0.60	-0.57	-0.55	-0.51
2.2-2.4	0.61	0.56	0.59	0.64	0.60	0.61	0.60	0.59	0.57	0.54	0.50
>2.4	0.16	0.11	0.17	0.21	0.17	0.18	0.17	0.15	0.12	0.09	0.06

表15 天塩泥炭・天塩森林の土壌試料を5℃で培養した際の培養期間別の分解率と比重画分との相関係数のp値

	14	21	28	36	43	49	56	63	70	77	84
1-1.8	0.30	0.37	0.31	0.23	0.28	0.27	0.28	0.30	0.34	0.39	0.45
1.8-2.0	0.20	0.26	0.21	0.15	0.19	0.18	0.19	0.20	0.23	0.27	0.32
2.0-2.2	<b>0.03</b>	<b>0.05</b>	<b>0.04</b>	<b>0.02</b>	0.04	<b>0.03</b>	<b>0.03</b>	0.04	0.05	0.07	0.09
2.2-2.4	<b>0.03</b>	0.06	<b>0.04</b>	<b>0.03</b>	0.04	<b>0.03</b>	<b>0.04</b>	0.04	0.05	0.07	0.09
>2.4	0.62	0.73	0.60	0.51	0.60	0.58	0.61	0.64	0.70	0.77	0.86

表16 天塩泥炭・天塩森林の土壌試料を15℃で培養した際の培養期間別の分解率と比重画分との相関係数

	14	21	28	36	43	49	56	63	70	77	84
1-1.8	-0.19	-0.20	-0.15	-0.16	-0.15	-0.15	-0.15	-0.15	-0.15	-0.13	-0.13
1.8-2.0	-0.27	-0.27	-0.23	-0.23	-0.22	-0.22	-0.23	-0.22	-0.22	-0.21	-0.21
2.0-2.2	-0.54	-0.53	-0.50	-0.49	-0.48	-0.49	-0.49	-0.49	-0.50	-0.49	-0.49
2.2-2.4	0.52	0.52	0.48	0.48	0.47	0.47	0.48	0.48	0.48	0.47	0.48
>2.4	0.02	0.02	-0.02	-0.02	-0.03	-0.03	-0.03	-0.03	-0.03	-0.04	-0.04

分と>2.4の画分の一部において負の相関を示した。培養期間を通じて、正の相関係数であったのは、2.2-2.4の画分であった。ただ、有意な相関は確認できなかった。

天塩研究林における、25℃での培養期間中の分解率と比重画分との相関係数を表18、相関係数のp値を表19に示した。天塩研究林の5℃(表14)、15℃(表16)での結果と比較すると、相関係数が低く、p値の大きいため、相関関係がないと考えられた。これは、培養温度が高くなると、天塩泥炭と天塩森林では、比重の画分の組成が異なるため(図7(a))、分解される画分が異なり、一定の傾向がみられなかったためと考えられた。

苗場山における、5℃での培養期間中の分解率と比重画分との相関係数を表20に、相関係数のp値を表21に示した。同じく15℃の解析結果を表22、表23に、25℃の解析結果を表24、表25に示した。全ての培養温度において、比重1-1.8の画分と分解率の間に最も高い正の相関があり、比重2.2-2.4との間に最も低い負の相関があった。また、比重が2.0より重たくなると、分解率は低下し、比重が2.0より軽いと分解率が高い傾向があった。前述した様に、ブナ林は毎年大量の落葉が供給される環境であたため、比重の軽い画分、つまり、より植物遺体に近い画分を選択的に分解することができると考えられた。

表17 天塩泥炭・天塩森林の土壌試料を15℃で培養した際の培養期間別の分解率と比重画分との相関係数のp値

	14	21	28	36	43	49	56	63	70	77	84
1-1.8	0.55	0.54	0.63	0.63	0.65	0.65	0.64	0.65	0.65	0.68	0.68
1.8-2.0	0.40	0.39	0.47	0.47	0.49	0.48	0.48	0.49	0.49	0.51	0.51
2.0-2.2	0.07	0.07	0.10	0.10	0.11	0.11	0.10	0.10	0.10	0.11	0.10
2.2-2.4	0.08	0.08	0.11	0.11	0.12	0.12	0.12	0.12	0.11	0.12	0.12
>2.4	0.96	0.95	0.95	0.94	0.92	0.92	0.93	0.92	0.93	0.90	0.91

