

炭素 14 から探る過去の気候変動

今村峯雄

はじめに

国立歴史民俗博物館では、高精度年代測定のための基礎研究の一環として、弥生時代を中心に日本産樹木年輪の炭素 14 測定を行い（西本 2008）、IntCal04/IntCal09 など知られる暦年較正曲線（キャリブレーション曲線）との比較を行ってきた。また、暦年較正曲線の凸凹（ウィグル、wiggle）にマッチすることによって高精度の年代検定を行うウィグルマッチ法の測定を通じて、多数の年輪の炭素 14 測定を行ってきた（今村 2010）。この過程で、ほとんどの年代領域で日本の年輪試料は IntCal に一致する一方で、1~2 世紀など、いくつかの年代領域で測定誤差を超えた”異常”がみられた。この”異常”の原因を探る中で、大気炭素 14 濃度^(*)と気候変動との関連に関心を抱くことになった。

ここでは炭素 14 年代測定法の高精度・高確度化へ向けての取り組みの一環として行われている木材年輪の高精度炭素 14 データの現状を紹介し、そこから得られる大気炭素 14 の時間的・空間的変動と過去の太陽活動の変遷、気候変動との関連を古気候学や考古歴史学の情報も用い議論することとしたい。

炭素 14 と年代測定

炭素 14 は、半減期が 5715 年の放射性的炭素同位体である。W.Libby は、宇宙線で生成する放射性的炭素 14 が自然界に存在することを初めて示し、これを利用してさまざまな分野の年代測定に応用できることを示した（Anderson et al., 1947; Arnold & Libby 1949）。この炭素 14 年代測定法は、考古学に革命的な成果をもたらしたことは広く知られ

たとおりである。この炭素 14 年代研究の潮流は日本にも及び、1950 年代に理化学研究所、学習院大学で、そして 1960 年代には東京大学で炭素 14 測定が開始されている（吉田 2007）。

炭素 14 年代測定法において、炭素 14 濃度が時間的にどのように変動し、空間的にどのくらい均一であるかを知ることは炭素 14 年代測定法の基幹をなす情報である。過去の炭素 14 濃度の時間的・空間的信息は、木材年輪などの中の炭素 14 測定値から得られ、年代測定を行う研究者のいわばバイブルとなっている。実際に、大気中の炭素 14 濃度には時間的・空間的な変動があり、それらは地球がおかれた宇宙線環境や気候変動を反映している。

地表における炭素 14 の生成と分布

地球大気中の炭素 14 が一定濃度で存在するのは、宇宙線（二次中性子）によって絶えず大気中で生成しているからである。宇宙線二次中性子は宇宙線と大気との核反応で生成する二次粒子（原子核破砕片）の一つで、地表 1 cm² あたり約 2 個の平均密度で降り注いでいる。中性子は窒素 14 と核反応を起こす確率が非常に大きい性質がある（ $^{14}\text{N} (n, p) ^{14}\text{C}$ 反応： $\sigma = 2\text{barn}$ ）ために、そのほとんどは大気中を駆け抜ける前に窒素 14 と反応し炭素 14 に変化する。炭素 14 が生成するのはおもに高度 10Km 以上の成層圏と対流圏上部である。生成後すぐに二酸化炭素（CO₂）に酸化され、大気中の成分である CO₂ と混合し、大気中を拡散し空間的にはほぼ均一な濃度が保たれている。地球に入射する宇宙線の強度が太陽活動や地球磁場の変化で変動すると、その影響は大気中の炭素 14 濃度に反映される。

一方、植物とは光合成と呼吸によって、海洋とは吸収と放出によって、生物圏・海洋圏にも広く分布する。陸上動植物の炭素 14 は、光合

成と食物連鎖を通じて大気濃度とほぼ平衡になっている。その放射能濃度は核実験の影響が現れる以前では 233 ベクレル/kg 炭素相当で、同位体濃度としては炭素原子全体の 1 兆分の 1 となっている。大気と海洋表層は二酸化炭素の交換を通して炭素 14 をやり取りしているが、海洋のほうが炭素量が格段に多く拡散も遅いので、海洋（表層）は約 400 年古い炭素 14 組成となっている。炭素 14 濃度では約 5%低くなっている。この値は海域ごとに若干の増減があり、また時間的にも変動し、気候変動と関連していると考えられる。

