

日本における森林土壌有機炭素放出に及ぼす温暖化影響のポテンシャル評価に関する研究

独立行政法人国立環境研究所

地球環境研究センター炭素循環研究室	梁 乃申・向井人史・寺尾有希夫
地球環境研究センター温暖化リスク評価研究室	伊藤昭彦
環境計測研究センター動態化学研究室	荒巻能史
地球環境研究センター陸域モニタリング推進室	三枝信子・高橋善幸

(研究委託先)

北海道大学北方生物圏フィールド科学センター	高木健太郎
-----------------------	-------

<研究協力者> 国立環境研究所地球環境研究センター	寺本宗正・安立美奈子
弘前大学大学院理工学研究科	石田祐宣
宮崎大学農学部田野フィールド	高木正博
広島大学大学院生物圏科学研究科	中根周歩・中坪孝之・戸田 求
静岡大学農学部環境森林科学科	水永博己・檜本正明
北海道大学大学院農学研究院	平野高司・矢崎友嗣・東 健太
中国科学院シーサンパンナ熱帯植物園	譚 正洪

平成 22～26 年度合計予算額	90,475 千円
(うち平成 26 年度予算)	16,366 千円)

〔要旨〕本研究では、温暖化条件下で日本のような湿潤な森林土壌が、今まで以上に炭素の吸収源として機能するのか、あるいは放出源に転換するのかを明らかにすることを目的とする。

1) 日本国内6か所の森林土壌において、赤外線照射による人工的な昇温とともに大型マルチ自動開閉チャンバーシステムを用いて土壌呼吸速度をモニタリングした。2006年から2014年の各地における観測結果から、人工的な温暖化操作の影響（地下5 cmの地温を約2.5℃上昇）は、天塩の針広混交林で+98.2%、白神山地のミズナラ林で+23.5%、苗場山のブナ林で+31%、つくばのアカマツ林で+5.5%、広島のアラカシ優占林で+15.6%、宮崎のコジイ林で+13.1%であった。

2) 異なる緯度および標高の温度差を利用した土壌の移植実験では、土壌呼吸速度が標高の違いによる自然的な温暖化によって上昇していることが確認された。

3) 天塩、苫小牧および富士北麓の3ヶ所の森林フラックス観測地において、土壌呼吸や林床炭素収支に対する自然・人工攪乱の影響を検討した。天塩フラックスサイトでは、2003年から2014年の無積雪期間における土壌呼吸の積算値は、7.4~11.2 tC ha⁻¹の変動を示した。富士北麓フラックスサイトでは、2006年から2014年の観測期間において、土壌呼吸は6.0~8.1 tC ha⁻¹ yr⁻¹、微生物呼吸は5.2~6.9 tC ha⁻¹ yr⁻¹の変動を示した。苫小牧フラックスサイトでは、台風攪乱後の2007年から2010年にかけて土壌呼吸は増加した。一方で、植生の回復によって、2011年から2014年にかけて、本サイトは-1.1 tC ha⁻¹の炭素シンクとなっていた。

4) 温暖化区の土壌コア（地下20 cmまで）におけるΔ¹⁴Cの鉛直分布の解析から、アラカシ優

占林では温暖化の進行によって表層（地下 3 cm 以浅）ではリターや細根などの比較的若い炭素を由来とする有機炭素を、それ以深では蓄積されてからの経過時間の長い有機炭素を分解するという特異的な現象を捉えた。一方、冷温帯針広混交林とアカマツ林は深度に因らず比較的若い炭素を由来とする有機炭素が選択的に分解されることが分かった。

5) 陸域生態系モデル VISIT を用いた日本列島におけるシミュレーション結果より、土壤呼吸観測サイト 8 地点のデータを抽出して観測データとの比較を行った。また、アジア地域

(10°S–80°N、60–180°E) を対象として VISIT によるシミュレーションを実施した結果、アジア地域の炭素循環シミュレーションの中で土壤呼吸の時空間分布を再現することが出来た。

[キーワード] 地球温暖化、土壤呼吸速度、森林生態系、炭素同位体、VISIT モデル

1. はじめに

土壤からは土壤微生物や小動物の有機物分解（微生物呼吸）と植物根の呼吸（根呼吸）によって多量の CO_2 が大気中に放出されている。この微生物呼吸と根呼吸を合わせて、「土壤呼吸」と呼ぶ。(Bond-Lamberty and Thomson, 2010)¹⁾によれば、2008 年における全陸域の土壤呼吸量は約 980 億 tC と推定されており、1989～2008 年の 20 年間で、地球温暖化によって土壤呼吸量は年間約 1 億 tC の速度で上昇している。また、生物圏炭素循環プロセスモデル VISIT (Vegetation Integrative Simulator for Trace gases) の計算によれば、地球全体の微生物呼吸量は約 582 億 tC y^{-1} と推定されている^{2,3)}。この土壤有機物の分解により発生する CO_2 は、人為起源の放出量 (95 億 tC y^{-1}) の約 6 倍、全陸域の炭素吸収能 (28 億 tC y^{-1}) の約 21 倍に相当する量である⁴⁾。従って、土壤有機物の分解速度が地球温暖化によって僅かでも変動すれば、地球上の炭素収支は著しく影響を受けることになる。また、日本の環境に目を向けてみた場合、世界の温帯林と北方林の土壤 (平均 117 tC ha^{-1}) に比べて、日本の森林土壤 (平均 188 tC ha^{-1}) は明らかに炭素貯蔵量が多い特徴がある (図 1)。昭和 38 年から 42 年にかけて全国で実施された「林地土壤生産力研究」の 3,391 土壤断面の炭素含量と容積重のデータを用いると、日本の森林土壤における深さ 1 m まで炭素貯留量は 46～54 億 tC と試算された⁵⁾。そのうち、約 4.8 割の有機炭素が、表層 30 cm までの土壤に蓄積されている。従って、日本の森林における土壤有機物分解の詳細な現状把握および将来予測を行うことの意義は大きいと考えられる。

例えば、環境省地球環境研究総合推進費課題「B-073 土壤呼吸に及ぼす温暖化影響の実験的評価」(H19～21 年)の中間報告書では、全国の森林における土壤微生物呼吸量は年間約 1.65 億 tC と試算され、これは日本の基準年排出量の約 5 割に匹敵する。

しかしながら、長期的に進行する温暖化に対し、実測データに基づく昇温効果の検証例はほとんど存在しないことに注意する必要がある。これまでほとんどの炭素循環モデルでの土壤有機炭素動態の長期予測は、

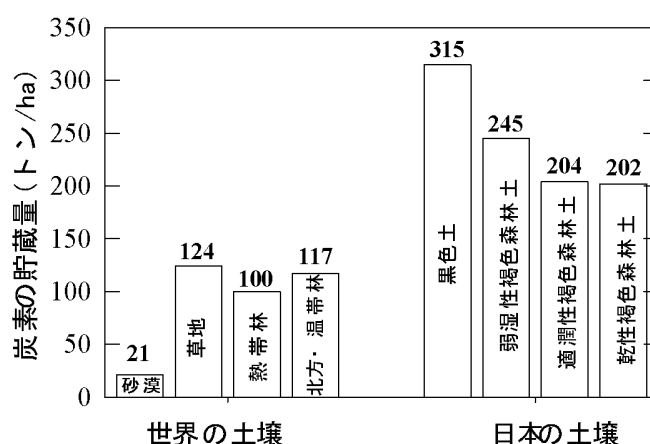


図 1. 日本の森林土壤炭素ストックと世界の森林土壤炭素ストックとの比較。

日変化や季節変動から算出した Q_{10} 値に基づいている。この場合、実際には土壌呼吸の観測で観察される短期変動は、数年未満の滞留時間をもつ易分解性の有機物に由来するものである。長期的な温暖化に対する土壌有機物の分解を評価する際には、数十年から数百年という時間をかけて堆積した難分解性の有機物の分解特性が重要となってくる。特に、日本列島に多く見られるクロボク土のように、炭素含有量が高く、難分解性の腐植を多く含む土壌では、世界の平均的な温度感度パラメータをそのまま適用することは誤差要因になり得ると考えられる。

また一方で、土壌呼吸の温暖化に対する促進効果（温暖化効果）に関しては、年数経過とともにその促進幅が減少していくという報告がある^{6,7,8)}。これは主に、温暖化による土壌炭素の枯渇、土壌微生物の種組成の変化、土壌栄養の枯渇、土壌微生物の生理的順化などが理由とされる⁹⁾。特に土壌炭素量が昇温効果に対して長期的に及ぼす影響は大きいと考えられるため、土壌炭素量が豊富である日本の森林土壌において、長期的な温暖化がどのように影響するのかは、非常に重要なテーマである。

加えて、温暖化から派生する環境要因にも目を向ける必要がある。今後の温暖化によって降水量は減少し、土壌が乾燥ストレスにさらされる頻度は高くなると考えられているため¹⁰⁾、湿潤な気候条件の日本の土壌においても、温暖化条件下で土壌水分や乾燥がどれほど変化し、土壌呼吸に関わってくるのか、実測データから検証していく必要性がある。

現状では、日本の森林土壌に対する温暖化影響の長期予測を検証できる実測データは、ほとんど無い状態である。この点から、長期的な温暖化環境下における、生態系応答の予測に資するデータの集積を早急に開始する必要性がある。

2. 研究目的

温暖化条件下では、気温の上昇に伴い土壌有機物分解（微生物呼吸）が促進されるという「正のフィードバック効果」により、大気中の CO_2 濃度が従来の予測値より更に増加する可能性が懸念されている⁶⁾。しかしながら、現状の将来予測は不確実性が極めて大きく、予測の信頼性向上が望まれている。長期的な温暖化の進行に伴う土壌有機物の分解を予測するには、土壌中に数十年から数百年の時間をかけて蓄積された膨大な量の難分解性有機物の集積・分解の温暖化に対する応答の評価が重要となるが、その将来予測の検証に資する実測データは現時点では極めて限られたものしか存在しない。

本研究では、北海道の北部から九州の宮崎までの 6 つの代表的な森林において、赤外線照射による人工的な昇温操作実験を実施し、長期的な温暖化環境での土壌有機物の分解特性のデータを集積することで、将来予測モデルの検証に必要な情報を提供することを目標の一つに掲げた。これらとは別に、自然環境下で集積された土壌呼吸の長期継続観測データから、自然（台風）・人工（伐採）攪乱の影響を検出し、短期的な気候変動の影響の抽出を行う。これら実測データを利用し日本列島の自然生態系における土壌呼吸速度の時間的・空間的パターンについて、詳細なモデルシミュレーションを実施することで、土壌呼吸速度の季節変動と経年変動を再現することを目的とした。さらに、温暖化処理区および非温暖化処理区から採取した土壌試料から、元素分析計付き質量分析計を用いて有機炭素（POC）、有機窒素（PON）、炭素安定同位体比（ $\delta^{13}\text{C}$ ）および窒素同位体比（ $\delta^{15}\text{N}$ ）を測定するとともに、加速器質量分析計（AMS）を用いて ^{14}C を測定する。 ^{14}C をトレーサーとして画分毎の滞留時間を推定することにより、画分毎の温暖化に関する

分解応答特性について検討し、生態系モデルへの新たなパラメータの提供を目指す。

3. 研究方法

(1) 土壌呼吸の温暖化操作実験

① 赤外線ヒーターによる人工的な昇温実験の調査地概要および調査方法

本プロジェクトでは、環境省地球環境研究総合推進費課題「土壌呼吸に及ぼす温暖化影響の実験的評価 (B-073)」において設置した、以下にあげる 6 箇所の観測プラットフォームを利用した。この 6 箇所のサイトは、日本の植生分布図と土壌有機炭素分布図を参考にし、地域ごとの典型的な森林生態系を基準にして選定した (図 2)。最北域の針広混交林 (北海道大学天塩研究林)、東北地方のミズナラ林 (弘前大学白神山地自然観察園内)、北陸・甲信地方のブナ林 (新潟県苗場山長期生態モニタリングサイト)、関東地方のアカマツ林 (国立環境研究所構内)、西日本のアラカシ優占林 (広島大学構内)、および九州地方のコジイ林 (宮崎大学田野フィールド) の 6 箇所が温暖化操作実験のサイトである。

ア. 冷温帯針広混交林

北海道大学天塩研究林における、約 35 年生の針広混交林 (北海道天塩郡幌延町字間寒別、N44°55'15"、E142°1'28"、標高 20 m) を調査地とした (図 3)。調査林分はミズナラ、シラカンバ、アカエゾマツ、イタヤカエデ、ナナカマド等によって構成されている。林床には、クマイザサが繁茂している。2001-2010 年の年平均気温は 5.5°C であり、年平均降水量は 1115 mm である。土壌は 40 cm 以上にわたって有機物に富んだ泥炭土壌であり、明瞭な層位は認められずリター層は薄い。

2007 年 7 月 13 日に土壌呼吸測定システムを設置し、温暖化処理と土壌呼吸速度の観測は積雪がない時期のみ行った^{11, 12)}。

イ. ミズナラ林

2011 年 9 月から、青森県西津軽郡西目屋村の白神山地にあるミズナラ林 (40°32'N、140°13'E、標高 245 m) に土壌呼吸測定システムを設置し、温暖化処理および土壌呼吸速度の観測を開始した (図 4)。調査林分は約 70 年生のミズナラの二次林であり、林床にはチシマザサ群落が分布し

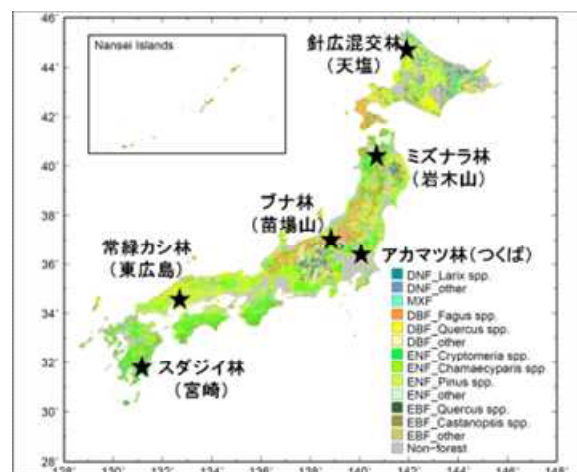


図 2. 温暖化操作実験サイトの分布図 (地図は第 4 回、第 5 回全国植生調査データを基づいて作成した日本の森林図である)。



図 3. 天塩の冷温帯針広混交林における温暖化操作実験の様子。



図 4.白神山地のミズナラ林における温暖化操作実験の様子。

量は 2799 mm であった。

ウ. ブナ林

新潟県南部に位置する苗場山神楽峰に生育するブナ自然林 (36°52'N、138°46'、標高 900 m) を調査地とした (図 5)。標高 900 m の調査林分は 100 年生のブナが優占しており、ミズナラがわずかに混交している。サイト周辺の年平均気温は 7.7°C であり、平均年間降水量は 2491 mm である (1979-2008 年、気象庁湯沢観測所)。冬期には 3~4 m の積雪がある。観測地は南斜面に位置する。土壌は安山岩や玄武岩を母材とした褐色森林土壌 (BD 型) である。リター層の厚さは約 7 cm であった。A 層の厚さは約 20 cm であり、上部に団粒状構造が見られ、層の移り変わりは漸变的であった。2008 年 7 月下旬に土壌呼吸測定システムを設置し、2014 年までの無積雪期間で行った。

エ. アカマツ林

茨城県つくば市の国立環境研究所敷地内のアカマツ林 (N36°3'5", E140°7'17", 標高 23 m) を調査地とした (図 6)。調査林分は、約 55 年生のアカマツが優占しているがシラカシやクヌギなどの樹種も点在しており、林分密度は約 600 本 ha⁻¹、平均樹高は約 25 m、平均胸高直径は約 42 cm であった。1981-2010 年の年平均気温は 13.8°C であり、年平均降水量は約 1,283 mm である (気象庁館野観測所)。土壌は火山灰を母材とする適潤性褐色森林土で、リター層は約 4 cm であった。

ている。白神山地は約 8000 年前よりブナの林となり、その落葉や共存する動植物が有機物となり、岩石の風化と相まって土壌化が進んだ。調査地の土壌では、A 層が 10 cm 程度と薄く、その下 45 cm まで褐色の B 層をもち、褐色森林土に分類される。A 層の有機物の分解状態を示す C/N 比は、20~22 の範囲で良好な有機物分解環境を示している。土壌 pH は 3.8~4.9 で、特に A 層は極強酸性に区分されるほど低い pH である¹³⁾。白神山地は北東北の日本海側に位置し、夏季は晴天が多いが年間を通して降水量が多く、冬の積雪量も多いことが特徴である。2011~2014 年の本サイトにおける年平均気温は 8.3°C であり、年降水量は 2799 mm であった。



図 5. 苗場山標高 900 m のブナ林における温暖化操作実験の様子。

本調査地は他と異なり、まず 2006 年 2 月に対照区と温暖化区の 2 処理区を 6 反復設定し測定を開始した。2009 年 7 月に根非除去区に 8 基のチャンバー追加を行った。1 基当たりの測定時間を 3 分に再設定し、全チャンバーの測定周期を 1 時間とし、測定を続けた。

オ. アラカシ優占林

東広島市鏡山の山頂付近に分布する常緑カシ林 (N34°24'26", E132°43'23", 標高 320 m) を調査地とした (図 7)。調査対象の林分は、1970 年代後半から 1980 年代にかけて衰退した (「マツ枯れ」と呼ばれる) アカマツ林の跡地であり、その後自然再生した 30 年生前後のクロキなどのアラカシ優占林である。本サイトは瀬戸内海気候区に属し、温暖寡雨の気候を示す。1981-2010 年の年平均気温は 13.5°C であり、年平均降水量は約 1,446 mm である (気象庁東広島観測所)。土壌は風化花崗岩を母材とする適潤性褐色森林土 (偏乾亜型) に分類される。土壌の層位分化はあまり明瞭でなく、土壌有機炭素含有量は全国の平均的な値よりも相対的に低い⁵⁾。

2007 年 9 月 23 日に土壌呼吸測定システムを設置し、観測を開始した。そして 2007 年 11 月 1 日より温暖化処理を行った。冬季においても積雪がないため測定が中断されることなく、2014 年まで連続測定を行った。

カ. コジイ林

宮崎大学田野フィールドの約 55 年生の常緑広葉樹二次林 (コジイ林) (31°51'N、131°18'E、標高 130 m) を調査地とした (図 8)。本観測地は太平洋 (日向灘) より約 15 km 内陸側の宮崎平野西端の標高 130 m の里山に位置する。亜熱帯の北限気候に属し、高温多湿、積雪はほとんど無く、年日照時間は約 2000 時間に達する。



図 6. つくばのアカマツ林における温暖化操作実験の様子。



図 7. 広島のアラカシ優先林における温暖化操作実験の様子。



図 8. 九州地方のコジイ林における温暖化操作実験の様子。

1981-2010 年の年平均気温は 17.4°C、平均年間降水量は 2,509 mm である(気象庁宮崎観測所)。土壌は火山灰を母材とする褐色森林土壌 (BD(d)) であり、基岩は新生代礫層である。シラスと呼ばれる火山灰土壌が約 60 cm 程度堆積している。A 層の厚さは 20 cm で CN 比は 17、pH は 5.1、固相率は 0.15 であり、B 層ではそれぞれ 40 cm、19、5.7、0.17 である。2008 年 12 月中旬に土壌呼吸測定システムを設置し、土壌呼吸の連続観測を開始した。冬季においても積雪がないため測定が中断されることなく 2014 年まで連続して測定を行った。

② 土壌の移植による自然的な昇温実験

赤外線ヒーターによる人工的な昇温実験を行っている上記の 6 箇所の観測プラットフォームを利用して、緯度帯や標高の異なる自然環境間での土壌の移植による模擬温暖化実験を行う。移植は各サイトの年平均気温を基準として、年平均気温の低いサイトから高いサイトに土壌ブロックを移植することによって、ヒーターによる人工的な温度の上昇ではなく、より自然状態に近い状態での、温度の上昇効果を与えることが可能である。

土壌移植実験の手法を確立するために、2010 年では予備実験として、苗場山ブナ林の標高 1,500 m の地点から合計 3 個の土壌ブロックを標高 900 m (年平均気温差: 約 3.0°C) の地点にを移植し、標高 900 m の地点に設置している他の人工的な昇温実験の測定システムに組み込み測定を行った (図 9 右)。この実験から、サイト毎で 5 つのブロックを天塩 (年平均気温 5.5°C) から白神山地 (年平均気温 8.3°C) へ、白神山地から苗場山 (年平均気温 7.7°C) へ、苗場山からつくば (年平均気温 13.8°C) へ、つくばおよび東広島 (年平均気温 13.5°C) から宮崎 (年平均気温 17.4°C) へ移植する手法を確立できた。不攪乱で土壌ブロックを採取および運搬する際、重機が必要不可欠であるため (図 9 左)、実行の可能性について再検討を行った結果、採取した土壌ブロックを何百 km 離れた他の温暖化サイトに土壌構造を壊さずに運搬し移植することは金額面でも、人的な作業労力の面でも実行することが難しかった。そこで、2011 年度に、塩ビ管を用いての簡便なサイト間土壌移植を行っている。2013 年度は、苗場山 (900 m および 1500 m) において、移植土壌の土壌呼吸速度を測定した。また、2014 年は奥多摩スギ人工林 (年平均気温 11.8°C) からつくばへ土壌の移植を行い、土壌呼吸の測定を行った。



図 9. 重機を用いて大型土壌の移植による自然的な昇温実験の様子。

（２）土壌呼吸に及ぼす気候変動および攪乱の影響の検出

国立環境研究所が展開する3カ所の森林フラックス観測地：苫小牧（2000年から）、天塩（2003年から）および富士北麓（2006年から）を活用し、大型マルチ自動開閉チャンバーシステムを用いて森林土壌からのCO₂フラックスの長期連続観測も行っている（図11）。この3ヶ所のフラックス観測地のうち、天塩は、既存の針広混交林を2003年1月に皆伐（人為攪乱）し、跡地にカラマツを植樹し、カラマツを育林管理している。当観測地では、皆伐以前の2001年から現在に亘って土壌呼吸の連続観測を行っている（図11上）¹⁴⁾。また、苫小牧は2004年9月に来襲した台風により全壊（自然攪乱）し、現在、有用材を回収し、攪乱を受けた森林跡地（自然更新）になっている。当観測地では、自然攪乱以前の2000年から現在に亘って土壌呼吸の連続観測を行っている（図11中）¹⁵⁾。さらに、2006年より富士北麓の約55年生のカラマツ植林地（壮齢林）において、土壌呼吸の連続観測を開始した（図11下）。各サイトの詳細な情報について2010年度の中間成果報告書に記載した。

土壌呼吸および微生物呼吸測定用のチャンバーは小型（縦90 cm×横90 cm×高さ50 cm）のものを使用した。林床植物が生育したままの状態、林床からのCO₂フラックス（土壌呼吸+林床植物による光合成/呼吸：植生チャンバー）を測定するチャンバーは大型（富士北麓：高さ100 cm、苫小牧：高さ150 cm）のものを使用した。天塩サイトでは、2012年に老朽化した測定チャンバー一式を更新したため、現在は土壌呼吸測定用チャンバー10基のみを運用中である。苫小牧サイトでは土壌呼吸測定用チャンバー5基、微生物呼吸測定用チャンバー5基、植生チャンバー5基の合計15基を設置して運用している。富士北麓サイトでは土壌呼吸測定用チャンバー8基、微生物呼吸測定用チャンバー8基、植生チャンバー8基の合計24基を設置している。以上の3処理区を設けて観測することによって、土壌呼吸の長期的な分離評価観測の体制を維持し、また同時に、林床におけるCO₂交換の収支やメカニズムについて長期的なモニタリングを可能にしている。

