

# 太陽活動と $^{14}\text{C}$ 濃度変動

増田公明\*, 加藤大岳, 豊泉裕章, 村木綏, Kh. A. Arslanov<sup>1)</sup>,  
北川浩之<sup>2)</sup>, 松本英二<sup>2)</sup>

名古屋大学太陽地球環境研究所  
St. Petersburg University<sup>1)</sup>  
名古屋大学大気水圏科学研究所<sup>2)</sup>

〒460-8601 名古屋市千種区不老町

\* Tel: 052-789-4315, Fax: 052-789-4313, E-mail: kmasuda@stelab.nagoya-u.ac.jp

## 1. はじめに

地球上の自然界にある放射性炭素  $^{14}\text{C}$  の大部分は、銀河宇宙線が地球大気との原子核反応によって生じる二次中性子に対する大気中の窒素原子核  $^{14}\text{N}$  の捕獲反応  $^{14}\text{N} (n, p) ^{14}\text{C}$  によって生成される。その生成率の変動は主に太陽活動や地球磁場に起因している。 $^{14}\text{C}$  の生成率と太陽活動の指標である太陽黒点数が逆相関の関係にあって密接に関連していることは、Suess (1965), Eddy (1976)らによって指摘されている。特に17世紀後半のマウンダー極小期には太陽黒点はほとんど現れず、 $^{14}\text{C}$  の生成率が増大したことがわかっている。これは100年オーダーの太陽活動の変化が $^{14}\text{C}$  生成率と関連している例である。

太陽はダイナモ機構によって磁場をつくり、そのダイナミックな変化により常に変動している。太陽磁場は11年周期でその強度を変化させ、22年周期で極性を反転させている(吉村, 1999)。さらに100年のオーダーでも活動が変化するなど、短期・長期の様々な周期あるいは時定数で変動している。このような太陽活動を理解し、その将来を予測するために、過去の太陽活動の変動を詳細に調べる必要がある。我々は特に過去1000年の太陽活動に注目して、 $^{14}\text{C}$  生成率の精密測定によりその変動、特に11年周期について明らかにし、さらに地球の気候との関連を調べることを目的としている。

## 2. 原理

大気中の  $^{14}\text{C}$  濃度は一定ではない。変動要因としては銀河宇宙線強度の変動、他の宇宙線源の発生、太陽磁場(太陽活動)、地球磁場、大気(気候)変動などが考えられる。宇宙線は銀河系またはその外で生成、加速されて太陽系近傍に到着する。太陽圏にどのくらいの宇宙線が進入できるかは太陽磁場や太陽圏の構造に依存し、さらに地球大気に到達する量は地球磁場に依存する。太陽のダイナモ活動によりつくられる

磁場の形状や強度は時間とともに変化し、太陽圏や地球近傍の環境に影響を与えている（太陽活動による宇宙線のモジュレーション (Jokipii, 1991)）。太陽活動が活発でその磁場が強いときは、太陽系外から来る銀河宇宙線は太陽圏に進入しにくく、地球へ到達する宇宙線強度が減少し、宇宙線が地球大気中に生成する  $^{14}\text{C}$  の量が少なくなる。逆に太陽活動が弱いときには、大気中に生成される  $^{14}\text{C}$  の量が増える。現在の太陽はほぼ 11 年周期でその活動の極大と極小を繰り返しており、大気上層で生成される  $^{14}\text{C}$  の量も 11 年周期で変化し、モジュレーションの程度からその変化は 20 ~ 30 % と考えられる (Castagnoli and Lal, 1980)。大気上層でつくられた放射性炭素  $^{14}\text{C}$  は  $^{14}\text{CO}_2$  となって、大気圏、海洋圏、生物圏の間の炭素循環過程に取り込まれ、これらのリザーバに貯蔵される (Oeschger, 1975) とともに、半減期  $5730 \pm 40$  年で  $\beta$ -崩壊する。このように、上層大気における  $^{14}\text{C}$  生成率の変化は、炭素循環によって緩和され、地表付近におけるその変動は高々 1 ~ 2 % の程度と考えられる。そこでこのような小さな変動を検出するためには、年代のわかっている試料の  $^{14}\text{C}$  濃度 ( $\beta$  崩壊補正後) を精密に測定することが必要である。樹木は光合成によって大気中の二酸化炭素を取り込むため、生まれてから死ぬまでの期間の毎年の情報を年輪として保持しており、特に最近まで生きていた木はその絶対年代を知ることができる。そのような年輪中の  $^{14}\text{C}$  濃度を精密測定することによって、その生育年代における大気中の  $^{14}\text{C}$  濃度がわかり、過去の時代の宇宙線強度や太陽活動の程度を知ることができる。

