

総説

泥炭堆積物コアを用いた古気候復元研究

A review of the paleoclimate reconstruction using peat deposits core

篠崎 鉄哉

Tetsuya Shinozaki

2013 年 5 月 5 日受付. 2013 年 7 月 11 日受理. 筑波大学大学院生命環境科学研究科地球進化科学専攻(shinozakit@geol.tsukuba.ac.jp)

要旨 泥炭堆積物コアは,氷床コアや海底堆積物コアと同様に古環境復元試料として用 いられている.泥炭堆積物を用いることで,完新世を含んだ数万年スケールの古気候変 動を高時間分解能で広域にわたり復元することが可能であるが,高精度の¹⁴C年代軸の 構築を行なうには,(1) 正しい年代を保存した試料の選別,(2) リザーバー効果の有無 の確認,を行うことが求められる.泥炭堆積物中の安定同位体比,脂質バイオマーカー, 花粉化石などのプロキシを用いることにより,気温,水環境,植生などの古環境を復元 することができる.また,泥炭堆積物は堆積速度が速いため,測定した値と気象観測デ ータの比較が可能な場合があり,測定値と気象要素のより直接的な関係を見いだすこと ができる.試料の精密な年代値を得た上で上述のプロキシを活用することで,人類の生 活圏である陸上の古気候を高精度で復元することが可能となる.

キーワード:泥炭堆積物,気候変動,¹⁴C年代,リザーバー効果,安定同位体比,脂質 バイオマーカー,花粉分析,核実験由来の放射性炭素

1. はじめに

現在,地球は深刻な温暖化問題に直面している. IPCC第4次評価報告書(IPCC, 2007) で報告されたように,2100年には全球平均で2℃以上の気温上昇が予測されている. さ らに,気温が上昇することによる生態系や淡水資源などへの影響が懸念される(IPCC, 2007).気温変化に伴う環境への影響は地域によって大きく異なるため,地域毎で温暖 化の影響評価を行うことが必要である.現在進行中の温暖化による地球環境への影響を 予測するには,過去に起きた自然レベルでの気候変動の実態をより正確に理解し,気候 変動が地球環境にどのような影響を及ぼしてきたのかを明らかにすることが求められ る.さらに,人類社会が受ける影響を考える上で,人類の生活圏である陸上の古気候記 録は非常に重要である.そこで現在,陸上の古気候復元試料として,泥炭堆積物を用い た研究の重要性が高まってきている.



図1. 世界各地における泥炭湿地の分布(Jackson and Charman, 2010). Jackson and Charman (2010) は, Lappalainen (1996) および Charman (2002) に基づいて図を作成している.

泥炭は主に低温湿地で植物遺骸が十分に分解されずに堆積し形成される.熱帯地域で も木質遺骸による泥炭が形成されることがあり,泥炭湿地は低緯度域から高緯度域にか けて幅広く分布している(図1, Jackson and Charman, 2010). 泥炭堆積物は,一般に 海底堆積物や湖沼堆積物に比べて堆積速度が非常に速く,植物遺骸から形成されるため 有機物が豊富に存在し,気温や水環境の変化に敏感に反応して化学組成が変化する (Blackford, 2000). これらの特徴から,泥炭堆積物を用いることで,地域毎で得た古 気候記録を広域にわたり比較することができ,完新世を含んだ過去数万年間の古気候変 動を高時間分解能(数年~数十年)で復元することが可能となる. さらに,泥炭堆積物 コアを用いることにより,氷床コアや海底堆積物コアに比べて人類の生活圏に近い場所 での古気候データを得ることができる. 本論文では,泥炭堆積物を用いた古気候復元研 究の特徴や諸問題について総括する.

2. 泥炭堆積物の年代測定

堆積物コアを用いる古気候復元研究では,正確な年代値に基づく古気候記録を作成す ることが重要である.正確な深度・年代モデルを作成するために,年代が既知のテフラ 層が用いられる.日本のような火山地帯ではテフラが含まれることがあり,テフラの年 代から堆積物コアの年代を推定したり,後述する年代測定の試料選定の際の鍵層として 用いることができる.しかし,コア中に必ずしもテフラ層が含まれるとは限らない.本 章では,泥炭堆積物試料の年代決定に用いられる放射性炭素(¹⁴C)年代測定法を取り上 げ,その試料選定の注意点とリザーバー効果の影響について紹介する.

2-1. 試料選定

泥炭堆積物は、維管束植物、水生植物、コケ類などの様々な植物が未分解で堆積したものであり、堆積物中には様々な物質(地上部の植物遺骸,根,細根,真菌の菌糸体、 木炭、異地性の微小有機物など)が含まれている. 有機物が豊富な泥炭堆積物の年代決定には、一般的に¹⁴C年代測定が用いられる. しかし、泥炭の堆積層には堆積時に生育した植物遺骸だけでなく、堆積後上部から侵入する根が含まれている場合があり、真の 堆積年代よりも若い年代を示してしまう場合がある(木越ほか、1978). また、水に溶けやすく可動性の成分が地層中を移動していることが考えられ、実際に堆積物コア中の 古い層からいくつかのフラクションに分画して¹⁴C年代測定を行なったところ、求めた 年代値に大きな開きがみられたことが報告されている(宮崎、1971). 以上のような理 由から、泥炭質の堆積物(バルク堆積物)をそのまま測定しても正しい年代値を得るこ とができない場合が多い. そこで、泥炭堆積物の¹⁴C年代決定には、特定の試料を拾い 出し(もしくは抽出し)測定することが多い. ここでは、泥炭堆積物の¹⁴C年代測定に 関して、様々な試料の利点と注意すべき点を紹介する.

2-1-1. 腐食物質

堆積物から分離した様々な腐植物質の¹⁴C年代値に関して多くの検討が行われている (宮崎, 1971; 木越ほか, 1978; Johnson et al., 1990; Bartley and Chambers, 1992; Shore et al., 1995; Lowe et al., 2004; Howard et al., 2009). 腐植物質には, ア ルカリに可溶で酸に不溶のフミン酸(humic acid),酸にもアルカリにも可溶のフルボ 酸(fulvic acid), そして酸にもアルカリにも不溶のフミン(humin)がある. 水に可 溶なフルボ酸は、地下水の動きによって上部堆積層から下部へ移動し、下部堆積層にお いて真の年代よりも若い年代を示す原因物質となりやすい.また,上層からの根の混入 も、堆積層において年代を若くさせる要因の一つである. 大量の根の混入によりフミン の年代が実際の堆積年代よりも若くなることがある (Johnson et al., 1990). 以上の 理由より、フミン酸、フルボ酸、フミンを比較した場合、フミン酸が真の年代を示して いるという報告がある (宮崎, 1971; Johnson et al., 1990; Shore et al., 1995). しかしながら,緩やかな斜面に形成された湿原やブランケット湿原(blanket bog:地 形なりにミズゴケ類が広がった湿原)のように水の動きがある場所で採取した泥炭堆積 物コアにおいては、アルカリに可溶なフミン酸よりも、酸にもアルカリにも不溶なフミ ンのほうが真の年代を示しているとした報告もある (Bartley and Chambers, 1992; Lowe et al., 2004). また, Bartley and Chambers (1992) は, フミンとフミン酸のそれぞ れの割合と年代値の加重平均から得られた年代値もまた,真の年代に近いと指摘してい る. Fowler et al. (1986) は,同一の泥炭堆積物サンプルから抽出したフミン酸と脂 質(lipid),そして植物遺骸の¹⁴C年代値を比較したところ,アルカリに可溶なフミン酸 が他に比べて非常に若い年代値を示したことから,年代測定には酸にもアルカリにも不 溶である脂質が最適であると報告した.木越ほか(1978)は、堆積物コアからフミンと フミン酸を分離し¹⁴C測定を行ったところ,深度が深くなるにつれて両者間の年代差が大 きくなることを示した.このことから彼らは,深い地層ほど上部から地下水によって運 ばれた年代の若い有機物を多量に吸着している可能性を指摘した.また、泥岩層や砂岩 層のような不透水層が存在する場合,その直上の層では,フミン,フミン酸の年代差が 大きくなる可能性があると指摘している.彼らは、不透水層の直上の層では、年代の若 い有機物を含んだ上部より流れ込んでくる地下水が常に接触を繰り返している可能性 が高く,水を通しやすい層に比べて年代の若い有機物の吸着量が増大し、この年代の若

い有機物が各フラクションのいずれかに多量に含まれてしまうことによるものと考察 している.