炭素 14 の測定

炭素 14 の測定は伝統的には放射線測定器によるものであったが、1977 年に加速器質量分析（AMS : Accelerator Mass Spectrometry）による新たな分析法が出現し、年代測定では現在ほとんどが加速器質量分析でなされる。近年になって、高精度・高効率・小型の加速器質量分析装置が入手しやすい価格となった影響で、世界的に測定施設が急速に普及し高精度データが大量に短期間で生産されるようになった。世界には昨年の段階で稼働している AMS 施設が 70 ほどあり、本邦でも商業運営されている 2 施設を含め、9 施設が稼働または建設中である。年 2~3 千測定/装置、統計精度±0.2-0.4%での定常測定が一般に行われている。通常は 1 mg の炭素量が標準であるが、0.1mg さらにそれ以下での測定報告も増加しつつある。

AMS 装置で測定するのは、ターゲットとよばれるグラファイト（石墨）の形になった炭素試料である。前処理・精製・グラファイト化した試料を標準資料とともに数十個、AMS 装置のイオン源に装填して自動運転で測定する。同位体組成比（炭素 14/炭素 13/炭素 12 比）が測られ、炭素 13/炭素 12 比によって質量分別効果を補正する。

炭素 14 年代較正曲線

大気炭素 14（同位体濃度）にはゆるやかな年変化があり、さらに炭素 14 半減期にも誤差が伴うので、試料の炭素 14 測定値から実際の年代（実年代）を求めるために、キャリブレーション（補正）を必要とする。このために暦年を特定した古木（年輪年代法）、サンゴや年縞堆積物（U-Th 法）等の炭素 14 実測値を用いて炭素 14 年代較正曲線

（Radiocarbon calibration curve）が作られている。最も新しい 2009 年版、IntCal09 は、

過去 5 万年の炭素 14 年代や大気炭素 14 濃度の変動

（1950 年相当の大気濃度に対する偏差値、 $\Delta^{14}\text{C}$ ）を与える。12400 年前までは、欧米の中緯度地域の木材年輪のデータが用いられている。海洋は大

気に比べ炭素 14 濃度が低い（海洋リザーバー効果）のでサンゴの場合は海洋リザーバー効果を補正する。最近、英国と日本の合同チームによる福井県水月湖の年縞堆積物中の陸上植物遺体の炭素 14 測定結果が報告され（Bronk Ramsey et al., 2012）、これまで不確定性の大きかった 12500 年以前（52800 年まで）の大気炭素 14 データが補正なしに得られ、より信頼性のある年代測定のための基準データとして用いられるようになるものと思われる。

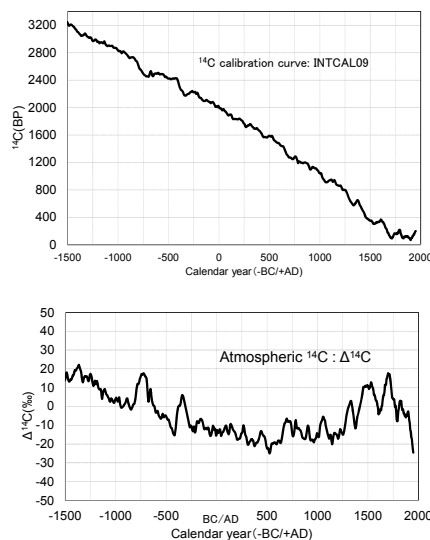


図1 ^{14}C 年代較正曲線 IntCal09と大気 ^{14}C 濃度の変動

海洋も一つの炭素リザーバーを形成しており、また、貝殻・魚骨など考古遺物に含まれる遺物も多いので海洋に対する ^{14}C 年代較正曲線、Marine09（大気データとモデル計算による）が与えられている。