（３）土壌有機物の放射性炭素同位体比（¹⁴C）の測定

国立環境研究所が温暖化操作実験を実施している全国6ヶ所の森林サイトのうち、西日本のアラカシ優占林（広島大学敷地内、東広島市）、冷温帯針広混交林（北海道大学天塩演習林、北海道天塩郡幌延町）、アカマツ林（国立環境研究所構内、茨城県つくば市）の合計3サイトにおいて、温暖化区および対照区の土壌呼吸測定チャンバー内からそれぞれ1本ずつの土壌コア（直径11 cm、深さ35 cm）を採取した（図12左）。これらを実験室に持ち帰り、深さ方向に1 cm 間隔に切り出した土壌試料を得た。

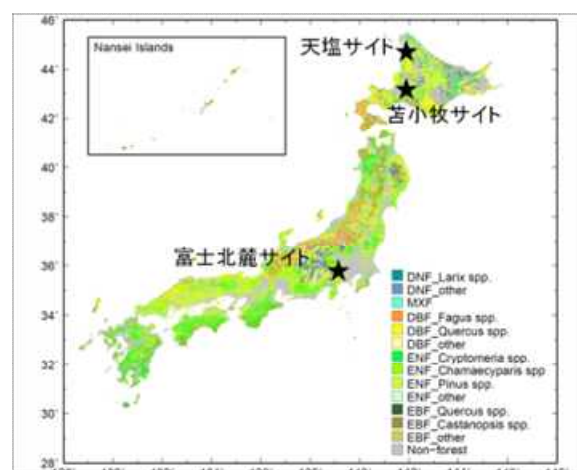


図 10. 3 カ所の森林フラックス観測サイトの分布図（地図は第4回、第5回植生調査データに基づいて作成した日本の森林図である）。

土壌試料は炉乾した後、ハンマーで軽く粉碎したものを 2 mm および 1 mm メッシュのふるいにかけ、通過した分をメノウ乳鉢ですり潰して粉末状にした。なお、リターや細根などの粗大な有機物はできるだけ取り除いた。土壌粉末 2~3 g を 10 mL のガラス製スピッツ管に入れ、1N 塩酸を加えて激しく振とうして一昼夜放置することで含有する無機成分を除去した後、遠心分離機（1000~1500 rpm、10 min）を用いて水分を分離、除去した。その後、蒸留水を用いてこれら作業を数回繰り返すことで洗浄、これを炉乾して測定用試料とした。

測定用試料のうち数 mg を分取して、国立環境研究所が所有する元素分析計付き質量分析計（FlashEA 1112/DeltaPlus Advantage、サーモフィッシャーサイエンティフィック株式会社）を用いて、有機炭素（POC）、有機窒素（PON）、炭素安定同位体比（ $\delta^{13}\text{C}$ ）および窒素同位体比（ $\delta^{15}\text{N}$ ）を測定した。一部サイトの試料については元素分析計（FlashEA 1112）で POC および PON の測定のみを実施した。

測定用試料のうち炭素量に換算して約 3 mg に相当する試料を、酸化銅とともに真空中で燃焼して試料中に含まれる有機炭素を二酸化炭素ガス試料として抽出した。この一部は、質量分析計（MAT252、サーモフィッシャー社製）を用いて $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比の精密測定を実施した。VPDB- CO_2 のスケールを基準に作られた二次標準ガスを基にデュアルインレットシステムから導入して、試料および標準ガス中の $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比を測定するとともに $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ 値（以下、 $\delta^{13}\text{C}$ ）を精密に求めた。なお、 $\delta^{13}\text{C}$ の測定誤差は $\pm 0.005\text{‰}$ 以下である。一方、二酸化炭素ガス試料の多くは、真空ガラス実験装置中で水素ガスを用いて還元して炭素（グラファイト）試料とした¹⁶⁾。グラファイト試料は、加速器質量分析装置（AMS）を用いて $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比を計測した（図 12 右）。測定データは同時に測定した標準試料の $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比からのずれ分の千分率（ $\Delta^{14}\text{C}$ ）¹⁷⁾ として表現した。なお、 $\Delta^{14}\text{C}$ の測定誤差は $\pm 4\text{‰}$ 以下であった。 $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比測定については、当初計画では国立環境研究所が所有する AMS を利用する予定であったが、東日本大震災により甚大な被害を受けて測定不能となった。そこで、独立行政法人日本原子力研究開発機構（原子力機構）が募集する「施設供用利用課題」に応募して原子力機構青



図 11. 天塩（上）、苫小牧（中）及び富士北麓（下）フラックスサイトにおける土壌呼吸観測の様子。

森研究開発センターの AMS や民間企業（株式会社加速器分析研究所）による測定委託を利用した。平成 26 年度については国立環境研究所の AMS が使用可能となったため、これを利用した。

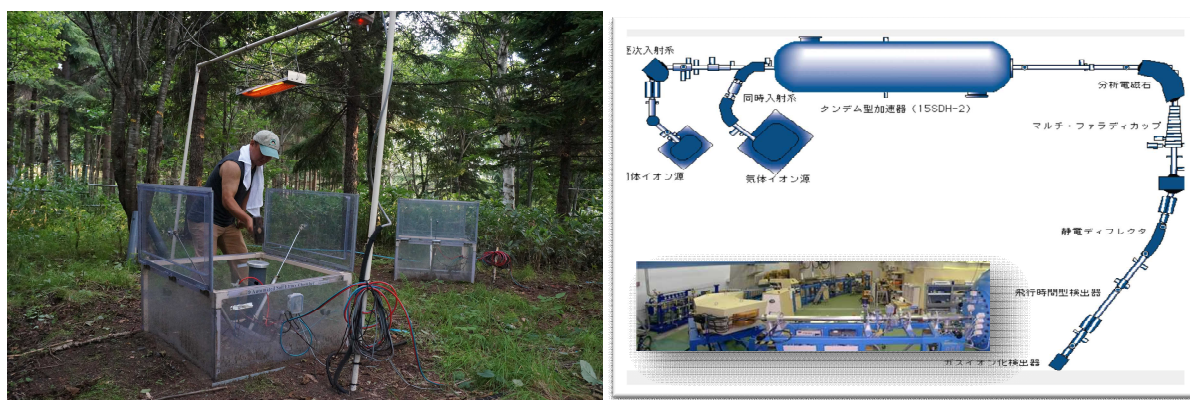


図 12. 天塩温暖化操作実験サイトにおける土壌サンプルの採集（左）および加速器質量分析計（AMS）による ^{14}C の測定（右）。

（４）実観測データによるモデルの検証

陸域生態系モデル VISIT を用いた日本列島におけるシミュレーション結果¹⁸⁾より、土壌呼吸観測サイト 8 地点のデータを抽出して観測データとの比較を行った。シミュレーションの空間分解能は緯度経度 2 分（約 3.5km）、期間は 1990 年から 2006 年、時間分解能は 1 日である。気象データは、AMeDAS データを内挿したものを使用し、MODIS による土地被覆データを使用した。VISIT モデルでは、土壌呼吸は別個に計算した根呼吸と微生物呼吸の和として求められる。ただし、観測サイトを含む格子点が別の土地利用に割り当てられている場合などは、近接する格子データを使用した。

アジア地域（10°S–80°N、60–180°E）を対象として陸域生態系モデル（VISIT: Vegetation Integrated Simulator for Trace gases）によるシミュレーションを実施した。空間分解能は 1/4 度、時間分解能は 1 日とした。計算期間は 1901 年から 2012 年であり、観測データと再解析データを組み合わせた気象時系列を入力データとした。また、New Hampshire 大学で作成された土地利用変化データを使用した。VISIT モデルは植生と土壌の炭素コンパートメントから構成され、土壌呼吸は別個に計算される植生の根呼吸と土壌有機物起源の微生物呼吸の和として求められる。

4. 結果・考察

(1) 土壌呼吸の温暖化操作実験

(1-1) 赤外線ヒーターによる人工的な昇温実験

① 最北の針広混交林における土壌呼吸の温度応答特性

天塩温暖化サイトにおける観測は、2007年9月5日から開始した。例年雪融け後の5月上旬にチャンバーを設置して無積雪期間の土壌呼吸観測を行い、11月下旬にはシステムを回収するというサイクルで観測を行っている。

本サイトにおける、各処理区の土壌呼吸変動を図13に示す。全観測期間における、各処理区の平均値は、土壌呼吸区で $5.0 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 、微生物呼吸区で $3.51 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 、温暖化呼吸区で $6.96 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ であった。土壌呼吸の70.2%を微生物呼吸が占めていた。

本サイトにおいて、土壌呼吸と地温の間には顕著な指数関数的相関が見られた(図14)。また、この温度反応プロットから算出された Q_{10} 値は、図15のようになった。年々変動が大きく、土壌呼吸区では2.40~3.11、微生物呼吸区では2.40~2.89、温暖化区では2.45~3.09であった。全観測期間から導かれた Q_{10} 値は、土壌呼吸区で2.33、微生物呼吸区で2.37、温暖化区で2.32となり、他のサイトと比較しても小さい値となった。

また、本サイトの土壌が泥炭地であることから、土壌水分の値は年間を通して高く維持されていた。夏季の高温時にも、土壌の乾燥による土壌呼吸の低下は見られなかった。夏季の土壌水分

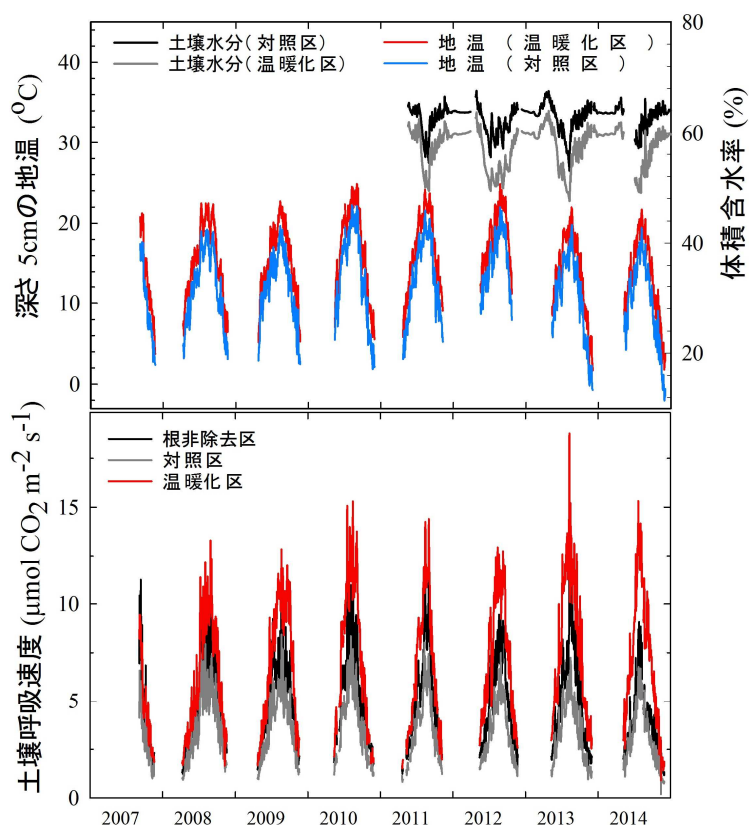


図13. 針広混交林における土壌環境と土壌呼吸の季節変化。
図の説明は図と同じ。

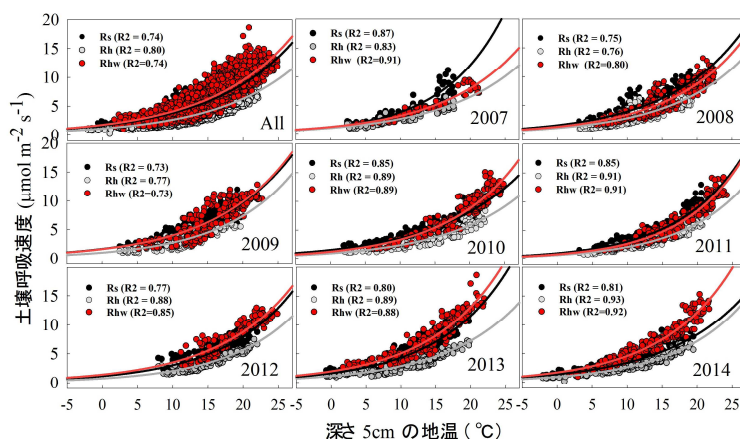


図14. 針広混交林における年別の土壌呼吸温度反応プロット
(Allは測定全期間、Rs：土壌呼吸、Rh：微生物呼吸、Rhew：温暖化区の微生物呼吸)。

と土壌呼吸の相関を示すプロットを図 16 に示す。土壌水分の欠測があるため、2011～2014 年のプロットを示してある。いずれの年も、 R^2 の値は 0.2 未満であり、ほとんど相関が見られなかった。そのため本サイトでは、温度が土壌呼吸の決定因子として強く影響していることがうかがえた。

本サイトにおける、年別の+約 2.5°C (地温) の温暖化影響に関して、図 17 に示す。2007 年が+60.7%、2008 年が+65.0%、2009 年が+87.9%、2010 年が+96.8%、2011 年が 85.9%、2012 年が 111.7%、2013 年が 133.3%、2014 年が 130.7%であった。全観測期間を通じての温暖化効果は、98.2%であった。本サイトにおいては、2007 年の温暖化処理開始以降、年々温暖化効果が上昇傾向にあり、2012 年以降は 100%以上となった。他のサイトと比しても顕著に高い温暖化効果には、泥炭土壌に土壌炭素が豊富に含まれている事が大きく関係しているものと考えられる。本サイトは温暖化処理開始後約 8 年目にあたる、本プロジェクトの中でも古い温暖化サイトである。これまでの温暖化効果の上昇傾向がこれからも見られるのか、今後の観測に注目していきたい。

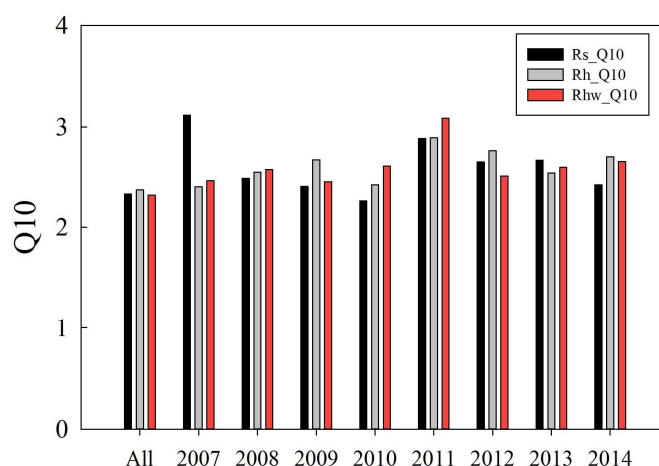


図 15. 針広混交林における各処理区の Q10 (All は測定全年の 7-9 月、Rs : 土壌呼吸、Rh : 微生物呼吸、Rhw : 温暖化区の微生物呼吸)。

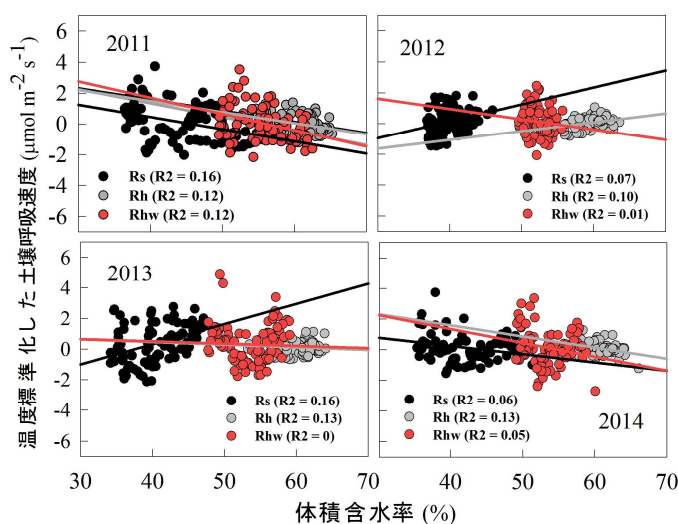


図 16. 7-9 月における、土壌呼吸の土壌水分反応プロット (All は測定全年の 7-9 月、Rs : 土壌呼吸、Rh : 微生物呼吸、Rhw : 温暖化区の微生物呼吸)。

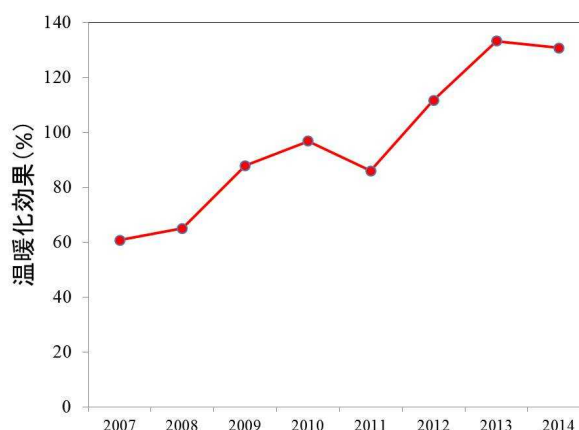


図 17. 針広混交林における年別の温暖化効果。

② ミズナラ林における土壌呼吸の温度応答特性

弘前温暖化サイトにおける観測は、2011年9月4日から2014年11月28日であった。例年5月中旬にチャンバーを設置し、11月末に回収するというサイクルで無積雪期間のみ観測を行った。そのため、2011年を除く、2012-2014年の6月3日から11月27日は共通の観測期間となる。全観測期間における各処理区の地温、土壌水分、土壌呼吸量の季節変化を図18に示す。積雪期間の土壌呼吸速度に関しては、土壌呼吸の年別温度反応式から推定、補間してある。2012年から2014年の共通観測期間における、各処理区の平均土壌呼吸速度は、土壌呼吸が $4.81 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 、微生物呼吸が $4.48 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ であった。対して温暖化区の微生物呼吸は $5.73 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ であった。共通観測期間の欠測値に関しても、年別の温度反応式から補完している。微生物呼吸が総土壌呼吸の約93.1%を占め、残りの6.9%が根呼吸によるものであった。

本サイトでも土壌呼吸と地温の間には明瞭な指数関数的相関が見られた(図19)。夏季の乾燥による土壌呼吸の顕著な低下も見られず、本サイトでは、土壌呼吸に対する温度の影響が強いものと考え

られた。この温度反応プロットから導かれた Q_{10} 値は、図20のようになった。全期間の観測値から算出した Q_{10} 値は、土壌呼吸では2.53、微生物呼吸では2.51、温暖化区の微生物呼吸では2.22となり、温暖化によって若干低下した。また、本サイトの Q_{10} 値は総じて2.5周辺となり、本プロジェクトにおける観測サイトの中では、若干低い値であった。

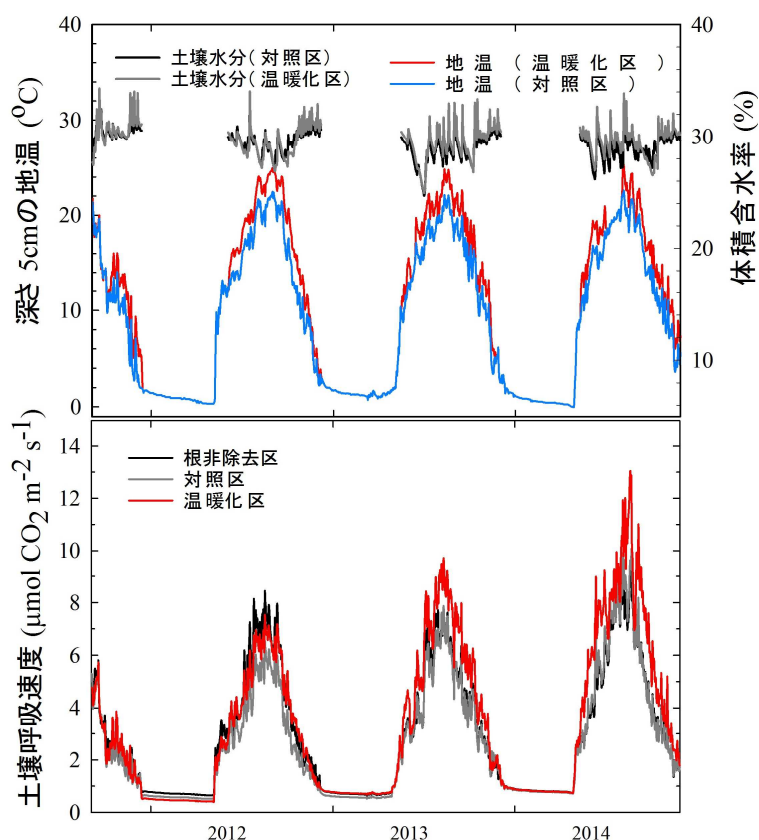


図18. ミズナラ林における土壌環境と土壌呼吸の季節変化。図の説明は図と同じ。

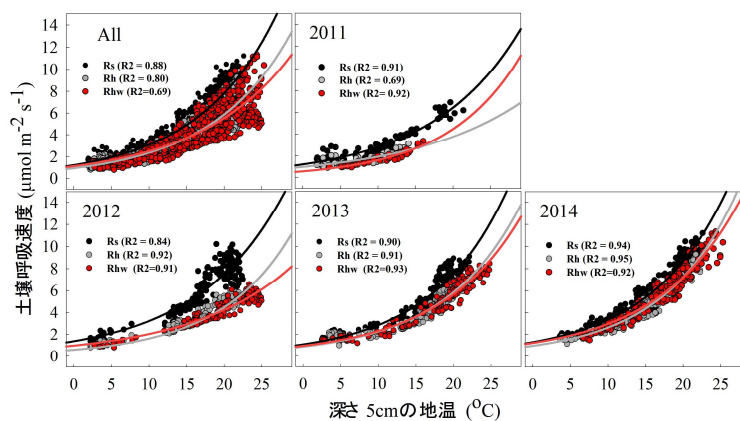


図19. ミズナラ林における年別の土壌呼吸温度反応プロット (Allは測定全期間、Rs:土壌呼吸、Rh:微生物呼吸、Rhw:温暖化区の微生物呼吸)。

夏季の土壌呼吸と土壌水分の相関を示すプロットを、図 21 に示す。本サイトにおいては、全体的には土壌水分の土壌呼吸に対する影響は大きくないが、2012 年や 2014 年の土壌呼吸区や微生物呼吸区では、土壌水分とある程度の相関が認められた ($0.3 < R^2 < 0.6$)。これには、2012 年 8 月（月降水量 62.5 mm：気象庁アメダス-弘前）および 2014 年 9 月（月降水量 28.5 mm：気象庁アメダス-弘前）の少雨が影響しているものと考えられる。

年別の温暖化効果（約 2.5℃の温暖化に対する）に関しては、図 22 の様になった。2011 年が+15.1%、2012 年が+19.7%、2013 年が+27.6%、2014 年が+30.1%であり、全観測期間を通じては、+23.5%であった。本サイトでは、年々温暖化効果が増加する傾向が見られた。この点に関しては、天塩針広混合林における温暖化実験の観測結果と類するところである。

本サイトは温暖化操作を開始してから約 4 年が経過した、本プロジェクトでは最も新しい温暖化サイトである。土壌炭素量の分析なども実施した上で、これまでの温暖化効果の傾向が、今後どう変化するか、注目していく必要があるだろう。