以上のように、腐植物質でどのフラクションが真の年代値を保存しているかについては、未だ結論がでていない.しかしながら上記より、堆積年代と異なる炭素の混入は若い炭素である場合が多い.そのため、腐植物質などの有機物を用いる場合は、同層準で何種類かのフラクションで¹⁴C 測定を行い、古い年代が出たものが最適である可能性が高い.また、腐植物質を用いる際、どのような試料から抽出を行なったのかを明記しておくことを推奨する.例えば、(1)単一種の植物、(2)複数種の植物、(3)バルク堆積物、のようにである.このような記載を参照することで、第三者が再検討しやすくなるためである.

2-1-2. 植物遺骸

年代測定に適しているとされている植物遺骸の一つにミズゴケ(Sphagnum)がある (Nilsson et al., 2001; Goslar et al., 2005). ミズゴケは根を持たないので,堆積 層の下位から古いCO₂を取り込むことがなく,大気中からのみCO₂を取り込むという理由 から,正しい年代値を示すと言われている(Jungner et al., 1995). ここで注意しな ければならない点として、¹⁴C測定に必要なミズゴケ量を得られない場合があることだ. 近年の加速器質量分析(AMS)法の進歩によって¹⁴C測定に必要な試料の量は以前と比較 して格段に少なくなったものの、ミズゴケが生育しないような環境の場合や、存在して いたとしても分解が十分に進んでしまっている場合には、測定に必要な試料量を得られ ない. そのため、ミズゴケを年代測定に用いる際は、まず初めにコアの上部から下部に かけてミズゴケが存在しており、測定に十分な量が得られるか検討する必要がある.

少量の炭素でも加速器質量分析計を用いることで¹⁴℃年代測定が可能になったことか ら、1990年代以降、泥炭堆積物中の花粉化石を用いた年代決定に関する研究が進められ ており、花粉化石が正しい¹⁴C年代を示していると多くの研究で報告されている(Brown et al., 1992; Richardson and Hall, 1994; Mensing and Southon, 1999; Vandergoes and Prior, 2003; Newnham et al., 2007; Wüst et al., 2008). その根拠の一つとし て,年代が既知のテフラ層の上下の層から得た花粉化石の¹⁴C年代値がテフラ年代と同様 の値を示したことが挙げられる (Brown et al., 1992; Richardson and Hall, 1994; Mensing and Southon, 1999; Newnham et al., 2007). また, Vandergoes and Prior (2003)は、堆積物コアから花粉化石を拾い出し、数層準で花粉化石とバルク有機物の ¹⁴C年代値の比較を行った. その結果, ほとんどのバルク有機物が花粉化石よりも若い年 代を示した.この理由として、年代が若い有機物を含んだ植物遺骸もしくはフミン酸が 混入したことが原因でバルク有機物が若い年代を示したのではないかと考察している. 以上のように,花粉化石は堆積当時の年代を保存している可能性が高い.しかしながら, 堆積物中の花粉化石の中には、風により運ばれた異地性の花粉化石が含まれる場合や、 微小であるために上下の層に再堆積する場合が考えられるため,実際の年代とは異なる 年代を示す可能性も指摘される (Shore et al., 1995).

堆積物コア中に含まれる木片が年代測定に用いられることがある.木片の場合は、それが樹木の中心と端の部分では100年以上年代が異なることもあり、注意が必要である (Vandergoes and Prior, 2003).また、堆積物コアに木片が一定の間隔で堆積物コア 中に含まれていることが、いつも期待できるわけではない.このように木片のみを用い

ての年代軸の構築は難しい.

球果や大きな葉のような大型植物化石や昆虫化石などは,堆積後に土壌内で移動しに くいため年代測定に適した試料として用いられる.単体であっても年代測定が十分可能 なので、ボーリングコアなどの断面から直接採取することも可能である.しかしながら、 このような大型植物化石や昆虫化石が堆積物中に混入していることは多くないため、こ れらの試料だけを用いて、堆積物の上部から下部にかけて年代を入れることは困難であ る.

以上, 泥炭堆積物の年代決定に用いられている試料に関してそれらの利点と注意す べき点を紹介した. 堆積物コアの年代決定を行なう際は, コアの上部から下部まで統一 して同じ物質を用いることが望ましい. 一部の層ではミズゴケ, 一部の層では花粉化石 など, 異なる物質の¹⁴C年代値から年代軸を構築してしまうと, 物質が異なることで信 頼性の評価がしにくくなる. しかしながら, 信頼性の高いミズゴケや大型植物化石が, 堆積物の上部から下部にかけて一定量得られることは稀である. そこで, ミズゴケや大 型植物化石が得られる層準で, コア全体で得ることが容易な腐植物質などを同時に測定 し, 比較することを推奨する. 両者間との年代差が小さな試料を¹⁴C 測定に適した試料 とし, その試料を用いてコア全体の年代測定を行なうことで, 確度の高い年代軸の構築 を行なうことができる.

2-2. 泥炭堆積物のリザーバー効果

堆積物の¹⁴C年代値を解釈する上で注意しなければならない点として、古い¹⁴Cを取り 込むことにより¹⁴C年代値が古くなること,いわゆるリザーバー効果(Stuiver and Pollah, 1977) による年代のズレが挙げられる. 海底堆積物コアで暦年較正を行う際にリザーバ ー効果を考慮することの必要性は十分認識されているが (Stuiver and Braziunas, 1993)、海底堆積物に限らず泥炭堆積物に関してもその存在が確認され問題視されてい る(Olsson, 1986; Kilian et al., 1995, 2000; Blaauw et al., 2004). Kilian et al. (1995)は、オランダ東部の高層湿原で掘削された数本の泥炭堆積物コアに対して¹⁴C 連続データの比較検討を行った.その結果,純粋なミズゴケに対して、ミズゴケにツツ ジ科の細根(2~4%)が含まれた試料は、100~150年ほど「古い」年代を示していた. 通常、上部からの細根の混入があった場合、年代は若くなることが予測されるので、こ の「古い」年代は予想とは逆の結果を示した.そこで彼らは、年代が古くなった原因と して古い炭素を取り込んだ可能性、つまりリザーバー効果が働いた可能性を指摘した. 図2a-2dにみられるように、¹⁴Cの測定結果は¹⁴C較正曲線に対して正の方向に「一定のズ レ」を持っていた.また、そのズレの大きさは地域毎に異なり、それらのズレは149年 から237年の幅を示していた.この「一定のズレ」がリザーバー年代に相当する.図2e-2h のようにリザーバー効果を考慮しないで較正を行った場合,¹⁴C較正年代値は¹⁴C較正曲 線に対して大きなズレが生じるため,リザーバー効果を考慮した年代決定の必要性が指 摘された. 一方, Blaauw et al. (2004) では, Kilian et al. (1995) と同様の高層湿 原で採取したコアの¹⁴C結果に関して異なる報告をしている.彼らは、地上部の植物遺骸 (枝,葉,種)が真の年代を記録しており、これらに関してはリザーバー効果による影 響が無いとしている. その理由は以下の3つである. (1)高層湿原における地上部の植 物の炭素同位体比は、大気¹⁴Cと平衡状態にある. (2) 地上部の植物の¹⁴C値はリザーバ ー効果を仮定しなくても¹⁴C較正曲線と合っている. (3) 同層準で得られた異なる地上 部の植物遺骸は統計的に異なる¹⁴C年代を示していない.

リザーバー効果の影響は地域によって異なることが図 2a-2d からも見てとれる.そのため、リザーバー効果の影響を見るためには、多数の試料を測定して¹⁴C較正曲線と比較し、リザーバー年代を算出する必要がある.もしくは、リザーバー効果の影響がないと考えられる地上部の植物遺骸を拾い出し測定する.いずれの場合においても、年代決定を行う際にはリザーバー効果の影響の有無を検討することが求められる.