### 3. 従来の結果

これまでに多くのグループが年代が既知の試料の  $^{14}\text{C}$  濃度を測定しており、前述の Suess や Eddy のほかにも例えば以下のような報告がある。Kigoshi and Hasegawa (1966) は、過去の宇宙線の変動を調べるために 20 年分ずつの屋久杉の年輪試料を用いて  $^{14}\text{C}$  濃度を測定し、過去 2000 年に対する変化を得た。自然界の  $^{14}\text{C}$  濃度は 2000 年の間に約 2 ~ 3 % 変化している。この変化の原因は地磁気の変動によるものと考えられている。Baxter and Walter (1972) はイギリス ( $54^\circ \text{N}$ ) のウイスキー、ワイン、植物の種子などを用いて 1890-1950 年の  $^{14}\text{C}$  濃度を調べ、太陽黒点数に逆相関して、30 ‰ の変動を示すことを報告している。また Fan et al. (1986) はカナダの高緯度 ( $68^\circ \text{N}$ ) 地域の 1824-1925 年の年輪の  $^{14}\text{C}$  濃度を測定し、太陽黒点数に逆相関して 10 ‰ の変動があることを見い出している。

Stuiver (1998) は西暦 10000 BC ~ 1950 AD の  $^{14}\text{C}$  濃度を、年輪や珊瑚の試料を用いて 10 年または 20 年ごとに 0.2 ~ 0.3 % の精度で測定し、過去 1 万年の間に  $^{14}\text{C}$  濃度が約 10% 変化したことを示した。この数千年のオーダーの変化は地磁気の変動による入射宇宙線量の変化で説明されている。Fig. 1 は Stuiver (1998) による年輪中の過去 1000 年の  $^{14}\text{C}$  濃度の変化である。100 年オーダーの変動のあることがはっきりわかる。この変動の原因は太陽活動の変化と考えられており、その場合  $^{14}\text{C}$  濃度の極大の時期は

太陽活動が弱く、入射宇宙線の強度が強かったことを意味する。その意味でこれらの時期は太陽活動の極小期であり、西暦1300年頃をウォルフ(Wolf)極小期、西暦1500年頃をシュペーラー(Spoerer)極小期、西暦1700年頃をマウンダー(Maunder)極小期、19世紀初めをダルトン(Dalton)極小期と呼んでいる。マウンダー極小期やダルトン極小期の時代には太陽黒点のデータが

あり、確かに黒点が少なく太陽活動が低下していたことがわかる。これより古い時代についてははっきりした記録はないが、やはり太陽活動と密接に関連しているオーロラの出現回数が少なかったという記録がある。もしこれが確かなら、これらの極小期にはほんとうに太陽活動が低下していたことになる。そしてこれらの極小期に対応する時代は、小氷河期とも呼ばれ、地球の気候が寒冷化した時代に対応している。

なお、1900年頃から $^{14}\text{C}$ 濃度が急激に減少しているのは、産業革命以来の人類による化石燃料(十分に古いため、 $^{14}\text{C}$ がすべて崩壊している)の消費によって自然界の $^{14}\text{C}$ 濃度が $^{14}\text{C}$ を含まない炭素によって希釈された(Suess effect)ためと解釈されている。また1950年頃に $^{14}\text{C}$ 濃度が急激に増加しているのは、大気圏内核爆発実験によって人工の $^{14}\text{C}$ が全地球に生成されたためである(Bomb effect)。