大気炭素 14 の時間変動と太陽活動

過去 5 万年の中で、氷期を除く過去 1 万年の間氷期に限れば、大気炭素 14 濃度の変動は、地磁気の長期変動と太陽活動による宇宙線強度の変化によると考えられている。図 2 は過去 3500 年の炭素 14 データ（INTCAL98）から計算した炭素 14 生成率である。地磁気のやや高かった 2000 年前ころは、炭素 14 生成率が現在の約 8 割程度と推測される。IntCal 較正曲線は 10 年平均で与えられるデータであるため、太陽活動の 11 年周期に伴う変動は炭素 14 生成率には見えていない。

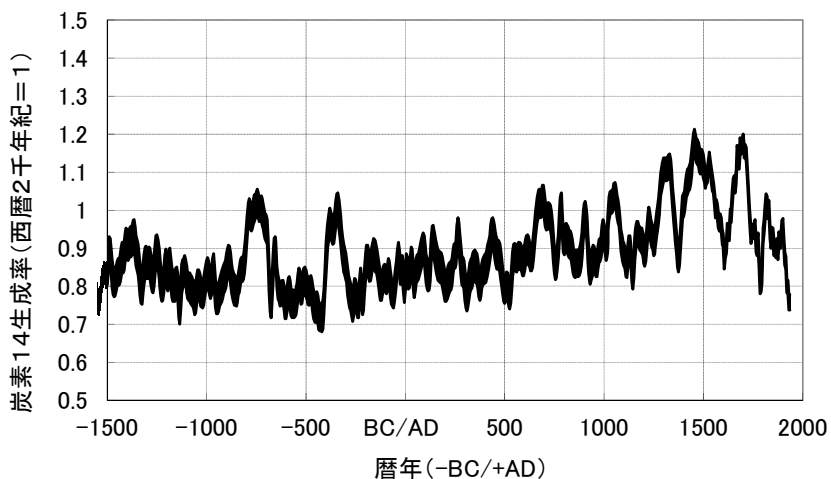


図2. 過去3500年の大気中炭素14生成率の変動(相対値)

太陽活動と気候変動

地球の平均気温とその変化を規定するのは、基本的には地球が太陽

から受ける熱量と地球が放射する熱量との熱バランスの変化である。その変化には、地球の外に原因があるものと、地球内部に原因が求められるものがある。太陽活動や地球軌道要素の長期変動は前者であり、火山噴火の影響や二酸化炭素の問題は後者である。

Crowley は年輪などのデータから得られている過去 1 千年の地球の平均気温の変動は、太陽活動と巨大火山噴火によって成層圏に巻き上げられた硫黄酸化物の影響によってほぼ説明できるとした (Crowley, 2003)。前者はおもに太陽活動に伴う太陽からの熱輻射量の変化によるものと考えられる。後者は、噴煙に多く含まれる硫黄酸化物が成層圏でエアロゾル粒子となって雲の形成が促され太陽輻射が遮られることによる。

太陽活動の影響は、火山噴火に比べより長周期的な変動である。Eddy (1977) は炭素 14 変動から推測される 17 世紀後半～18 世紀前半の太陽活動の長期的停滞期 (Maunder Minimum) は、ヨーロッパや中国の記録にみられる冷涼な気候の時期と重なっていることを示し、気候変動における太陽活動の重要性を指摘した。太陽は通常 10～13 年(平均 11 年)周期で活動を行う。その間の輻射量変化は 0.08～0.12%ほど (サイクル 21～23) である (極大期に最大)。

太陽活動と東アジアの古気候

過去 2000 年間の東アジアにおける古気温代替データ (プロキシ) がヤーンら (Yang et al. 2002) によって報告されている (図 3、上)。データは、9つの記録 (チベット高原からの氷柱資料 2、年輪試料 2 の 4 資料、また中国東部・日本から、四川省金川区の堆積物 (ピート) 1、文書記録 1、台湾年輪資料 2、日本年輪資料 1) の平均値を 10 年間の平均値として与えられている。日本の樹木の年輪成長は、5月から