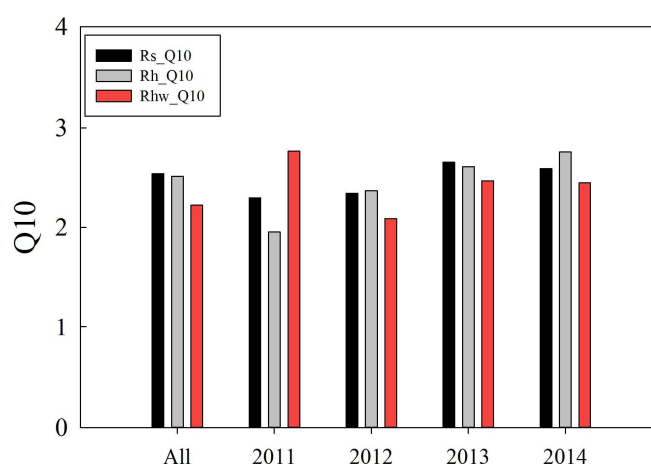


図 20. ミズナラ林における各処理区の Q10（All は測定全年の 7-9 月、Rs：土壌呼吸、Rh：微生物呼吸、Rhw：

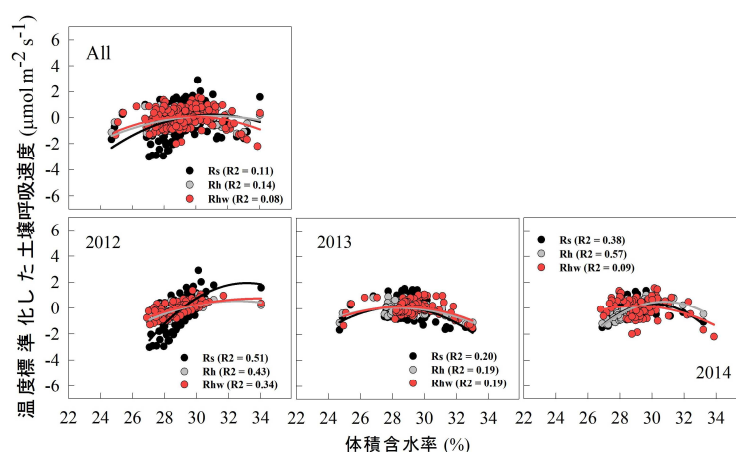


図 21. 7-9 月における、土壌呼吸の土壌水分反応プロット（All は測定全年の 7-9 月、Rs：土壌呼吸、Rh：微生物呼吸、Rhw：温暖化区の微生物呼吸）。

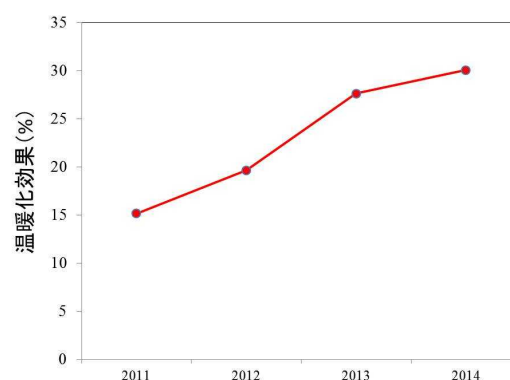


図 22. ミズナラ林における年別の温暖化効果。

③ ブナ林における土壌呼吸の温度応答特性

苗場山標高 900 m の温暖化サイトでの観測期間は、積雪期間を除く 2008 年 7 月 30 日から 2014 年 11 月 11 日までであった。例年 6 月中旬にチャンバーを設置し、11 月上旬にチャンバーを回収するというサイクルで観測を行い、全年の共通観測期間は 6 月 19 日から 11 月 2 日であった。測定期間における各処理区の土壌水分、地温、土壌呼吸の変化を図 23 に示す。積雪期間における欠測値は、土壌呼吸の年別温度反応式から推定、補間してある。全年の共通観測期間を通じた土壌呼吸の平均速度は $5.19 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 、微生物呼吸は $4.34 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ であり、温暖化区は $5.70 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ であ

った。共通観測期間の欠測値に関しても、年別の温度反応式から補完している。微生物呼吸が総土壌呼吸の約 83.6% を占め、残りの 16.4% が根呼吸によるものであった。

本サイトにおける各処理区の温度反応を図 24 に示す。本サイトでは図に示した様に、ほとんどの期間土壌水分が 25% 以上に保たれており、湿潤な土壌と言えるため、夏季の高温域においても、ほとんど土壌呼吸の落ち込みが見られなかった。そのため、乾燥に対する補正を用いずに、この温度反応プロットから導かれた Q_{10} 値は図 25 の様になった。全測定値からの Q_{10} 値は、土壌呼吸で 2.6、微生物呼吸で 2.9、温暖化区の微生物呼吸で 2.58 となり、温暖化によって若干低下した。一方で、土壌呼吸と土壌水分の関係性を見てみると、図 26 の様になった。

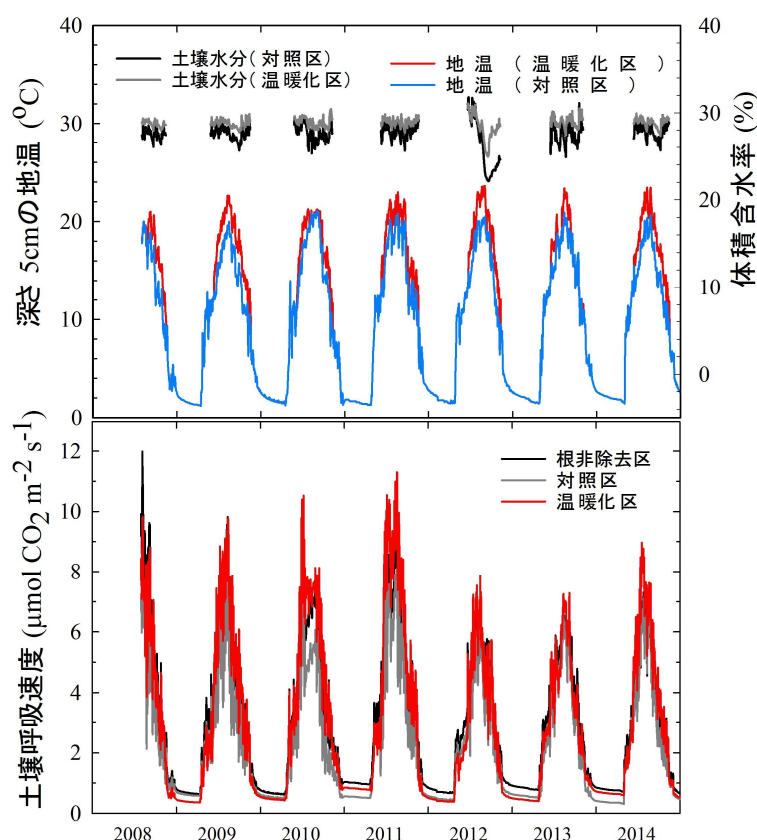


図 23. ブナ林における土壌環境と土壌呼吸の季節変化。図の説明は図と同じ。

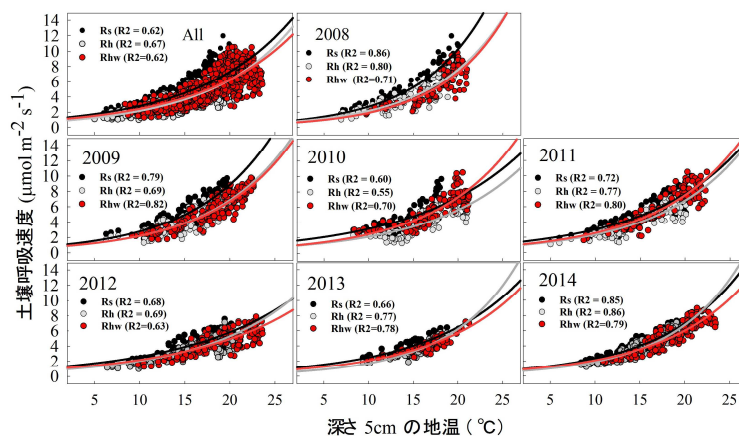


図 24. ブナ林における年別の土壌呼吸温度反応プロット (All は測定全期間、Rs : 土壌呼吸、Rh : 微生物呼吸、Rhw : 温暖化区の微生物呼吸)。

2010 年や 2012 年の夏季の様に、 R^2 の値が 0.5 付近となり、ある程度の相関を示す年もあったものの、本サイトにおける土壌水分の土壌呼吸に対する影響は、全体的には大きくなかった。本サイトの平均年間降水量は 2491 mm であって（1979-2008 年、気象庁湯沢観測所）、比較的湿潤な気候と考えられる。そのため、夏季にある程度の降水量がある場合は土壌水分の影響が小さく、2012 年夏季の様に夏季の降水量が少ない、もしくはある程度の無降雨期間がある場合は（2012 年は特に、8 月の降水量が少ない）、土壌水分の影響も強くなるものと考えられる。

本サイトにおける約 2.5°C の温暖化効果に関しては、図 27 の様な結果になった。2008 年が+23.4%、2009 年が+34.4%、2010 年が+48.3%、2011 年が+40.7%、2012 年が+20.3%、2013 年が+16.1%、2014 年が+28.8%となり、観測期間全体では、+31.0%であった。本サイトにおける温暖化効果は、2010 年の+48.3%をピークとして 2013 年（+16.1%）まで減少を見せたが、2014 年には+28.8%と増加を見せている。そのため、本サイトにおいて順化による温暖化効果の減少傾向が現れているのかは定かではない。本サイトの積雪期間は約 6 か月と長く、その間に温暖化処理はなされていない。そのため積雪期間に、温暖化効果に対する順化の影響も小さくなる可能性が考えられる。

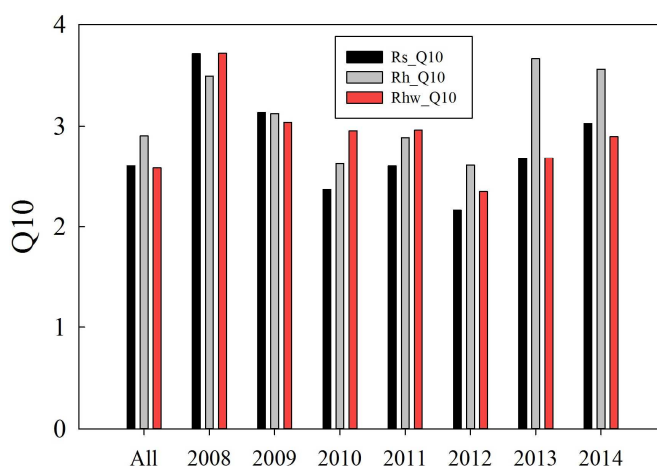


図 25. ブナ林における各処理区の Q10（All は測定全年の 7-9 月、Rs：土壌呼吸、Rh：微生物呼吸、Rhw：温暖化区の微生物呼吸）。

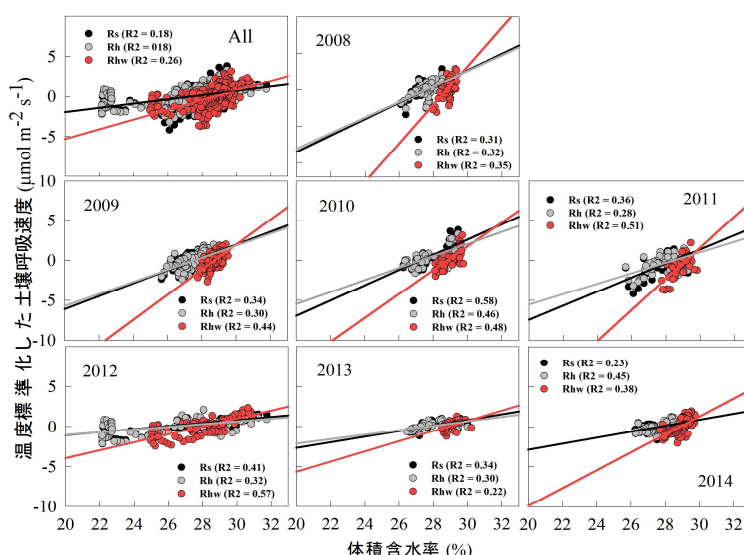


図 26. 7-9 月における、土壌呼吸の土壌水分反応プロット（All は測定全年の 7-9 月、Rs：土壌呼吸、Rh：微生物呼吸、Rhw：温暖化区の微生物呼吸）。

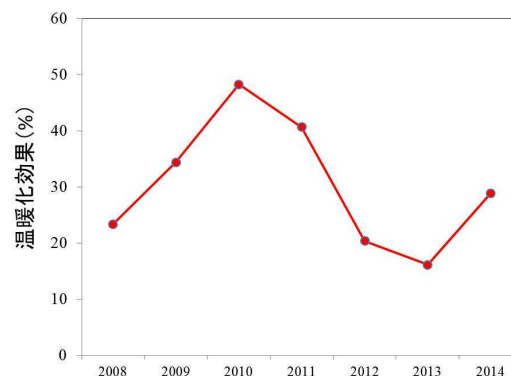


図 27. ブナ林における年別の温暖化効果。

④ アカマツ林における土壌呼吸の温度応答特性

つくば温暖化サイトは通年を通して観測が可能であり、微生物呼吸と温暖化区の微生物呼吸に関しては、2006年2月25日から観測を開始し、土壌呼吸に関しては2009年7月2日から観測を開始した。土壌呼吸チャンバー増設後、2009年7月2日以降の平均値は、土壌呼吸が $4.71 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 、微生物呼吸が $4.11 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 、温暖化区の微生物呼吸が $4.32 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ であり、微生物呼吸が総土壌呼吸の約 87.1% を占めていた (図 28)。なお、観測期間の欠測は、補間式を用いて補完し、平均値を算出している。本サイトでは、観測期間を通じて、土壌呼吸と地温の間には明確な指数関数的相関が見られた (図 29)。しかし、夏季には比較的降水量が少ない年が見られ、その様な場合には土壌が乾燥するため、 25°C 以上の高温域で土壌呼吸の落ち込みが見られた。

一方で、7月から9月の夏季において、土壌水分と土壌呼吸の相関を見てみると、決定係数 R^2 の値が 0.7 以上を示す年が見られた (2010年、2012年、2014年など、図 30)。このことは、本アカマツ林において夏季の降水量が少ない場合、土壌水分が土壌呼吸に対して非常に大きな影響を有する事を示す。

図 29 に示した温度反応プロットから観測全期間の Q_{10} 値を導くと、土壌呼吸では 2.09、微生物呼

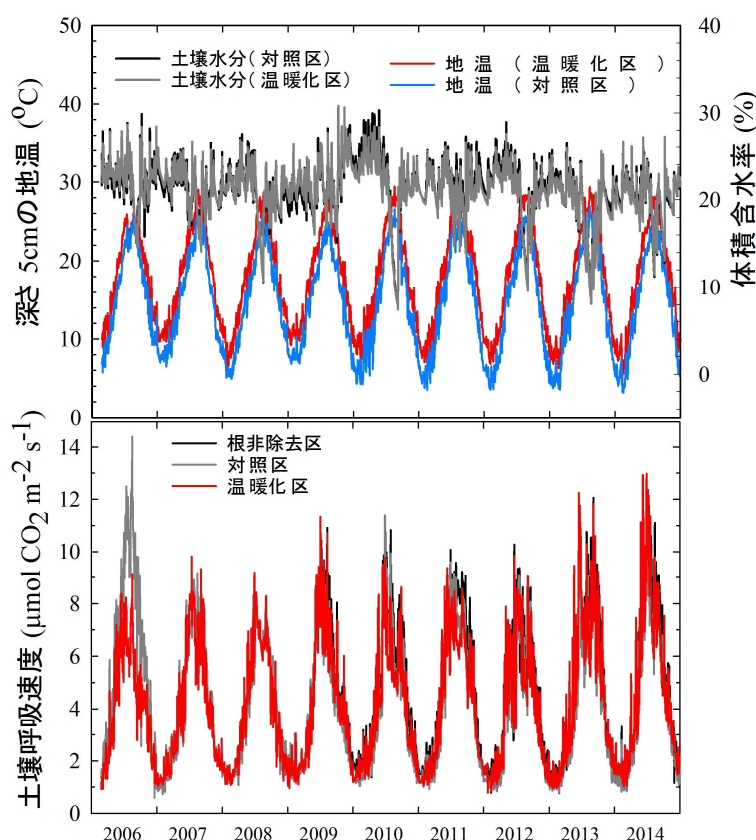


図 28. アカマツ林における土壌環境と土壌呼吸の季節変化。
図の説明は図 14 と同じ。

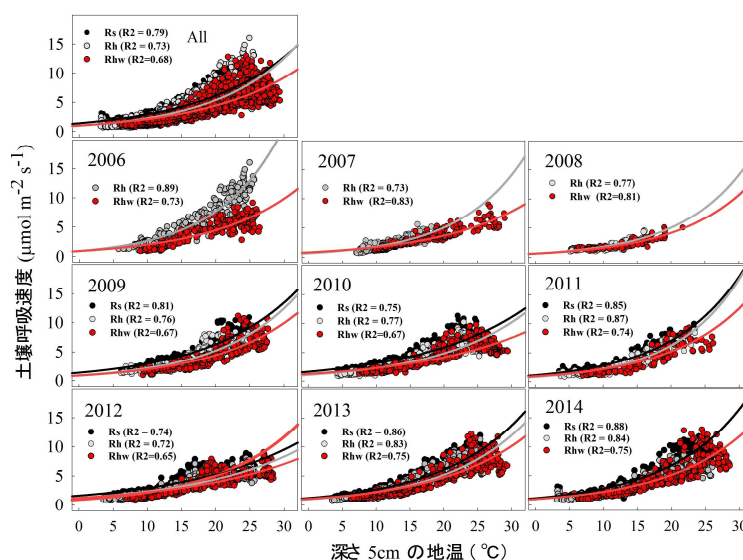


図 29. アカマツ林における年別の土壌呼吸温度反応プロット
(All は測定全期間、Rs : 土壌呼吸、Rh : 微生物呼吸、Rh_w : 温暖化区の微生物呼吸)。

吸では 2.35、温暖化区では 2.09 であった。しかしながらこの数値は、夏季の乾燥によって土壌呼吸が低下し、 Q_{10} 値も低下したことを考慮していないものである。そのため、土壌水分の年平均値±標準偏差 (σ) の範囲のデータから Q_{10} 値を導くと、図 31 の様になり、全体的な Q_{10} 値が 2.5-2.8 であることが明らかになった。微生物呼吸と温暖化区の微生物呼吸における Q_{10} 値を比較すると、微生物呼吸が 2.82、温暖化区の微生物呼吸が 2.49 となり、温暖化によって Q_{10} 値が低下したことが分かる。

本サイトにおける約 2.5°C の昇温に対する温暖化効果を導くと、2006 年が-31.8%、2007 年が+6.3%、2008 年が+18.6%、2009 年が+10.3%、2010 年が+6.4%、2011 年が+14.0%、2012 年が+8.5%、2013 年が+14.3%、2014 年が+26.3%となった (図 32)。また、全観測期間を通じての温暖化効果は、5.5%であった。2006 年の温暖化効果がマイナスであり、非温暖化区の微生物呼吸の方が高くなっているが、これは根切りの際に発生した、チャンバー土壌中の枯死根の分解に起因するものと考えられる。また、2013-2014 年にかけて、温暖化効果が上昇している傾向も見られるが、これがどういった要因によって起こっているのかを明らかにするには、各環境因子を加味した上で更なる検証が必要である。図 32 に示した様に、本サイトにおいては、少なくとも 2006 年以降約 9 年間の温暖化処理後も、明確な順化による温暖化効果の低下は認められなかった。本サイトは 2015 年以降も観測を継続する事が決定しているため、今後温暖化効果がどういった変動を示すのかが注目される。

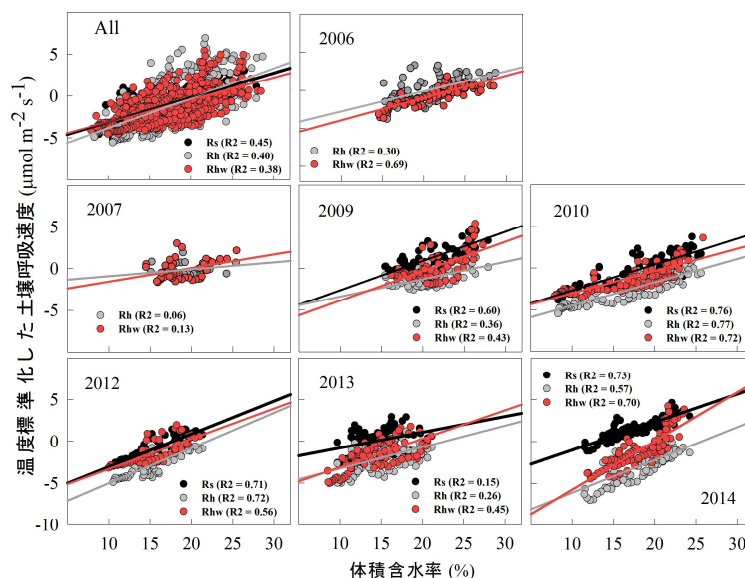


図 30. 7-9 月における、土壌呼吸の土壌水分反応プロット (All は測定全年の 7-9 月、Rs: 土壌呼吸、Rh: 微生物呼吸、Rhw: 温暖化区の微生物呼吸)。

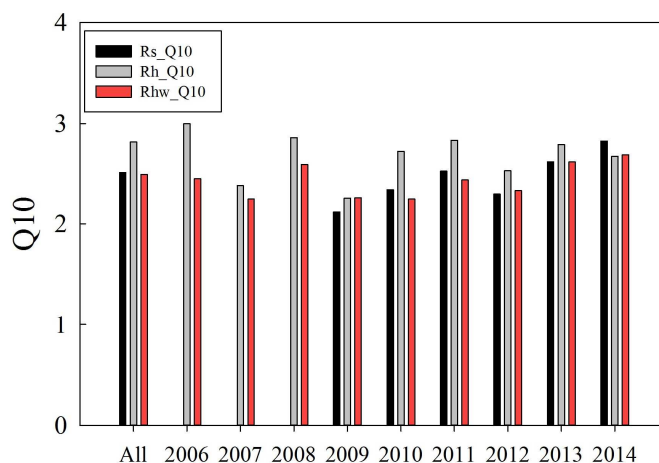


図 31. アカマツ林における各処理区の Q_{10} (All は測定全年の 7-9 月、Rs: 土壌呼吸、Rh: 微生物呼吸、Rhw: 温暖化区の微生物呼吸)。

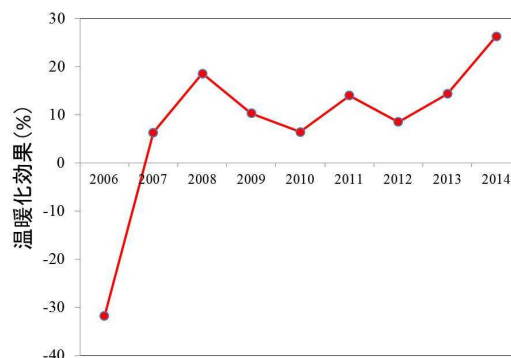


図 32. アカマツ林における年別の温暖化効果。

⑤ アラカシ優占林における土壌呼吸の温度応答特性

広島温暖化サイトは通年を通して観測が可能であり、2007年9月23日から2014年12月31日まで継続的に観測を行った。この観測期間を通じた、各処理区における土壌呼吸の平均速度は、土壌呼吸区で $5.45 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 、微生物呼吸で $3.98 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ であった。また、温暖化区における微生物呼吸の平均土壌呼吸速度は $4.64 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ であった（図 33）。観測期間における欠測値は、全観測期間におけるチャンパー毎温度反応式から補完した。

土壌呼吸と地温の関係を示すプロットを図 34 に示す。本サイトでは、夏季の乾燥によって、高温域における土壌呼吸の低減が頻繁に見られた。そのため、温度反応プロットから Q_{10} 値を導く際には、以下の式を用いて、乾燥による土壌呼吸の低下を考慮した上で、 Q_{10} 値を算出した。

$$R_s(T_{\text{soil}} \cdot \theta) = a \cdot \exp^{b \cdot T_{\text{soil}}} \left[1 - \left(1 - \frac{\theta}{c} \right)^2 \right]$$