Stuiver(1998)は西暦1510～1950年については1年ごとの年輪中の $^{14}\text{C}$ 濃度の精密測定を行っている。その結果をFig. 2に示す。比較のためにこの図には

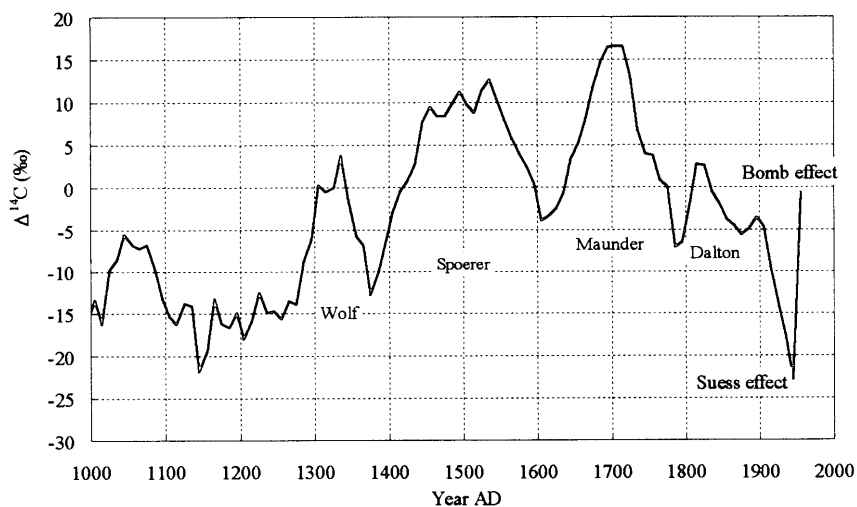


Fig. 1 Variation of  $^{14}\text{C}$  contents in the last millennium (Stuiver,1998)

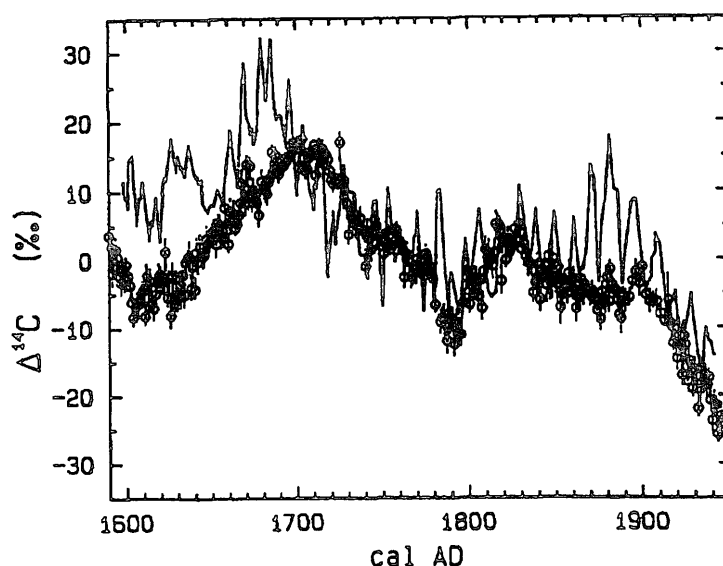


Fig.2  $^{14}\text{C}$  contents of tree rings in the Maunder minimum  
Dot: Stuiver (1998), line: Kocharov (1992)

Kocharov (1992) のデータも示されている。Stuiver のデータの  $^{14}\text{C}$  濃度の変動が小さい ( $\sigma = 2.8 \text{ ‰}$ ) のに対して、Kocharov のデータはかなり大きな変動 ( $\sigma = 4.8 \text{ ‰}$ ) を示している。さらに Kocharov による  $^{14}\text{C}$  濃度変化の周期は、通常期はほぼ 11 年であるが、マウンダー極小期にはより長い周期、おそらく 22 年になっている。このような違いが何に起因しているかはわかっていないが、もし事実とすればその原因の解明は重要である。