8月とされるので、古気温は夏季（5～8月）の気温を強く反映した記録になっていると考えられる。いわゆる小氷期は15世紀から18世紀の大きな気温の落ち込みで観測される。また中世温暖期は、9世紀から12世紀の気温の高い領域に相当する。3世紀から6世紀は冷涼であり、考古学で言われる古墳冷涼期に対応し、3世紀中ごろまでの弥生後期は温暖な時期であったことを示す。

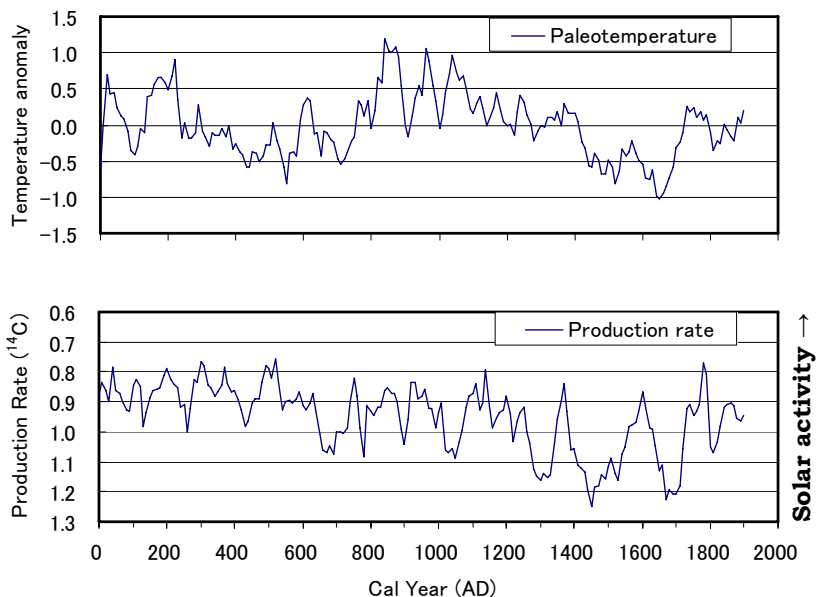


図3. 過去2000年間の東アジアにおける古気温プロキシ (Yang et al. 2002) (上図) と大気中炭素14生成率の相対値(下図)の対比。

図3下図には、較正曲線のデータを基に計算した大気中炭素14生成率（相対値）を示した。太陽活動が活発な時期には宇宙線は減少するので、古気温との比較のため縦軸は逆転して示してある。炭素14生成速度は、太陽活動のほかに、地磁気の長期変動も反映しているために、全体として古い時代に向かって小さい傾向があるのは地磁気の影響によるものと思われる。そこで両者を比較するために、絶対値ではなく

二つのグラフの山と谷の対応をくらべてみる。全般に（紀元 100 年、1050 年ころを除き）、古気温の谷（低温）は太陽活動の谷間の時期（炭素 14 生成率が高い時期）に一致し、古気温の山（高温）は太陽活動のピーク（炭素 14 生成率が低い時期）の年代にほぼ一致するなど、両者にはよい相関があることがわかる。

エルニーニョ南方振動と太陽活動

気象統計のある近年で、気候と太陽活動間の相関をみるために東アジアの気候に影響の大きい ENSO（エルニーニョ南方振動）と太陽活動との相関を調べた。ENSO はチリ沖の赤道周辺での海水温の異常値と連関する世界の異常気象にかかわる現象であり、数年に 1 回の割合で発生している。

