

樹木年輪中 ^{14}C と太陽活動と宇宙線

^{14}C in tree rings, Sun activity and Cosmic ray

三宅芙沙* ・ 増田公明* ・ 中村俊夫†

Fusa Miyake, Kimiaki Masuda and Toshio Nakamura

key words : ^{14}C 年輪 宇宙線 太陽活動 周期

1. はじめに

太陽黒点は、太陽表面で特別に活動的な領域（磁場が極めて強く、フレアやプロミネンスなどが発生）の中心に現れるため、黒点数は太陽活動の代表的な指標とされている。太陽黒点の観測は、望遠鏡の発明により 1610 年にガリレオ・ガリレイによって始まり（図 1）、現在に至るまで連続して記録されてきた。

黒点数は、太陽活動が活発になると増加し、活動が低下すると減少することを繰り返し、ほぼ 11 年周期で変動することが知られている（図 2 の黒点数）。これは太陽活動の周期を反映したも

ので、シュワーベサイクルと呼ばれている。シュワーベサイクルが生じる原因は、太陽ダイナモ機構に基づき、太陽磁場極性の反転によって説明されている。太陽の磁極は、ほぼ 11 年ごとに N 極と S 極が逆転し、約 22 年周期で変化しているのである。

過去において、シュワーベサイクルの周期長は常に 11 年であったわけではなく、ある程度の変動があった（図 2 の 周期長）。その周期長を制御している要因は不明なので、周期長の変動の仕組みを理解することは、太陽メカニズムを解明する上で重要であると考えられる。しかし、そのためには過去 400 年間の黒点記録だけでは

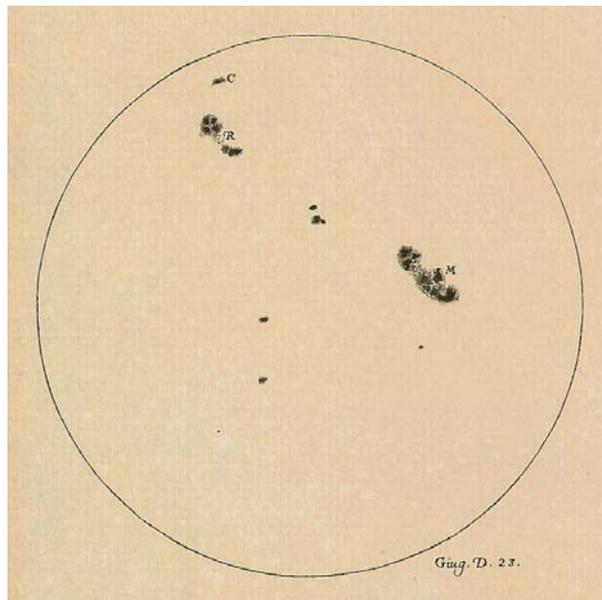


図 1：ガリレオ・ガリレイが描いた 1612 年夏の太陽黒点のスケッチ：ホームページ The Galileo Project Rice University より

(http://galileo.rice.edu/sci/observations/sunspot_drawings.html)

*名古屋大学 太陽地球環境研究所

Solar-Terrestrial Environment Laboratory, Nagoya University, Chikusa-ku, Nagoya 464-8601, Japan

†名古屋大学 年代測定総合研究センター

Center for Chronological Research, Nagoya University, Chikusa-ku, Nagoya 464-8601, Japan