図 2. オランダ東部の四カ所の高層湿原 (Eng-I, Eng-VII, Draved Mose, Haslacher See) で得られた バルク堆積物の¹⁴C 測定結果 (黒丸; エラーは±1 σ) と, INTCAL98¹⁴C 較正曲線 (黒線; エラー は±1 σ; Stuiver et al., 1998) (Blaauw et al., 2004). (a-d) リザーバー効果を考慮した場合. サイト 名横の年代はリザーバー年代を示す. 小さな点は, リザーバー効果を考慮した際の較正曲線の 位置を示す. (e-h) リザーバー効果を考慮しないで暦年較正した場合.

3. 古気候復元プロキシ

泥炭は植物の遺骸が堆積して形成したものであり、もともとはその大部分が植物で ある.植物が生育時に経験していた気象(気温や降水量)の変化は植物中(代謝産物な ど)に保存される.したがって、堆積物を分析することで、植物の生育時の気候を間接 的に復元することが可能となる.ここでは、泥炭堆積物中の「なに」を用いて「どのよ うな」古気候情報を得ることができるのか紹介する.

3-1. 安定同位体比

3-1-1. 炭素安定同位体比(δ¹³C)

泥炭堆積物の δ^{13} C分析を行う際,バルク堆積物や堆積物中の単一の植物から抽出したセルロース((C₆H₁₀O₅)_n)の同位体比を測定する場合が多い.バルク堆積物中には,セルロース以外にもヘミセルロースやリグニン,タンパク質などが含まれており,これらの泥炭堆積物組成の割合が違うことで安定同位体比の値に及ぼす影響を取り除くために,植物の主な構成成分であるセルロースが用いられる.また,セルロースは堆積後も分解せずに地層中に残っており(Klemm et al., 2005),セルロースとその同位体比は10⁵年は安定であることから(Briggs et al., 2000),古気候復元プロキシとして用いられている.

植物遺骸からなる泥炭堆積物中セルロースの δ^{13} Cは,主に降水量や湿度の変化を反映していると言われている (Schleser, 1995; Edwards et al., 2000; Hong et al., 2010). そのメカニズムは,植物が光合成でCO₂を取り込む際の同位体分別が大きく関係している.光合成の際に起きる炭素の同位体分別(Δ)は,C3植物の場合,近似的には以下の式で表される (Farquhar et al., 1982).

ここで、C_aとC_iは、それぞれ大気中と葉内(細胞間隙)のCO₂分圧(CO₂濃度)を表す. 定数4.4は、CO2が気孔を通過する際に¹²CO2と¹³CO2の拡散速度の違いによって生じる同位 体分別である. 定数bはCO2固定酵素(C3植物では主にRubisco)によってCO2が同化され るときの同位体分別で、27‰程度と考えられている. (1)式で、4.4 [(C_a - C_i)/C_a] は 気孔からの取り込みに伴う同位体分別を、b C./C.は酵素反応に伴う同位体分別を示す. ここで、C3植物の同位体分別とCiとの関係を図3に示す. Rubiscoは¹²CO₂と反応しやすい ため、Rubiscoの近くの空気(細胞間隙)では¹³CO₂よりも¹²CO₂が多く消費し、その結果、 相対的に細胞間隙中に¹³CO₂が増える.同位体比分別は、気孔の開度に大きく影響を受け る.気孔が閉じている時には、細胞間隙での¹³CO2の濃度が高くなるので、Rubiscoは¹³CO2 と反応する割合が増える.一方,気孔が十分に開いている時には,細胞間隙と大気のCO2 は十分に混合されるので、細胞間隙での¹³CO。濃度は大気よりもそれほど高くならず、 Rubiscoが¹³CO₂と反応する割合は低くなる(半場, 2003).気孔が閉じている時というの は、植物が植物内部の水分を体外に逃したくない時、つまり、乾燥環境下にある状態を 表す.このことから,乾燥環境下では同位体分別が小さく,植物に記録されるδ¹³C値は 重い値を示す.一方で、気孔が開いている時というのは、植物の周りに水分が十分にあ る時,つまり,湿潤環境下にある状態を表す.このことから,湿潤環境下では同位体分 別が大きく,植物に記録されるδ¹³C値は軽い値を示すこととなる.以上のような関係か ら,C3植物由来の泥炭堆積物のδ¹³C値は、堆積当時の水環境の状態を表していると考え られている. ここで注意しなければならないのが, 主に低緯度域で生息しているような

C4植物の同位体分別メカニズムが、C3植物のそれと大きく異なる点である. C4植物のC0₂ 固定酵素PEPCの炭素同位体分別 (2‰程度) はRubiscoに比べると小さく、C4植物体中の δ^{13} C値はC3植物に対して大気中 (約-8‰) に近い値を示す (Sternberg et al., 1984). δ^{13} C値で表すと、C3植物は-35~-21‰で、C4植物は-17~-11‰に分布する (Mohr and Schopfer, 1995). したがって、C3植物起源の泥炭堆積物とC4植物起源の泥炭堆積物の δ^{13} Cでは値が異なるため、相対的な変化の比較はできても絶対値の比較はできない. 堆 積物コアの δ^{13} C連続データを得る際は、調査地周辺の現在の植生も同時に記載、採取し、 それら植物の同位体比のおおよその値を把握しておくとよいであろう. また、単一コア 中で、植生がC3植物からC4植物 (もしくは逆) に変化しているかどうかは、花粉分析に よる植生復元を行うことで判断することができる.

図3. 植物の同位体分別 の概念図(半場,2003を基 に作成). C_aおよびC_iは, それぞれ大気中と細胞間 隙中のCO。分圧を示す.(a) 気孔が開いているときは, 大気と細胞間隙の間では CO₂が十分に混合されるの で、細胞間隙には¹³Cが溜 まらない.この際,酵素 Rubiscoは¹²Cを優先的に 固定する.(b) 気孔が閉じ ているときは,細胞間隙に ¹³Cが溜まるため, Rubisco で固定されるCO₂には¹³Cが 多くなる.



維管束植物以外にも、ミズゴケ植物のセルロースの炭素同位体比を用いた古気候復元 研究が行われている. Kaislahti Tillman et al. (2010) は、カナダの湿原で採取し たミズゴケから成る泥炭堆積物の δ^{13} C値と気象観測データを比較したところ、 δ^{13} Cと7 月の気温との間に正の相関関係 (R²=0.60) を認めた. このことは、ミズゴケの δ^{13} C値 が水環境ではなく気温、特に7月の気温を反映している可能性を示す. アラスカでは年 間を通して降水量が少なく、気温の季節変動が大きいため、変化の大きい気温が δ^{13} C 値に影響を及ぼしたことが考えられる. また、彼らが測定した試料が維管束植物から成 る泥炭ではなく、気孔を持たないミズゴケから成る泥炭であるため、上述した気孔開閉 による同位体分別の違いのメカニズムが当てはまらなかった可能性がある. Ménot and Burns (2001) は標高の違う地点で採取した維管束植物、ミズゴケ植物の δ^{13} C値と気温 の関係を考察したが、気温変化がミズゴケ植物の δ^{13} C値に及ぼす影響を明らかにできな かった. 多くの研究では、ミズゴケの δ^{13} C値は乾湿変動に規制されると報告しているが (Rice and Giles, 1996; Williams and Flanagan, 1996; Moschen et al., 2009; Zhu et al., 2009; Loisel et al., 2010)、大気CO₂濃度の変動が影響を及ぼすとする研究 もある (White et al., 1994; Akagi et al., 2004). より正確な古気候復元研究が行

われるためには、今後の研究が求められる.

以上のように,植物の種類や生育環境によって同位体比を決定する気象要因が異なるものの,炭素安定同位体比は古環境記録を復元する上で有望な指標と考えられる.

3-1-2. 酸素および水素安定同位体比(δ¹⁸0,δD)

泥炭堆積物中セルロースの δ^{18} 0および δ Dもまた,降水や湿度,湿原地下水などの水 環境の変化により値が変動していると言われている (Epstein et al., 1977; Brenninkmeijer et al., 1982; Aucour et al., 1996; Daley et al., 2010). セルロ ースの酸素および水素の同位体組成は,(1)湿原地下水の同位体組成,(2)蒸発散によ る葉内水の重い同位体比の濃縮,そして(3)湿原地下水とセルロースの間の生物学的 分別,の3つの過程で制限されている (Brenninkmeijer et al., 1982). 以上の過程を 考慮して,酸素および水素の安定同位体比の近似式は以下のように表される (Zanazzi and Mora, 2005).