表18 天塩泥炭・天塩森林の土壌試料を25℃で培養した際の培養期間別の分解率と比重画分との相関係数

	14	21	28	36	43	49	56	63	70	77	84
1-1.8	-0.25	-0.19	-0.16	-0.12	-0.06	-0.05	-0.05	-0.06	-0.05	-0.06	-0.08
1.8-2.0	-0.33	-0.26	-0.23	-0.20	-0.13	-0.13	-0.13	-0.13	-0.13	-0.13	-0.15
2.0-2.2	-0.57	-0.51	-0.48	-0.44	-0.40	-0.39	-0.39	-0.39	-0.38	-0.38	-0.39
2.2-2.4	0.56	0.50	0.47	0.42	0.39	0.37	0.37	0.37	0.37	0.37	0.38
>2.4	0.08	0.01	-0.03	-0.06	-0.12	-0.13	-0.13	-0.13	-0.13	-0.13	-0.11

表19 天塩泥炭・天塩森林の土壌試料を25℃で培養した際の培養期間別の分解率と比重画分との相関係数のp値

	14	21	28	36	43	49	56	63	70	77	84
1-1.8	0.43	0.56	0.63	0.71	0.86	0.87	0.87	0.86	0.87	0.86	0.81
1.8-2.0	0.30	0.41	0.47	0.54	0.68	0.69	0.69	0.68	0.68	0.68	0.63
2.0-2.2	0.05	0.09	0.11	0.16	0.20	0.21	0.21	0.21	0.22	0.22	0.20
2.2-2.4	0.06	0.10	0.12	0.17	0.22	0.23	0.23	0.23	0.24	0.24	0.22
>2.4	0.82	0.98	0.94	0.84	0.70	0.68	0.68	0.69	0.69	0.69	0.74

表20 苗場山の土壌試料を5℃で培養した際の培養期間別の分解率と比重画分との相関係数

	7	14	21	29	36	42	49	56	63	70	77	84
1-1.8	0.92	0.96	0.97	0.98	0.96	0.97	0.97	0.97	0.98	0.98	0.98	0.98
1.8-2.0	0.53	0.58	0.64	0.67	0.67	0.68	0.68	0.68	0.69	0.69	0.69	0.69
2.0-2.2	-0.87	-0.92	-0.93	-0.93	-0.91	-0.92	-0.92	-0.92	-0.93	-0.93	-0.93	-0.93
2.2-2.4	-0.91	-0.94	-0.96	-0.97	-0.97	-0.98	-0.98	-0.98	-0.98	-0.98	-0.98	-0.98
>2.4	-0.53	-0.62	-0.65	-0.64	-0.60	-0.63	-0.62	-0.63	-0.64	-0.65	-0.65	-0.65

表 21 苗場山の土壌試料を 5℃で培養した際の培養期間別の分解率と比重画分との相関係数の *p* 値

	7	14	21	29	36	42	49	56	63	70	77	84
1-1.8	<0.001	<0.001	0.000	0.000	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
1.8-2.0	0.079	0.048	0.026	0.018	0.018	0.015	0.016	0.014	0.014	0.013	0.012	0.012
2.0-2.2	<0.001	<0.001	0.000	0.000	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
2.2-2.4	<0.001	<0.001	0.000	0.000	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
>2.4	0.076	0.031	0.022	0.026	0.038	0.028	0.033	0.027	0.025	0.024	0.022	0.021

表 22 苗場山の土壌試料を 15℃で培養した際の培養期間別の分解率と比重画分との相関係数

	7	14	21	29	36	42	49	56	63	70	77	84
1-1.8	0.89	0.87	0.85	0.85	0.87	0.88	0.89	0.89	0.89	0.90	0.90	0.90
1.8-2.0	0.89	0.90	0.90	0.91	0.91	0.91	0.91	0.92	0.91	0.91	0.91	0.91
2.0-2.2	-0.85	-0.81	-0.80	-0.80	-0.82	-0.83	-0.84	-0.84	-0.84	-0.85	-0.85	-0.85
2.2-2.4	-0.95	-0.95	-0.92	-0.92	-0.94	-0.95	-0.96	-0.96	-0.96	-0.96	-0.96	-0.97
>2.4	-0.69	-0.64	-0.67	-0.66	-0.67	-0.67	-0.68	-0.68	-0.69	-0.69	-0.69	-0.69