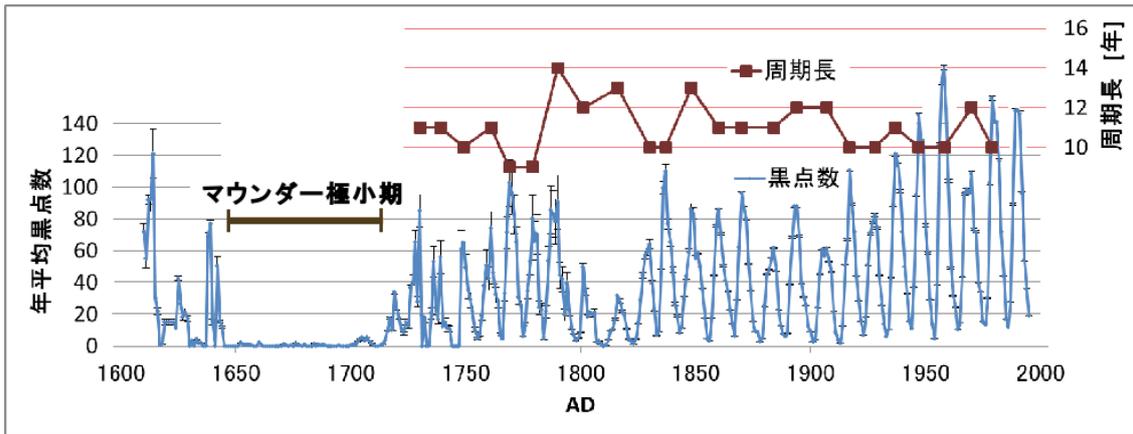


図2： AD1610-1995年の黒点数変動 (Hoyt and Shatten, 1998) とその周期長

不十分であり、もっと長期的な太陽活動についての情報が必要である。

また、17世紀後半から18世紀初頭は黒点が消失していた時期であり(図2)、太陽活動がかなり低下していたと考えられている。この期間はマウンダー極小期と呼ばれている。この頃、ロンドンのテムズ河が凍結した記録が残されている等、地球が全体として寒冷化した時期であった。このように太陽活動が地球環境に影響を与えている可能性は高く、過去の太陽活動を正確に知ることは、太陽活動と地球環境との関係を理解する上でも重要である。

過去の太陽活動を調べるためには、太陽活動の痕跡を残している試料が必要である。そしてその痕跡が刻まれた年代がわかっているなければならない。そのような条件を満たす試料として樹木年輪中の放射性炭素 ^{14}C や、氷床中の ^{10}Be がある(^{14}C や ^{10}Be は地球大気中で宇宙線によって生成される核種である)。名古屋大学太陽地球環境研究所では、今までに屋久杉等の古木年輪中の ^{14}C を用いて、過去の太陽活動の歴史を調べてきた。本稿ではその概要を述べると共に、筆者が取り組んでいる7-8世紀の太陽活動についても触れる。

2. 太陽活動と宇宙線生成核種

太陽からは速度400-800[km/s]の陽子と電子を主体とする荷電粒子が惑星間空間に向けて放出されている。電離した荷電粒子が自由に運動している状態をプラズマといい、太陽から放出されるプラズマの流れを太陽風という。太陽磁場は太陽風(荷電粒子の流れ)によって太陽表面から磁力線が引き出され、惑星間空間にまで

広がっている(磁力線の形状は太陽の自転によって螺旋状になっている)。太陽風によって満たされた太陽の磁気勢力圏は太陽圏と呼ばれ、地球はこの中を公転しているため太陽風の影響を直接受ける。地球自身は固有の双極子磁場を持っているが、太陽風との相互作用によって地球磁気圏が形成されるのである。

地球には、銀河宇宙線(主な成分は陽子)と呼ばれる高エネルギー粒子が定期的に降り注いでいる。地球の高層大気に入射する高エネルギーの銀河宇宙線が一次宇宙線である。一方地表に到達するのは二次宇宙線であり、これは宇宙線が大気中の原子核と次々に相互作用を起こした結果生じるエネルギーの低いものである。

銀河宇宙線の大部分は帯電しているため、地球へ到達する前に太陽磁場に阻まれ、入射量が制限される。つまり太陽磁場が強いと地球へ到来する宇宙線強度は低下し、太陽磁場が弱いと宇宙線強度は増加する。図3は、太陽活動度を示す黒点数の変動と二次宇宙線の一種である中性子の観測データ(CLIMAX)の変動を比較したものであるが、太陽活動と宇宙線強度の逆相関関係がたいへんよく示されている。

^{14}C や ^{10}Be は、主に極地方上空で宇宙線と地球大気原子核との核反応によって生成される(図4)。そのような生じた ^{14}C は酸化され、 $^{14}\text{CO}_2$ (^{14}C をもつ二酸化炭素)になり、大気圏を循環した後に光合成によって樹木に取り込まれる。一方、 ^{10}Be はエアロゾルなどに付着して、極地方での降雪や降雨とともに地表に運ばれ、積雪が固結して氷床に変化すると氷床の中に蓄積されることになる。 ^{14}C と ^{10}Be は、宇宙線強度が大きい時期ほど生成量が増加し、その結果、樹