 $\delta_{cell} = \delta_s + \varepsilon_h + (\varepsilon_e + \varepsilon_k) (1 - h) \cdots (2)$

 δ_{cell} はセルロースのδ値、 δ_s は湿原の地下水のδ値、 ϵ_b は生物学的分別の大きさ、 ϵ_c は水の蒸発における平衡分別の大きさ、 ϵ_k は水の蒸発における動的分別の大きさ、 そして*h*は相対湿度を示す.ここで、 $\epsilon_c > \epsilon_k$ は温度に依存することから、Hong et al. (2009)は、湿度が比較的一定な地域で天水により現生植物のδ¹⁸0値が支配される地域 では、セルロースのδ¹⁸0が気温の指標となりうると指摘した.この論文で彼らは、中国 北東部の湿原から採取した泥炭堆積物コアのセルロースのδ¹⁸0を測定し、そのδ¹⁸0値 の変動がGISP2氷床コアのδ¹⁸0変動に見られる最終退氷期の急激な気候変動(温暖期、 寒冷期)と同調していることを見いだした.

Brenninkmeijer et al. (1982)は、泥炭堆積物中セルロースの δ^{18} のおよび δ Dと水 環境との関係性について、同位体比と花粉分析結果との比較から議論を行なっている. 彼らが用いたのは、オランダ東部の高層湿原から採取した過去3100~2400年前をカバー する泥炭堆積物である.比較の結果、 δ^{18} Oと δ D値は類似の変動パターンを示し、深度 108 cmから上位にかけての同位体比の急激な負のシフトがSphagnum papillosumの出現 と一致していたことが示された. S. papillosumの出現は、この湿原周辺が湿潤環境に 変わったことを示し、水環境の変化が同位体比に影響したことが示唆された.

式(2)で示したように、δ¹⁸0およびδDは、地下水の同位体比や蒸発、相対湿度といった様々な気象要因によって制限される. Hong et al. (2009)が行ったように、湿度が比較的一定な環境であれば気温の指標として用いることも可能であるが、そうではない場合は測定値がなにを示しているのか、その意味を明確にしてから議論を行わなければならない.

3-1-3. 窒素安定同位体比(δ¹⁵N)

泥炭のバルク堆積物のδ¹⁵Nに関する研究は、δ¹³Cやδ¹⁸Oに比べて著しく少ない. それは、窒素の供給源、拡散過程、植物への吸収過程が複雑であることから、δ¹⁵Nはδ¹³C やδ¹⁸Oに比べて解釈が難しいといった理由による(Jones et al., 2010). そのためδ ¹⁵Nの変化が一概に「なに」を表しているかはよくわかっておらず、現状では古気候復元 にδ¹⁵Nを単独で用いることは難しい. しかし、他の測定データ(例えばδ¹³C)と併せ て用いることで、解釈の一助となることもある. Jones et al. (2010) は、アラスカ 南部の湿原で採取した泥炭堆積物コアを用い、δ¹³C、δ¹⁵N、C/N比そして花粉化石の分 析を行った(図4). 後氷期(14000[~]12000 cal yr BP)の低いδ¹³C値とC/N比は、湖成 藻類のもつ値の範囲内であることから、同時期にこの地域は湖底に泥が堆積した湖であ った可能性が高いと彼らは考察している. このことは水生植物の*Hippuris vulgaris*や スゲ属の*Carex* spp.の産出(Jones, 2009)からも支持される.また,この時期の δ^{15N} は相対的に軽い値(-2~-4‰)を示しているが、 δ^{15N} が軽い値を示す理由として、彼らは以下の二つの可能性を挙げている.一つは、植物による活発な窒素利用があった可能性である.もし高い窒素利用があれば、¹⁴Nが選択的に利用されることで生物学的分別が大きく働き、結果として植物の δ^{15N} は軽い値を示す.もう一つは、外生菌根植物が繁茂していた可能性である.*Carex* spp.のような菌根共生する植物が定着および繁茂していると、選択的に¹⁵Nが消費されやすいので、植物は残った¹⁴Nを多く含む窒素を利用する.結果として植物の δ^{15N} は軽い値を示す.

δ¹⁵N に関しては、同位体分別がよく分かっていない反応過程が多く、窒素の安定同 位体比と植物の生理学的な過程とを関連付けるのは難しい.このように、未知の部分が あるのが現状であり、今後の研究の進展が望まれる.



図4. アラスカ南部の湿原堆積物から得られた過去15000年間の δ^{13} C, δ^{15} N, C/N比,有機物量 および花粉化石の分析結果 (Jones et al., 2010). HTMは完新世最温暖期を示す. δ^{15} Nは,後 氷期に相対的に軽い値 (-2~-4‰)を示しており,同位体比が低い理由として,植物の高い窒 素利用があった可能性,もしくは外生菌根植物が繁茂していた可能性が挙げられる.

ここまで、バルク堆積物もしくはセルロースの同位体比に関する研究を紹介した. すべての同位体比で共通する問題点が、同位体比の決定メカニズムである.特に炭素、 酸素、水素安定同位体比はその計算式まで明らかとされているものの、植物の違い(C3 植物かミズゴケ植物か)や生育環境の違いによって同位体比に影響を及ぼす気象要因が 異なってしまう.そもそも、気象と同位体比の間に一対一の関係を見いだすことは限り なく難しい.それは、気象自体が複雑に相互に影響を及ぼしているためである.そのた め、同位体比から古気候を復元する際は、単一ではなく複数の同位体比の値を組み合わ せることで余計な情報を除去するとよい.実際に、分子レベルの同位体比から特定の情 報のみを抽出する手法が用いられているが、そちらに関しては「3-2.脂質バイオマ ーカー」にて記述したのでそちらを参照頂きたい.また、ローカルな影響を考慮するに は、Kaislahti Tillman et al. (2010)が行っているような実際の気象観測記録が残っている時 代を記録した堆積物が得られるわけではないので、この方法を用いる場合は地域の選定 に注意が必要である.今後,同位体比を用いた古気候復元研究の精度向上のために,特 に,同位体比決定メカニズムの解明,特定の気象情報の抽出方法の確立,気象観測記録 との比較による同位体比制限要因の特定に関する研究に期待したい.

3-2. 脂質バイオマーカー

泥炭を形成する植物中の脂質バイオマーカーの分子組成もまた,湿原環境の変化を復元するのに重要なプロキシとして用いられている(Ficken et al., 1998). 脂質は生物 有機物の主要な構成成分であり,その化学構造や生理学的機能は極めて多様性に富んで いる.このうち直鎖飽和脂肪族炭化水素はn-アルカンと呼ばれ,地球化学試料中に普遍 的に存在している(半田, 2004).維管束植物(スゲ,草本,低木,樹木)の葉表面ワ ックスの場合は長鎖(C_{29} - C_{31})n-アルカンが優勢であり,ミズゴケの葉表面ワックスの 場合は中鎖(C_{23} - C_{25})n-アルカンが優勢であるものもある(Nott et al., 2000). Nichols et al. (2006)はこの関係に注目し,アメリカ北部の湿原の泥炭堆積物コアに対して(3) 式を用いて水生植物と陸生植物の割合の変化に関する考察を行った.

 $(C_{23} + C_{25})/(C_{23} + C_{25} + C_{29} + C_{31}) = P_{aq}$ (Ficken et al., 2000)

(3)式では、*P*_{aq}が0に近いと維管束植物が卓越していたことを示し、1に近いとコケ植物が卓越していたことを示す.彼らは、*P*_{aq}比が腐植度および有殻アメーバから復元した地下水面深度と高い相関を示すことから、*n*-アルカン分布が過去の泥炭地の地下水面深度を復元する上で効果的な方法であると指摘している.