表 23 苗場山の土壌試料を 15℃で培養した際の培養期間別の分解率と比重画分との相関係数の *p* 値

	7	14	21	29	36	42	49	56	63	70	77	84
1-1.8	<0.001	<0.001	0.001	0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
1.8-2.0	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
2.0-2.2	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
2.2-2.4	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
>2.4	0.014	0.024	0.018	0.021	0.018	0.018	0.014	0.014	0.013	0.013	0.013	0.012

表 24 苗場山の土壌試料を 25℃で培養した際の培養期間別の分解率と比重画分との相関係数

	7	14	21	29	36	42	49	56	63	70	77	84
1-1.8	0.88	0.88	0.90	0.91	0.91	0.91	0.90	0.90	0.90	0.91	0.91	0.91
1.8-2.0	0.93	0.93	0.91	0.92	0.91	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.91	0.91
2.0-2.2	-0.84	-0.83	-0.85	-0.86	-0.86	-0.86	-0.86	-0.86	-0.86	-0.86	-0.87	-0.87
2.2-2.4	-0.94	-0.96	-0.96	-0.97	-0.97	-0.97	-0.97	-0.97	-0.97	-0.97	-0.97	-0.97
>2.4	-0.73	-0.67	-0.69	-0.70	-0.70	-0.71	-0.71	-0.71	-0.71	-0.71	-0.71	-0.71

表 25 苗場山の土壌試料を 25℃で培養した際の培養期間別の分解率と比重画分との相関係数の *p* 値

	7	14	21	29	36	42	49	56	63	70	77	84
1-1.8	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
1.8-2.0	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
2.0-2.2	0.001	0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
2.2-2.4	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
>2.4	0.007	0.018	0.012	0.011	0.011	0.009	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010

### 2.2.3 土壌有機物の分解過程における温度依存性

#### (1) はじめに

培養実験において、温度依存性は、温暖化影響評価の中でも、最も重要な評価項目の一つであり、いくつかの指標が用いられている。特に、 $Q_{10}$  は温度が 10℃ 上昇するごとに、どの程度、分解速度上昇率について示した

指標であり、広く用いられている。しかしながら、本研究では、培養温度が 5、15、25℃ と 3 段階あり、10℃ ごとに、温度依存性を示すと、1 試料につき、2 つの温度依存性を示すこととなり、普遍的な温度依存性を示すことができない。また、ある土壌を連続的に 10℃ 上昇させ、その呼吸速度を測定していないので、純粋な  $Q_{10}$

とは表現できない。そこで、本節では、培養設定温度、3条件下を用いて、アレニウスプロットし、活性化エネルギーを求めることとした。これにより、1試料につき、1つの温度依存性を示すことができる。本節では、活性化エネルギーを用いて、地点間の温度依存性について比較することを目的とした。

## (2) 方法

活性エネルギーは、アレニウスの式によって算出した。アレニウスの式は以下である。

$$k = A \exp(-E_a/RT)$$

ここで、 $k$  は速度定数、 $A$  は頻度因子、 $E_a$  は活性化エネルギー、 $T$  は絶対温度、 $R$  は気体定数 (8.314) である。この式の自然対数をとると以下になる。

$$\log k = \log A - (E_a/RT) \cdot (1/T)$$

本研究では、速度定数を各培養温度における、84日間の平均土壌呼吸速度とし、図26に示すように、X軸に $1/T$  ( $1/\text{培養温度の全体温度}$ ) をとり、Y軸に84日間の平均土壌呼吸速度をとり、プロットした。このプロットから近似曲線を描き、傾きを求めた。例えば、図26の(a)では、 $y = -3608.4x + 12.387$  である。ここで、 $y$  は  $\log k$  であり、 $x$  は ( $1/T$ ) であることから、

$$E_a = R \times \text{傾き} (-3608.4)$$

である。よって、アレニウスプロットから求めた傾きに  $R$  を乗ずることで活性化エネルギーを求めた。

## (3) 結果と考察

表26に各地点における培養期間中の活性化エネルギーを示した。活性化エネルギーが高いほど、温度依存性が高いことを示す。よって、温度依存性は、高い方から順に、天塩泥炭、天塩森林、苗場700m、苗場1500mの結果であった。同一地点の土壤では、下層よりも表層において温度依存性が高かった。調査地域で比較すると、天塩研究林の方が苗場山よりも温度依存性が高かった。天塩泥炭では、土壤温度とともに土壤中のミクロな水分環境が変化していることが考えられる。本研究では、測定していないが、泥炭土壤を培養することで、土壤構造中の部分的な乾燥化が起こる考えられる。乾燥化と共に、土壤呼吸速度が増加することで、温度依存性が高い結果となったと考えられる。また、天塩研究林では、平均気温が5.7℃であるのに対し、8月の平均気温が18.48℃である。これに対し、苗場では、1500mでは、