ここで、 a 、 b は係数であり、 c は本サイトにおける土壌水分の最大値、 θ は土壌水分の観測値である。この様にして導かれた Q_{10} 値は、図 35 の様になった。年によって変動が見られるものの、全観測期間のデータから算出された Q_{10} 値は、土壌呼吸区で 2.83、微生物呼吸区で 3.03、温暖化区の微生物呼吸区で 2.76 となった。このことから、温暖化によって Q_{10} 値が下がった事が分かる。

7-9 月における、土壌呼吸と土壌水分の相関を図 36 に示す。全観測期間における夏季のデータから見ると、本サイトにおいては、夏季の土壌水分が土壌呼吸に対して非常に大きな影響を有す

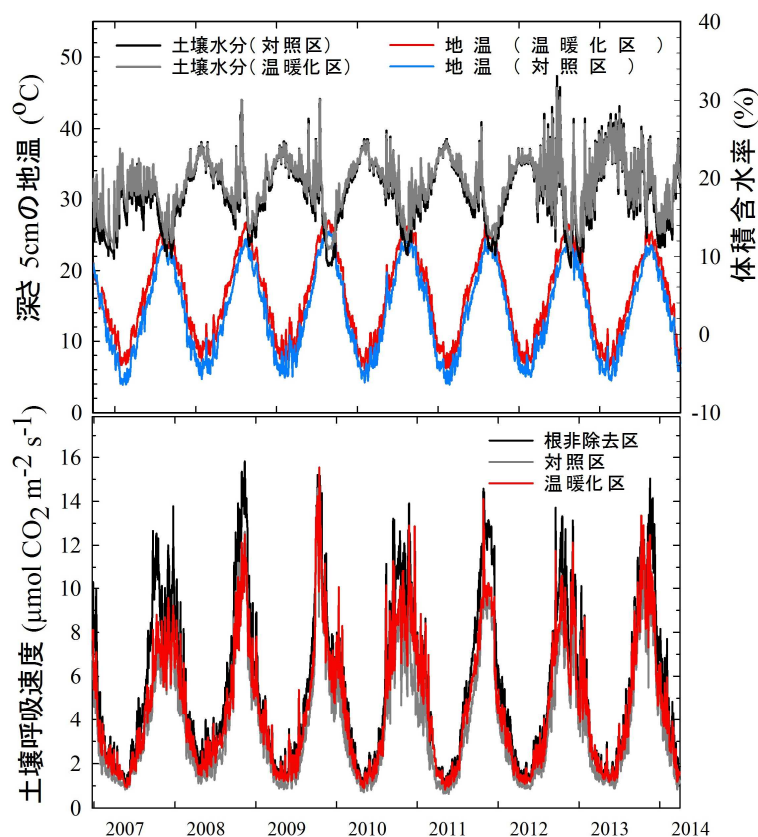


図 33. アラカシ林における土壌環境と土壌呼吸の季節変化。
図の説明は図と同じ。

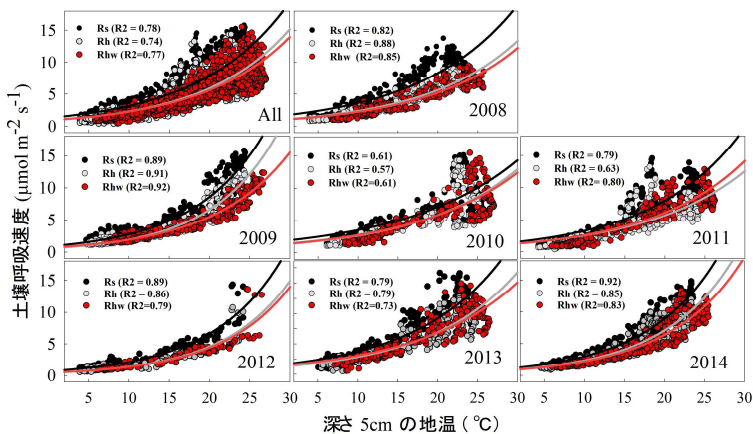


図 34. アラカシ林における年別の土壌呼吸温度反応プロット
(All は測定全期間、Rs：土壌呼吸、Rh：微生物呼吸、Rhws：温暖化区の微生物呼吸)。

る事が分かる ($R^2 > 0.6$)。年別に見ても、2008 年、2011 年、2014 年を除き、土壌水分と土壌呼吸の間には、顕著に良い相関が見られた ($R^2 > 0.7$)。本サイトは瀬戸内海式気候に区分される地域に位置し、夏季の降水量が少ない。そういった乾燥しやすい土壌条件下では、土壌水分が土壌呼吸の決定因子として強く働いているものと考えられる。

本サイトにおける年別の温暖化効果を図 37 に示す。2007 年が+24.6%、2008 年が+13.8%、2009 年が+8.8%、2010 年が+14.5%、2011 年が+27.6%、2012 年が+17.7%、2013 年が+18.6%、2014 年が+10.8%となった。また、全観測期間を通じての温暖化効果は、15.6%であった。2007 年の高い温暖化効果の理由としては、9 月末以降に観測を開始し、冬季の測定結果のみから算出した事によると考えられる。以降温暖化効果は 2011 年でピークを迎え、2014 年まで減少傾向を示している。本サイトは温暖化開始後 8 年目にあたる、本プロジェクトでは比較的古い観測サイトである。2011 年からの減少傾向が、順化によるものなのかを見極めるには、さらに継続して観測を行っていく必要があるだろう。本サイトは 2015 年以降も観測を継続する事が決定しているため、今後の温暖化効果に関する変動に注目していきたい。

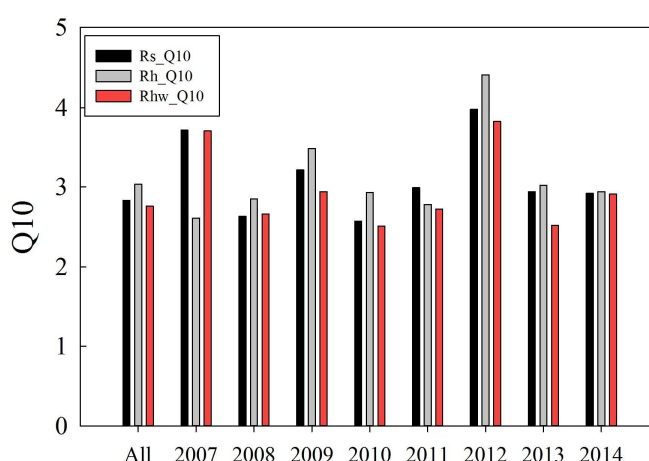


図 35. アラカシ林における各処理区の Q10 (All は測定全年の 7-9 月、Rs：土壌呼吸、Rh：微生物呼吸、Rhw：温暖化区の微生物呼吸)。

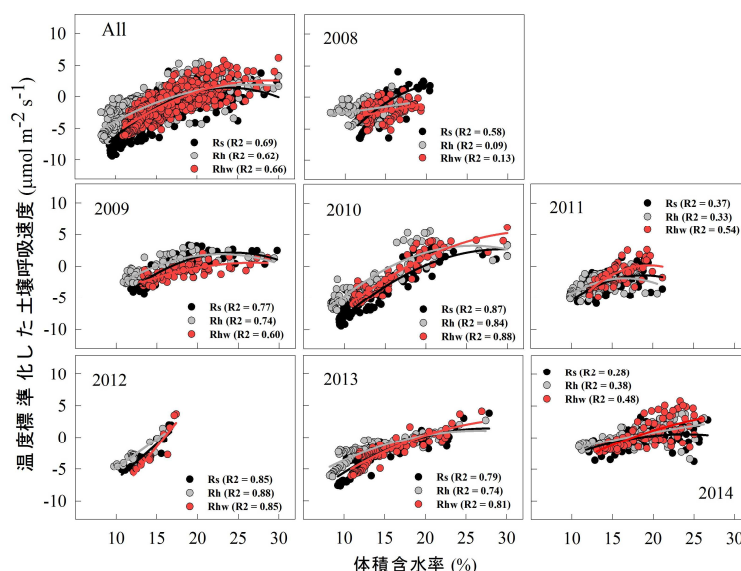


図 36. 7-9 月における、土壌呼吸の土壌水分反応プロット (All は測定全年の 7-9 月、Rs：土壌呼吸、Rh：微生物呼吸、Rhw：温暖化区の微生物呼吸)。



図 37. アラカシ林における年別の温暖化効果。

⑥ コジイ林における土壌呼吸の温度応答特性

宮崎温暖化サイトでは 2008 年 12 月 21 日にシステムを設置し、以降継続的に土壌呼吸の観測を行ってきた。本サイトにおいては積雪がほぼ見られず、一年を通しての観測が可能である。各処理区における土壌呼吸の変動を図 38 に示す。観測開始から 2014 年 12 月 31 日までの土壌呼吸平均速度は、土壌呼吸区で $4.15 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 、微生物呼吸区で $3.29 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 、温暖化区で $3.70 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ であった。

土壌呼吸と温度の関係を示すプロットを図 39 に示す。本サイトでも明瞭な土壌呼吸と地温の指数関数的相関が見られたが、2013 年は夏季の高温少雨により土壌が乾燥し、高温域での土壌呼吸の落ち込みが見られた。この様な夏季の乾燥の影響が見られたため、 Q_{10} 値を求める際には、年別の土壌水分平均値±標準偏差のレンジのデータを用い、乾燥影響を補正した。各処理区における年別の Q_{10} 値を図 406 に示す。年別の変動は見られるものの、全観測期間を通した Q_{10} 値は、土壌呼吸区で 3.01、微生物呼吸区で 3.03、温暖化区で 2.90 であり、温暖化によって若干減少した。

土壌呼吸と夏季の土壌水分の関係性に注目すると、全体的には相関は高いものの、夏季の降水量が少なかった 2013 年は特に土壌呼吸と土壌水分の相関が高かった (図 41)。本サイトの年間降水量は 2500 mm と湿潤であるが、夏季の気温は高く、水はけも良い土壌である。そのため、夏季の降水量が少ない場合には、土壌水分が土壌呼吸の決定因子として強い影響を持つことがうかがえる。

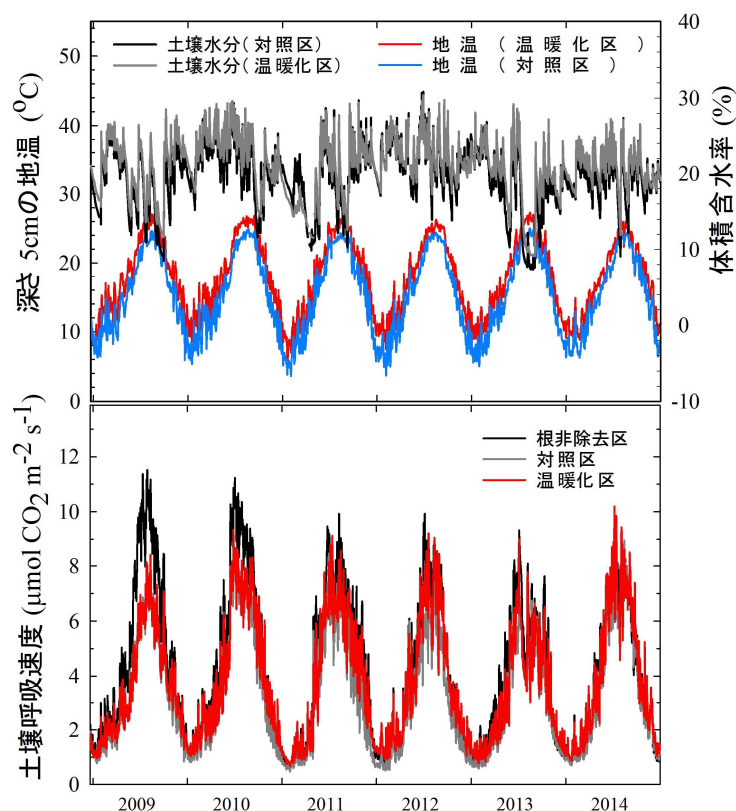


図 38. コジイ林における土壌環境と土壌呼吸の季節変化。図の説明は図と同じ。

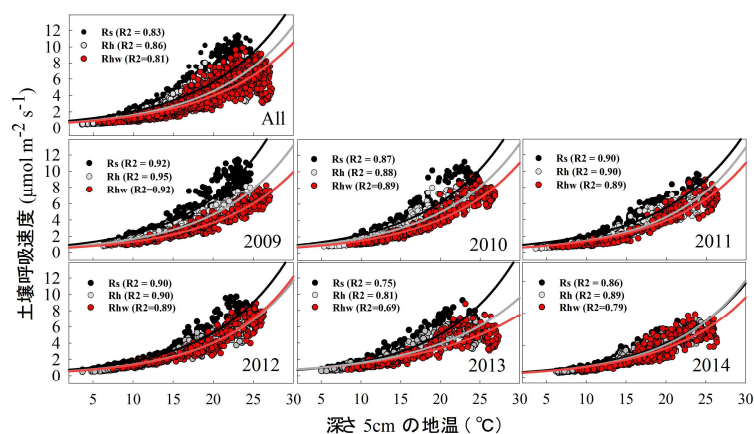


図 39. コジイ林における年別の土壌呼吸温度反応プロット (All は測定全期間、Rs : 土壌呼吸、Rh : 微生物呼吸、Rhw : 温暖化区の微生物呼吸)。

本サイトにおける、約 2.5°C の地温の温暖化に対する、年別の温暖化効果を図 41 に示す。各年における温暖化効果は、2009 年が 5.1%、2010 年が 8.9%、2011 年が 18.9%、2012 年が 28.5%、2013 年が 9.0%、2014 年が 11.5%であり、観測期間全体では、13.1%であった。本サイトにおいては、2012 年までは温暖化効果が上昇傾向を示し、2013 年から 2014 年にかけて落ち込むという傾向を示している。2013 年は夏季の高温少雨の影響が強く、温暖化効果も減少した。一方で、2014 年は夏季の乾燥による影響も顕著には見られないため、低い温暖化効果の原因は別にあるものと考えられる。本サイトは温暖化処理開始後約 6 年が経過したサイトであり、順化による温暖化効果への影響も考えられる。これまでの継続的な温暖化により、土壌中の有機炭素量が減少してきているのであれば、来年以降の観測においても、低い温暖化効果が確認されるものと考えられる。本サイトでは 2015 年以降の観測も予定しているため、今後の温暖化効果の変動にも注目していきたい。

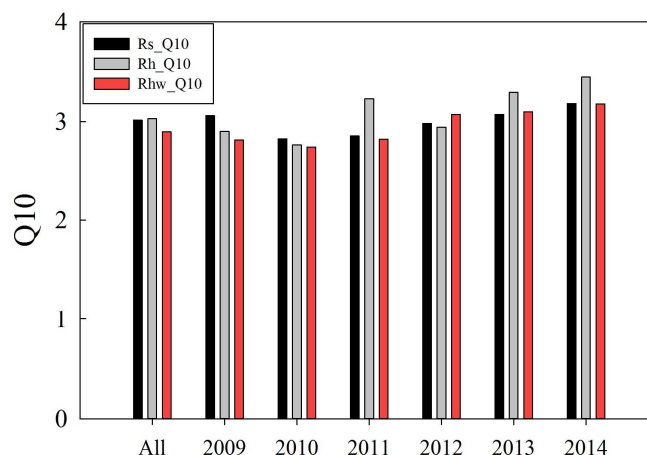


図 40. コジイ林における各処理区の Q10 (All は測定全年の 7-9 月、Rs : 土壌呼吸、Rh : 微生物呼吸、Rhw : 温暖化区の微生物呼吸)。

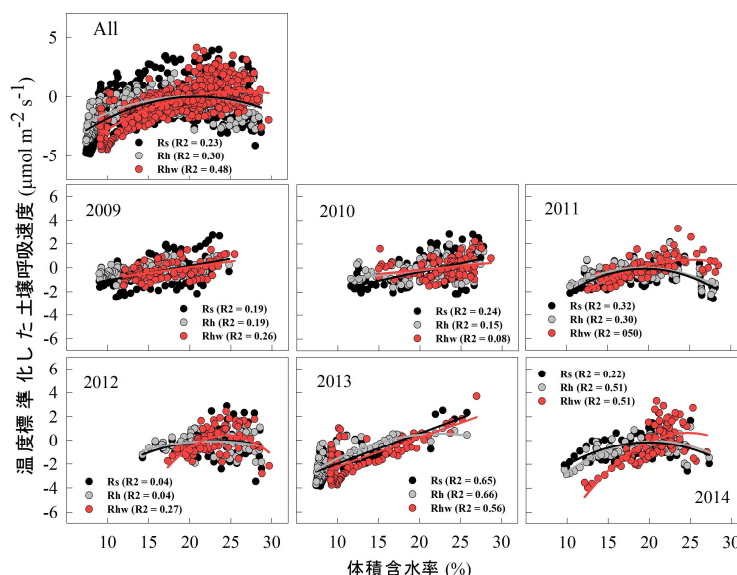


図 41. 7-9 月における、土壌呼吸の土壌水分反応プロット (All は測定全年の 7-9 月、Rs : 土壌呼吸、Rh : 微生物呼吸、Rhw : 温暖化区の微生物呼吸)。

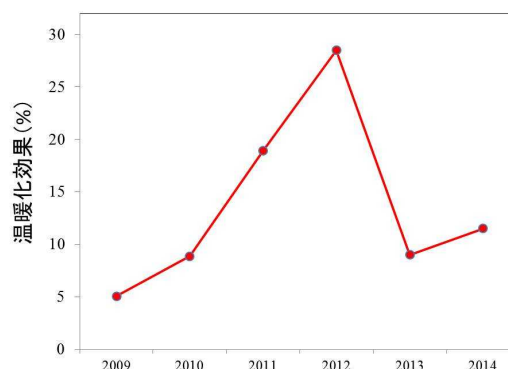


図 42. コジイ林における年別の温暖化効果。

(1－2) 土壌の移植による自然的な昇温実験

2011 年度に、土壌移植用に用いた塩ビ管は直径約 11 cm、長さ約 32 cm である。一つの温暖化サイトに移植用として 24 本、比較対照用として 24 本の合計 48 本の塩ビ管を用意した。すべての塩ビ管を深さ 30 cm まで埋設し、24 本については土壌構造を破壊しないように側面から慎重に掘り出した。残りの 24 本については、対照用サンプルとしてそのままサイトに設置した(図 43 左)。掘り出した移植用の土壌サンプルについては、天塩で採取した土壌サンプルは弘前の温暖化実験サイトへ運搬し移植を行った。また、弘前で採取した移植用土壌サンプルを苗場山 900 m の実験サイトに、苗場山 900 m の土壌をつくばに移植した。つくばと広島で回収した土壌サンプルについては、宮崎温暖化サイトに移植を行った。また、苗場山の標高 1500 m の実験サイトから同様に 900 m の温暖化サイトに土壌の移植を行った。移植した土壌サンプル入り塩ビ管の上部に、移植先の異なる植生のリターが混入することを避けるために、寒冷紗でカバーを行ってある(図 43 右)。

2013 年夏、苗場山において携帯型土壌呼吸測定システムを用い、各土壌コアの土壌呼吸速度を測定した(図 44)。

苗場山 900 m のサイトにおいては、測定時の平均地温は 17.5°C であり、各土壌コアグループにおける平均土壌呼吸速度は、900 m 対照土壌コアで $3.45 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 、1500m 移植土壌コアで $3.84 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 、弘前移植土壌コアで $2.22 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ であった。

苗場山1500 mのサイトにおいては、測定時の平均地温は15.9°Cであり、1500 m対照土壌コアの平均土壌呼吸速度は $2.28 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ であった。苗場山1500 mから900 mへの移植土壌コアと、1500 mにおける対照土壌コアの土壌呼吸速度の比較から、土壌呼吸速度が標高の違いによる自然的な温暖化によって上昇していることが確認された。

2014 年は、2013 年度新たに苗場山および奥多摩からつくばに移植した土壌コアの呼吸速度を測定した。そこから、温暖化サイトにおける昇温処理から得られた結果との比較を行った。

苗場山標高 900m (年平均気温 7.7°C) のサイトおよび標高 825m の奥多摩スギ人工林サイト (年平均気温 11.8°C) において、直径 11cm、長さ 32cm の塩ビ管を土壌に埋め込むことで土壌コア



図 43. 塩ビ管を用いて土壌の移植実験。

24 本を採取し、つくば国立環境研内のアカマツ林内（年平均気温 13.8℃）に移植した。各サイトには、移植を行わない対照区として、塩ビ管を埋め込んだだけの処理区が 24 反復設置してある。それら各土壌コアの土壌呼吸速度を、携帯型土壌呼吸測定システムを用いて測定した。

奥多摩における対照区と、奥多摩からつくばへの移植土壌の土壌呼吸は、いずれも温度の上昇に伴って 8 月にピークを迎えたが、測定期間を通して、奥多摩からつくばに移植したコアの土壌呼吸速度の方が高かった（図 45）。苗場山 900m における対照区の土壌呼吸速度は、8 月後半で $2.7 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ であり、苗場山からつくばへ移植したコアの土壌呼吸速度の方が高い傾向が見られた。

以上の事から、標高の違いによる自然的な温度上昇によって、苗場山および奥多摩から移植した土壌の土壌呼吸速度が増加したことが確認された。



図 44. 苗場山における携帯型土壌呼吸測定システムを用いた測定の様子。

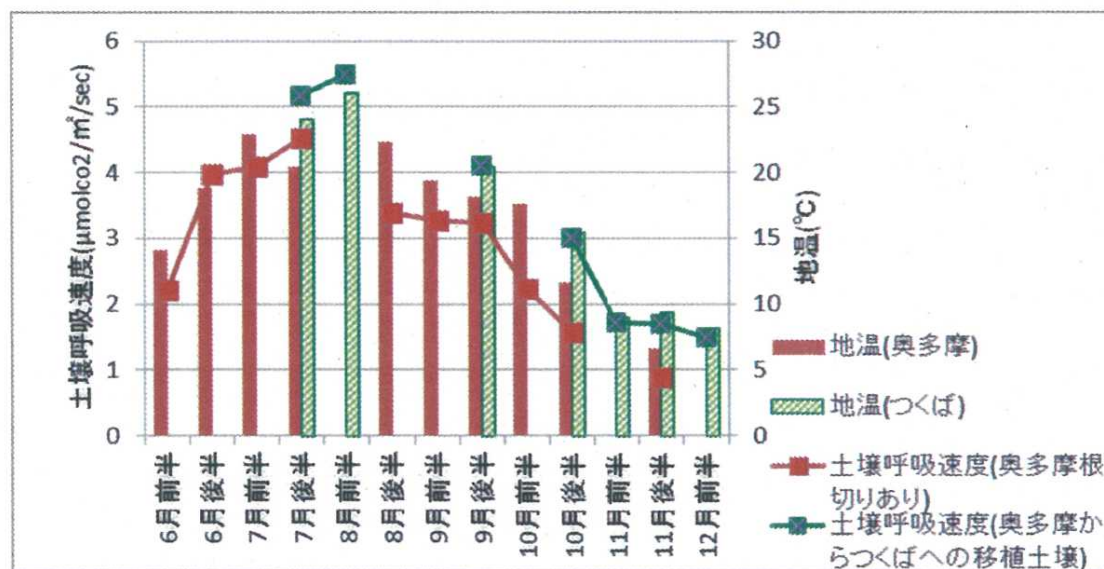


図 45. 奥多摩とつくばの地温、奥多摩における対照土壌コアおよびつくばにおける移植土壌コアの土壌呼吸速度。

(2) 土壌呼吸に及ぼす気候変動および攪乱の影響の検出

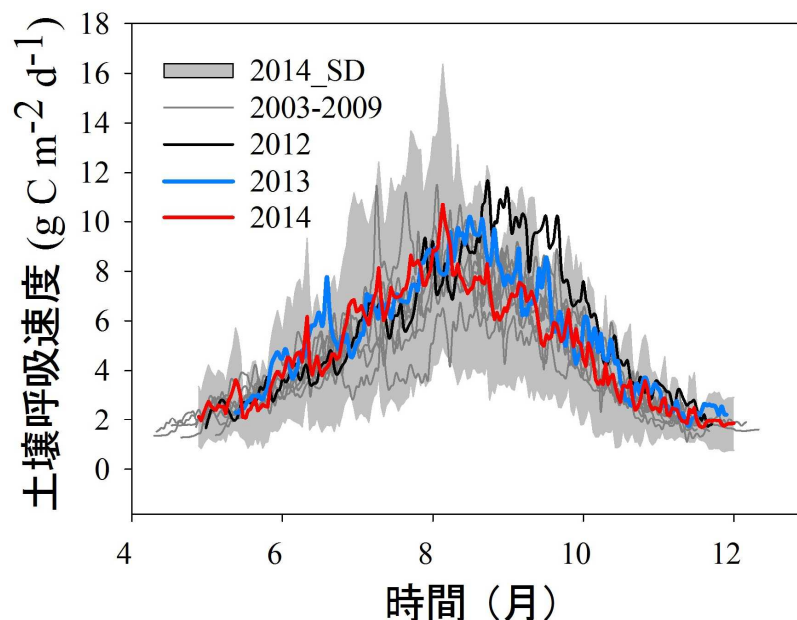
① 天塩フラックスサイトにおける CO₂ 放出量の測定

図 46. 2003-2014 年の土壌呼吸速度と生態系呼吸量の比較。2014 年に関しては、灰色のエリアが土壌呼吸速度の平均値±標準偏差を示している。

2012 年に観測システムを更新したため、2012 年～2014 年の観測結果に関する詳細を記す。2012 年の観測期間は 9 月 8 日から積雪前の 11 月 21 日であったが、システムが不安定で欠測日が多く、解析可能な正味 15 日間のデータを利用した。2013 年の観測期間は 5 月 23 日から 11 月 14 日、2014 年の観測期間は 5 月 8 日から 11 月 20 日であった。