さらに, 分子レベルの安定同位体比(炭素, 水素)を古気候研究へ適用した報告例も ある(例えば, Xie et al., 2000, 2004; Yamamoto et al., 2010; Seki et al., 2011). Yamamoto et al. (2010) は、中国北東部の湿原で得られた過去16000年分をカバーする 泥炭堆積物コアを用いて,植物由来のワックスのn-アルカン (C21-C33の奇数n-アルカン) の分析を行った.図5は, n-C₃₁ アルカンのδ¹³C値からC₂₁, C₂₃, C₂₅, C₂₇, C₂₉ およびC₃₃ n-アルカンの δ^{13} C値を引いた値 ($\Delta \delta^{13}$ C), *n*-アルカン比, *P*_{ao}比 (Seki et al., 2009), n-C₂₇ アルカンの δ D値 (Seki et al., 2009) を示す. この図より, $\Delta \delta$ ¹³C, P_{aa} , C₂₃/C₃₁ そしてC₂₇/C₃₁は,14.9~13.2 kaと12.7~11.6 kaに同調的に変動していることがわかる. 14.9~13.2 kaの期間は, n-C₃₁ アルカンに対してC₂₁とC₂₅のn-アルカンの割合が卓越し ていることから(図5c),この時期には、主にミズゴケが繁茂していた可能性が高い. このことは、同時期のC₃₁-C₂₅のΔδ¹³C値が約3.4‰,C₃₁-C₂₇のΔδ¹³C値が約3.8‰を示し ており(図5a),この値が,現生のミズゴケの C_{31} - C_{25} , C_{31} - C_{27} の $\Delta \delta^{13}$ C値(約3.4‰)と 近い値を示すことからも支持される.一方で,12.7~11.6 kaの期間は,C₃₁-C₂₇のΔδ¹³C 「値とC₂₇/C₃₁比の増加が認められる(図5b, 5d). これは, ¹³Cが少ない*n*-C₂₇ アルカンの相 対的増加,または、¹³Cが少ないn-C₃₁アルカンの相対的減少を示す.ミズゴケは多くの C_{27} を含み、 C_{23} 、 C_{25} 、 C_{27} のn-アルカンの δ^{13} C値は C_{29} 、 C_{31} のそれよりも1.3~2.0‰低いの で,高い C_{37}/C_{31} 比と Δ δ¹³C値はこの時期にミズゴケが繁茂していた可能性を示す.また, この湿原近くの湖沼堆積物の花粉分析から、12.7~11.6 kaの期間に針葉樹が優占して いたことがわかっている (Stebich et al., 2009). 針葉樹の葉表面ワックスにはC3被 子植物よりも¹³Cが多い $n-C_{31}$ アルカンが含まれている.したがって、高い C_{27}/C_{31} 比と Δ δ^{13} C値の理由として、針葉樹の拡大により 13 Cが少ない $n-C_{31}$ アルカンの割合が相対的に 減少した可能性も考えられる.

一方, Seki et al. (2011)は、チベット東部の湿原で得た堆積物を用いて、分子レベルのδDの分析から過去12000年間の水環境の復元を行っている. 彼らは、植物ワック

スのC₂₃-C₃₁ n-アルカンのδDが,東アジアモンスーンやインド洋モンスーンの指標とな っている鍾乳石のδ¹⁸0と同調的な変動パターンを示すことを見いだした.しかしながら, 降水の同位体比を規定する要因は水蒸気の起源や輸送経路の変動など複数あるため、植 物ワックスの*n*-アルカンのδD値が単純に水環境を反映しているとは限らない.そこで 彼らは, Sachse et al. (2006)が提案した相対湿度の情報のみを抽出する手法である $n-C_{23}$ と $n-C_{31}$ アルカンの δ Dの差($\Delta \delta$ D_{C23-C31})の値を用いた. $\Delta \delta$ D_{C23-C31}は水生物由来 のバイオマーカー (n-C23 アルカン) と陸上植物由来のバイオマーカー (n-C31 アルカ ン)の水素同位体比の差であることから、降水の同位体比を打ち消した、相対湿度の効 果のみを示すと考えられる.この手法は主に湖沼堆積物を対象に最終氷期以降の相対湿 度の復元に用いられている (Hou et al., 2006; Jacob et al., 2007; Aichner et al., 2010). この $\Delta \delta D_{c23-c31}$ と調査地周辺の湖の炭酸塩の δ^{18} 0,湖面レベルとの比較を行っ た結果、ΔδD_{C23-C31}が、炭酸塩のδ¹⁸0よりも湖面レベルの変動と同調的であることが明 らかになった.このことは、炭酸塩のδ¹⁸0が単純な降水量のプロキシではないことを示 唆する.しかしながらこの手法は,乾燥した地域で用いるのには注意が必要である.そ れは,乾燥した地域においては蒸発の影響で湖沼水の同位体比が重くなることで,水生 由来の植物ワックスのδDは陸上植物のそれに比べて重い値を持つ傾向があるためであ る (Mügler et al., 2008). さらに, この手法では生合成における見かけの δ Dがどの 種でも同じであることを前提としているが、実際の植物ワックスの水素同位体比は種 (草本、樹木、裸子、被子植物等)によって大きく異なっていることに留意する必要が ある. 植物ワックスのδDから過去の降水量を復元するには他の同位体プロキシや花粉 分析などと比較を行い、データの信頼性を確認することが重要である(関,2011).

以上のように,脂質バイオマーカーの構成だけでなく,その同位体比を用いることで,詳細な古植生や古環境の復元を行うことができる.また,脂質バイオマーカーの分析は比較的少量のサンプルで行えることから,泥炭地における古水理学的記録の高解像 度復元が期待できる.



図5. 中国北東部の湿原堆積物から得られた過去16000年間の分析結果 (Yamamoto et al., 2010). (a, b) n- C_{31} アルカンの δ^{13} C値から C_{21} , C_{23} , C_{27} , C_{29} および C_{33} n-アルカンの δ^{13} C値を引

いた値 ($\Delta \delta^{13}$ C), (c, d) *n*-アルカン比, (e) *P*_{aq}比 (Seki et al., 2009), (f) *n*-C₂₇ アルカン の δ D値 (Seki et al., 2009). 網掛けは $\Delta \delta^{13}$ C値と*n*-アルカン比の変動が同時に起こっている 期間を示す.

3-3. 花粉化石

泥炭堆積物中に含まれる花粉の分析により,過去の植生の復元が可能となる.前述 の通り,バイオマーカー分析からも古植生の復元が可能であるが,花粉分析のほうが植 生に関してより詳しい情報を得ることができる.一般的に花粉組成が示す植生は,広域 的要素の高木花粉,局地的要素の低木花粉と草本花粉,胞子に分けられる.ある地点の 花粉組成に対して,広域的要素は離れた散布源からの花粉分類群で,局地的要素は近い 散布源からもたらされた花粉分類群である.広域的植生と局地的植生を分けるには,同 一湿原において複数のコアを分析することが有効である(米林,1989;吉田,2006).

植生の地史的変遷は、植物の進化や気候変動に伴う移動など様々な要因で起こると 考えられているが,第四紀の植生変遷において主要な要因は気候変動である(紀藤・瀧 本、1999). そこで、花粉分析記録から得られた植生変遷から、古気候記録を復元した 研究がこれまでに数多くなされてきた、例えば、Havashi et al. (2009) は日本中部で 得た泥炭堆積物の花粉分析結果より、MIS6~3の東アジアモンスーン変動に関する考察 を行っている.塚田(1958)は、湿原堆積物の花粉分析から復元した古植生と現生植生 の花粉組成を比較することで,類似する現在植生の環境をあてはめて当時の気温の推定 を行っている.ここで、花粉組成から気温や降水量を定量的に換算した試みとして、 Nakagawa et al. (2002) がある. 彼らは、湖沼堆積物の花粉化石組成を現生植生の表 層花粉組成と比較し、類似する現在の植生の環境をあてはめて古気候変動を復元する手 法を開発した.まず,現在の気候のデータセットと表層堆積物中の花粉組成のデータセ ットを用いて、両者の対応関係を求める.次に、堆積物の花粉分析によって得られた花 粉データが表層花粉データのどの地点と最も類似しているかを, ベストモダンアナログ 法(Guiot, 1990)によって求める.これにより求められた現在の地点の気候データか ら,過去の気候を推定している.この分析により得られる気候データは,年平均気温(℃), 最暖月平均気温(℃),最寒月平均気温(℃),年間降水量(mm),10月から3月の累積降 水量(mm),4月から9月の累積降水量(mm)である.この手法を泥炭堆積物の花粉分析 結果に応用したのがYoshida and Takeuti(2009)である. 彼らは, 日本の青森県田代 湿原と福島県駒止湿原の2カ所の湿原泥炭堆積物の花粉分析を行い, Nakagawa et al.