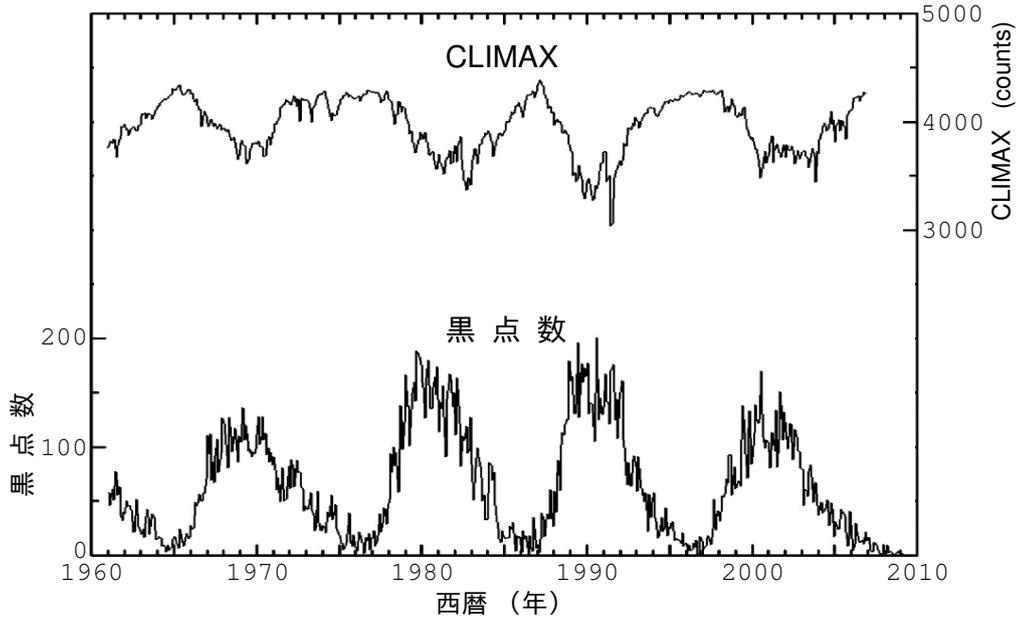


図 3：宇宙線強度変動（CLIMAX 中性子モニター）と黒点数変動（Hoyt and Schatten, 1998）との比較

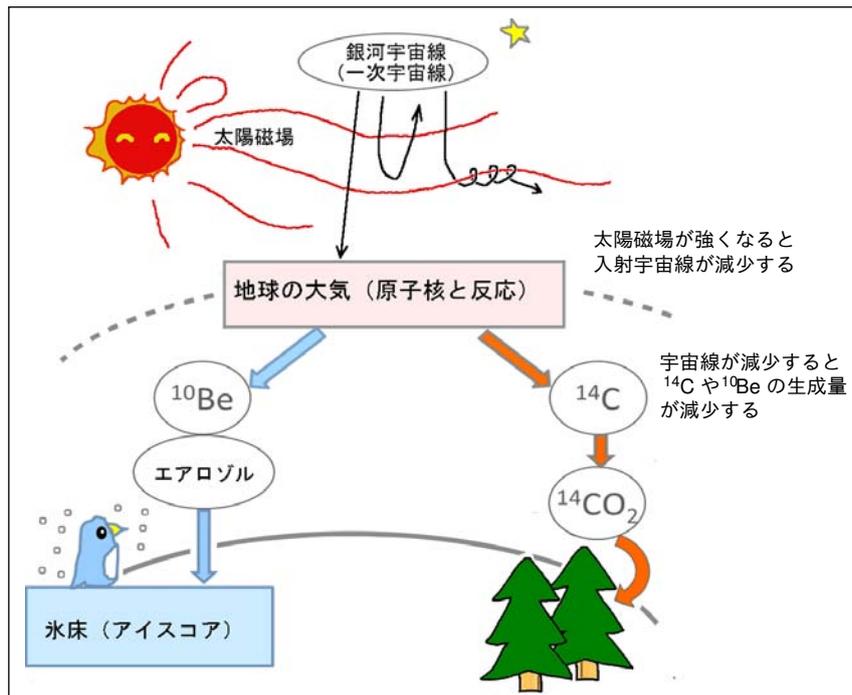
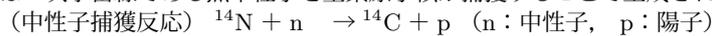


図 4：銀河宇宙線によって作られる宇宙線生成核種

^{14}C は二次宇宙線である熱中性子を窒素原子核が捕獲することで生成される。



^{10}Be は一次宇宙線と N, O などの原子核との核破砕反応によって生成される。

木や氷床に高い濃度で蓄積される。したがって、樹木年輪中の ^{14}C 濃度や氷床から掘り出されたアイスコア中の ^{10}Be 濃度は、過去の宇宙線強度を記録していると考えられる。先に述べたように、宇宙線強度と太陽磁場活動との間に逆相

関関係があるため、 ^{14}C 濃度や ^{10}Be 濃度も太陽活動との逆相関関係が期待できる。以上のことから、これらの宇宙線生成核種 (^{14}C や ^{10}Be) の濃度を測定することによって、過去の太陽活動の変動が推定できる。