我々は、このような違いが本当にあるのか、Kocharov の結果が本当ならば他の極小期ではどうだったのか、そして太陽磁場活動の極小期と地球の気候の間にどのような相関があるのかを調べるために、年輪を用いて過去 1000 年の大気中  $^{14}\text{C}$  濃度の精密測定を始めている。その結果は、地球環境を知る上で非常に重要であり、地球の今後を予測する手だてともなる。

#### 4. 年輪試料の年代決定

シュペラー極小期の  $^{14}\text{C}$  濃度を調べるための試料となる年輪は屋久島から入手した。今回用いたものは Fig. 3 に示すような長さ 1.7m の細い扇形のもので、1990 年から 1995 年頃に伐採されたと思われる杉の端材である。各年輪の相対年代は外側から中心へ向かって径方向に年輪を計数することによって決定した。樹齢は 706 年であった。年輪が周回していないために、相対年代には全体として数年の誤差はあり得ると考えられる。また、最外年輪の年代を確定して絶対年代を得るために、外側から 40 年分の年輪の一部を少量採取して、名古屋大学年代測定総合研究センターのタンデトロン加速器質量分析計 (AMS) 2 号機を用いて bomb effect の測定を行った。この測定のための試料は、1 年ごとの年輪を細かく粉碎した後、酸とアルカリで

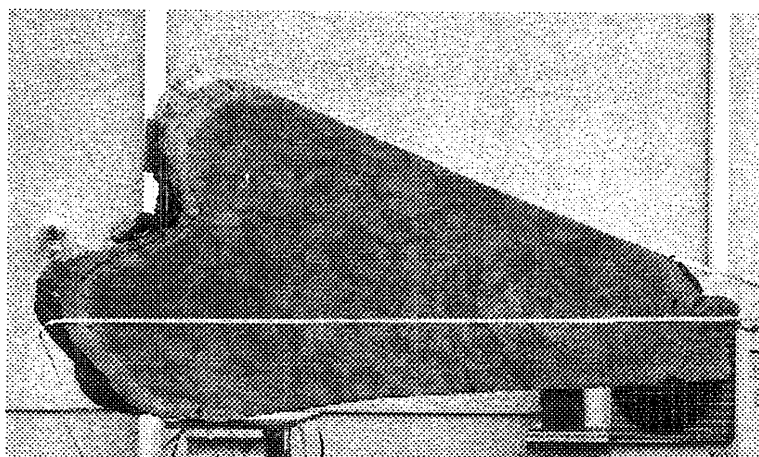


Fig.3 Tree ring sample of Yaku cedar for  $^{14}\text{C}$  measurements of the Sporer minimum

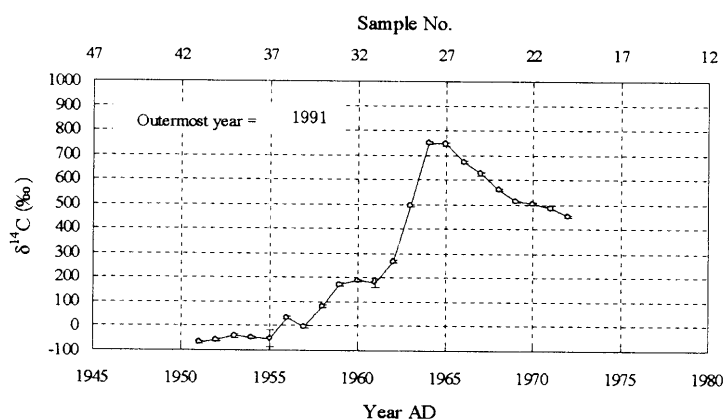


Fig. 4 Bomb effect of the Yaku cedar tree

洗浄し、亜塩素酸ナトリウムで漂白してセルロースを得た。そのセルロースを酸化銅とともに加熱することにより二酸化炭素に変え、Kitagawa(1993)の方法に従ってグラフアイトにした。測定結果を Fig. 4 に示す。この図から sample no. 28 が bomb effect のピークにあたり、他のデータ(Nakamura, 1987; Levin and Kromer, 1997; McNeely, 1994; Muraki, 1998)からこれを 1964 年と決定し、最外年輪が 1991 年であることが明らかとなった。