図 4 は Svalgaard(2010)による太陽磁場強度、HMF の変化を示す。太陽活動は、太陽黒点数のほかに、地磁気異常の観測から得られる太陽磁場強度（地球近傍）の変化によっても観測される。HMF の山が太陽活動の盛んな時期に、谷は太陽活動サイクルの切り替わりの時期に相当する。図では、エルニーニョ（●）、ラニーニャ（▲）の出現年がどのような関係になっているかを、HMF のプロットに重ねて示した。特に太陽磁場が弱い時期（太陽活動が弱く、地球の磁気圏がやや不安定な時期）にエルニーニョもラニーニャも、頻発する傾向が分かる。

エルニーニョの年には、西太平洋の高温域の勢いが平年に比べ弱まり、太平洋高気圧の張り出しが例年に比べ弱く東に偏る傾向となる。日本では冷夏、暖冬になるとの統計がある。図には、さらに 1930 年以降の冷害による顕著なコメの不作が記録された年を×印で示す。1930 年以降の冷害の年（気象災害：理化学年表 2010 版による）は 10 例中 8 例が、太陽活動の停滞年に発生している。このことは、太陽活動が停

滞し、気候が冷涼化する傾向のなかでエルニーニョが発生し、夏の低温化が加速した可能性を強く示している。梅雨明けが遅れ、イネの発育段階での日照不足と低温が冷害をもたらしたと考えられる。

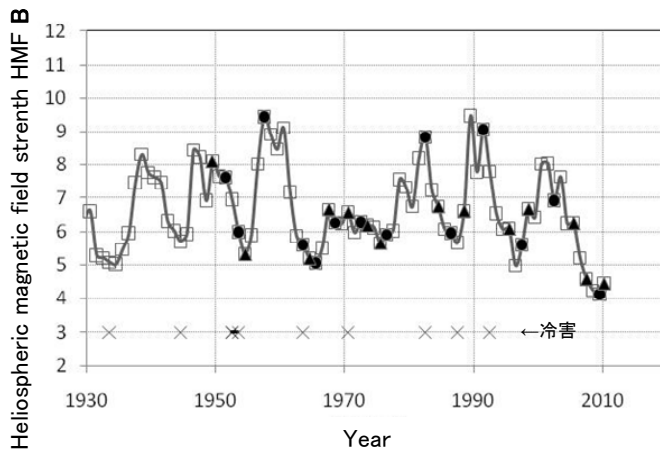


図4. 太陽活動とENSOおよび冷害年の関係。エルニーニョ (■)、ラニーニャ (▲) は太陽磁場の小さいときに起こる傾向。

Cf. HMF B data from Svalgaard and Cliver(2010)

なお、ラニーニャの年は、貿易風の勢いが強く西太平洋に例年よりもさらに温かい暖水域が形成される。太平洋高気圧の勢力を増し、またその位置は西に偏って日本では暑い夏となる傾向がある。また冬期には冬季モンスーンが強まり低温の傾向となる。中国の夏期の古気温と太陽活動との間に見られる相関性は、活動の極大期には天候が安定し、気温が高めに推移し、太陽活動停滞期にはエルニーニョの発生に伴って気温の低下が起こりやすい状況を示しているとも解釈される。

大気炭素 14 濃度の地域効果

炭素 14 較正曲線の基礎となる年輪データは欧米の木材から得られたものであるため、国立歴史民俗博物館では年代測定の精密化を図るため年輪年代法で年代の分かった日本産木材年輪の炭素 14 測定を行い、

欧米等の樹木との比較を行ってきた。IntCal の名称で使われている較正曲線は、北半球の範囲では統一的に用いることができると考えられ、実際前述したように、殆どの時期で日本産年輪の測定データと IntCal の差は測定誤差範囲内であった。しかし紀元 1 世紀から 3 世紀にかけての時期には、日本産樹木では、炭素 14 濃度が有意に（数十炭素年）上記の欧米のデータから古くシフトする時期があることが判明した（図 5 下図）。