2012、2013、2014 年の全チャンバー平均の土壌呼吸速度(R_s ; $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) と地温(T_s ; $^{\circ}\text{C}$)はそれぞれ以下の(1)、(2)、(3)式で表すことができた。

$$R_s = 4.35 \times \exp \left[7971 \times \left(\frac{1}{T_{\text{ref}}} - \frac{1}{(T_s + 273.16)} \right) \right] \quad (1)$$

$$R_s = 3.91 \times \exp \left[5741 \times \left(\frac{1}{T_{\text{ref}}} - \frac{1}{(T_s + 273.16)} \right) \right] \quad (2)$$

$$R_s = 3.61 \times \exp \left[5599 \times \left(\frac{1}{T_{\text{ref}}} - \frac{1}{(T_s + 273.16)} \right) \right] \quad (3)$$

土壌呼吸速度の観測値と通年観測を行っている地温データを利用して、無雪期積算の土壌呼吸

速度を推定した。2012年（4月30日～11月21日）の日積算土壌呼吸速度は $1.65\text{--}11.65\text{ gC m}^{-2}\text{ d}^{-1}$ の値をとり、無雪期積算の土壌呼吸量は $11.6\pm 5.0\text{ tC ha}^{-1}$ であった。2013年（5月13日～11月28日）の日積算土壌呼吸速度は $1.77\text{--}10.19\text{ gC m}^{-2}\text{ d}^{-1}$ の値をとり、無雪期積算の土壌呼吸速度は $11.0\pm 6.0\text{ tC ha}^{-1}$ であった。2014年（4月28日～12月1日）の日積算土壌呼吸速度は $1.68\text{--}10.70\text{ gC m}^{-2}\text{ d}^{-1}$ の値をとり、無雪期積算の土壌呼吸速度は $10.6\pm 5.4\text{ tC ha}^{-1}$ であった。2012年から2014年の生態系呼吸量に占める土壌呼吸の割合は、それぞれ102%、96%、91%であった。

また、2003年から2014年の共通積算期間（5月13日～11月16日）における土壌呼吸の積算値は、 $7.4\text{ tC ha}^{-1}\sim 11.2\text{ tC ha}^{-1}$ の変動を示した（図46）。

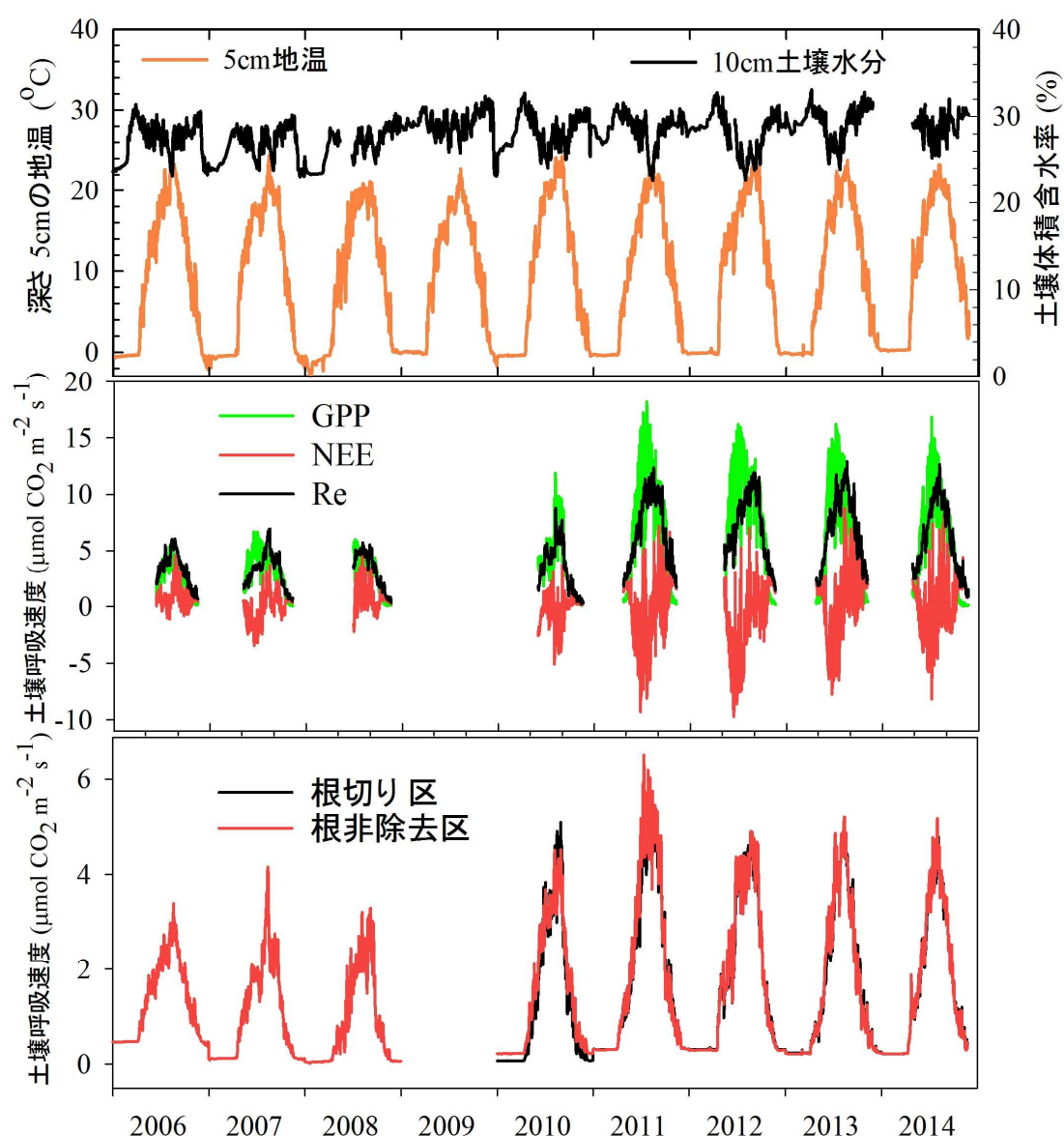


図 47. 苫小牧フラックスサイトにおけるチャンバー法で観測された地温、土壌水分（上段）、および生態系呼吸量（Re）、総生産量（GPP）、生態系 CO_2 フラックス（NEE、中段）、総土壌呼吸、微生物呼吸（下段）の季節変化。

② 苫小牧フラックスサイトにおける CO_2 放出量の測定

苫小牧フラックスサイトは、2004 年に台風による大規模攪乱を受けた後、2006 年より継続して炭素収支の観測を行ってきた。毎年融雪後（4 月下旬から 5 月上旬）にチャンバーを設置して無積雪期間に観測を行い、積雪前の 11 月下旬には撤収を行うというサイクルで観測を継続した。2009 年はシステム更新のため、欠測となっている。また、根切りによる微生物呼吸の観測を開始したのは、2010 年以降である。2007 年、2010-2014 年の共通観測期間は 5 月 10 日～11 月 6 日であった（2006 年および 2008 年は、チャンバーの設置時期が遅かった）。本サイトでは土壤呼吸や微生物呼吸の他に、攪乱跡地における植生（主にオオアワダチソウやエゾイチゴなどの草本植物）による、 CO_2 収支の観測も行っている。

本サイトにおける CO_2 フラックスの観測結果を図 47 に示す。土壤呼吸および微生物呼吸の積雪期における欠測に関しては、年別の温度反応式から補間してある。2006 年以降 2010 年までは、各 CO_2 フラックス（土壤呼吸、微生物呼吸、GPP、Re など）の規模は大きくなる傾向が見られたが、2011 年以降の炭素収支は安定してきている。

2007 年の共通観測期間における平均土壤呼吸速度は $1.73 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (3.2 tC ha^{-1}) であったのに対し、2011 年から 2014 年の共通観測期間における、土壤呼吸速度および微生物呼吸速度の平均値はそれぞれ $2.94 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (5.5 tC ha^{-1})、 $2.87 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (5.4 tC ha^{-1}) であった。

また、本サイトにおける土壤呼吸、微生物呼吸の温度に対する反応（図 48）および土壌水分に

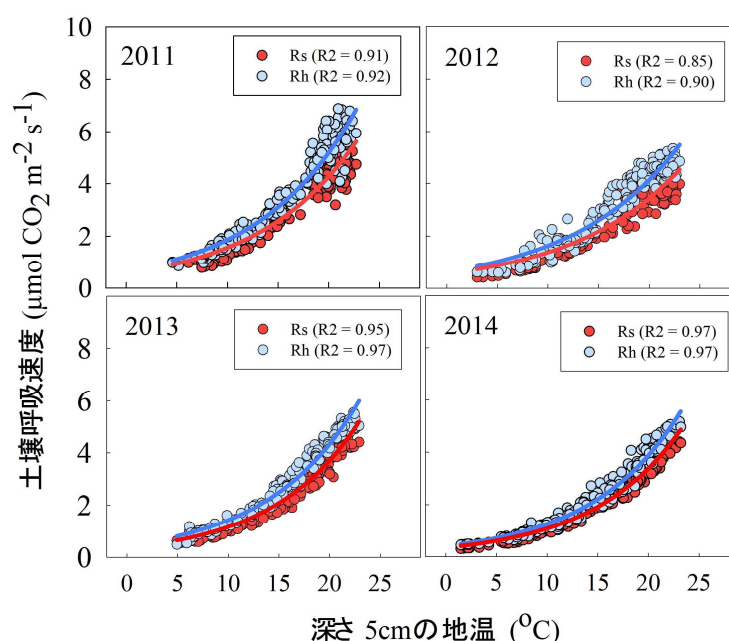


図 48. 苫小牧フラックスサイトにおける土壤呼吸の温度反応曲線。

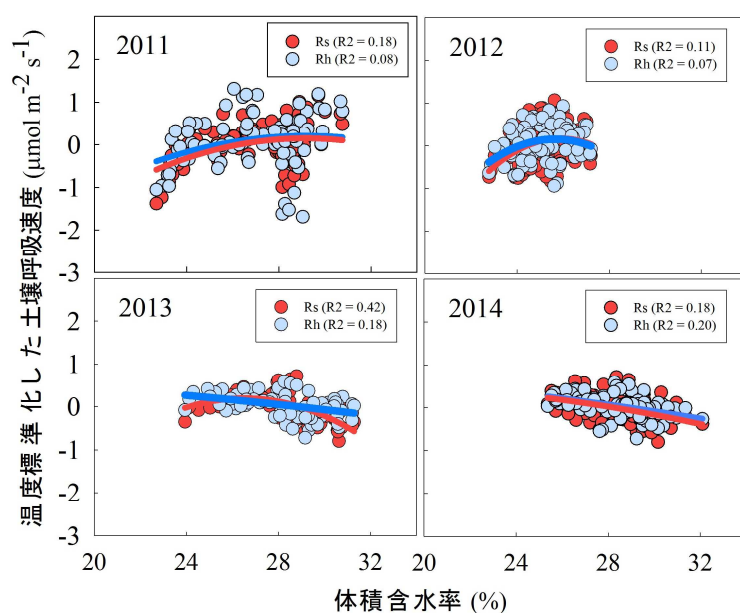


図 49. 苫小牧フラックスサイトにおける土壤呼吸の土壌水分反応。

対する反応（図 49）を示す。本サイトでは非常に鋭敏な土壤呼吸および微生物呼吸と温度の指数関数的相関が見られた一方で、夏季の土壤水分との相関は低かった。また、本サイトにおける 2011-2014 年の Q_{10} 値は、土壤呼吸と微生物呼吸でそれぞれ、2011 年は 2.74 と 2.79、2012 年は 2.50 と 2.54、2013 年は 3.15 と 3.02、2014 年は 3.11 と 3.08 であった。

近年の土壤呼吸に占める微生物呼吸の割合が非常に高いことから、攪乱後における土壤呼吸の増進は、主に微生物呼吸の増加によるものだと考えられる。これには、攪乱によって林冠が無くなり、地温が上昇しやすくなったこと、攪乱によって倒された樹木の枯死根分解などが関わっているものと考えられる。

一方で、共通観測期間における植生を含めた炭素収支に注目すると、2007 年の総生産量（GPP）は 6.6 tC ha^{-1} であったものが、2012 年にはピークとなり（ 16.9 tC ha^{-1} ）、以後若干減少している（2013 年： 13.5 tC ha^{-1} 、2014 年： 13.2 tC ha^{-1} 、図 50）。これは、本観測サイトに攪乱後草本植物が更新したものの、未だ大型の木本植物が育っておらず、GPP が頭打ちになってきているためと考えられる。

また、本サイトにおける生態系 CO_2 フラックス（NEE）の変動を見てみると、2013 年は若干の炭素ソースとなったものの、概ね小さな炭素シンクとして機能していた（2011 年から 2014 年の平均 $\text{NEE} = -1.1 \text{ tC ha}^{-1}$ ）。

本サイトにはシラカバなど木本植物の幼樹が成長してきているため、今後これらの木本植物の成長に伴い、GPP や NEE も変動していくものと考えられる。

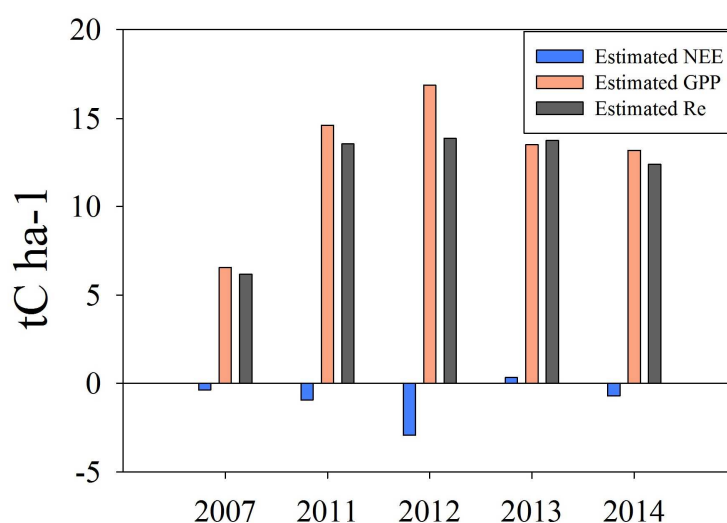


図 50. 苫小牧フラックスサイトにおける 2007 年から 2014 年の共通測定期間における、植生を含めた積算炭素収支（生態系呼吸量:Re、総生産量:GPP、生態系 CO_2 フラックス:NEE）。

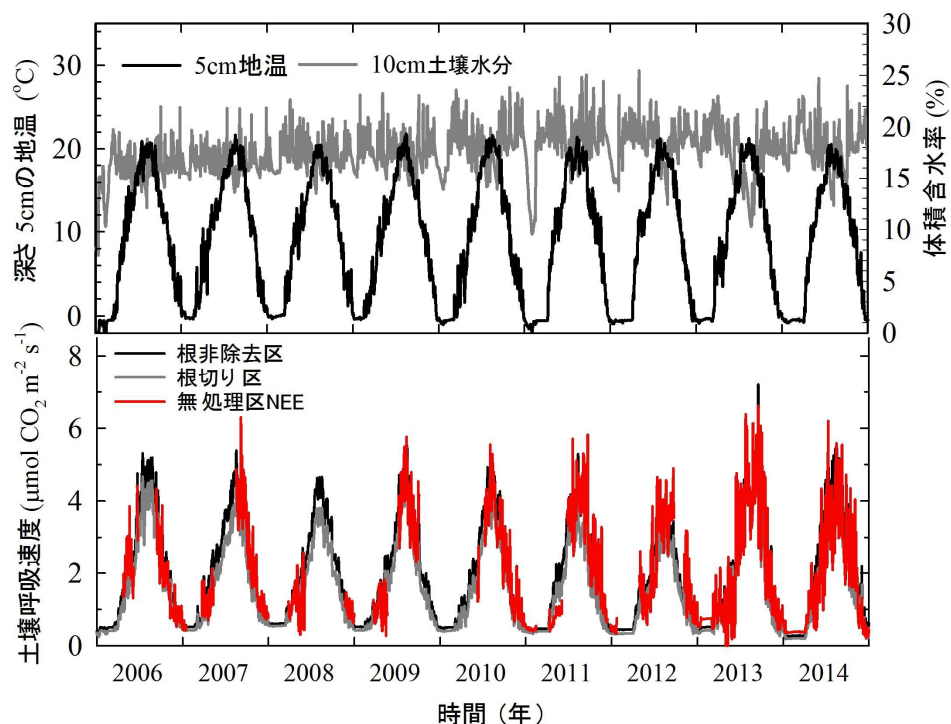
③ 富士北麓フラックスサイトにおける CO₂ 放出量の測定

図 51. 富士北麓カラムツ林における土壌環境（上）と土壌呼吸（下：総土壌呼吸（対照区）、微生物呼吸（根切り区）及び植物チャンバーのフラックス速度（無処理区））の季節変化。

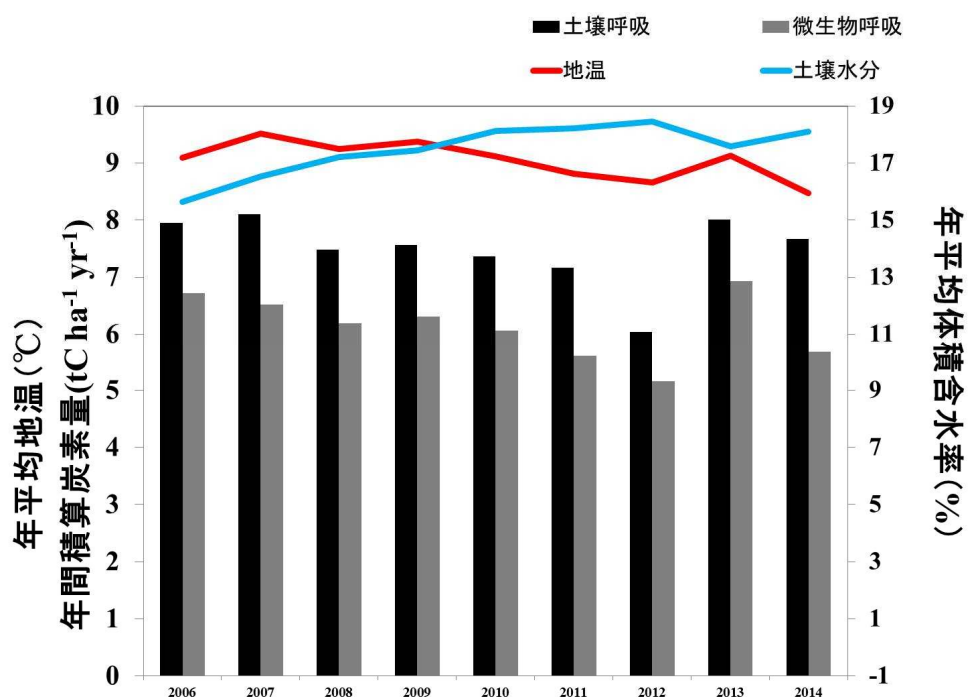


図 52. 富士北麓カラムツ林における土壌呼吸と微生物呼吸の年積算値および年別の平均地温と土壌水分。

④ 富士北麓フラックスサイトにおける CO₂ 放出量の測定

富士北麓サイトでは 2006 年に土壤呼吸、微生物呼吸および林床植生を含めた炭素収支を観測してきた。本サイトでは、1 月～2 月の積雪の見られる期間を除き、継続的に観測が可能である。富士北麓のカラマツ林における地温、体積土壌含水率、土壤呼吸速度の推移について図 51 に示した。土壤呼吸および微生物呼吸の欠測に関しては、年別の温度反応式によって補間してある。観測期間を通した土壤呼吸および微生物呼吸の平均速度は、 $1.98 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 、 $1.62 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ であった。欠測に関しては、年別の温度反応式から補間して平均値を算出している。また、このデータから導かれた土壤呼吸の年別積算値を図 52 に示す。2006-2014 年の観測期間において、土壤呼吸は $6.0\text{-}8.1 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 、微生物呼吸は $5.2\text{-}6.9 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ の変動を示した。

土壤呼吸および微生物呼吸と地温との間には顕著な指数関数的相関が見られ（図 53）、温度の影響が強い事がうかがえた。また、この温度反応プロットから算出された Q_{10} 値は図 54 の様になり、全観測期間を通しての数値は、土壤呼吸で 2.45、微生物呼吸で 2.53 となった。一方で、本サイトにおける夏季の土壌水分と土壤呼吸の相関は、一部の観測期間（2006 年、2011 年、2012 年）ではある程度確認されたものの、全体的には小さいものであった（図 55）。本サイトにおいては、温度の影響が土壤呼吸の決定因子として強く働いているものと考えられる。

また、2013 年および 2014 年の測定期間における、8 基の植生チャンバーの CO₂ フラックスは平均 $2.05 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ および $1.72 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ であり、林床植生を含んだ状態でも、炭素ソースとなっていた。2013 年および 2014 年の土壤呼吸積算値（ 8.0 tC ha^{-1} 、 7.7 tC ha^{-1} ）と比較すると、林床植生が固定した炭素量は、2013 年が 0.3 tC ha^{-1} 、2014 年が 1.2 tC ha^{-1} となり、林床植生