(2002)の手法を用いて後氷期以降の気候データを算出した.その結果,両コアとも最終退氷期に気温が急激に減少した時期,つまり寒冷期が記録されているのがわかった. 田代湿原では,この時期に最大で約4℃の平均気温の低下が起こり,寒冷期の終わりには約8°Cの気温上昇が記録されている.一方,駒止湿原では,この時期に最大で約6°Cの気温低下が起こり,寒冷期の終わりには約8℃の気温上昇が記録されている.しかしながら,それぞれの湿原のデータが示した寒冷期は,田代湿原では11.8~10.6 ka,駒止湿原では15.5~13.0 kaと,調査地が近い位置であるにも関わらず,その開始時期や期間に大きなズレが生じている.さらに,1000年程度で8℃の気温変化はあまり現実的ではないことから,この分析結果には疑問が持たれる.Nakagawa et al. (2002)が提案したこの手法は,平衡状態の静的な気候と植生の関係に基づいており,過去の気候変動に対して植生がどう反応したかという問題に答えを出すことは困難である(高原,2006).しかし,気候データを絶対量で復元することは,過去の気候を解明する上で非常に意義があり,今後,高い精度での復元を行うためにより詳細な評価が必要とされる.

紹介したように、花粉分析は植生のみならず定量的な気候データをもつ古気候の復 元ができる可能性がある.しかしながら,気候変動が生態系に与える影響を考える上で, 花粉分析結果から古気候を復元するだけでなく,花粉分析結果から復元した古植生の変 遷と花粉以外のプロキシから得られた古気候データとを対比していくことが必要とな ってくる.

3-4. 気象観測データと古気候復元プロキシの関係

ここまで、様々な古気候復元プロキシを紹介した.例えば同位体比であれば、同位 体組成を決定する植物生理学的特徴から間接的に過去の気象要素の変動の復元が行わ れている.ここで、測定したプロキシの値と現地で得られた気象観測データとの間に相 関関係が得られれば、より信頼性の高いプロキシとして用いることができる.そのため には、気象観測データが残っている過去約 100 年以内の正確な年代決定が必要となる. 通常、この時代の年代測定を行うのは困難であるが、泥炭堆積物のように堆積速度が速 い試料を用いると、この時代の年代測定が可能な場合がある.この近過去における年代 決定の手法の一つとして、核実験由来の放射性炭素(Bomb Radiocarbon)の増加のスパ イクを利用した方法がある.

通常,放射性炭素年代は1950年を起点として年代が表記される.これは、1950年以降は大気圏内の核実験により人為的に大量の¹⁴Cが生成されたためである.しかしながら、その核実験による急激な¹⁴C濃度の増加を利用し、堆積物の年代決定が行われている(Jungner et al., 1995; Goodsite et al., 2001; Turetsky et al., 2004; Marshall et al., 2007). Goodsite et al. (2001)は、デンマークとグリーンランドの泥炭湿原で得られた表層堆積物の¹⁴C測定を行った.その結果、どちらの試料でも、表層から深度18.5 cm までの¹⁴C濃度(pMC: percent Modern Carbon)変動パターンが、1950年から2000年の間の大気¹⁴C濃度と一致していることを発見した(図6).特にグリーンランドの試料においては、北半球で¹⁴C濃度のピークを示した1963年の値、184.0 pMC に近い値である、179.1±0.8 pMC が得られている.このように彼らは、泥炭の表層堆積物には、過去60年間の記録が数年スケールの精度で保存されており、また、その時代の年代決定が可能であることを実証した.

図6. デンマークおよび グリーンランドで得ら れた泥炭堆積物の¹⁴C測 定結果 (Goodsite et al., 2001を基に作成). 黒線 は北半球高緯度域の大 気¹⁴CO₂の年変動を示す. 層序関係から判断して, 黒丸,白丸,灰色丸はそ れぞれ,二つの年代の可 能性を持つもの,年代値 として採用したもの,年 代値として除外したも のを表す.測定値の信頼 区間は $\pm 2 \sigma$.



このように,過去60年間分の年代決定ができれば,実際に観測された気象記録と同 位体比などの古気候復元プロキシの値の比較をすることで,それらの相関関係がわかる. そうして,各プロキシが持つ気象要素との関係性を明確にした上でさらに過去に遡り気 候復元を行うことは,非常に信頼性の高いデータであると言える(図7). **図7.** 測定データと気 象観測データの比較に よる古気候変動復元の 概念図.まず,測定デー タと気象観測データの 比較を行う(ステップ1). 次に,それらの相関関係 を元にし,測定データか ら古気候記録の復元を 行う(ステップ2).



4. まとめと課題

泥炭堆積物コアは、氷床コアや海底堆積物コアと同様に、古気候変動復元研究に非 常に有効な試料である.本論文では、泥炭堆積物コアの年代軸を構築する際の注意点や、 いくつかの古気候復元プロキシを紹介した.地域に依存するものの、泥炭堆積物は堆積 速度が非常に速いので、数万年の記録を高解像度で復元できる可能性を持つ.また、水 環境、気温、植生など、様々な古環境の復元が可能である.高精度の年代軸の構築には、 (1) 正しい年代を保存した試料の選別、(2) リザーバー効果の有無の確認、を行うこ とが求められる.古気候復元プロキシは、主に泥炭堆積物を形成している植物の生理学 的特徴から間接的に過去の気象要素の変動を復元していた.しかし、プロキシの示す値 と気象要素のより確かな関係を明らかにする方法として、表層堆積物と気象観測データ との間の相関関係をみる方法がある.泥炭堆積物は堆積速度が非常に速く、気象データ の存在する50~100年の記録が保存されている場合がある.しかしながら、この分析を 行うにはmm単位でサンプリング、測定を行うことが必要であろう.

上記のような注意点はあるものの,陸上といった人類が生活している地域での高解 像度の古気候復元は非常に意義がある.今後,古気候復元研究の一つとして泥炭堆積物 を用いた研究が確立するためには,確かな年代軸構築の手法や古気候復元プロキシと気 象要因の関係に関して,より厳密な評価が必要となる.

謝辞

編集担当である山本正伸博士からは有益なご意見を賜り,本稿の修正に関しても的 確なご指摘を頂いた.また,査読者である関宰博士からのご助言によって本原稿は改善 された.以上の方々に感謝の意を表します.

文献

Aichner, B., Herzschuh, U., Wilkes, H., Vieth, A., Böhner, J., 2010. δ D values of n-alkanes in Tibetan lake sediments and aquatic macrophytes - A surface sediment study and application to a 16 ka record from Lake Koucha. Organic Geochemistry 41, 779-790.
Akagi, T., Minomo, K., Kasuya, N., Nakamura, T., 2004. Variation in carbon isotopes of bog peat in the Ozegahara peatland, Japan. Geochemical Journal 38, 299-306.