3. 樹木年輪の試料調整と ^{14}C 濃度の測定

炭素には、主に ^{12}C , ^{13}C , ^{14}C の3つの同位体がある。このうち ^{12}C および ^{13}C は安定同位体であり、それらの量比はそれぞれ約 99 % および約 1 % であるのに対して、 ^{14}C は放射性同位体 (半減期約 5370 年) であり、わずかに 10^{-10} % 程度含まれるにすぎない。

一般に ^{14}C 濃度とは、同位体比 $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ を指しているのであるが、測定結果を表示する場合、後述するように、試料および標準体の測定同位体比から算出した量 $\Delta^{14}\text{C}$ (単位は千分率を表す‰) を用いる。

年輪中の ^{14}C 濃度の精密な測定値を得るためには、1 年輪ごとに、不純物炭素の混入がないよう、十分注意しながら、試料調整をする必要がある。以下に ^{14}C 濃度が測定されるまでの過程を簡単に紹介する。また、図 5 にそのフローチャートを示す。

- (1) 年輪年代が既知である木材をカッターナイフで剥離し、1 年輪ごとの木片として分離する。
- (2) 1 年輪ごとに、これらの木片からセルロースを抽出する。木材中に含まれる様々な成分のうち、セルロースだけが年輪形成時以降に年輪間を移動しない。セルロースの抽出は、一連の化学洗浄処理 (超音波洗浄, 酸-アルカリ-酸処理, 亜塩素酸処理) によって行う。
- (3) 抽出したセルロースは、真空中でガラス管に酸化銅とともに封じ切り、加熱によって酸化させ CO_2 にする。 CO_2 はトラップを通すことによって不純物を取り除く。最後に、純粋になった CO_2 を鉄触媒のもとで水素還元し、グラファイトを生成する。 ^{14}C 濃度は、このようにして生成したグラファイトについて測定する。
- (4) 我々の研究室では、 ^{14}C 濃度を名古屋大学年代測定センターの AMS (加速器質量分析, Accelerator Mass Spectrometry) を用いて測定している。AMS 測定では、グラファイトへの Cs^+ ビーム照射によって炭素原子をイオン化させる。生じたイオンは高電圧の下で加速され、ここに磁場をかけて質量の異なる ^{12}C , ^{13}C , ^{14}C を分離して、それぞれの量を検出・測定する。

^{14}C 量は一般に ^{12}C 量の 1 兆分の 1 程度であり、このような小さな $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ の絶対値を正確に直接測定するのは極めて困難である。そこで、実際には、 $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比がわかっている標準体を未知試料と同一条件で測定し、未知試料の測定値を標準体の測定値で規格化することによって算出する。

以上のように、年輪から生成したグラファイトの同位体比 $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ は求められるが、この値は一般に年輪が形成された当時の大気同位体比とは異なったものになっている。その理由は 2 つある。ひとつは、 ^{14}C が放射性同位体であることから、年輪中の ^{14}C が放射崩壊を起こすため、年輪が形成された後 ^{14}C 濃度は時とともに一定速度で減少している。年輪形成時の $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ を求めるには、半減期と年輪の形成年代を用いて補正する (年代補正)。

もうひとつの理由は、大気中の CO_2 が光合成によって樹木に取り込まれる際に、質量数の違いが原因で $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比が変化するからである (同位体分別効果)。問題なのは、その変化の仕方が植物の種類ごとに異なり、また同一の植物でも生育条件によって変化するからである。さらにセルロースからグラファイトを生成する段階でも、実験状況によって同位体分別効果が働いてしまう。このように、同位体分別効果は個別の試料ごとに様々な程度の影響を与える。そのため、安定同位体比 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ の測定値を用いて補正することで、様々な影響の違いをとりのぞく (同位体分別補正)。

前述したように ^{14}C 濃度の表示には $\Delta^{14}\text{C}$ が使われるのであるが、これは上の 2 つの補正を加えた $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 値の、規格化を施した標準体 $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 値に対する偏差を表現したものである (Stuiver and Polach, 1977)。

4. 樹木年輪中の ^{14}C 濃度のこれまでの研究

Stuiver et al. (1998) は、現在から約 1 万年前までの年代既知の樹木年輪中の ^{14}C 濃度を 10 年ごとに測定して、INTCAL98 と呼ばれる ^{14}C 濃度変動曲線を作成した。INTCAL は主に北米、ヨーロッパ原産の複数の樹木から得られたデータをつなぎ合わせたものであり、考古試料の ^{14}C 年代測定の較正などに広く利用されている。