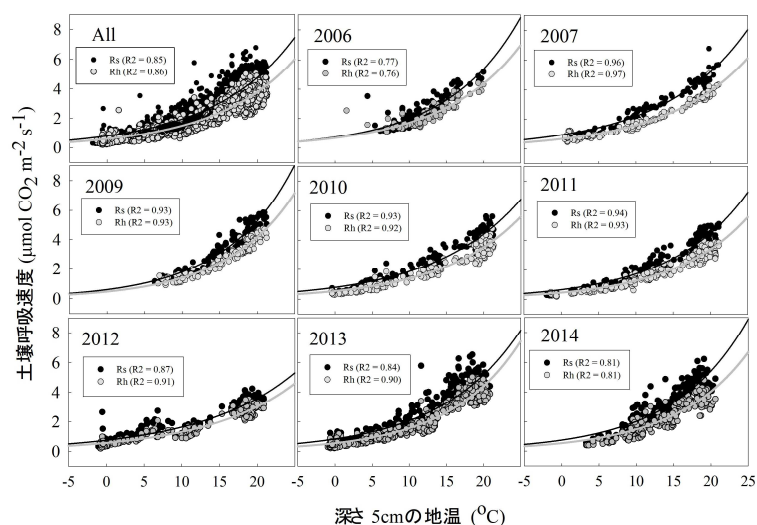


図 53. カラマツ林における年別の土壤呼吸温度反応プロット（All は測定全期間、Rs：土壤呼吸、Rh：微生物呼吸）。

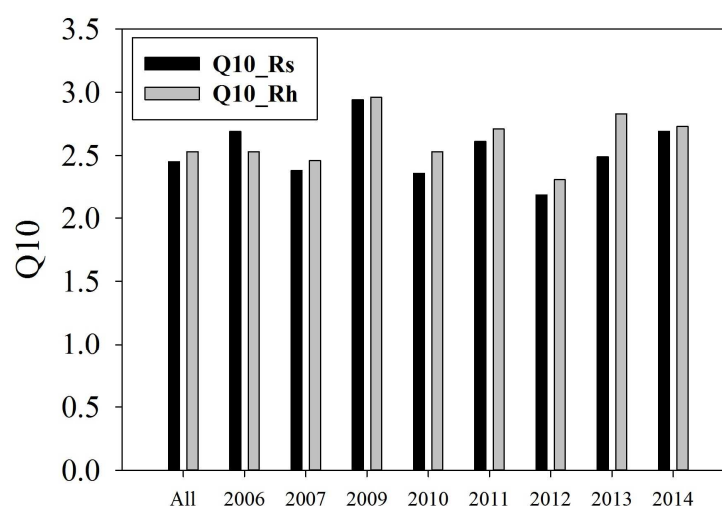


図 54. カラマツ林における年別の Q_{10} 値（All は測定全期間、Rs：土壤呼吸、Rh：微生物呼吸）。

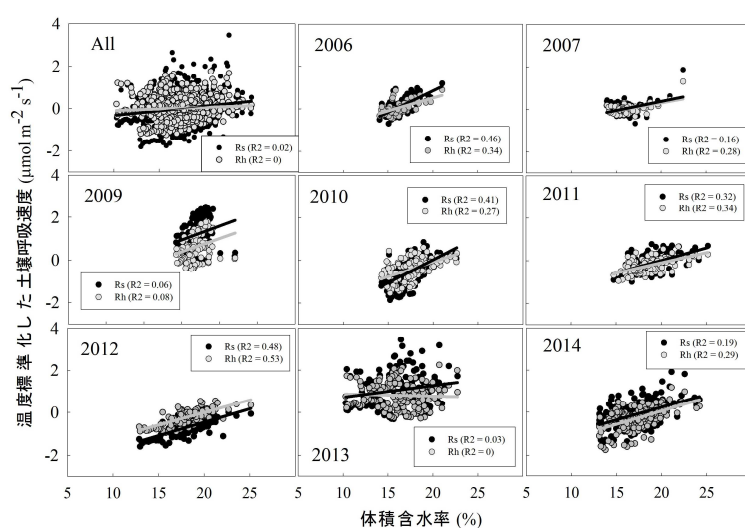


図 55. カラマツ林における年別の土壌呼吸温度反応プロット (All は測定全期間、Rs：土壌呼吸、Rh：微生物呼吸)。

の炭素固定能が低い事がうかがえる。樹冠によって日射が遮られて林床に到達する光の量が少なく、林床植物の光合成の活動が活発ではなかったものと考えられる。

(3) 土壌有機物の放射性炭素同位体比 (^{14}C) の測定

アラカシ優占林 (東広島市) において温暖化区および対照区の土壌呼吸測定チャンバー内から得られた土壌コアの POC、PON およびの $\Delta^{14}\text{C}$ 鉛直分布を図 56 に示す。POC、PON

ともに温暖化区および対照区ともに表層 3 cm 程度までは高い濃度を示すが、その下層深さ 10 cm 程度までに急激に減少し、深さ 15 cm 以深では検出限界程度の低濃度となる傾向があった。深さ 15 cm 以浅では POC、PON ともに対照区土壌の方が相対的に高い傾向を示していたが、深さ 5 cm 付近では両区画に差が認められない層が存在していた。この層を除くと、温暖化区土壌の濃度は、POC、PON ともに深度に関わらず対照区のおおよそ 70~80% 程度であり、温暖化操作に伴う微生物による有機物分解および CO_2 放出がおおよそ深さ 15 cm 程度まで及んでいることがうかがえる。一方、 $\Delta^{14}\text{C}$ の温暖化区と対照区との間には非常に特異的な差異が示された。対照区の $\Delta^{14}\text{C}$ が表層 10 cm 程度まで 110~130‰ 程度でほぼ一様であるのに対して、温暖化区では深さ 5 cm を極大 (約 220‰) にした特異的な鉛直分布を示している。深さ 10 cm 以下では多少のばらつきがあるものの、両者に差異は見られない。表層 10 cm 以浅の $\Delta^{14}\text{C}$ 鉛直分布に注目すると、3 cm 以浅の $\text{POC} > 15\text{wt}\%$ では温暖化区の $\Delta^{14}\text{C}$ が

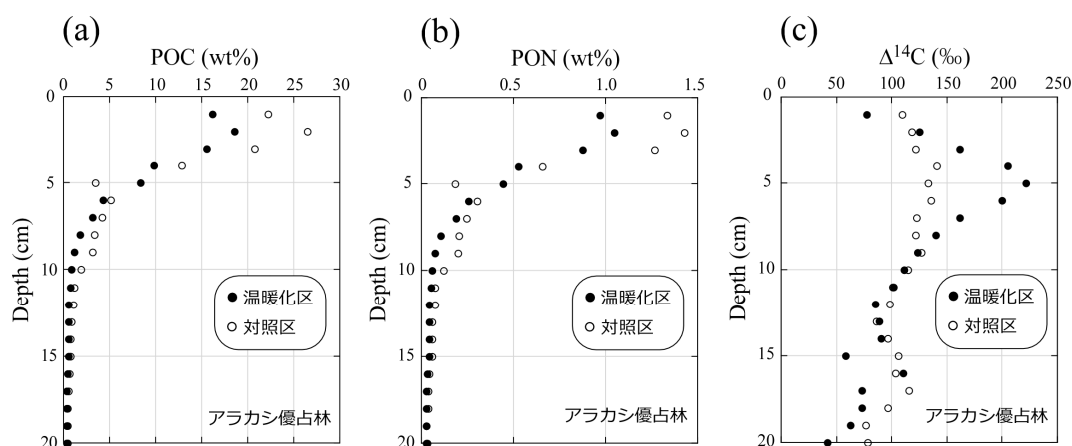


図 56. アラカシ優占林サイトの温暖化区(黒)と対照区(白)における表層 20cm 土壌有機物中 POC (a)、PON (b) および $\Delta^{14}\text{C}$ (c) の鉛直分布

対照区に比べて小さいか同等、それ以深では温暖化区の $\Delta^{14}\text{C}$ が明らかに大きい値をとる。対照区が本サイトにおける土壌有機物中の $\Delta^{14}\text{C}$ の一般的な鉛直分布であるならば、表層 3 cm 以浅では温暖化操作に伴って微生物が比較的“若い”、すなわちリターや細根などを由来とする有機炭素を分解した結果、見かけ上は温暖化区の $\Delta^{14}\text{C}$ が小さくなったと解釈することができる。この解釈に従えば、逆にそれ以深では“古い”、すなわち蓄積されてからの経過時間（滞留時間）の長い有機炭素を分解しているものと考えられる。特に深度 5 cm では温暖化区と対照区の $\Delta^{14}\text{C}$ に約 90‰ もの差があり、POC の両者の差を考慮すると非常に古い炭素が選択的に分解されている可能性がある。

冷温帯針広混交林（幌延町）において温暖化区および対照区の土壌呼吸測定チャンバー内から得られた土壌コアの POC、PON およびの $\Delta^{14}\text{C}$ 鉛直分布を図 57 に示す。POC と PON はともに温暖化区および対照区ともに表層で高く、深さ 8 cm まで減少傾向を示した後は深さ 20 cm 程度まで増加傾向を示した。上述のアラカシ優占林サイトでは POC および PON とともに深度とともに急激に濃度を減少させて深さ 10 cm 以深では 1 wt % 以下となるのに対して、本サイトは泥炭地に当たるために特異的な鉛直分布が得られたものと推測され、極小を示した深さ 8 cm 程度までが最近の森林に由来する土壌、それ以深については泥炭の影響が大きいものと考えられる。温暖化区と対照区を比較すると、深さ 17 cm 程度以浅では POC、PON とともに温暖化区で低い値であることから、温暖化操作に伴う影響がおおよそ深さ 17 cm 程度まで及んでいる可能性がある。特に深さ 3~4 cm 以浅の表層では温暖化区の POC が対照区の 50% 以下まで低下していることから、温暖化操作による微生物による有機物分解が比較的浅い層で活発であることが示唆される。対照区の $\Delta^{14}\text{C}$ 鉛直分布によると、深さ 5 cm 以浅では +70‰ 程度でほぼ一様な値を示すことから核実験が繰り返された西暦 1960 年代以降の最近 50~60 年間に堆積した比較的若い土壌であることが推察され、深さ 5 cm 以深では深度とともに $\Delta^{14}\text{C}$ が減少する傾向があることから動植物による攪乱がなく比較的きれいな堆積環境であったことが理解できる。また両区画を比較すると、深さ 16 cm までは一貫して温暖化区が 10-30% 低く、それ以深ではほぼ同一の値となることから、温暖化操作に伴う影響が同深度まで及んでおり深度に因らず温暖化操作によって比較的若い炭素を由来とする有機炭

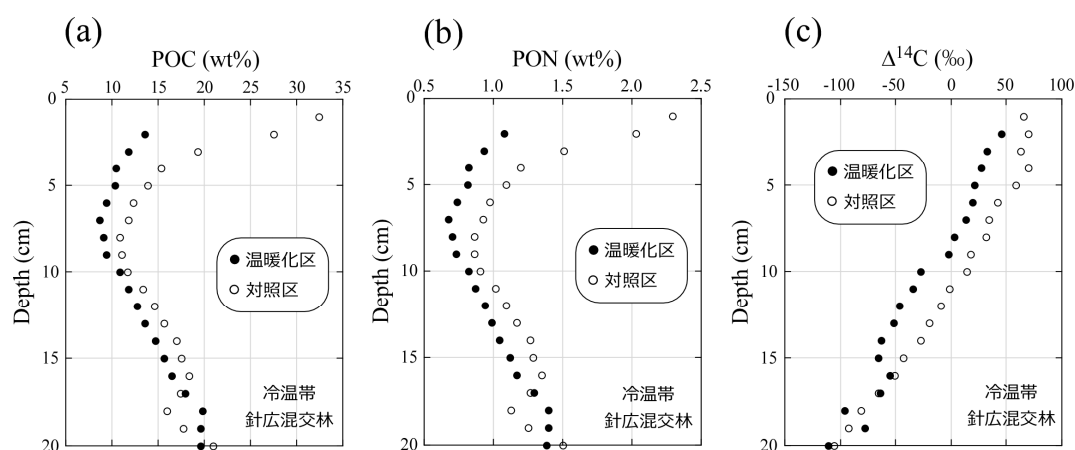


図 57. 冷温帯針広混交林サイトの温暖化区（黒）と対照区（白）における表層 20cm 土壌有機物中 POC (a)、PON (b) および $\Delta^{14}\text{C}$ (c) の鉛直分布

素が選択的に分解されたことが分かる。

アカマツ林（つくば市）において温暖化区および対照区の土壌呼吸測定チャンバー内から得られた土壌コアの POC、PON およびの $\Delta^{14}\text{C}$ 鉛直分布を図 58 に示す。POC と PON は、両区画ともに表層を極大に深さ 15 cm 程度まで減少し、それ以深ではほぼ一定の値となった。なお、深さ 20 cm でも POC > 5wt% と比較的有機炭素含有量が高い土壌であった。両区画を比較すると、深さ 5 ～15 cm 程度で温暖化区の方が対照区に対して明らかに高い POC 含有量を示した。この傾向は、同一の気候帯と想定されるアラカシ優占林サイトで得られた結果と相反し、温暖化操作によって有機炭素が蓄積されることを示す結果となった。 $\Delta^{14}\text{C}$ 鉛直分布によると、表層 5 cm まで温暖化区が低く逆に 5 cm 以深では一貫して温暖化区が高い傾向にあり、その差は最大で 50% を超えている。上述のアラカシ優占林および冷温帯針広混交林サイトにおける両区画の POC と $\Delta^{14}\text{C}$ の鉛直分布の関係を考慮すると、アカマツ林の $\Delta^{14}\text{C}$ 鉛直分布は解釈が難しい。しかしながら、「温暖化区では表層 10 cm、対照区では表層 5 cm までほぼ一定の $\Delta^{14}\text{C}$ を示していること」に注目すると、今回採取した「対照区の表層 5 cm 程度が何らかの影響によって欠落している」可能性が考えられる。そこで、図 59 に対照区の深さ 1 cm が温暖化区の 6 cm に相当するものと仮定して POC および $\Delta^{14}\text{C}$ の鉛直分布を両区画で比較した。その結果、POC および $\Delta^{14}\text{C}$ とともに深さ 10～12 cm 付近までの上層では対照区で濃度が高く、それ以深ではほぼ一致する。これは冷温帯針広混交林サイトの結果と同様の傾向であり、温暖化操作によって比較的若い炭素を由来とする有機炭素が選択的に分解された可能性を強く示唆するものである。ただし、今回の観測では表層数 cm における温暖化操作の影響を評価することはできない。また、対照区土壌コアの表層数 cm が欠落していたとする仮定が正しいならば、両区画で POC および $\Delta^{14}\text{C}$ とともに温暖化操作の有無による相違が現れていることから欠落した時期は試料採取時である可能性が高い。いずれにせよ、対照区土壌コアの欠落や欠落が表層 5 cm 程度であることを科学的に証明する手段が他にはないため、アカマツ林における温暖化に対する土壌有機物の応答を解析するには再調査が望ましい。

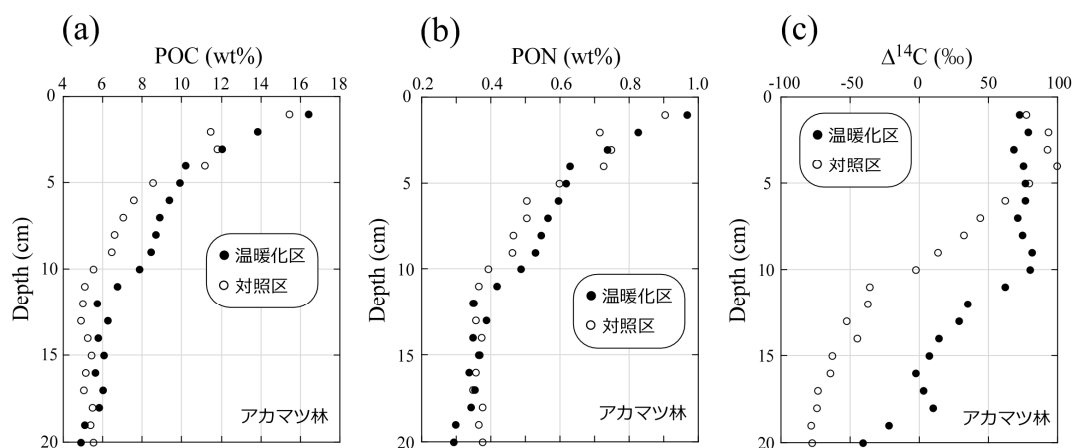


図 58. アカマツ林サイトの温暖化区（黒）と対照区（白）における表層 20cm 土壌有機物中 POC (a)、PON (b) および $\Delta^{14}\text{C}$ (c) の鉛直分布

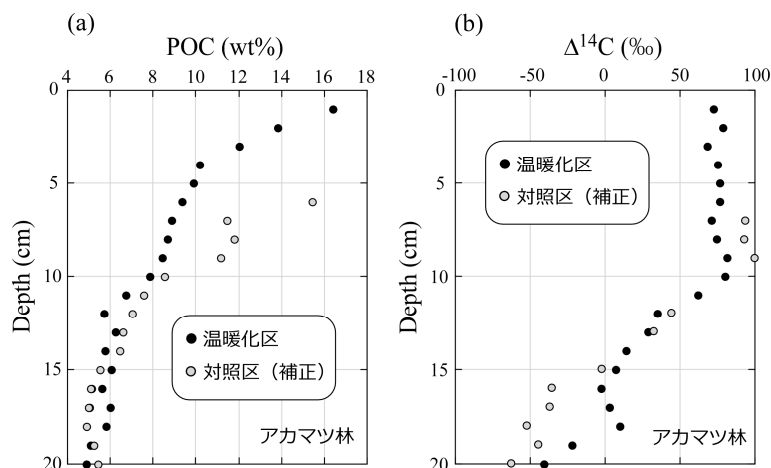


図 59. アカマツ林サイトの温暖化区（黒）と深度補正した対照区（灰）における表層 20 cm 土壌有機物中 POC (a) と $\Delta^{14}\text{C}$ (b) の鉛直分布

図 58 を参考に対照区土壌コアの表層 5 cm が欠落しているものと仮定して、図 58 の対照区の値を鉛直方向に 5 cm ずつずらした値を対照区の補正值とした。

（４）日本の自然生態系における土壌呼吸速度のモデル推定に関する予備的検討

各観測サイトにおいて、チャンバー観測とモデル推定のいずれも、アジアモンスーン気候を反映した冬季の低い土壌呼吸フラックスと夏季の高いフラックスの明瞭な季節変動パターンが見られた（図 60）。多くのサイトでは夏季の放出ピークの値もほぼ観測とモデル推定が同等になっていた。富士北麓と苫小牧では、モデル推定が系統的に過大評価していたが、両サイトとも成長中の森林であり、炭素ストックとフローが長期的な増加途中にあった可能性がある。広島サイトでは、冬季のフラックス強度は整合していたが、夏季にはモデル推定が大幅に過小であった。つまりこのサイトでは、陸域モデルの温度依存性が実際の生態系に比べてかなり低めになっていた可能性が高い。白神では 2013 年の推定結果は観測とよく整合していたが、2014 年については過小評価の傾向があった。逆に天塩では 2013 年に過小評価、2014 年の推定が整合的であった。

アジア地域の炭素循環シミュレーションの中で土壌呼吸の時空間分布を再現することが出来た。図 61 は 2012 年の月別土壌呼吸分布を示しており、放出速度が空間的に不均質に分布しており、緯度方向に異なる季節変動の大きさを示していることが分かる。熱帯林で被覆される低緯度域は年間を通して土壌呼吸が高く、モンスーンの影響を受ける東アジアにかけては成育期間である 4～10 月に高くなる。対照的に乾燥帯である内陸域や標高が高く寒冷なチベット高原では、同緯度の東アジア域と比較して土壌呼吸速度は明らかに低い。また、モンスーンアジアでも耕作地が優占する地域では土壌呼吸が周囲より低い場合があり、土地利用の影響の重要性も示唆された。

観測データでは、天塩や苫小牧など高緯度のサイトから、広島や宮崎など低緯度のサイトにかけて、緯度的に土壌呼吸の総量が増加する傾向がある。陸域モデルの推定でも、そのような傾向はおおよそ再現されているが、広島サイトの夏季に見られるように、高い土壌呼吸フラックスピークの再現性には問題が見られた。また、苫小牧と富士北麓のサイトのように若齢なサイトでは、炭素循環が平衡状態に近いことを仮定する陸域モデルの推定は大幅に過大評価する可能性が示された。そのため、より現実的な推定を行うには、各サイト（格子点）における林齢や攪乱履歴を

考慮する必要がある。

今後の課題としては、林齢・攪乱履歴の考慮、温度依存性パラメータの再検討、そして長期観測データを用いたアジア地域における比較検討があげられる。

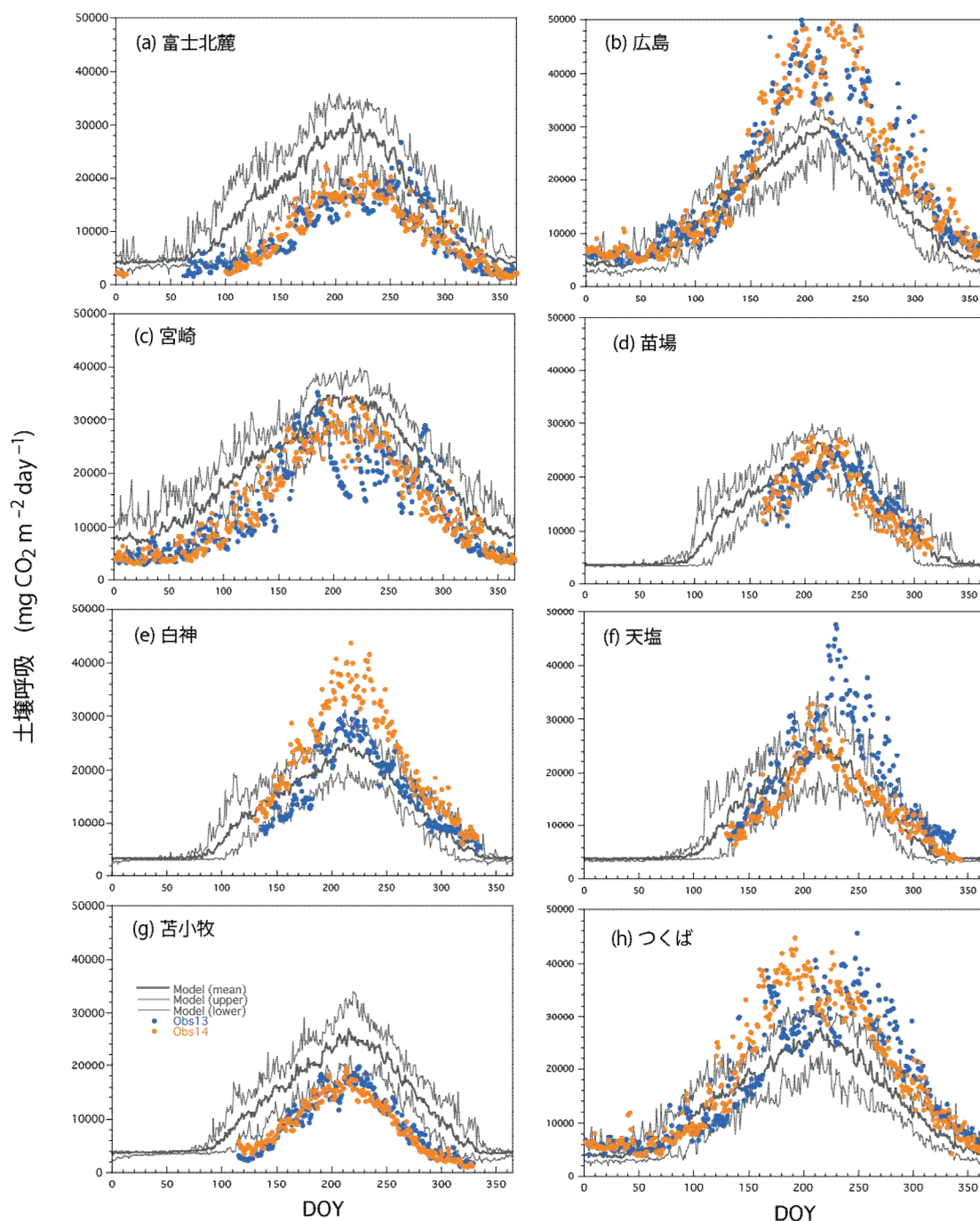


図 60. 国内 8 地点の土壌呼吸に関するチャンバー観測とモデル計算の比較。観測は 2013～2014 年について、モデル計算は 1995 年から 2006 年の平均値と経年的な最少—最大の範囲。