- Aucour, A.-M., Hillaire-Marcel, C., Bonnefille, R., 1996. Oxygen isotopes in cellulose from modern and Quatenary intertropical peatbogs: implications for palaeohydrology. Chemical Geology 129, 341-359.
- Bartley, D.D., Chambers, C., 1992. A pollen diagram, radiocarbon ages and evidence of agriculture on Extwistle Moor, Lancashire. New Phytologist 121, 311-320.
- Blaauw, M., van der Plicht, J., van Geel, B., 2004. Radiocarbon dating of bulk peat samples from raised bogs: non-existence of a previously reported 'reservoir effect' ?. Quaternary Science Reviews 23, 1537-1542.
- Blackford, J., 2000. Palaeoclimatic records from peat bogs. Tree 15, 193-198.
- Brenninkmeijer, C. A. M., van Geel, B., Mook, W. G., 1982. Variations in the D/H and ¹⁸0/¹⁶0 ratios in cellulose extracted from a peat bog core. Earth and Planetary Science Letters 61, 283-290.
- Briggs, D.E.G., Evershed, R.P., Lockheart, M.J., 2000. The biomolecular paleontology of continental fossils. Paleobiology 26, 169-193.
- Brown, T.A., Farwell, G.W., Grootes, P.M., Schmidt, F.H., 1992. Radiocarbon AMS dating of pollen extracted from peat samples. Radiocarbon 34, 550-556.
- Charman, D.J., 2002. Peatlands and Environmental Change. John Wiley, 301p.
- Daley, T.J., Barber, K.E., Street-Perrott, F.A., Loader, N.J., Marshall, J.D., Crowley, S.F., Fisher, E.H., 2010. Holocene climate variability revealed by oxygen isotope analysis of *Sphagnum* cellulose from Walton Moss, northern England. Quaternary Science Reviews 29, 1590-1601.
- Edwards, T.W.D., Graf, W., Trimborn, P., Stichler, W., Lipp, J., Payer, H.D., 2000. δ ¹³C response surface resolves humidity and temperature signals in trees. Geochimmica et Cosmochimmica Acta 64, 161-167.
- Epstein, S., Thompson, P., Yapp, C. J., 1977. Oxygen and hydrogen isotopiic ratios in plant cellulose. Science 198, 1209-1215.
- Farquhar, G.D., O'Leary, M.H., Berry, J.A., 1982. On the relationship between carbon isotope discrimination and the intercellular carbon dioxide concentration in leaves. Functional Plant Biology 9, 121-137.
- Ficken, K.J., Barber, K.E., Eglinton, G., 1998. Lipid biomarker, δ¹³C and plant macrofossil stratigraphy of a Scottish montane peat bog over the last two millennia. Organic Geochemistry 28, 217-237.
- Ficken, K. J., Li, B., Swain, D. L., Eglinton, G., 2000. An *n*-alkane proxy for the sedimentary input of submerged/floating freshwater aquatic macrophytes. Organic Geochemistry 31, 745-749.
- Fowler, A.J., Gillespie, R., Hedges, R.E.M., 1986. Radiocarbon dating of sediments by accelerator mass spectrometry. Physics of the Earth and Planetary Interiors 44, 15-20.
- Goodsite, M.E., Rom, R., Heinemeier, J., Lange, T., Ooi, S., Appleby, P.G., Shotyk, W., van der Knaap, W.O., Lohse, C., Hansen, T.S., 2001. High-resolution AMS ¹⁴C dating of post-bomb peat archives of atmospheric pollutants. Radiocarbon 43, 495-515.
- Goslar, T., van der Knaap, W. O., Hicks, S., Andrič, M., Czernik, J., Goslar, E., Ra sa"nen, S., Hyo"tyla", H., 2005. Radiocarbon dating of modern peat profiles: pre- and post-bomb ¹⁴C variations in the construction of age-depth models. Radiocarbon 47, 115-134.
- Guiot, J., 1990. Methodology of the last climatic cycle reconstruction in France from pollen data. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 80, 49-69.
- 半場祐子,2003. 光合成機能の評価3 炭素安定同位体. 種生物学会編「光と水と植物のかたち 植物生理学生態学入門」,文一総合出版,p.259-270.
- 半田暢彦, 2004. 生体有機物. 石渡良志・山本正伸編「地球化学講座4有機地球化学」, 培風館,

p. 18–50.

- Hong, B., Uchida, M., Leng, X.T., Hong, Y.T., 2010. Peat cellulose isotopes as indicators of Asian monsoon variability. PAGES news 18, 18-20.
- Hong, Y.T., Hong, B., Lin, Q.H., Shibata, Y., Zhu, Y.X., Leng, X.T., Wang, Y., 2009. Synchronous climate anomalies in the western North Pacific and North Atlantic regions during the last 14,000 years. Quaternary Science Reviews 28, 840-849.
- Hou, J., Huang, Y., Wang, Y., Shuman, B., Wyatt, W., 2006. Postglacial climate reconstruction based on compound-specific D/H ratios of fatty acids from Blood Pond, New England. Geochemistry Geophysics Geosystems 7, 2005GC001076.
- Howard, A. J., Gearey, B. R., Hill, T., Fletcher, W., Marshall, P., 2009. Fluvial sediments, correlations and palaeoenvironmental reconstruction: The development of robust radiocarbon chronologies. Journal of Archaeological Science 36, 2680-2688.
- IPCC, 2007. Summary for Policymakers. In Parry, M.L., Canziani, O.F., Palutikof, J.P., van der Linden, P.J. and Hanson, C.E., eds., Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, 976p.
- Jackson, S.T., Charman, D., 2010. Editorial: Peatlands paleoenvironments and carbon dynamics. PAGES news 18, 3-4.
- Jacob, J., Huang, Y., Disnar, J.-R., Sifeddine, A., Boussafir, M., Albuquerque, A.L.S., Turcq, B., 2007. Paleophydrological changes during the last deglaciation in Northern Brazil. Quaternary Science Reviews 26, 1004-1015.
- Johnson, R.H., Tallis, J.H., Wilson, P., 1990. The Seal Edge Coombes, North Derbyshire - a study of their erosional and depositional history. Journal of Quaternary Science 5, 83-94.
- Jones, M.C., 2009. Climate and vegetation history from late-glacial and Holocene peat from the Kenai Peninsula, Alaska: a record of pollen, macrofossils, stable isotopes, and carbon storage. Ph. D. Thesis, Columbia University, 158p.
- Jones, M.C., Peteet, D.M., Sambrotto, R., 2010. Late-glacial and Holocene δ¹⁵N and δ ¹³C variation from a Kenai Peninsula, Alaska peatland. Palaeogeography Palaeoclimatology, Palaeoecology 293, 132-143.
- Jungner, H., Sonninen, E., Possnert, G., Tolonen, K., 1995. Use of bomb-produced $^{14}\mathrm{C}$ to evaluate the amount of CO_2 emanating from two peat bogs in Finland. Radiocarbon 37, 567-573.
- Kaislahti Tillman, P., Holzkämper, S., Kuhry, P., Sannel, A.B.K., Loader, N.J., Robertson, I., 2010. Stable carbon and oxygen isotopes in *Sphagnum* fuscum peat from subarctic Canada: Implications for palaeoclimate studies. Chemical Geology 270, 216-226.
- 木越邦彦・鈴木信子・白木真理, 1978. 泥炭層の¹⁴C 年代および¹³C/¹²C 比と植生の関係. 第四紀 研究 17, 117-124.
- Kilian, M.R., van der Plicht, J., van Geel, B., 1995. Dating raised bogs: new aspects of AMS ¹⁴C wiggle matching, a reservoir effect and climatic change. Quaternary Science Reviews 14, 959-966.
- Kilian, M.R., van Geel, B. van der Plicht, J., 2000. ¹⁴C AMS wiggle matching of raised bog deposits and models of peat accumulation. Quaternary Science Reviews 19, 1011-1033.
- 紀藤典夫・瀧本文生, 1999. 完新世におけるブナの個体群増加と移動速度. 第四紀研究 38, 297-311.
- Klemm, D., Heublein, B., Fink, H.P., Bohn, A., 2005. Cellulose: fascinating biopolymer and sustainable raw material. Angewandte Chemie International Edition 44, 3358-3393. Lappalainen, E., 1996. Global peat resources. International Peat Society, 359p.