## 5. 方法

シュペーラー期の試料については、必要な精度 (0.2-0.3 %) を達成できること、統計精度を上げるために必要な炭素の含有率が多いこと、多数の試料を計数する必要性などの理由から、我々はベンゼンをベースにした液体シンチレーション法を選択した。

試料の化学処理は以下のように行った(Arslanov, 1993; Muraki, 1998; 成瀬, 1999; 加藤, 2001)。まず年輪を 1 年ごとに削り取り、粉碎機にかけて 2-3 mm まで細かくした後、ベンゼン-エタノールによる洗浄によって油脂、抽出成分を取り除く。次に亜塩素酸ナトリウムの塩酸溶液で漂白してセルロースを得る。このセルロースは樹木細胞壁の骨格部分を構成する  $\alpha$ -セルロースと、年輪間を移動する可能性を否定できないヘミセルロースを含む。できれば  $\alpha$ -セルロースだけを使う方がよいが、我々の試験結果によればヘミセルロースを含んでもほとんど問題のないことがわかった(Arslanov, 2000)。セルロースを高圧酸素中で燃焼して二酸化炭素にし、これを金属リチウムと反応させてリチウムカーバイドを得る。これに水を加えて得られるアセチレンをバナジウム触媒のもとで重合してベンゼンを得る。ベンゼンは必要に応じて硫酸や金属ナトリウムで純化する。ベンゼンに 15g/l の butyl-PBD を加えたシンチレータをテフロン/純銅製のバイアルに入れて測定試料とする。ベンゼンの容量は概ね 10 ml である。

放射能測定は、Wallac 社の超低バックグラウンドベータ線測定装置 Quantulus 1220 により行っている。

## 6. 予備的な結果

シュペーラー極小期を含む 1413 ~ 1553 年の 141 年分の試料がすでに上述の方法でベンゼンに変換されている。現在までに、そのうちの 80 サンプルの  $^{14}\text{C}$  濃度の測定を行った。予備的な結果を Fig. 6 に示す。全てのサンプルについて  $\delta^{13}\text{C}$  を測定済みであり、同位体分別に対する補正をしてある。図には比較のために Stuiver (1998) の 10 年分の年輪を測定したデータも載せてある。西暦 1410 ~ 1470 年では我々の結果はほぼ Stuiver と一致しているが、西暦 1470 ~ 1550 年では大きく違っており、屋久杉の  $^{14}\text{C}$  濃度が大きく減少している。この理由は今のところ不明である。Beer(2000)によれば、グリーンランド Dye 3 のアイスコア中の  $^{10}\text{Be}$  濃度が 1500 年頃に大きく減少してい