その差異を Tan らによって報告されている中国北京郊外の鍾乳石に記録された夏季の気温変化の古記録と比較したのが図 5 上図である。Tan らは鍾乳石の積層構造の 1 年ごとの厚みを解析して、実際にデータの存在する気温の観測値との関係から過去 2650 年の古気温を推定した（実際には降雨量も関係しているようである）。図 5 の下図に示した日本産樹木の炭素 14 地域効果と比べると、グラフの山と谷の傾向にはよい一致が見られる。

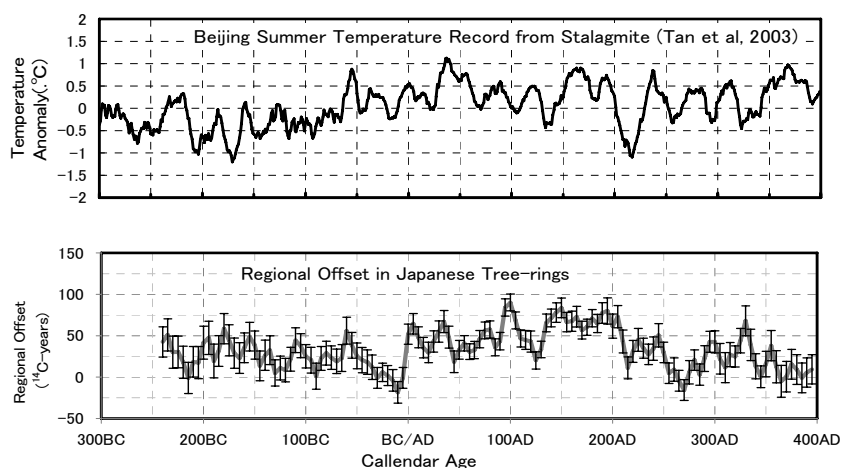


図5. 北京の夏季古気温のプロキシ (Tan et al.2003, 上図) と日本産樹木(スギおよびヒノキ)の地域効果(下図)の比較(両者とも10年移動平均値)。プロキシの年代誤差: ±5年

日本の炭素 14 地域効果と東アジアモンスーン

太平洋では温度の高い領域は東に偏っており、インドネシアやフィリッピン周辺にある。これは、太陽光の最も集積するのが赤道域であることと、ウォーカー循環と呼ばれる気象物理現象により、赤道では東からの風（貿易風）が優越し、その結果、温かな表面水が西に移動し温かな水塊が南北にも広がって太平洋の西部に形成されることによる。日本列島はユーラシア大陸東部に沿って北東から南西に長い列島を形成し太平洋の北西部に位置し、この北西太平洋の温かい水塊の影響を強く受ける。温かい海の存在は、冬期に暖かい気候をもたらす一方、夏と冬のモンスーンによる気候変化をもたらす。

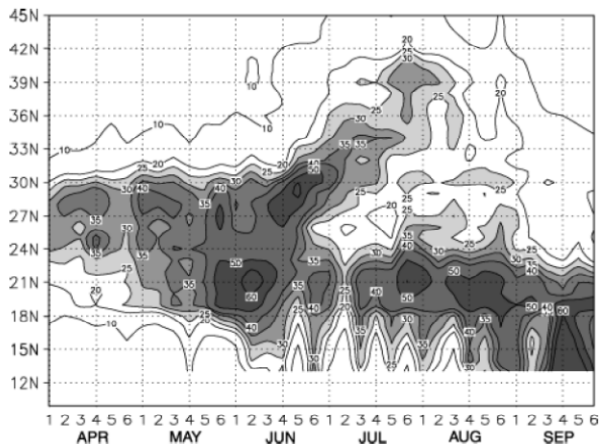


図6. 中国東部(110-120E)における5日平均降水量を緯度-時間の断面で示したもの(1961-1990年). 雨量を等高線で示し多い領域に影を施してある (uni:mm). 出典: Fig.7 of Yuhui and Chan (2005).