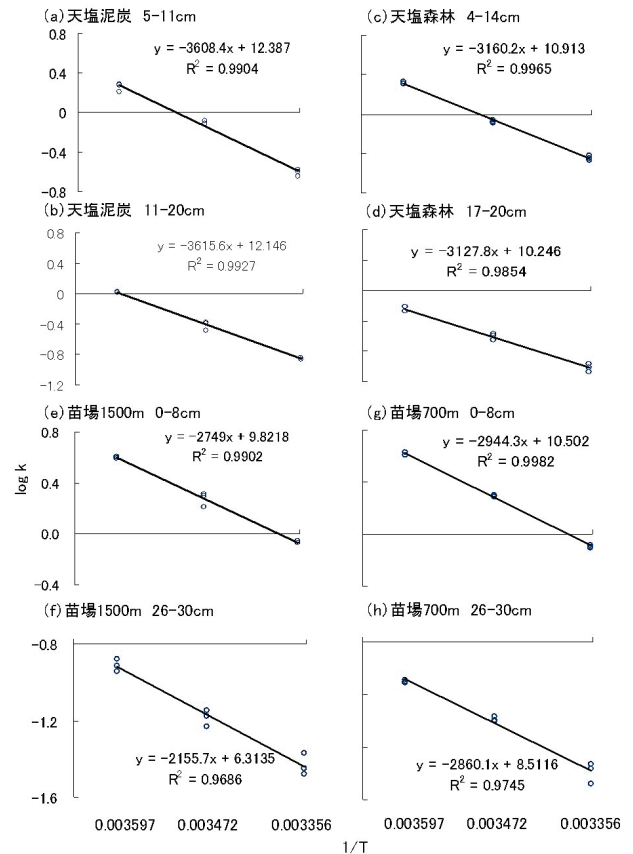


図26 速度定数のアレニウス・プロット

表26 各調査地点における培養期間中の活性化エネルギー

調査地点名	活性化エネルギー(Ea)
<b>天塩研究林</b>	
泥炭5-11cm	30000.58
森林4-14cm	26273.87
泥炭11-20cm	30059.69
森林17-20cm	26004.87
<b>苗場山</b>	
1500m0-8cm	22854.86
700m0-8cm	24479.25
1500m26-30cm	17922.82
700m26-30cm	23778.50

5.6℃、13.45℃、700mでは、9.3℃、18.21℃(同上)であった。このことから、天塩研究林では、年間の気温差が大きく、土壤がさらされる温度の幅が広いことが考えられる。このことにより、天塩研究林の微生物層は、苗場山の微生物層よりも、より幅広い温度帯で活性があり、温度依存性が高まったことが一つの要因として考えられた。