- Loisel, J., Garneau, M., Hélie, J.-F., 2010. Sphagnum δ¹³C values as indicators of palaeohydrological changes in a peat bog. The Holocene 20, 285-291.
- Lowe, J. J., Walker, M. J. C., Scott, E. M., Harkness, D. D., Bryant, C. L., Davies, S. M., 2004. A coherent high-precision radiocarbon chronology for the Late-glacial sequence at Sluggan Bog, Co. Antrim, Northern Ireland. Journal of Quaternary Science 19, 147-158.
- Marshall, W.A., Gehrels, W.R., Garnett, M.H., Freeman, S.P.H.T., Maden, C., Xu, S., 2007. The use of 'bomb spike' calibration and high-precision AMS ¹⁴C analyses to date salt-marsh sediments deposited during the past three centuries. Quaternary Research 68, 325-337.
- Ménot, G., Burns, S., 2001. Carbon isotopes in ombrogenic peat bog plants as climatic indicators: calibration from an altitudinal transect in Switzerland. Organic Geochemistry 32, 233-245.
- Mensing, S.A., Southon, J.R., 1999. A simple method to separate pollen for AMS radiocarbon dating and its application to lacustrine and marine sediments. Radiocarbon 41, 1-8. 宮崎朋子, 1971. 土壌試料の¹⁴C 年代測定結果と処理法の検討. 第四紀研究 10, 159-164.
- Mohr, H., Schopfer, P., 1995. Plant Physiology. Springer Verlag, 629p.
- Moschen, R., Kühl, N., Rehberger, I., Lücke, A., 2009. Stable carbon and oxygen isotopes in sub-fossil *Sphagnum*: Assessment of their applicability for palaeoclimatology. Chemical Geology 259, 262-272.
- Mügler, I., Sachse, D., Werner, M., Xu, B., Wu, G., Yao, T., Gleixner, G., 2008. Effect of lake evaporation on δD values of lacustrine *n*-alkanes: A comparison of Nam Co (Tibetan Plateau) and Holzmaar (Germany). Organic Geochemistry 39, 711-729.
- Nakagawa, T., Tarasov, P.E., Nishida, K., Gotanda, K., Yasuda, Y., 2002. Quantitative pollen-based climate reconstruction in central Japan: application to surface and Late Quaternary spectra. Quaternary Science Reviews 21, 2099-2113.
- Newnham, R. M., Vandergoes, M. J., Garnett, M. H., Lowe, D. J., Prior, C., Almond, P. C., 2007. Test of AMS¹⁴C dating of pollen concentrates using tephrochronology. Journal of Quaternary Science 22, 37-51.
- Nichols, J., Booth, R., Jackson, S., Pendall, E., Huang, Y., 2006. Paleohydrologic reconstruction based on *n*-alkane distributions in ombrotrophic peat. Organic Geochemistry 37, 1505-1513.
- Nilsson, M., Klarqvist, M., Possnert, G., 2001. Variation in ¹⁴C age of macrofossils and different fractions of minute peat samples dated by AMS. Holocene 11, 579-586.
- Nott, C. J., Xie, S., Avsejs, L.A., Maddy, D., Chambers, F.M., Evershed, R.P., 2000. *n*-Alkane distributions in ombrotrophic mires as indicators of vegetation change related to climatic variation. Organic Geochemistry 31, 231-235.
- Olsson, I.U., 1986. A study of errors in ¹⁴C dates of peat and sediment. Radiocarbon 28, 429-435.
- Rice, S.K., Giles, L., 1996. The influence of water content and leaf anatomy on carbon isotope discrimination and photosynthesis in *Sphagnum*. Plant, Cell & Environment 19, 118-124.
- Richardson, F., Hall, V.A., 1994. Pollen concentrate preparation from highly organic Holocene peat and lake deposits for AMS dating. Radiocarbon 36, 407-412.
- Schleser, G. H., 1995. Parameters determining carbon isotope ratios in plants. In Frenzel, B., Stauffer, B. and Weiss, M. M., eds., Problems of Stable Isotopes in Tree Rings, Lake Sediments and Peat Bogs as Climatic Evidence for the Holocene, Paläoklimaforschung Palaeoclimate Research 15, 71-95.
- 関 宰, 2011. 分子レベル安定炭素・水素同位体比の古気候研究への適用. Researches in Organic Geochemistry 27, 13-21.
- Seki, O., Meyers, P.A., Kawamura, K., Zheng, Y., Zhou, W., 2009. Hydrogen isotopic ratios

of plant wax *n*-alkanes in a peat bog deposited in northeast China during the last 16 kyr. Organic Geochemistry 40, 671-677.

- Seki, O., Meyers, P.A., Yamamoto, S., Kawamura, K., Nakatsuka, T., Zhou, W., Zheng, Y., 2011. Plant-wax hydrogen isotopic evidence for postglacial variations in delivery of precipitation in the monsoon domain of China, Geology 39, 875-878.
- Shore, J.S., Bartley, D.D., Harkness, D.D., 1995. Problems encountered with the ¹⁴C dating of peat. Quaternary Science Reviews 14, 373-383.
- Stebich, M., Mingram, J. Han, J., Liu, J., 2009. Late Pleistocene spread of (cool-)temperate forests in Northeast China and climate changes synchronous with the North Atlantic region. Global and Planetary Change 65, 56-70.
- Sternberg, L.O., Deniro, M.J., Johnson, H.B., 1984. Isotope ratios of cellulose from plants having different photosynthetic pathways. Plant Physiology 74, 557-561.
- Stuiver, M., Braziunas, T. F., 1993. Modeling atmospheric ¹⁴C influences and ¹⁴C ages of marine samples to 10,000 BC. Radiocarbon 35, 137-189.
- Stuiver, M., Polach, H.A., 1977. Discussion reporting of ¹⁴C data. Radiocarbon 19, 355-363.
- Stuiver, M., Reimer P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., van der Plicht, J., Spurk, M., 1998. INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. Radiocarbon 40, 1041-1083.
- 高原 光, 2006. 花粉分析による植生復元と気候復元. 低温化学 65, 97-102.
- 塚田松雄, 1958. 花粉分析からみた後氷期の気候変遷. 第四紀研究 1, 48-58.
- Turetsky, M. R., Manning, S. W., Wieder, R. K., 2004. Dating recent peat deposits. Wetlands 24, 324-356.
- Vandergoes, M. J., Prior, C. A., 2003. AMS dating of pollen concentrates; a methodological study of late Quaternary sediments from south westland, New Zealand. Radiocarbon 45, 479-491.
- White, J.W.C., Ciais, P., Figge, R.A., Kenny, R., Markgraf, V., 1994. A high-resolution record of atmospheric CO₂ content from carbon isotopes in peat. Nature 367, 153-156.
- Williams, T.G., Flanagan, L.B., 1996. Effect of changes in water content on photosynthesis, transpiration and discrimination against ¹³CO₂ and C¹⁸O¹⁶O in *Pleurozium* and *Sphagnum*. Oecologia 108, 38–46.
- Wu"st, R.A.J., Jacobsen, G.E., van der Gaast, H., Smith, A.M., 2008. Comparison of radiocarbon ages from different organic fractions in tropical peat cores: inshights from Kalimantan, Indonesia. Radiocarbon 50, 359-372.
- Xie, S., Nott, C. J., Avsejs, L.A., Volders, F., Maddy, D., Chambers, F.M., Gledhill, A., Carter, J.F., Evershed, R.P., 2000. Palaeoclimate records in compound-specifc δD values of a lipid biomarker in ombrotrophic peat. Organic Geochemistry 31, 1053-1057.
- Xie, S., Nott, C., Avsejs, L., Maddy, D., Chambers, F., Evershed, R., 2004. Molecular and isotopic stratigraphy in an ombrotrophic mire for paleoclimate reconstruction. Geochimica et aCosmochimica Acta 68, 2849-2862.
- Yamamoto, S., Kawamura, K., Seki, O., Meyers, P.A., Zheng, Y., Zhou, W., 2010. Environmental influences over the last 16 ka on compound-specific δ^{13} C variations of leaf wax *n*-alkanes in the Hani peat deposit from northeast China. Chemical Geology 277, 261-268.
- 米林 仲, 1989. 花粉分析による復元植生の広がり 駒止大谷地湿原(福島県)の例. 第四紀研 究 28, 103-109.
- 吉田明弘, 2006. 青森県八甲田山田代湿原における約 13,000 年前以降の古環境変遷. 第四紀研 究 45, 423-434.
- Yoshida, A., Takeuti, S., 2009. Quantitative reconstruction of paleoclimate from pollen

profiles in northeastern Japan and the timing of a cold reversal event during the Last Termination. Journal of Quaternary Science 24, 1006-1015.

- Zanazzi, A., Mora, G., 2005. Paleoclimatic implications of the relationship between oxygen isotope ratios of moss cellulose and source water in wetlands of Lake Superior. Chemical Geology 222, 281-291.
- Zhu, Y., Chen, Y., Zhao, Z., Xiao, J., Zhang, M., Shu, Q., Zhao, H., 2009. Record of environmental change by α -cellulose δ ¹³C of sphagnum peat at Shennongjia, 4000–1000 aBP. Chinese Science Bulletin 54, 3731–3738.