図 6 に、紀元前 1000 年から現在までの INTCAL98 の ^{14}C 濃度変動曲線を示す。図 6 を見ると黒点が消失していたマウンダー極小期には

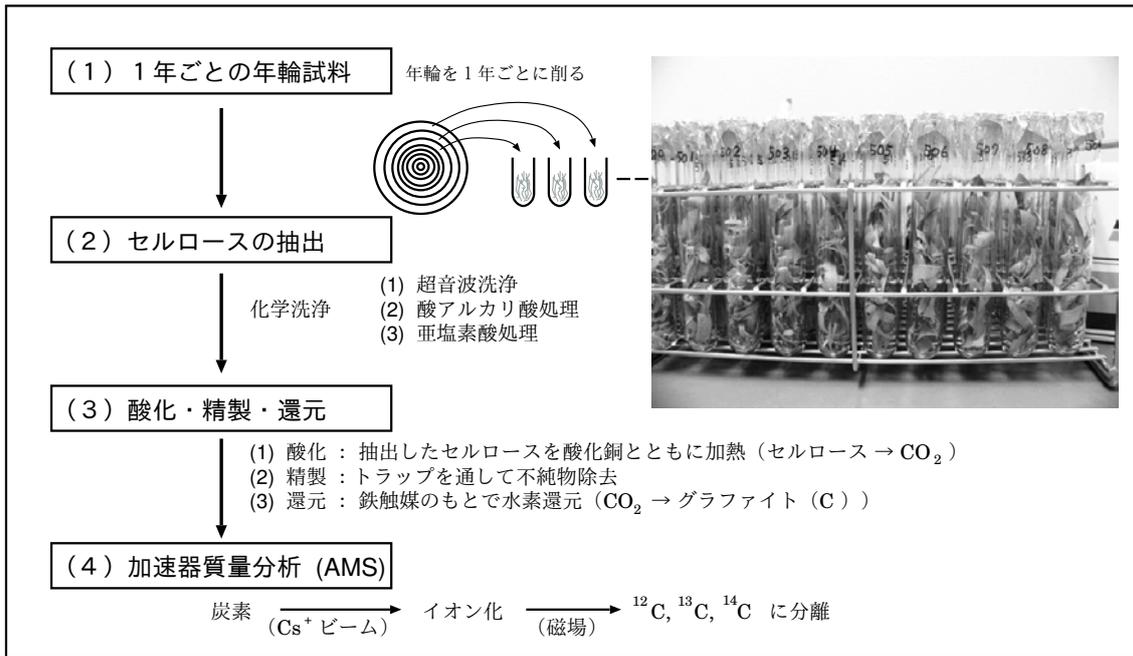


図5：樹木年輪から ^{14}C 濃度を測定するまでの手順

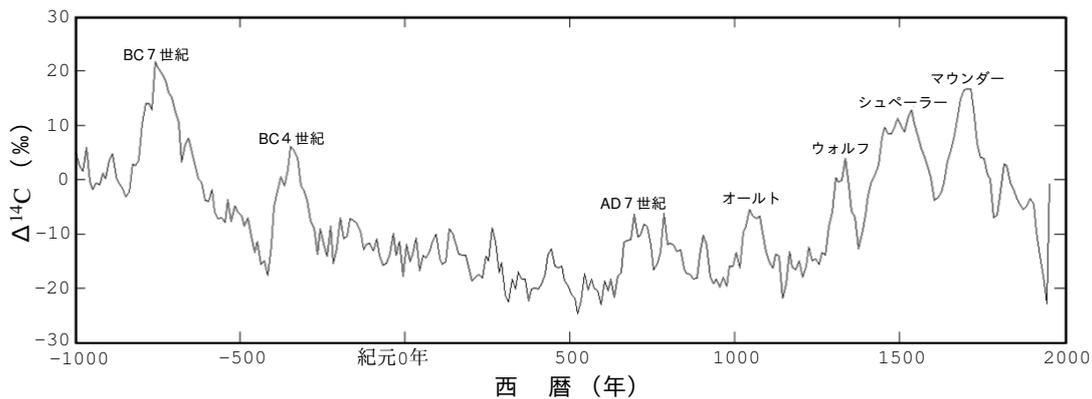


図6：INTCALによる過去3000年間の ^{14}C 濃度 ($\Delta^{14}\text{C}$)。図中で大きな山のように見えているのは太陽活動極小期であり、極小期の名前も併記してある。

^{14}C 濃度が高くなっていることがわかる。これは太陽磁場の低下が原因であると考えられている。過去1万年間には、マウンダー極小期の他にも、高 ^{14}C 濃度が継続した期間がいくつも存在する。このような期間は、太陽活動極小期と呼ばれている。Stuiver et al.(1980) は、これらの極小期を、継続期間の短い Maunder 型と継続期間の長い Spörer 型に分類している。