## 引用文献

- 1) Kondo, M., Uchida, M., Shibata, Y. (2010) Radiocarbon-based residence time estimates of soil organic carbon in a temperate forest: Case study for the density fractionation for Japanese volcanic ash soil. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 268, 1073-1076.
- 2) 大羽裕, 永塚静男 (1988) 土壌生成分類学, 養賢堂, 東京, 338.
- 3) Eggleston, H. (2006) 2006 IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories. *Forestry*, 5, 1-12.
- 4) Wang, Q., Iio, A., Tenhunen, J., Kakubari, Y. (2008) Annual and seasonal variations in photosynthetic capacity of *Fagus crenata* along an elevation gradient in the Naeba Mountains, Japan. *Tree Physiology*, 28, 277-285.
- 5) Zhao, X., Wang, Q., Kakubari, Y. (2009) Stand-scale spatial patterns of soil microbial biomass in natural cold-temperate beech forests along an elevation gradient. *Soil Biology and Biochemistry*, 41, 1466-1474.
- 6) 永田修 (2006) 泥炭地・湿原における温室効果ガス土壌の物理性, 104, 85-95.
- 7) 小野賢二, 稲垣善之, 長谷川元洋 (2003) アカマツとブナの落葉分解に伴う有機物成分の経時変化. 日本林学会大会学術講演集, 114, 655.
- 8) Berg B, C, M. (2004) 森林生態系の落葉分解と腐植形成, シュプリンガー・ジャパン, 東京.
- 9) Davis, M.R., Lang, M.H. (1991) Increased nutrient availability in topsoils under conifers in the South Island high country. *New Zealand Journal of Forestry Science*, 21, 165-179.
- 10) Shirato, Y., Hakamata, T., Taniyama, 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.
- 11) Golchin, A., Clarke, P., Baldock, J.A., Higashi, T., Skjemstad, J., Oades, J.M. (1997) The effects of vegetation and burning on the chemical composition of soil organic matter in a volcanic ash soil as shown by  $^{13}\text{C}$  NMR spectroscopy. I. Whole soil and humic acid fraction. *Geoderma*, 76, 155-174.
- 12) 東照雄, O.J.M., Clarke P. (1994) 黒ボク土A層の比重画分と各画分腐植の個体 CPS/MAS  $^{13}\text{C}$ -NMR スペクトル, 日本土壌肥料学会要旨集.
- 13) Sollins, P., Kramer, M.G., Swanston, C., Lajtha, K., Filley, T., Aufdenkampe, A.K., Wagai, R., Bowden, R.D. (2009) Sequential density fractionation across soils of contrasting mineralogy: evidence for both microbial-and mineral-controlled soil organic matter stabilization. *Biogeochemistry*, 96, 209-231.
- 14) Hongve, D., Van Hees, P.A.W., Lundström, U.S. (2000) Dissolved components in precipitation water percolated through forest litter. *European Journal of Soil Science*, 51, 667-677.
- 15) Atarashi-Andoh, M., Koarashi, J., Ishizuka, S., Hirai, K. (2012) Seasonal patterns and control factors of  $\text{CO}_2$  effluxes from surface litter, soil organic carbon, and root-derived carbon estimated using radiocarbon signatures. *Agricultural and Forest Meteorology*, 152, 149-158.
- 16) Smith, P., Changming, F. (2010) A warm response by soils. *Nature*, 464, 499-500.
- 17) 久馬一剛 (1997) 最新土壌学, 朝倉書店, 東京, 45-46.

[資料]

## I 研究の組織と研究課題の構成

### 1 研究の組織

[研究担当者]