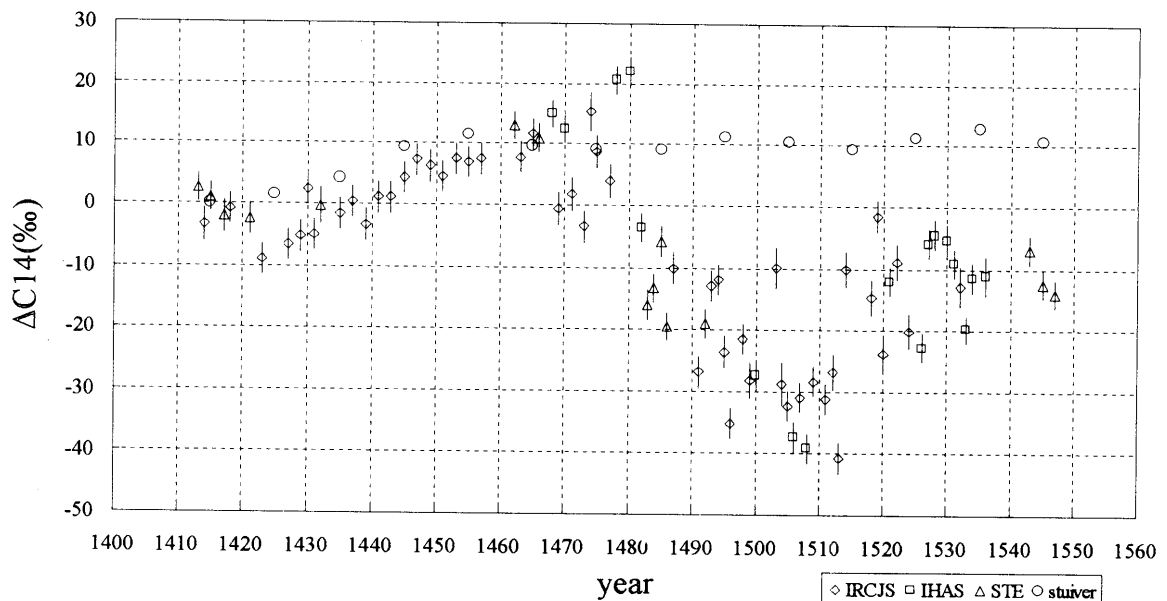


Fig. 6 Radiocarbon contents in single-year tree rings of Yaku cedar (preliminary)

る。もしかしたらこのことと屋久杉の  $^{14}\text{C}$  濃度の変動は関連があるかもしれない。その場合は、太陽活動の影響も含めて何らかの理由で、地球へ到達する宇宙線量が変化した可能性がある。また一方で局所的な気候や地質的な影響も考えられるので、今後の検証が必要である。未測定試料の測定を進めると同時に、再測定や AMS での測定も行い、データの信頼度を上げていく予定である。

## 7. まとめ

過去の太陽がどのような活動をしていたのかという問題は非常に重要である。特に太陽活動の極小期といわれる時期のように、ある程度長い期間にわたって黒点が全く見られずに活動が低下しているとしても、その変動が全くゼロでないことは確かである。そのときに太陽は Schwabe cycle のような周期活動をしていたのか、周期があるとなればそれは 11 年なのかあるいはもっと長いのか。そして太陽活動はどのような過程を経て地球の気候に影響を与えているのか非常に興味深いところである。さらに過去の太陽活動が理解できれば、将来を予測することも可能となる。

今回の測定結果はこれらの予想を越える変化を示している。さらに測定を継続することによりデータの信頼度を上げ、シュペーラー極小期に関する結論を得られることが期待される。

## 謝辞

AMS による  $^{14}\text{C}$  濃度測定に際してお世話になりました名古屋大学年代測定総合研究センターの中村俊夫教授及びセンターのスタッフの方々に感謝いたします。本研究