INTCAL98 (10年ごと) よりもっと高時間分解能 (1-2年ごと) の ^{14}C 測定も行われている。その多くは太陽活動極小期を対象にしたものである。そのうち、マウンダー極小期 (Maunder 型) を測定した Miyahara et al. (2004) や BC

4世紀極小期 (Maunder 型) を対象に測定した Nagaya et al.(2007) は、これらの極小期において、太陽活動周期であるシュワーベサイクルの周期長 (通常は約11年周期) が長くなっていることを報告している (マウンダー極小期; 14年, BC 4世紀極小期; 16年)。これらの Maunder 型の極小期の ^{14}C 測定結果は、黒点記録の傾向 (最大黒点数が少ない周期ほどその周期長は長くなる; Soon et al., 1994) や、太陽以外の太陽型恒星での観測事例 (その活動度が高くなるほど周期は長くなる; Lassen and Fris-Christensen, 1994) に調和的にみえる。しかし、Spörer 型の典型であるシュペーラー極小期を対象にした測

定結果からは、明確な周期長の伸びは確認されなかった (Miyahara et al., 2006)。

以上のように、シュワーベサイクルの周期長が太陽活動極小期に長期化することに一般性があるかどうかは、まだはっきりしていない。Maunder 型では、その関係が一般に成り立つ可能性があるが、これまで測定されたのはマウンダー極小期と BC 4 世紀極小期の 2 つだけであり、これらは過去数千年間で最大クラスの Maunder 型極小期である。それ以外のもっと規模の小さな極小期や通常期に太陽活動の周期長がどのようになっているのか、ほとんどわかっていない。

シュワーベサイクル周期長の変動メカニズムは解明されていないが、そのモデル構築に制約を与えるためのデータが今のところあまりに少ない。そのような意味で、様々な期間における ^{14}C 濃度の高時間分解能測定は重要である。

5. 7-8 世紀の太陽活動

筆者は樹齢約 2000 年の屋久杉年輪を用いて、これまでに 7-11 世紀の ^{14}C 濃度を高時間分解能 (1-2 年ごと) で測定してきた。ここでは 7 世紀から 8 世紀前半の ^{14}C 濃度の変動を取り上げ (図 7), その周期解析結果について簡単に述べる。

この期間のうち、7 世紀後半は, Usoskin et al.(2007) によって Maunder 型の極小期であると定義されている (図 6 の AD 7 世紀極小期) が, マウンダー極小期や BC 4 世紀極小期と比較するとはるかに小規模である (振幅が小さい)。7-11 世紀の測定期間で極小期とされているのは, AD 7 世紀極小期だけである。

周期解析をするために 2 つの方法を用いた。ひとつ目の方法として, ^{14}C 濃度の変動データから, 高周波数成分と低周波数成分を取り除き, シュワーベサイクルに相当する周期長 7-18 年の周波数成分のみを残すような処理 (バンドパスフィルタ) を施した。そのような処理を行うと, 変動曲線は比較的単純な振動を繰り返すものになる。その振動の山から山までを 1 サイクルとみなしたとき, 測定期間全体 (7-11 世紀) では 43 サイクルを数えることができた。サイクルの周期長は 6-18 年の範囲内であった。それらのサイクルのうち周期長の長い 12 年以上のものは 14 個 (全体の約 1/3) あった。そのような長周期長のサイクルが 3 回連続して現れる期間がふたつ存在し, そのうちのひとつの期間が AD 7 世

紀極小期 (AD650-720 年) に対応していた。このような対応は偶然とは考えにくく, シュワーベサイクル周期長が AD 7 世紀極小期に長期化したことを示唆している。

周期解析として行ったもうひとつは, 図 7 のデータにウェーブレット変換を施したことである。ウェーブレット変換は, 卓越する周波数 (周波数は周期長の逆数) を取り出す数値フィルタの一種であるが, その特徴は卓越周波数が時間とともにどのように変化するかを出力することである。図 8 にウェーブレット変換の結果を示す。この図で縦軸が周波数であり, 参照のため 9 年の周期と 13 年の周期を水平線で示してある。また横軸は時間であり, それぞれの時間において卓越した周波数 (周期) のものほど明るい色で表示されている。このようなウェーブレット変換結果からは, 卓越周期の時間的推移を読み取ることができる。図中の (a) から (d) として記された卓越周期は, 以下の説明の (a) から (d) に対応している。