環境計測研究センター

同位体・無機計測研究室

内田昌男

瀬山春彦

近藤美由紀

星野亜紀

地球環境研究センター

炭素循環研究室

向井人史

高橋善幸

梁 乃申

寺尾有希夫

### 2 研究課題の構成

サブテーマ1：日本の土壌炭素蓄積機構の解明

内田昌男、近藤美由紀、星野亜紀、瀬山春彦

サブテーマ2：土壌有機物における温暖化影響の評価

内田昌男、近藤美由紀、星野亜紀、向井人史、高橋善幸、梁 乃申、寺尾有希夫

## II 研究成果発表一覧

### 1 誌上発表

発表者・(刊年)・題目・掲載誌・巻(号)・頁

- Arai M., Tayasu I., Komatsuzaki M., Uchida M., Kaneko N. (2013) Changes in soil aggregate carbon dynamics under no-tillage with respect to earthworm biomass revealed by radiocarbon analysis. *Soil & Tillage Research*, 126, 42-49
- Fushimi, A., Wagai, R., Uchida, M., Hasegawa, S., Takahashi, K., Kondo, M., Hirabayashi, M., Morino, Y., Shibata, Y., Ohara, T. (2011) Radiocarbon ( $^{14}\text{C}$ ) Diurnal Variations in Fine Particles at Sites Downwind from Tokyo, Japan in Summer. *Environmental science & technology*, 45, 6784-6792
- Haraguchi T.F., Uchida M., Shibata Y., Tayasu I. (2013) Contributions of detrital subsidies to aboveground spiders during secondary succession, revealed by radiocarbon and stable isotope signatures. *Oecologia*, *in press*
- Hong B., Uchida M., Leng X.T., Hong Y.T. (2010) Peat cellulose isotopes as indicators of Asian monsoon variability. *PAGES news*, 18 (1), 18-20
- Iimura Y., Fujimoto M., Tamura K., Higashi T., Kondo M., Uchida M., Yonebayashi K., Fujitake N. (2013) Black humic acid dynamics during natural reforestation of Japanese pampas grass (*Miscanthus sinensis*). *Soil Biology & Biochemistry*, 57, 60-67
- Ishikawa N.F., Uchida M., Shibata Y., Tayasu I. (2011) Natural C-14 provides new data for stream food-web studies: a comparison with C-13 in multiple stream habitats. *Marine and Freshwater Research*, 63, 210-217
- Ishikawa, N.F., Uchida M., Shibata Y., Tayasu I. (2009) A new application of radiocarbon  $^{14}\text{C}$  concentrations to stream food web analysis. *Nucl.Instrum.Methods Phys.Res.*, B, 268 (7/8), 1175-1178
- Kondo M., Uchida M., Shibata Y. (2010) Radiocarbon-based residence time estimates of soil organic carbon in a temperate forest: Case study for the density fractionation for Japanese volcanic ash soil. *Nucl.Instrum.Methods Phys. Res.B*, 268 (7/8), 1073-1076
- Morino Y., Takahashi K., Fushimi A., Tanabe K., Ohara T., Hasegawa S., Uchida M., Takami A., Yokouchi Y., Kobayashi S. (2010) Contrasting diurnal variations in fossil and nonfossil secondary organic aerosol in urban outflow, Japan. *Environ. Sci.Technol.*, 44 (22), 8581-8586
- Nara F., Imai A., Uchida M., Matsushige K., Komatsu K., Kawasaki N., Shibata Y., Amano K., Mikami H., Hanaishi R. (2010) High contribution of recalcitrant organic matter to DOC in a Japanese oligotrophic lake revealed by  $^{14}\text{C}$  measurements. *Radiocarbon*, 52 (3), 1078-1083
- Uchida M., Kumata H., Koike Y., Tsuzuki M., Uchida T., Fujiwara K., Shibata Y. (2009) Radiocarbon-based source apportionment of black carbon(BC) in PM10 aerosols from residential area of suburban Tokyo. *Nucl.Instrum.Methods Phys.Res.,B*, 268 (7/8), 1120-1124
- 田辺晋, 中西利典, 中島礼, 石原与四郎, 内田昌男, 柴田康行 (2010) 埼玉県の中川開析谷における泥質な沖積層の埋積様式. *地質学雑誌*, 116 (5), 252-269
- 田辺晋, 中島礼, 内田昌男, 柴田康行 (2012) 東京低地臨海部の沖積層にみられる湾口砂州の形成機構. *地質学雑誌*, 118, 1-19

#### <書籍>

- ウォーレス・ブロッカー, ロバート・クンジク著 内田昌男監訳 (2009)  $\text{CO}_2$ と温暖化の正体, 河出書房新社, 350p.
- 吉永淳, 内田昌男, 柴田康行 (2011) 分子レベルの放射性炭素同位体分析を用いた化学物質の環境動態解析. *ぶんせき*, 4, 199-205