の一部は、日本学術振興会科学研究費補助金（課題番号：12440062）を使用して行われました。

#### 参考文献

- Arslanov, Kh. A., Tertychnaya, T. V. and Chernov, S. B. 1993 Problem and methods of dating low-activity samples by liquid scintillation counting. *Radiocarbon* 35 (1993): 393-398.
- Arslanov, Kh. A. 2000 private communication (2000).
- Baxter, M. S. and Walton, A. 1971 Fluctuations of atmospheric carbon-14 concentrations during the past century. *Proc. Roy. Soc. Lond. A* 321 (1971): 105-127.
- Beer, J. 2000 Long-term indirect indices of solar variability. *Space Sci. Rev.* 11 (2000): 53-66.
- Castagnoli, G. and Lal, D. 1980 Solar modulation effects in terrestrial production of carbon-14. *Radiocarbon* 22 (1980): 133-158.
- Eddy, J. A. 1976 The Maunder minimum. *Science* 192 (1976): 1189-1202.
- Fan, C. Y., Chen, T.-M., Yun, S.-X. and Dai, K.-M. 1986 Radiocarbon activity variation in dated tree rings grown in Mackenzie delta. *Radiocarbon* 28 (1986): 300-305.
- Jokipii, J. R. 1991 Variations of the cosmic-ray flux with time. in *The Sun in Time*, ed. C. P. Sonett et al. (The University of Arizona, Tucson, 1991): 205-220.
- Kigoshi, K. and Hasegawa, H. 1966 Secular variation of atmospheric radiocarbon concentration and its dependence on geomagnetism. *J. Geophys. Res.* 71 (1966): 1065-1071.
- Kitagawa, H., Masuzawa, T., Nakamura, T. and Matsumoto, E. 1993 A batch preparation method for graphite targets with low background for AMS  $^{14}\text{C}$  measurements. *Radiocarbon* 35 (1993): 295-300.
- Kocharov, G. E. 1992 Radiocarbon and astrophysical-geophysical phenomena. in *Radiocarbon After Four Decades*, ed. R. E. Taylor et al. (Springer-Verlag, New York, 1992): 130-145.
- Levin, I. and Krommer, B. 1997 Twenty years of high-precision atmospheric  $^{14}\text{CO}_2$  observations at Schauinsland station, Germany. *Radiocarbon* 39 (1997): 205-218.
- McNeely, R. 1994 Long-term environmental monitoring of  $^{14}\text{C}$  levels in the Ottawa region. *Environment International* 20 (1994): 675-679.
- Muraki, Y., Kocharov, G., Nishiyama, T., Naruse, Y., Murata, T. and Masuda, K. 1998 *Radiocarbon* 40 (1998): 177-182.
- Nakamura, T., Nakai, N., Kimura, M., Ohishi, S., Hattori, Y. and Kikata, Y. 1987 Variation of  $^{14}\text{C}$  concentration in tree rings (1945-1983). *Geochemistry* 21 (1987): 7-12.
- Oeschger, H., Siegenthaler, U., Schotterer, U. and Gugelmann, A. 1975 A box diffusion model to study the carbon dioxide exchange in nature. *Tellus XXVII* (1975): 168-192.

- Stuiver, M., Reimer, P. J. and Braziunas, T. F. 1998 High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples. *Radiocarbon* 40 (1998): 1127-1151.
- Suess, H. E. 1965 Secular variations of the cosmic-ray-produced carbon 14 in the atmosphere and their interpretations. *J. Geophys. Res.* 70 (1965): 5937-5952.
- 加藤大岳 2001 年輪中  $^{14}\text{C}$  濃度測定によるシュペーラー極小期の太陽活動研究. 名古屋大学大学院理学研究科修士論文 (2001 年 1 月).
- 成瀬由紀子 1999  $^{14}\text{C}$  濃度測定による過去の太陽活動周期測定. 名大宇宙線研究室記事 40 (1999): 269-355.
- 吉村宏和 1999 太陽磁気ダイナモのメカニズム. 科学 69 (1999): 134-145.



## Radiocarbon and the solar activity in the past

K. Masuda\*, M. Kato, H. Toyozumi, Y. Muraki, Kh. A. Arslanov <sup>1)</sup>,  
H. Kitagawa <sup>2)</sup> and E. Matsumoto <sup>2)</sup>

Solar-Terrestrial Environment Laboratory, Nagoya University  
St. Petersburg University, Russia <sup>1)</sup>  
Institute for Hydrospheric and Atmospheric Sciences <sup>2)</sup>

\* Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya 464-8601

\* Tel: 052-789-4315, Fax: 052-789-4313, E-mail: kmasuda@stelab.nagoya-u.ac.jp

Production rate of radiocarbon  $^{14}\text{C}$  in upper atmosphere depends on the solar activity through its modulation effect on the intensity of galactic cosmic ray on the earth. Tree rings record radiocarbon contents in the past because they take atmospheric carbon dioxide including radiocarbon by photosynthesis year by year. We are investigating radiocarbon contents in Yaku cedar to understand the variability of the solar activity in the last millennium and also the relation between the solar activity and the global climate change.

Our recent measurement of  $^{14}\text{C}$  contents in tree ring samples of the Yaku cedar from the Spoerer minimum shows a large dip in the period between 1470 and 1550 AD while the data for the period between 1410 and 1470 AD are rather constant. The reason for this large variation of  $^{14}\text{C}$  contents is not known at present. Further measurements are necessary.