北京（北緯 39.5° ）は中国北部にあるが、夏季には東アジアモンスーンの影響を受けて梅雨前線が北上し 7～8 月に高温多雨となる。Tanらによる古気温データと日本産樹木の炭素 14 地域効果とのよい相関は、日本産の樹木に観測される炭素 14 の地域効果が東アジアモンスーンによって引き起こされたこと示唆している。すなわち、東アジアモンスーンの勢力が増し、梅雨前線が早く北上し、樹木の成長する時期に日

本列島が南の気団によって長期間覆われる状況があったことが想定される。熱帯域の大気炭素 14 濃度は、核実験の影響が無い 1950 年以前には北半球に比べ常に古い年代（約 40 炭素年）を示すことが分かっている。興味深いのは、顕著な炭素 14 地域効果がみられる 1～2 世紀に限って、南半球のニュージーランド・タスマニア産の樹木で観測される地域効果の測定値が、日本とほぼ同じ数値を示すことである。この紀元 1～2 世紀にはアジアにおけるモンスーン活動が特に高まった可能性がある。

炭素 14 からみた太陽活動と歴史にみる気候

江戸時代の大飢饉として寛永の飢饉（1641～1643 年）、元禄の飢饉（1695～1696 年）、享保の飢饉（1732～1733 年）、宝暦の飢饉（1755～1756 年）、天明の飢饉（1783～1784 年）、天保の飢饉（1833～1839 年）などが知られている。

図 7 は 1 年単位の炭素 14 測定値が報告されている（Stuiver et al. 1998）1510 年～1950 年について、その変動を 11 年平均で規格化して示した数値である。統計誤差を小さくするため 3 年移動平均値の偏差値で示す。太陽活動の周期を反映して炭素 14 濃度は周期活動を示すが、大気における炭素 14 の滞在時間（5～7 年）のために約 3 年遅れて現れる。太陽活動周期に合わせるため横軸を 3 年戻して示した。活動の低い時期は、周期の谷間または振幅の小さな時期（Maunder Minimum、Dalton Minimum）に対応する。上記に挙げた江戸の大飢饉の期間と対応して比べると、飢饉は全て太陽活動の低い時期に起こっていることが分かる。

太陽活動とともに気候に影響を及ぼすのが火山の巨大噴火の影響である。1991 年のピナツボ火山は世界の平均気温を 2、3 年にわたって

0.3℃ほど低下させたといわれる。グリーンランド氷床コアで巨大噴火による硫酸塩の最も大きなシグナルとして記録されている1259年の噴火（メキシコ・El Chichon 火山か？）は、日本では鎌倉時代の「正嘉の飢饉」として知られる飢饉の原因となったと推定される。江戸の飢饉のうち、宝永の飢饉はインドネシア・Awu 火山(1641年)、天明の飢饉は、同年の浅間またはアイスランド・ラキ火山（1783年）、天保の飢饉はフィリピン・Babuyan 火山（1831年）と時を同じくしており、飢饉には太陽活動と同時に、巨大噴火の影響も色濃くみられる。巨大噴火による寒冷化は、それが太陽活動の停滞時に起こった場合には、歴史における飢饉の発生にかなりの頻度で寄与していると考えられる。

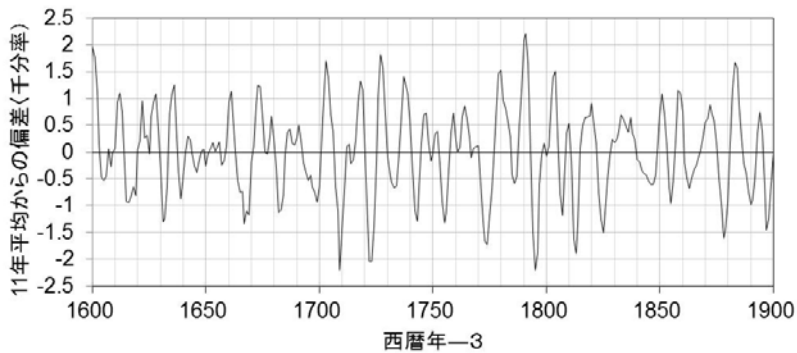


図7. 17～19世紀における炭素14濃度の年変化(3年平均値の11年移動平均値からの偏差)。炭素14の生成率の変化は大気濃度では約3年遅れる(大気中炭素14の滞在時間5～7年のため)ので3年横軸をシフトして表示してある。