- 原口岳, 内田昌男, 柴田康行, 陀安一郎 (2010) 異地性腐食連鎖と自生性生食連鎖が形成する樹上食物網:  $\Delta^{14}\text{C}$  によるクモの機能群間の利用エサ資源比較. 第 57 回日本生態学会大会 (ESJ 57), 同講演要旨集, P2-150
- Ise T., kato N., Enomoto H., Kondo M., Uchida M. (2010) Constructing a Depth-Stratified Model for Soil Organic Carbon: a Brand-new, Integrated Ecosystem Model with Radiocarbon Tracking. American Geophysical Union 2010 fall meeting, Abstracts of American Geophysical Union 2010 fall meeting
- Ishikawa N.F., Uchida M., Shibata Y., Tayasu I. (2011) Natural carbon-14 signature provides new data for stream food web studies. 96th ESA Annual Meeting, Abstracts of 96th ESA Annual Meeting
- 石川尚人, 内田昌男, 柴田康行, 陀安一郎 (2009) 河川付着藻類の  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\Delta^{14}\text{C}$  変動性比較 - 食物網解析への潜在的重要性 -. 日本陸水学会 第 74 回大会, 同講演要旨集, 30
- 石川尚人, 内田昌男, 柴田康行, 陀安一郎 (2010) 河川食物網構造と集水域景観要素との関係 ~  $^{14}\text{C}$  天然存在比からのアプローチ -. 日本陸水学会 第 75 回大会, 同講演要旨集, 174
- Komatsubara J., Nakashima R., Kimura K., Uchida M., Kondo M., Shibata Y. (2010) Sedimentary process of the latest pleistocene to holocene incised-valley fills under Tokyo area, central Japan. 18th Int.Sedimentol.Congr., Abstracts
- Komatsubara J., Nakashima R., Kimura K., Uchida M., Kondo M., Shibata Y. (2011) Sedimentary process of the latest Pleistocene to Holocene incised-valley fills under Tokyo area, central Japan. The 4th East Asia AMS Symposium, Abstracts of The 4th East Asia AMS Symposium, 186-187
- Komatsubara J., Nakashima R., Kimura K., Uchida M., Kondo M., Shibata Y., Fukuoka S., Ishihara Y. (2010) Sedimentary processes of the latest Pleistocene to Holocene incised-valley fills under Tokyo area, central Japan. JSPS CCOP/GSJ/AIST Jt.Semin.Monit.Eval.Coastal Erosion, Abstracts, 25
- Kondo M., Uchida M., Kishimoto A., Yonemura S., Wagai R., Jomura M., Shirato Y., Shibata Y. (2011) Radiocarbon Based Organic Carbon Source Identification of Soil Respired  $\text{CO}_2$  under Soil Warming in a Cultivated Andisol. Accelerator Mass Spectrometry Conference 2011, Abstracts of Accelerator Mass Spectrometry Conference 2011
- Kondo M., Uchida M., Murayama S., Shinozaki T., Shibata Y. (2010) Investigation of carbon turnover and  $\text{CO}_2$  evolution in soil organic carbon from Japanese forest soils: Insight from radiocarbon analysis of soil density fractions and soil respired  $\text{CO}_2$ . Organic matter stabilization and ecosystem functions, Abstracts of Organic matter stabilization and ecosystem functions, 70
- Kondo M., Hoshino A., Murayama S., Shinozaki T., Wagai R., Shibata Y., Uchida M. (2011) Investigation of carbon turnover and  $\text{CO}_2$  evolution in soil organic carbon from Japanese forest soils: Insight from radiocarbon analysis of soil density fractions and soil respired  $\text{CO}_2$ . AGU Fall Meeting 2011, Abstracts of AGU Fall Meeting 2011
- 近藤美由紀, 内田昌男, 村山昌平, 岸本文紅, 柴田康行 (2010) 放射性炭素同位体を利用した土壌炭素有機物の滞留時間の推定. 第 57 回日本生態学会大会 (ESJ 57), 同講演要旨集
- 小松原純子, 中島礼, 木村克己, 福岡詩織, 石原与四郎, 内田昌男 (2010) ボーリングと  $^{14}\text{C}$  年代に基づいた荒川低地の沖積層形成過程. 日本地質学会 第 117 年学術大会, プログラム
- 小松原純子, 木村克己, 内田昌男 (2010) オールコアボーリングと放射性炭素年代に基づいた荒川低地の沖積層形成過程. 日本地球惑星科学連合 2009 年大会, 同予稿集, MIS002-P05
- Nagao S., Aramaki T., Fujitake N., Kodama H., Ochiai S., Uchida M., Shibata Y., Yamamoto M. (2012) Variation in  $\delta^{14}\text{C}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  values of dissolved humic and fulvic acids in the Tokachi river system in northern Japan. 21th International Radiocarbon Conference, 21th International Radiocarbon Conference abstracts book, 303
- Shinozaki T., Uchida M., Kondo M., Minoura K., Shibata Y. (2011) Radiocarbon Dating of Peat Archives Using Plant Cellulose for the Reconstruction of Past Environmental Changes. Accelerator Mass Spectrometry Conference 2011, Abstracts of Accelerator Mass Spectrometry conference 2011
- Shinozaki T., Uchida M., Kondo M., Minoura K., Shibata Y. (2010) Radiocarbon dating for paleoenvironmental peat archive: The case study of plant cellulose from peat core reached to 15ka in northern Japan. Environ.Radioact.2010, Abstracts