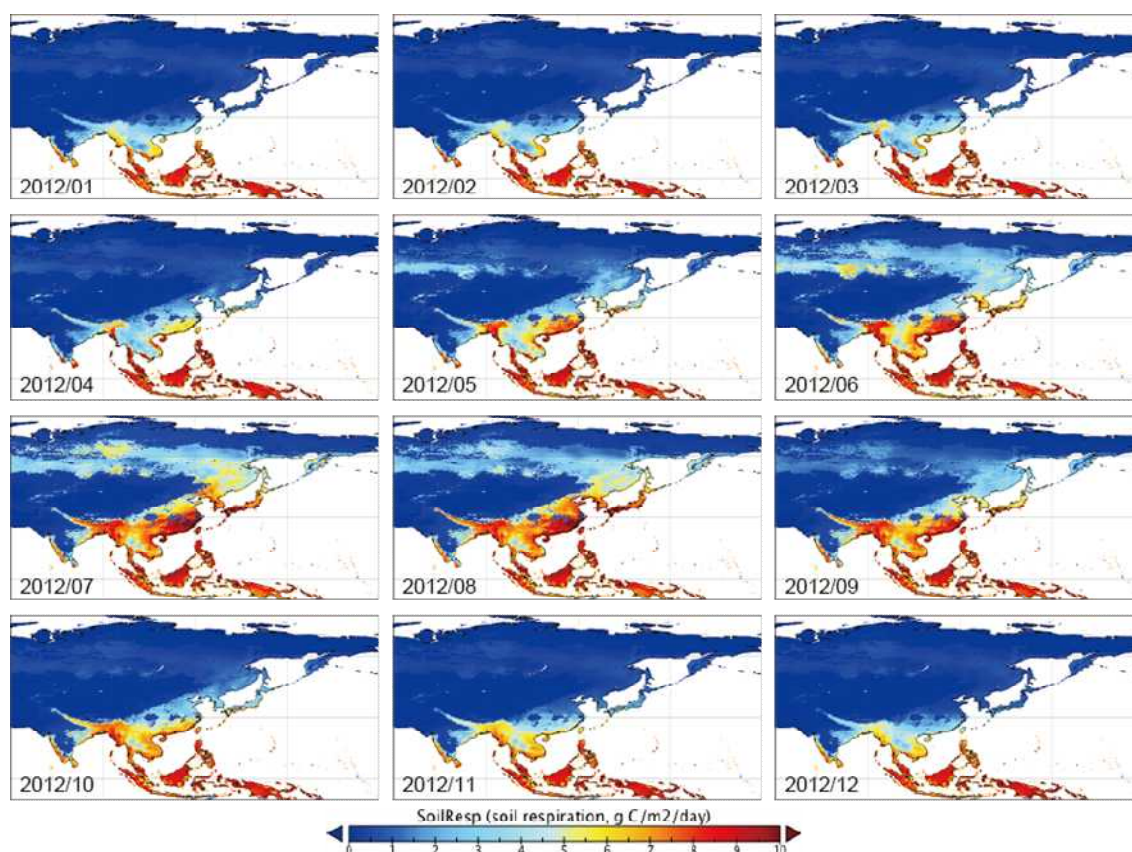


図 61. 陸域生態系モデルでシミュレートされたアジア域における 2012 年の月別土壌呼吸速度。

結果のまとめ

(1-1) 赤外線ヒーターを用いた人工的な昇温実験に関する研究

全観測期間を通した温暖化効果：

天塩の針広混交林 (+98.2%)、温暖化 8 年目、温暖化開始後からの温暖化効果上昇傾向

白神山地のミズナラ林 (+23.5%)、温暖化 4 年目、温暖化開始後からの温暖化効果上昇傾向

苗場山のブナ林 (+31%)、温暖化 7 年目、2010 年にピーク (+48.3%)、以降減少傾向

つくばのアカマツ林 (+5.5%)、温暖化 9 年目、2007 年以降+6.3%~+26.3%の間で変動

広島アラカシ林 (+15.6%)、温暖化 8 年目、2011 年 (+27.6%) をピークとして、2014 年 (+10.8%) まで減少傾向

宮崎コジイ林 (+13.1%)、温暖化 6 年目、2009 年 (+5.1%) から 2012 年 (+28.5%) までは上昇傾向、以降 2013 年の 9.0%、2014 年の 11.5%と低調

(1-2) 土壌の移植による自然的な昇温実験に関する研究

苗場山における標高の異なるサイト間および奥多摩からつくばへの移植土壌の土壌呼吸を測定し、土壌呼吸速度が標高の違いによる自然的な温暖化によって上昇していることを確認

(2) 土壌呼吸に及ぼす気候変動および攪乱の影響の検出

天塩フラックスサイト無雪期積算の土壌呼吸量：

2003 年から 2014 年の共通積算期間 (5 月 13 日～11 月 16 日) における土壌呼吸の積算値は、
 $7.4 \text{ tC ha}^{-1} \sim 11.2 \text{ tC ha}^{-1}$

苫小牧フラックスサイト：

2011 年から 2014 年の共通観測期間 (5 月 10 日-11 月 6 日) における土壌呼吸 5.5 tC ha^{-1} 、微生物呼吸 5.4 tC ha^{-1}

2007 年の総生産量 (GPP) 6.6 tC ha^{-1} 、2012 年の GPP = 16.9 tC ha^{-1} 、2013 年の GPP = 13.5 tC ha^{-1} 、
 2014 年の GPP = 13.2 tC ha^{-1}

富士フラックスサイトの土壌呼吸量：

2006-2014 年で、土壌呼吸は $6.0\text{-}8.1 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 、微生物呼吸は $5.2\text{-}6.9 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ の変動
 林床植生が固定した炭素量は、2013 年が 0.3 tC ha^{-1} 、2014 年が 1.2 tC ha^{-1}

(3) 土壌有機物の放射性炭素同位体比 (^{14}C) の測定 (広島アラカシ優占林、天塩冷温帯針広混交林、つくばアカマツ林)

POC の比較：3 つのサイトともに温暖化操作の影響が深さ 10～15 cm 程度にまで及ぶことを確認
 $\Delta^{14}\text{C}$ の鉛直分布の解析：アラカシ優占林では温暖化の進行によって表層 (3 cm 以浅) ではリターや細根などの比較的若い炭素を由来とする有機炭素を、それ以深では蓄積されてからの経過時間の長い有機炭素を分解するという特異的な現象を確認

(4) 実観測データによるモデルの検証

モデル推定と観測8拠点を比較

→ 多くのサイトでは夏季の放出ピークの値もほぼ観測とモデル推定が同等

富士北麓および苫小牧：モデル推定が過大評価

広島アラカシ林：夏季のモデル推定が大幅に過小

白神ミズナラ林：2013年の推定結果は整合的、2014年については過小評価

天塩針広混交林：2013年に過小評価、2014年の推定が整合的

アジア地域 (10°S–80°N、60–180°E) を対象としてVISITによるシミュレーションを実施

→ アジア地域の炭素循環シミュレーションの中で土壌呼吸の時空間分布を再現

5. 本研究により得られた成果と総合考察

(1) 長期的視点から見る昇温効果の妥当性と信頼性：

これまでに多くの研究が、温暖化によって土壌呼吸が増加する (温暖化効果) ということを報告している^{19, 20)}。しかし一方で昇温効果は、温暖化処理後数年のうちに低減するという、温暖化に対する土壌呼吸の順化が起こることも知られている^{6, 7, 8, 21, 22)}。それでは、温暖化に対する土壌呼吸の順化はどの様に起こるのか。これまでの研究では、温暖化開始 4 年後から順化によって昇温効果が鈍るケース²³⁾、温暖化開始 7 年後から順化が明確なケース⁷⁾や、モデルによって温暖化開始後 10 年での順化の影響を見積もる報告⁸⁾などがある。しかしながら、順化がいつから起こり、

どれほど昇温効果を低減させるのかは、報告によって大きく異なる。それには、土壌微生物の組成や生理活性、土壌炭素量などが関係しているものと考えられる^{6, 9, 24)}。その中でも特に、土壌炭素量は土壌呼吸の温度反応に強く関わる因子であることが分かっているため²⁵⁾、順化のプロセスにも大きな影響を与えているものと考えられる。

本研究では、温暖化処理開始から 6-9 年目のサイトが多く、長期的に温暖化処理（地下 5 cm の温度を+2.5°C）を行ってきた。本研究のこれまでの結果を見てみると、天塩は温暖化処理を開始して 8 年目であるが、温暖化効果は温暖化開始 4 年目以降増加傾向にある。そして、2014 年で温暖化効果は+130.7%となっており、他のサイトと比較しても顕著に高い。白神山地ミズナラ林（温暖化処理 4 年目）においても温暖化効果の上昇傾向は見られ、2014 年で+30.1%となっている。温暖化効果の減少、上昇傾向がはっきりしないのは、苗場山ブナ林、つくばアカマツ林である。苗場山ブナ林では、温暖化効果は 2010 年でピーク（+48.3%）を迎えた後、2013 年（+16.1%）まで減少傾向にあり、2014 年には若干上昇している（+28.8%）。つくばアカマツ林に関しては、2007 年以降+6.3%~+26.3%の間で温暖化効果変動しているものの、少なくとも減少傾向は見られない。一方で、広島アラカシ林および宮崎コジイ林においては、温暖化効果がピークを迎えた後の減少傾向が確認されている。広島アラカシ林では、2011 年（+27.6%）をピークとして、2014 年（+10.8%）まで温暖化効果は減少している。しかし、2008 年（+13.8%）から 2009 年（+8.8%）にも減少傾向が見られ、その後上昇に転じているため、2014 年までの減少が順化によるものなのかは明らかではない。宮崎コジイ林の温暖化効果に関しては、特に 2012 年（+28.5%）をピークとしたきれいな山形を描いており、2013 年の 9.0%、2014 年の 11.5%の温暖化効果の低調が目立つ。本サイトに関しては、2013 年は夏季の強い乾燥の影響が大きいものの、2014 年の温暖化効果の低さに関しては、順化による温暖化効果減少の可能性も考えられる。

この様に、本研究で観測した 6 つの温暖化サイトのうち、温暖化効果の増加が確認されているサイトが 2 か所（天塩、白神）、はっきりとしたトレンドがつかめないが、温暖化効果は維持されているのが 2 か所（苗場山、つくば）、温暖化効果の減少傾向が確認されているサイトが 2 か所（広島、宮崎）となり、結果が分かれた。興味深い事に、上昇傾向を示しているのは北方のサイト、トレンドがはっきりしないのが中央部のサイト、減少傾向が確認されているのが南部のサイトとなっている。まず、温暖化開始後の上昇傾向に関しては、長期的な温暖化によって、土壌中の有機炭素の分解が累積的に影響を受けた可能性が考えられる。土壌中の有機炭素の中には、長期的な温度影響を受けて、はじめて分解が可能になるものが含まれるためである^{26,27,28)}。一方で南方のサイトでは、順化の影響を受け、温暖化効果が減少した可能性が考えられる。これらのサイトでは積雪がほぼ見られないため、年間を通じて温暖化処理を行っている。そのため、継続的な温暖化条件下で土壌有機炭素が枯渇し、温暖化効果が減少した事が考えられる²⁹⁾。また、温暖化によって土壌微生物群集の構造が変化する事も報告されているため³⁰⁾、微生物学的な側面からも、これらの現象を検証していく必要があるだろう。ただし、これらのサイトにおける温暖化効果の減少傾向が、本当に順化によるものなのかを見極めるためには、さらに継続して観測を行っていく必要がある。

各サイトで温暖化効果にばらつきは見られるものの、本研究の観測サイトでは、多くの場合（広島、宮崎サイトを除く）長期的な温暖化処理後も、温暖化効果は維持されていた。これには、やはり日本の森林土壌に含まれる有機炭素量が豊富であるということに起因するものと考えられる⁹⁾。

本研究で最も昇温効果が高い天塩針広混交林は泥炭土壌に立地しているが、泥炭土に関しては、含まれる炭素量が特に豊富なためその温度反応が鋭敏で、持続的であることが他の報告でも指摘されている³¹⁾。このことは、土壌炭素が豊富に含まれる土壌ほど、温暖化によって持続的かつ大きな炭素放出源となりえることを示している。実際にイギリスにおいては、1978 年以降 2003 年までに、土壌炭素が年 0.6%の割合で損失したという報告があるが、そのケースにおいても、豊富に土壌炭素を含む土壌ほど、その損失割合は顕著であったという³²⁾。それは、土壌炭素量が豊富な日本の森林土壌が、地球温暖化によってより大きな炭素ソースとして、長期的に機能する可能性を示唆している。

本研究は日本の森林土壌に対する長期的な温暖化影響の一端を明らかにしつつあるが、順化という現象や温暖化から生ずる他の環境因子の変化も考慮し、総合的に温暖化影響を見極めるには、更なる観測が必要不可欠である。特に 2013 年度は、つくば以西のサイトにおいては乾燥の影響が強く現れており、広島サイトでは昇温効果が著しく小さな値を示した。これは順化による昇温効果の低減とは別個の現象、すなわち、温度以外の環境因子である降雨量（土壌水分）が土壌呼吸に強く影響したケースとして考えねばならない。そのため、来年度以降は昇温効果がどう変動するのか、注目していく必要がある。本研究のように、日本国内各地で土壌呼吸に対する温暖化の効果を継続的に検証している研究例は非常に限られているため、各サイトの観測結果が示す数値の有する意義は大きい。そういった意味で、今後は各サイト間のデータ比較を行い、昇温効果に影響を与える因子の抽出を行うことも、必要になってくると考える。

(2) 土壌呼吸速度に対する土壌水分の影響

2013 年の夏期においては、東・西日本太平洋側で極端な少雨となった（気象庁）。その地域に属する本研究サイト各所（つくば、富士北麓、東広島、宮崎）でも、夏期に少雨と、それによる土壌水分の低下が見られた。本研究の富士北麓サイトに近い、気象庁河口湖観測所の記録によれば、7-8 月の合計値で見た場合、2013 年は 1933 年以降最も降水量が少なかった年であった。土壌の乾燥という点では、特に南方の広島、宮崎サイトにおいて、夏期の土壌水分の低下が顕著であった。また、広島サイトに関しては、瀬戸内海性気候によって、夏季の少雨から来る土壌の乾燥は頻繁に起こり、夏季の土壌呼吸に関しては、土壌水分が決定因子として大きな影響を示していた。夏季の土壌が乾燥した期間における土壌呼吸量は、温度反応のみから導いた推定値を大きく下回るものである。多くの場合、土壌呼吸に影響を与える環境因子としては、第一に温度、第二に土壌水分が挙げられる⁹⁾。その上昇とともに、土壌呼吸に対して指数関数的に影響を与える温度とは異なり、土壌水分の場合は、適度な土壌水分で土壌呼吸がピークを示し、乾燥、過湿潤によって土壌呼吸が抑制されることが示されている³³⁾。Lavigne ら（2004）は、カナダのバルサムモミ林において土壌の乾燥処理（降雨による湿潤を防ぐ）を行い、25-50%の土壌呼吸の低下を見出している³⁴⁾。しかし、土壌が適度に湿潤な場合、土壌呼吸に対しては、温度の影響が顕著に表れ、土壌水分の影響を明確に確認することは難しい。それは、本研究においても、今年度の北方（白神、苫小牧、天塩）のデータから明らかである。それらの地域では、夏期も十分な降水があり、一年を通じて非常に明確な指数関数的温度反応が見られており、土壌水分と土壌呼吸の間に相関は見られない。一方で南方、特に広島や、2013 年の宮崎のサイトでは、夏期（7-9 月）における土壌水分と土壌呼吸間の相関は非常に高いものとなっていた。そのため、これらのサイトで

は夏季の乾燥期間、土壌水分が土壌呼吸の決定因子として非常に大きな影響力を有していたことが分かる。2013 年つくば以西のサイトにおいて、その様な土壌水分の強い影響が確認されたのは、夏期の著しい少雨と乾燥という、非常に極端な気候となったためであると言える。

それでは、温暖化と土壌の乾燥にはどのような関係性があるのか。一般的には、温暖化によって土壌は乾燥しやすくなるものと考えられている。Selsted ら (2012) は、デンマークのヒースランドにおいて土壌の温暖化と乾燥処理 (降雨除去) を同時に行い、乾燥によって土壌呼吸速度が 14% 減少し、その乾燥期間には、温暖化が土壌呼吸に対してさらに抑制的に働くことを見出した³⁵⁾。また、本研究における各サイトの土壌水分を比較すると、温暖化処理によって地下 10 cm の土壌水分 (土壌水分計の設置深度) に大きな違いが出ることは認められない。しかし、それよりもごく表層の土壌において、温暖化によって乾燥が促進されているかどうかは不明である。土壌の乾燥が進むと、土壌環境は細菌(bacteria)よりも菌類 (fungi) に適したものになっていくと考えられている³⁶⁾。本研究においても、温暖化土壌が乾燥ストレスにさらされる頻度が増せば、温暖化処理区で微生物の種構成が変化してくる可能性がある。微生物の種組成が変われば、土壌呼吸の環境応答も変化するだろう。そういった現象が起こっているのかどうかを明らかにするのも、今後の課題であると考ええる。また、温暖化と乾燥といった関係は、よりマクロ的、長期的視点から見る必要もある。Schindlbacher ら(2012)は、温暖化によって干ばつの頻度が増した場合、それによる土壌呼吸の減少量は、温暖化による土壌呼吸の増加量を打ち消すという可能性を示している³⁷⁾。

これまで地球温暖化によって、土壌呼吸は増進する一方で、植物成長による炭素の固定量 (NPP、GPP) も増加するため、土壌呼吸による二酸化炭素の増加分はある程度相殺すると考えられてきた。しかしながら一方で、温暖化に伴う干ばつによって、土壌呼吸を含む生態系呼吸、そして生態系総生産 (GPP) までも減少する事が近年明らかになっている^{38,39)}。地球温暖化によって、干ばつの頻度は増加するとされており²⁾、それによって生態系内の炭素循環が大きく変動する事が考えられる。本研究においても、地球温暖化条件下における極端な気候を考慮し、多角的に土壌呼吸の変動を観測していくことが必要であると考ええる。

(3) フラックスサイトにおける土壌呼吸の年々変動

天塩フラックスサイトでは、2003 年から 2014 年の共通積算期間 (5 月 13 日～11 月 16 日) における土壌呼吸の積算値は、 7.4 tC ha^{-1} ～ 11.2 tC ha^{-1} であった。今後カラマツの成長に伴って、この比率がどう変化していくか注目する必要があるだろう。

苫小牧フラックスサイトでは、2007 年の共通観測期間 (5 月 10 日-11 月 6 日) における土壌呼吸量は 3.2 tC ha^{-1} 、2011 年から 2014 年の共通観測期間における土壌呼吸量は平均 5.5 tC ha^{-1} 、微生物呼吸量は平均 5.4 tC ha^{-1} であった。攪乱後の時間経過によって土壌呼吸量の規模が大きくなり、そのほとんどが微生物呼吸で占められていたことから、長期的には攪乱によって微生物呼吸量が増進した事がうかがえる。そのことには、林冠の消失による地温の上昇や、倒木の枯死根分解などが関わっているものと考えられた。また、植生を含めた炭素収支を考えると、2007 年の総生産量 (GPP) が 6.6 tC ha^{-1} であったものが、2012 年には 16.9 tC ha^{-1} 、2013 年は 13.5 tC ha^{-1} 、2014 年は 13.2 tC ha^{-1} となり、2012 年で頭打ちとなって以降、若干減少している。これには、更新した植物の多くが草本植物であることが関わっているものと考えられるため、今後シラカンバなどの木本植物の成長に伴い、炭素収支がどの様に変動していくか注目していく必要がある。

富士フラックスサイトにおける 2006-2014 年の観測では、土壌呼吸量は $6.0\text{--}8.1 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 、微生物呼吸は $5.2\text{--}6.9 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ の間で変動を示した。これには気温の年々変動による影響が大きいものと考えられる。また、林床植生が固定した炭素量は、2013 年が 0.3 tC ha^{-1} 、2014 年が 1.2 tC ha^{-1} であり、林床植生の炭素吸収能が低い事がうかがえた。

(4) 土壌有機物の放射性炭素同位体比 (^{14}C) の測定

アラカシ優占林（東広島市）、冷温帯針広混交林（天塩郡幌延町）、アカマツ林（つくば市）において、温暖化区および対照区の土壌呼吸測定チャンバー内から 30 cm の土壌コアを採取して深さ方向 1 cm 間隔で POC、PON、 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{15}\text{N}$ 及び $\Delta^{14}\text{C}$ を測定し、温暖化区と対照区の各成分の鉛直分布を比較した。POC の比較から、3 つのサイトともに温暖化操作の影響が深さ 10~15 cm 程度にまで及んでいることが確認できた。 $\Delta^{14}\text{C}$ の鉛直分布の解析から、アラカシ優占林では温暖化の進行によって表層（3 cm 以浅）ではリターや細根などの比較的若い炭素を由来とする有機炭素を、それ以深では蓄積されてからの経過時間の長い有機炭素を分解するという特異的な現象を捉えた。一方、冷温帯針広混交林とアカマツ林は深度に因らず比較的若い炭素を由来とする有機炭素が選択的に分解されることが分かった。ただし、アカマツ林についてはコア採取時あるいは温暖化操作以前に対照区土壌の表層数 cm が欠落していた可能性があり、再調査する必要がある。

(5) モデルによるシミュレーション

観測データでは、天塩や苫小牧など高緯度のサイトから、広島や宮崎など低緯度のサイトにかけて、緯度的に土壌呼吸の総量が増加する傾向がある。陸域モデルの推定でも、そのような傾向はおおよそ再現されているが、広島サイトの夏季に見られるように、高い土壌呼吸フラックスピークの再現性には問題が見られた。また、苫小牧と富士北麓のサイトのように若齢なサイトでは、炭素循環が平衡状態に近いことを仮定する陸域モデルの推定は大幅に過大評価する可能性が示された。そのため、より現実的な推定を行うには、各サイト（格子点）における林齢や攪乱履歴を考慮する必要がある。

今後の課題としては、林齢・攪乱履歴の考慮、温度依存性パラメータの再検討、そして長期観測データを用いたアジア地域における比較検討があげられる。

(6) グローバルな炭素循環から見た本研究の波及効果

IPCC 第 5 次レポートの RCP8.5 シナリオ（温暖化対策を行わない）に沿った将来予測では、地球全体の平均気温は、1986-2005 年の基準値と比べて、2081~2100 年には $2.6 \sim 4.8^\circ\text{C}$ 上昇する⁴⁰⁾。一方、本研究の結果に基づき、土壌有機物分解速度の Q_{10} 値（土壌呼吸速度の温度依存性を表す指数であり、温度が 10°C 上昇したときの土壌呼吸速度の変化率を意味する）を 3.0 として試算を行うと、気温の上昇に伴い微生物呼吸が促進され、2080 年までに土壌炭素の約半分（750 GtC）が大気中に放出され、大気中の二酸化炭素は従来の Q_{10} 値を 2.0 とした予測よりも、さらに 209 ppm 上昇する事が示唆された（図 62）。本研究結果に加え、環境省地球環境研究総合推進費「B-073：土壌呼吸に及ぼす温暖化影響の実験的評価」の課題から導かれた結果からも、日本の森林土壌における Q_{10} 値が概ね 3.0 であること、即ち、上記の将来予測が現実となる可能性が示されている。

ここから言える事は、従来の Q_{10} 値を 2.0 とした将来予測に基づく温暖化対策よりも、一層効果的な対策が必要になるという事である。しかしながら、本研究は日本での観測結果に限られており、今後アジア地域へ観測を拡大し、検証を行う必要があるものと考えている。その上でよりグローバルな視点から将来予測を行えば、環境政策策定者に対する提言を行うための重要な知見として成立するものである。

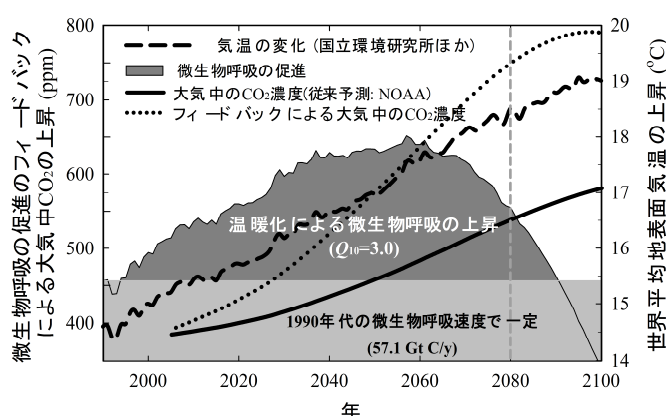


図 62. 土壌呼吸の Q_{10} を 3.0 とした場合の、気温の上昇に伴う微生物呼吸の促進とそれによる大気中 CO_2 濃度への影響。

6. 引用文献

- 1) Bond-Lamberty B, Thomson A. 2010. Temperature-associated increases in the global soil respiration record. *Nature* 464(7288):579-U132.
- 2) Inatomi M, Ito A, Ishijima K, Murayama S. 2010. Greenhouse Gas Budget of a Cool-Temperate Deciduous Broad-Leaved Forest in Japan Estimated Using a Process-Based Model. *Ecosystems* 13(3):472-483.
- 3) Ito A. 2010. Changing ecophysiological processes and carbon budget in East Asian ecosystems under near-future changes in climate: implications for long-term monitoring from a process-based model. *Journal of Plant Research* 123(4):577-588.
- 4) Le Quéré C, Peters GP, Andres RJ et al. 2014. Global carbon budget 2013. *Earth System Science Data* 6: 235–263.
- 5) Morisada K, Ono K, Kanomata H. 2004. Organic carbon stock in forest soils in Japan. *Geoderma* 119(1-2):21-32.
- 6) Luo YQ, Wan SQ, Hui DF, Wallace LL. 2001. Acclimatization of soil respiration to warming in a tall grass prairie. *Nature* 413(6856):622-625.
- 7) Melillo JM, Steudler PA, Aber JD, Newkirk K, Lux H, Bowles FP, Catricala C, Magill A, Ahrens T, Morrisseau S. 2002. Soil warming and carbon-cycle feedbacks to the climate system. *Science* 298(5601):2173-2176.
- 8) Eliasson PE, McMurtrie RE, Pepper DA, Stromgren M, Linder S, Agren GI. 2005. The response of heterotrophic CO_2 flux to soil warming. *Global Change Biology* 11(1):167-181.
- 9) Luo YQ, Zhou X. 2006. *Soil respiration and the environment*. San Diego, Academic Elsevier press. 133-158.
- 10) Feyen L, Dankers R. 2009. Impact of global warming on streamflow drought in Europe. *Journal of*

Geophysical Research-Atmospheres 114.