おわりに

炭素14年代年代測定法は、年代測定を通して古環境の研究にも大きな役割を果たしてきた。ここで紹介した樹木年輪の炭素14に関して得られる情報の利点は、年単位での情報が得られることである。また、樹木は広い地域に分布しているので、世界のさまざまな地域で研究試料として活用できる。年輪には炭素14のほかに、酸素同位体（中塚、

2010) など、過去の降雨量の推定など 1 年ごとの情報も同時に秘められている。将来、炭素 14 測定の一層の高精度化と汎用性が進むことによって、過去の細密な環境復元や、それらを通しての気候変動に関するヒントを探ることができるのではないだろうか。

参考文献

- 今村峯雄 2010 「 ^{14}C 年代測定法の最前線」科学と工業、Vol. 63-6、 472-474.
- 今村峯雄・藤尾慎一郎 2009 「炭素 14 の記録から見た自然環境変動－弥生文化成立期－」『弥生文化誕生』弥生時代の考古学 2、47-58、同成社
- 西本豊弘 (編) : 『弥生農耕の起源と東アジア』研究成果報告書(データ集)、国立歴史民俗博物館 (2009)
- 中塚 武 2010 「気候と社会の歴史を診る 樹木年輪の酸素同位体比からの解説」『安定同位体というメガネー人と環境のつながりを診る』昭和堂、38-58.
- 吉田邦夫 2007 「日本における ^{14}C 測定の黎明期」『徳永重元博士献呈論集』六一書房、535-555.
- Anderson, E. C. et al. (1947): Natural radiocarbon from cosmic radiation, Phys. Rev. 72, 931-936.
- Arnold, J.R. and Libby W. F. (1949): Age determination by radiocarbon content: checks with samples of known age, Science, 110, 678-680.
- Bronk Ramsey C. et al. (2012): A complete terrestrial radiocarbon record for 11.2 to 52,8 Kyr B.P., Science 338, 370-374.
- Crowley T. J. (2000): Causes of climate change over the past 1000 years, Science 289, pp.270-277.
- Eddy, J. A. 1976: The Maunder Minimum. Science, 192, 1189-1202.

- Imamura, M. 2011: Some thoughts on the cause of radiocarbon regional effect in Japan, The 4th East Asia Accelerator Mass Spectrometry Symposium (Abstract), 117-118.
- Reimer, P. J. et al. (2009): IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP, Radiocarbon 51, 1111-1150.
- Stuiver, M. et al. (1998): High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples, Radiocarbon, 40, 1127-1151.
- Svalgaard, L., and Cliver, E. W. 2010: Heliospheric Magnetic Field 1835-2009, arXiv:1002.2934.
- Tan, M., Liu T., Hou, J., Qin X., Zhang, H., and Li, T. 2003: Geophysical Research Letters, 30, 1617, 10.1029/2003GL017352.
- Tuniz, C. et al. (ed): Accelerator Mass Spectrometry, CRC Press (1998)
- Yang, B., Braeuning, A., Johnson, K.R., and Yafeng, S. 2002: General characteristics of temperature variation in China during the last two millennia. Geophysical Research Letters, 29, 1324, 10.1029/2001GL014485.
- Yihuil, D. and Chan, J. C. L. 2005: The East Asian summer monsoon: an overview, Meteorology and Atmospheric Physics, 89, 117-142.

*ここで炭素 14 濃度とは、同位体効果を補正した炭素中の炭素 14 濃度 ($^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$)を指すものとする。炭素 14 年代測定法では、同位体の質量分別効果を補正するために炭素 13 の同位体比を $\delta^{13}\text{C}=-25\%$ に規格化して表示する。