Shinozaki T., Uchida M., Kondo M., Minoura K., Shibata Y. (2011) Reconstruction of the East Asian summer monsoonal variability in the northern Japan since the last deglaciation based on delta <sup>13</sup>C time series of peat cellulose. the XVIII INQUA-Congress, Abstracts of the XVIII INQUA-Congress

Shinozaki T., Uchida M., Kondo M., Yoshikawa K. (2010) Reconstruction of rainfall amount variability in central Alaska since past 1ka using peat cellulose δ<sup>13</sup>C. 2nd Int.Symp.Arct.Res., Abstracts, 155

Shirato Y., Jomura M., Wagai R, Uchida M., Kondo M. (2011) Can measurable soil carbon pools be matched with conceptual compartments in the RothC model?. East and Southeast Asia Federation of Soil Science Societies, Abstracts of East and Southeast Asia Federation of Soil Science Societies

白戸康人, 上村真由子, 和穎朗太, 内田昌男, 近藤美由紀 (2011) RothC モデルの概念的コンパートメントと実測可能画分の対応可能性. 日本土壤肥料学会 2011 年度つくば大会, 日本土壤肥料学会講演要旨集, 57, 184

Terao Y., Mukai H., Kitagawa H., Nojiri Y., Uchida M., Shibata Y., Aramaki T. (2011) NIES atmospheric radiocarbon (<sup>14</sup>C<sub>2</sub>) measurements. The 16th WMO/IAEA Meeting on Carbon Dioxide, Other Greenhouse Gases, and Related Measurement Techniques (GGMT-2011), Abstracts of The 16th WMO/IAEA Meeting on Carbon Dioxide, Other Greenhouse Gases, and Related Measurement Techniques (GGMT-2011)

Toyota A., Tayasu I., Fujimaki R., Kaneko N., Uchida M., Shibata Y., Hiura T. (2009) Comparison of soil carbon accumulation in conifer and broad leaf forests using radiocarbon measurements. 20th Int.Radiocarbon Conf.

Uchida M., Kondo M., Iida N., Shinozaki T., Matsuda A., Minoura Y., Shibata Y. (2011) Recent advances of radiocarbon measurements at NIES TERRA. Accelerator Mass Spectrometry Conference 2011, Abstracts of Accelerator Mass Spectrometry Conference 2011

Wagai R, Kishimoto A, Yonemura S., Shirato Y., Hiradate S., Uchida M. (2009) How does the management-induced change in soil organic matter control carbon dynamics and organo-mineral associations in a volcanic-ash soil in Central Japan?. ASA-CSSA-SSSA 2009 Int.Annu.Meet.

Wagai R., Kajiura M., Shirato Y., Uchida M. (2011) Nature of organo-mineral particles across density fractions in a volcanic-ash soil: air-drying and sonication effect. AGU Fall Meeting 2011, Abstracts

和穎朗太, 白戸康人, 近藤美由紀, 内田昌男, 平舘俊太郎 (2010) 土壤物理分画と同位体分析から見えてくる土壤有機物の分解と安定化プロセス. 日本土壤肥料学会 2010 年度北海道大会, 同講演要旨集

和穎朗太, 白戸康人, 近藤美由紀, 内田昌男, 平舘俊太郎 (2010) 無機成分との相互作用から見える土壤有機物の分解と蓄積過程. 日本腐植物質学会第 26 回講演会, 同予稿集

---

NIES RESEARCH PROJECT REPORT FROM  
THE NATIONAL INSTITUTE FOR ENVIRONMENTAL STUDIES, JAPAN

国立環境研究所研究プロジェクト報告  
SR - 105 - 2013

---

平成 25 年 1 月 31 日発行

編 集 国立環境研究所 編集委員会

発 行 独立行政法人 国立環境研究所

〒305-8506 茨城県つくば市小野川 16 番 2

電話 029-850-2343 (ダイヤルイン)

---

印 刷 株式会社 イ セ ブ

〒305-0005 茨城県つくば市天久保 2 丁目 11-20

Published by the National Institute for Environmental Studies

16-2 Onogawa, Tsukuba, Ibaraki 305-8506 Japan

January 2013

---

無断転載を禁じます

リサイクル適性の表示：紙へリサイクル可  
本冊子は、グリーン購入法に基づく基本方針における「印刷」に係る判断の基準にしたがい、印刷用の紙へのリサイクルに適した材料 [A ランク] のみを用いて作製しています。