- 11) Aguilos M, Takagi K, Liang N, Watanabe Y, Goto S, Takahashi Y, Mukai H, Sasa K. 2011. Soil warming in a cool-temperate mixed forest with peat soil enhanced heterotrophic and basal respiration rates but Q_{10} remained unchanged. *Biogeosciences Discuss* 8:6415-6445.
- 12) Aguilos M, Takagi K, Liang N, Watanabe Y, Teramoto M, Goto S, Takahashi Y, Mukai H, Sasa K. 2013. Sustained large stimulation of soil heterotrophic respiration rate and its temperature sensitivity by soil warming in a cool-temperate forested peatland. *Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology* 65.
- 13) 佐々木長市・松山信彦・佐瀬隆・殿内暁夫・Shymal Kumar Paul・松岡嗣彦・加藤幸・野田香織. 2010. 白神山地の土壌に関する研究(7), 白神研究 7: 39-48.
- 14) Takagi K, Fukuzawa K, Liang N, Kayama M, Nomura M, Hojyo H, Sugata S, Shibata H, Fukazawa T, Takahashi Y and others. 2009. Change in CO_2 balance under a series of forestry activities in a cool-temperate mixed forest with dense undergrowth. *Global Change Biology* 15(5):1275-1288.
- 15) Liang N, Hirano T, Zheng ZM, Tang J, Fujinuma Y. 2010. Soil CO_2 efflux of a larch forest in northern Japan. *Biogeosciences* 7(11):3447-3457.
- 16) Kitagawa H, Masuzawa T, Nakamura T, and Matsumoto E. (1993) A batch preparation method of graphite targets with low background for AMS ^{14}C measurements, *Radiocarbon* 35(2): 295–300.
- 17) Stuiver M and Polach HA. (1977) Discussion: Reporting of ^{14}C data. *Radiocarbon* 19: 355-363.
- 18) Ito A, Ichii K, Kato T. 2010. Spatial and temporal patterns of soil respiration over the Japanese Archipelago: a model intercomparison study. *Ecological Research* 25(5):1033-1044.
- 19) Kirschbaum MUF. 1995. The temperature-dependence of soil organic-matter decomposition, and the effect of global warming on soil organic-C storage. *Soil Biology & Biochemistry* 27(6):753-760.
- 20) Xu ZF, Wan CA, Xiong P, Tang Z, Hu R, Cao G, Liu Q. 2010. Initial responses of soil CO_2 efflux and C, N pools to experimental warming in two contrasting forest ecosystems, Eastern Tibetan Plateau, China. *Plant and Soil* 336(1-2):183-195.
- 21) Oechel WC, Vourlitis GL, Hastings SJ, Zulueta RC, Hinzman L, Kane D. 2000. Acclimation of ecosystem CO_2 exchange in the Alaskan Arctic in response to decadal climate warming. *Nature* 406(6799):978-981.
- 22) Bradford MA, Davies CA, Frey SD, Maddox TR, Melillo JM, Mohan JE, Reynolds JF, Treseder KK, Wallenstein MD. 2008. Thermal adaptation of soil microbial respiration to elevated temperature. *Ecology Letters* 11(12):1316-1327.
- 23) Rustad LE, Campbell JL, Marion GM, Norby RJ, Mitchell MJ, Hartley AE, Cornelissen JHC, Gurevitch J. 2001. A meta-analysis of the response of soil respiration, net nitrogen mineralization, and aboveground plant growth to experimental ecosystem warming. *Oecologia* 126(4):543-562.
- 24) Allison SD, Wallenstein MD, Bradford MA. 2010. Soil-carbon response to warming dependent on microbial physiology. *Nature Geoscience* 3(5):336-340.
- 25) Zheng ZM, Yu GR, Fu YL, Wang YS, Sun XM, Wang YH. 2009. Temperature sensitivity of soil respiration is affected by prevailing climatic conditions and soil organic carbon content: A trans-China based case study. *Soil Biology & Biochemistry* 41(7):1531-1540.

- 26) Knorr W, Prentice IC, House JI and Holland EA. 2005. Long-term sensitivity of soil carbon turnover to warming. *Nature* 433(7023): 298-301.
- 27) Davidson EA and Janssens IA. 2006. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. *Nature* 440(7081): 165-173.
- 28) Stockmann U et al. 2013. The knowns, known unknowns and unknowns of sequestration of soil organic carbon. *Agriculture Ecosystems & Environment* 164: 80-99.
- 29) Kirschbaum MUF. 2004. Soil respiration under prolonged soil warming: are rate reductions caused by acclimation or substrate loss? *Global Change Biology* 10(11): 1870-1877.
- 30) Deslippe JR, Hartmann M, Mohn WW and Simard SW. 2011. Long-term experimental manipulation of climate alters the ectomycorrhizal community of *Betula nana* in Arctic tundra. *Global Change Biology* 17(4): 1625-1636.
- 31) Dorrepaal E, Toet S, van Logtestijn RSP, Swart E, van de Weg MJ, Callaghan TV, Aerts R. 2009. Carbon respiration from subsurface peat accelerated by climate warming in the subarctic. *Nature* 460(7255):616-U679.
- 32) Bellamy PH, Loveland PJ, Bradley RI, Lark RM, Kirk GJD. 2005. Carbon losses from all soils across England and Wales 1978-2003. *Nature* 437(7056):245-248.
- 33) Harper CW, Blair JM, Fay PA, Knapp AK, Carlisle JD. 2005. Increased rainfall variability and reduced rainfall amount decreases soil CO₂ flux in a grassland ecosystem. *Global Change Biology* 11(2):322-334.
- 34) Lavigne MB, Foster RJ, Goodine G. 2004. Seasonal and annual changes in soil respiration in relation to soil temperature, water potential and trenching. *Tree Physiology* 24(4):415-424.
- 35) Selsted MB, van der Linden L, Ibrom A, Michelsen A, Larsen KS, Pedersen JK, Mikkelsen TN, Pilegaard K, Beier C, Ambus P. 2012. Soil respiration is stimulated by elevated CO₂ and reduced by summer drought: three years of measurements in a multifactor ecosystem manipulation experiment in a temperate heathland (CLIMITE). *Global Change Biology* 18(4):1216-1230.
- 36) Holland EA, Coleman DC. 1987. LITTER PLACEMENT EFFECTS ON MICROBIAL AND ORGANIC-MATTER DYNAMICS IN AN AGROECOSYSTEM. *Ecology* 68(2):425-433.
- 37) Schindlbacher A, Wunderlich S, Borken W, Kitzler B, Zechmeister-Boltenstern S, Jandl R. 2012. Soil respiration under climate change: prolonged summer drought offsets soil warming effects. *Global Change Biology* 18(7):2270-2279.
- 38) Barber VA, Juday GP, Finney BP. 2000. Reduced growth of Alaskan white spruce in the twentieth century from temperature-induced drought stress. *Nature* 405(6787):668-673.
- 39) Ciais P, Reichstein M, Viovy N, Granier A, Ogee J, Allard V, Aubinet M, Buchmann N, Bernhofer C, Carrara A and others. 2005. Europe-wide reduction in primary productivity caused by the heat and drought in 2003. *Nature* 437(7058):529-533.
- 40) IPCC2013 (2013) *Climate Change: The Physical Science Basis*. Cambridge Univ. Press.

[研究成果の発表状況]

(1) 誌上発表 (学術誌)

1. M. Aguilos, K. Takagi, N. Liang, Y. Watanabe, S. Goto, Y. Takahashi, H. Mukai and K. Sasa: Biogeosciences. Discuss, 8, 6415-6445 (2011)
“Soil warming in a cool-temperate mixed forest with peat soil enhanced heterotrophic and basal respiration rates but Q_{10} remained unchanged”
2. K. Okada, N. Okada, K. Takagi, S. Urano, Y. Nishida, M. Aguilos and T. Kobayashi: J. Agric. Meteorol, 68, 165-174 (2012)
“CO₂ flux estimation for a valley terrain using the atmospheric boundary layer method”
3. M. Aguilos, K. Takagi, H. Takahashi, J. Hasegawa, D. Ashiya, C. Kotsuka, A. Naniwa, R. Sakai, A. Ito, C. Miyoshi, M. Nomura, S. Uemura and K. Sasa: J. Agric. Meteorol, 68, 195-204 (2012)
“Enhanced annual litterfall production due to spring radiation in cool-temperate mixed forests of northern Hokkaido, Japan”
4. M. Watanabe, K. Ryu, K. Kita, K. Takagi and T. Koike: Environ. Exp. Bot, 83, 73-81 (2012)
“Effect of nitrogen load on growth and photosynthesis of seedlings of the hybrid larch F₁ (*Larix gmelinii* var. *japonica* × *L. Kaempferi*) grown on serpentine soil”
5. 高木健太郎: 日本農業気象学会北海道支部会(編著)、北海道新聞社, 355-359, 札幌 (2012)
「森林土壌への温暖化の影響. 北海道の気象と農業」
6. X. Wang, T. Nakatsubo, K. Nakane: Ecol. Res, 27, 595-602 (2012)
“Impacts of elevated CO₂ and temperature on soil respiration in warm temperate evergreen *Quercus glauca* stands: an open-top chamber experiment”
7. N. Liang, Y. Wang, Y. Zhang, J. He, S. Li, S. Piao, J. Fang, T. Hirano, K. Takagi, C. D. Fletcher, M. Teramoto, Z-H. Tan: Asia Flux Newsletter, 35, 3-12 (2013)
“An Automated-Chamber Network for Evaluation of Carbon Budget of Asian Terrestrial Ecosystems”
8. M. Aguilos, K. Takagi, N. Liang, Y. Watanabe, M. Teramoto, S. Goto, Y. Takahashi, H. Mukai, K. Sasa: Tellus B, 65: 20792 (2013)
“Sustained large stimulation of soil heterotrophic respiration rate and its temperature sensitivity by soil warming in a cool-temperate forested peatland”
9. K. Fukuzawa, H. Shibata, K. Takagi, F. Satoh, T. Koike, K. Sasa: For. Ecol. Manage, 310: 700-710 (2013)
“Temporal variation in fine-root biomass, production and mortality in a cool temperate forest covered with dense understory vegetation in northern Japan”
10. 東 健太、平野高司、寺本宗正、梁 乃申: 北海道の農業気象, 65: 23-31 (2013)
“植生遷移が進む森林跡地の CO₂ フラックスに与える環境要因の影響”
11. R. Hirata, K. Takagi, A. Ito, T. Hirano, N. Saigusa: Biogeosci Discuss, 11: 2847-2885 (2014)
“The impact of climate variation and disturbance on the carbon balance of forests in Hokkaido, Japan”

12. M. Aguilos, K. Takagi, N. Liang, M. Ueyama, K. Fukuzawa, M. Nomura, O. Kishida, T. Fukazawa, H. Takahashi, C. Kotsuka, R. Sakai, K. Ito, Y. Watanabe, Y. Fujinuma, Y. Takahashi, T. Murayama, N. Saigusa, and K. Sasa: Agric For Meteorol, **197**: 26-39 (2014)
“Dynamics of ecosystem carbon balance recovering from a clear-cutting in a cool-temperate forest”
13. 阿部有希子、佐藤明、菅原泉、梁 乃申、寺本宗正: 関東森林研究, **65** (2): 293-296 (2014)
“奥多摩演習林におけるスギ人工林での伐採前後の土壌呼吸速度の変化”
14. K. Takagi, R. Hirata, R. Ide, M. Ueyama, K. Ichii, N. Saigusa, T. Hirano, J. Asanuma, S.-G. Li, T. Machimura, Y. Nakai, T. Ohta, and Y. Takahashi: Soil Sci. Plant Nutr, **61**: 61-75 (2015)
“Spatial and seasonal variations of CO₂ flux and photosynthetic and respiratory parameters of larch forests in East Asia”
15. K. Fukuzawa, H. Shibata, K. Takagi, F. Satoh, T. Koike, K. Sasa: Plant Species Biol, **30**: 104-115 (2015)
“Role of dominant understory Sasa bamboo in carbon and nitrogen dynamics following selective tree cutting in cool-temperate forest in northern Japan”

(2) 口頭発表

1. M. Aguilos, K. Takagi, Y. Watanabe, K. Sasa, K. Fukuzawa, N. Liang, S. Goto, Y. Takahashi, H. Mukai, N. Saigusa, T. Murayama and Y. Fujinuma: 生物地球科学会 10 周年セッション (2011)
“Effect of disturbances to the carbon budget of forests in northern Japan”
2. N. Liang, M. Takada, T. Okuda, E. Philip, A. Nik. Rahim: AsiaFlux Workshop, Johor Bahru, Malaysia 2011
“Soil Carbon Emission of Tropical Ecosystems and its Potential Role in REDD++ mechanism”
3. M. Aguilos, K. Takagi, K. Fukuzawa, N. Saigusa, T. Murayama, Y. Fujinuma and K. Sasa: AsiaFlux Workshop, Johor Bahru, Malaysia, 2011
“Northern Japan’s cool-temperate forest reaches a carbon compensation point 7 years after clearcutting”
4. 後藤誠二郎、梁 乃申: 第 123 回日本森林学会 (2012)
「5 年間の温暖化操作がアカマツ林の土壌呼吸に及ぼす影響について」
5. 安達 賀一、水永 博己、三枝 信子、梁 乃申: 第 123 回日本森林学会 (2012)
「カラマツ人工林におけるデジタルマイクロプローブを用いた倒木分解速度の推定」
6. 宮本 裕江、三枝 信子、梁 乃申、水永 博己: 第 123 回日本森林学会 (2012)
「カラマツ人工林における細根の消失要因」
7. 宮本 裕江、里村 多香美、梁 乃申、三枝 信子、佐藤 雅子、水永 博己: 第 123 回日本森林学会 (2012)
「カラマツ人工林における細根の出現季節と生存期間の関係」
8. 大類 光平、檜本 正明、水永 博己、王 権、角張 嘉孝、梁 乃申: 第 123 回日本森林学会 (2012)
「地球温暖化にともなう地温上昇で土壌微生物呼吸はどう変化するのか? (III)」

9. M. Aguilos, K. Takagi, K. Fukuzawa, K. Sasa, N. Saigusa, T. Murayama and Y. Fujinuma: The 5th EAFES International Congress, Otsu, Japan, 2012
“Northern Japan’s cool-temperate forest reaches its carbon compensation point 7 years after clearcutting”
10. S. Goto: The 5th EAFES International Congress, Otsu, Japan, 2012
“Evaluation of the effect of five years soil warming on soil CO₂ efflux in red pine forest ecosystem”
11. N. Liang: AsiaFlux Training Course 2011, Seoul, Korea, 2011
“Soil Carbon Flux Measurement”
12. N. Liang, K. Takagi, T. Hirano, S. Ishida, M. Takagi, Y. Zhang, J. He, Y. Wang, H. Mizunaga: The 55th Symposium of the International Association for Vegetation Science, Mokpo, Korea, 2012
“An Automated Chamber Network for Monitoring Terrestrial Carbon Cycle in East and Southeast Asia”
13. N. Liang, T. Okuda, S. C. Fletcher: International Symposium on Southeast Asian Tropical Rainforest Research related with Climate Change and Biodiversity, Tokyo, Japan, 2012
“Soil Carbon Dynamic and REDD Credit of Southeast Asian Tropical Ecosystems”
14. 石田祐宣、庄司優、蓮沼洋志、高橋啓太、徳永真央、伊藤大雄、石田清、戎信宏、高瀬恵次、中北英一、山口弘誠、田中賢治: 水文・水資源学会 2012 年度研究発表会 (2012)
「白神山地ブナ林における水・炭素収支の季節変化」
15. 高木健太郎: 日本農業気象北海道支部 60 周年記念公開シンポジウム「北海道の気象と農業」(2012)
「森林と温暖化」
16. M. Teramoto, N. Liang, T. Hirano, Z. Tan, K. Higashi: 11th AsiaFlux International Workshop, Seoul, Korea, 2013
“Carbon balance of a natural disturbed forest in northern Japan”
17. 石田祐宣、伊藤大雄、石田清、庄司優、高橋啓太、田上晃央: 白神山地世界自然遺産登録 20 周年記念シンポジウム・白神山地を学びなおす (2013)
「白神山地の気象特性と水・炭素の出入りを解明する 3. 光合成/呼吸による炭素の出入りとブナ樹の炭素蓄積」
18. 石田祐宣、田上晃央、伊藤大雄、石田清: 日本気象学会 2013 年度秋季大会 (2013)
「白神山地ブナ林における熱・水・CO₂ フラックスの観測」
19. 伊藤大雄、石田祐宣: 2013 年度日本農業気象学会東北支部大会 (2013)
「リンゴ園における土壌呼吸速度の季節変化・年次間差とその要因」
20. 東健太、矢崎友嗣、孫力飛、平野高司、寺本宗正、梁乃申: 日本農業気象学会北海道支部 2014 年大会
「大規模攪乱後のカラマツ林跡地におけるチャンバー法を用いた炭素収支の評価」
21. 矢崎友嗣、東健太、孫力飛、平野高司、佐野智人: 日本農業気象学会北海道支部 2014 年大会
風「倒壊後 10 年間のカラマツ林跡地の植生遷移とバイオマス回復」
22. 孫力飛、矢崎友嗣、平野高司、寺本宗正、梁乃申: 日本農業気象学会北海道支部 2014 年大

「森林における土壌呼吸と細根動態に関する野外実験」

23. 矢崎友嗣、平野高司、佐野智仁、梁乃申、寺本宗正、東健太、孫力飛：日本農業気象学会 2015 年全国大会

「チャンバー法及び生物量調査による攪乱後の森林における炭素動態の評価」

24. 荒巻能史、梁乃申、寺本宗正、富田綾子：日本地球惑星科学連合 2014 年大会（2014）
「放射性炭素を用いた温暖化に伴う森林土壌有機物の分解特性の解明」

25. 寺本宗正、梁乃申、曾継業、井手玲子、三枝信子、高橋善幸：日本地球惑星科学連合 2014 年大会

「富士北麓カラマツ林における林床部 CO₂ フラックスの連続測定」

26. M. Teramoto, N. Liang, T. Hirano, K. Higashi: AsiaFlux Workshop, Los Baños, Philippines, 2014
“Carbon balance of a forest in northern Japan after typhoon disturbance”

27. 寺本宗正、梁 乃申、石田祐宣、曾 継業、矢野沙季：日本農業気象学会 2015 年大会（2015）
「白神山地ミズナラ林における土壌呼吸に対する温暖化の影響」

28. 寺本宗正、梁 乃申、高木正博、曾 継業：第 126 回日本森林学会大会
「九州暖温帯常緑広葉樹林における土壌呼吸に対する温暖化の影響」

（３）出願特許

なし

（４）受賞等

なし

（５）一般への公表・報道等

温暖化操作実験が読売新聞に掲載された。

読売新聞（全国版）2011年11月21日（朝刊）：「京都」後の枠組み作り難航ー将来は森林もCO₂排出源に？

（６）その他成果の普及、政策的な寄与・貢献について

① 国際土壌呼吸キャンペーン

2012年2月17-24日にかけて、マレーシア半島部の熱帯天然雨林や二次林、またその周辺のゴム園とオイルパームプランテーションにおいて、土壌呼吸のキャンペーンを行った。参加機関は日本側二つ（国立環境研究所と広島大学）及びマレーシア側五つ（マレーシア森林研究所、農科大学、技術大学、オイルパーム研究所、Li-Cor代理会社）、計26人が参加した。

2013年7月30日-8月5日にかけて、第3回 Soil Respiration Campaign in Tropical Ecosystems をマレーシア半島部パソ周辺の熱帯生態系および Teluk Intan の熱帯湿地開発区で主催した。参加者は国立環境研究所、マレーシア森林研究所(FRIM)、マレーシアオイルパーム研究所 (MPOB)、マレーシアプトラ大学 (UPM)、マレーシア技術大学 (UTM) の4機関計18名であった。

② アジア地域における本研究の広域評価・検証

本研究の結果をアジア地域での広域評価・検証する為に、2012 年における中国科学院の複数の研究所や大学との共同研究で、本研究と同様のチャンバーシステムを内モンゴルの乾燥草原や中国北部のカラマツ林および南部（海南島）の熱帯林において展開した。それらの観測データは本研究の参照データとなっている。

2013年におけるタイ国カセサート大学との共同研究で、本研究と同様のチャンバーシステムをタイ国中心部のゴムプランテーションに設置し、観測展開した。それらの観測データは本研究の参照データとなっている。