AD 7 世紀極小期が始まる前には卓越周期は (a)10 年程度であったのが, 極小期が始まると (b) 約 9 年と (c) 約 13 年の 2 つの周期に分かれ, さらに, 極小期の後半には (d) 約 13 年のみに変化している。13 年程度の長周期は AD 7 世紀極小期を通して卓越している。

以上のことから, シュワーベサイクルの周期長は AD 7 世紀極小期において長期化していることが確認された。このことが Maunder 型極小期で確認されたのは, マウンダー極小期, BC 4 世紀極小期に次いで 3 例目となる。

長期化が確認されたこれら 3 つの極小期を比較すると, 極小期の規模 (振幅) が大きいほど, シュワーベサイクルの周期長の長期化が著しくなることがわかった (表 1)。この関係に一般性があるかどうかを確認するためには, そのほかのマウンダー型極小期についても ^{14}C 濃度測定と解析を行う必要がある。

表 1. Maunder 型極小期のシュワーベサイクルの比較

極小期	規模*	周期長
AD 7 世紀	0.7	13 年
マウンダー	1	14 年
BC 4 世紀	2.4	16 年

*規模はマウンダー極小期に対する相対的な振幅として Eddy(1977) が求めたもの

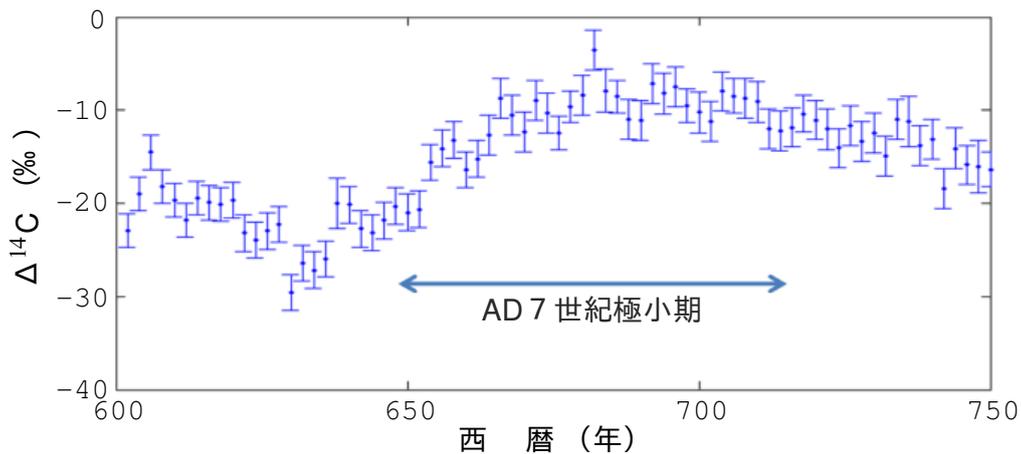
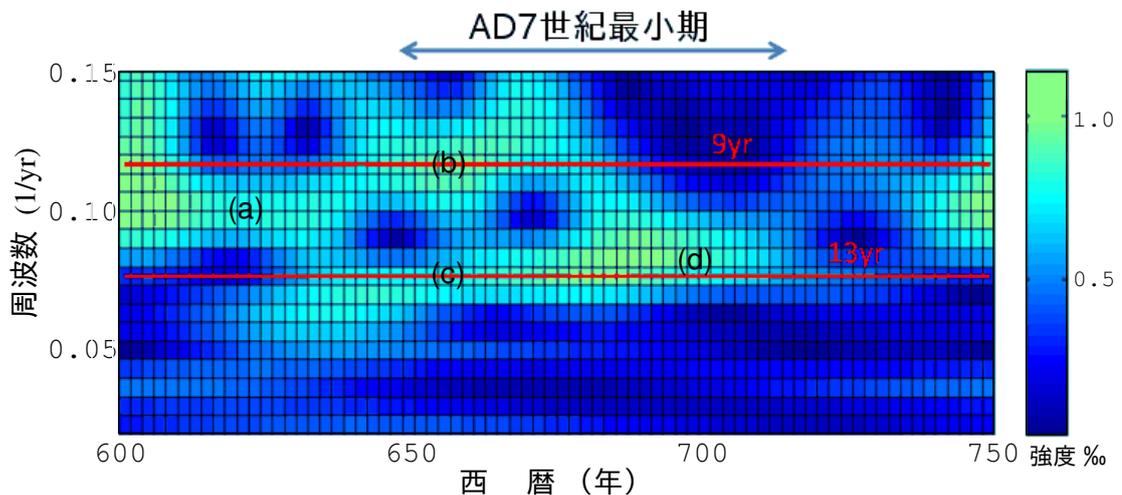
図7：7世紀から8世紀前半の ^{14}C 濃度の変動

図8：図7のデータにウェーブレット変換を施した結果

6. 高エネルギー現象の発見の可能性

^{14}C 濃度測定の研究は、以上で述べてきたように、太陽活動の周期や長期的な変動の推定に有効であるが、地球に到来する宇宙線量は、太陽磁場変動以外の要因でも変化する可能性がある。

1960年代には、超新星爆発により発生したガンマ線が地球大気と相互作用し、 ^{14}C 濃度が急増するのではないかとという提案がなされた (Konstantinov and Kocharov, 1965)。その後、AD1006年の超新星爆発 (SN1006) によって地球に到来した宇宙線の記録が樹木年輪中 ^{14}C の濃度増加として刻まれているという報告があった (Damon et al., 1995; Damon and Peristykh, 2000)。超新星爆発直後には粒子加速が生じるとされているが、観測例がほとんどなく、わかっていないことが多いため、このような測定は非常に

貴重な情報となる。しかし我々の研究グループでAD1006年付近の測定を行ったところ、シュワベサイクルによる ^{14}C 濃度増加と区別がつかず、SN1006による年輪への記録は必ずしも明確ではない (Menjo, 2005)。

しかし過去にSN1006よりも到達宇宙線量の大きな突発現象が起きていた場合、樹木年輪中の ^{14}C 濃度測定から検出できる可能性がある。このような突発的な高エネルギー現象は超新星爆発だけに限られるわけではない。たとえば太陽で大規模なフレアが起きれば、フレアから飛来する高エネルギー陽子が地球大気圏で多量に ^{14}C を生成させるかもしれない。さらに、今まで知られていないような高エネルギー現象のシグナルが樹木年輪中の ^{14}C 濃度に記録されている可能性も考えられるのである。

7. 参考文献

- Damon P.E., Kaimei D., Kocharov G.E., Mikheeva I.B., Peristykh A.N. (1995) Radiocarbon production by the gamma-ray component of supernova explosions. *Radiocarbon*, **37**, 599-644.
- Damon, P.E. and Peristykh, A.N.(2000) Radiocarbon calibration and application to geophysics, solar physics, and astrophysics *Radiocarbon*, **42**, 137-150.
- Eddy, J.A. (1977) Climate and the changing sun. *Climatic Change*, **1**, 173-190.
- Hoyt, D.V. and Shatten, K.H. (1998) Group sunspot numbers: A new solar activity reconstruction. *Solar Phys.* **181**, 491-512.
- Konstantinov B.P. and Kocharov, G.E.(1965) Astrophysical events and radiocarbon. NASA-CR-77812, ST-CMG-AC-10430.
- Lassen K. and Fris-Christensen E. (1995) Variability of the solar cycle length during the past five centuries and the apparent association with terrestrial climate. *J. Atmo. Terr. Phys.*, **57**, 835-845.
- Menjo, H., Miyahara H., Kuwana K., Masuda K., Muraki Y. and Nakamura T. (2005) Possibility of the detection of past supernova explosion by radiocarbon measurement. *Proc. 29th Intern. Cosmic Ray Conf.*, **2**, 357-360.
- Miyahara, H., Masuda K., Muraki Y., Furuzawa H., Menjo H. and Nakamura T.(2004) Cyclicity of solar activity during the Maunder Minimum deduced from radiocarbon content. *Solar Phys.*, **224**, 317-322.
- Miyahara, H., Masuda K., Muraki Y., Kitagawa H., and Nakamura T.(2006) Variation of solar cyclicity during the Sporerer Minimum. *J. Geophys. Res.*, **111**, A03103, .
- Nagaya, K., Kitazawa K., Masuda K., Muraki Y., Miyahara H. and Nakamura T. (2007) Variation of Solar "11-year cycle" during the grand solar minimum in the 4th century BC by measurement of ^{14}C content in tree rings. *Proc. of the 30th International Cosmic Ray Conference* **1**, 521-524.
- Soon, W.H., Baliunas S.L. and Zhang Q. (1994) Variations in surface activity of the sun and solar-type stars. *Solar Phys.*, **154**, 385-391.
- Stuiver, M. and Polach, H.A.(1977) Discussion: Reporting of ^{14}C data, *Radiocarbon*, **19**, 355-363.
- Stuiver, M. and Quay P.D. (1980) Changes in atmospheric carbon-14 attributed to a variable sun. *Science*, **207**, 11-19.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. and Braziunas T.F.(1998) High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples. *Radiocarbon*, **40**, 1127-1151.
- Usoskin, I.G., Solanki S.K. and Kovaltsov G.A. (2007) Grand minima and maxima of solar activity: new observational constrains. *A & A*, **471**, 301-309.