

「中世温暖期 (MCA)」と9世紀末の気候的不安定について

田上 善夫

On the “Medieval Climate Anomaly” and climate instability
around the end of 9th century

Yoshio TAGAMI

E-mail: tagami@edu.u-toyama.ac.jp

Abstract

In this study, reconstruction of MCA (Medieval Climate Anomaly) through proxy data was tried to clarify its nature. At first, “prayers for rain” records were collected from “Rikkokushi”, six national histories of the ancient Japan, and the climate variation was clarified by their appearance changes. Next, the climate variation of Japan was compared with those from MCAreconstruction studies on many areas in the world. Furthermore, MCA was examined by comparison with its simulation by global circulation model. The main results are as follows: 1) There remain many records on prayers for rain from the end of the first millennium to the beginning of the second millennium, which may show that it was time of warm and dry climate condition. 2) During MCA, there might have been a period of cool and moist condition around 900, specifically from 880 to 910. 3) A prevailing circulation like La Niña on the Pacific Ocean played an important role in MCA. 4) Around the Atlantic Ocean, the North Atlantic Oscillation was usually at its positive mode, and played an important role for the climate there.

キーワード：気候変動，中世温暖期，祈雨，干ばつ

keywords：Climate Change, Medieval Climate Anomaly, Pray for rain

I はじめに

千年紀から二千年紀において、顕著な気候変動を示す期間として、小氷期 (Little Ice Age) ならびに中世温暖期 (Medieval Warm Period) が知られている。このうち中世温暖期とは、およそ千年紀末から二千年紀初めの頃の、世界的な温暖の時代とされている。

この中世温暖期は、小氷期にくらべて明確ではない。とくに温暖の期間、地域、程度などの復元結果はさまざまである。一つにはそれがより古い年代の期間であるために、復元が困難であることによる。さらに中世温暖期が、本質的に複雑な性質のものであることによる。

そのためこの期間をさす名称もさまざまであり、中世温暖期とはそうしたものの一つである。たとえば「気候小最適期 (Little Climatic Optimum)」あるいは「気候小最良期」の名称も提唱されている (吉野正敏, 2009)。気候変動は地球規模で捉える必要があり、中世温暖期も世界的に共通の期間であ

るが、世界の各地域史で「中世」の期間は統一されているわけではないため、「中世」温暖期の名称は誤解を生じやすいことがある。また小氷期は、氷期にもとづく名称である。紀元前3000年頃の後氷期の最温暖期間を「気候最適期 (Climatic Optimum)」とよぶことがあるが、その場合「気候小最適期」の名称が対応する。

ただし、「中世」が地域により異なるのと同様、「最適」も地域により異なるため、「気候小最適期」も誤解を生じやすい名称である。ヨーロッパの中世を「暗黒時代 (Dark Ages)」, 近世はじめを「17世紀の危機 (Crisis of the 17th Century)」などとよぶことにより対象が明確化されるが、それには異なる視点も存在する。「適」や「良」などは価値観、世界観につながる可能性があり、また「小最適」も捉えにくい表現である。

ところで、「気候最適期」は、「最高温期 (Hypsi-thermal)」ともよばれる。アルプスの氷河の後退もヨーロッパ中世の特色であるため、気温に着目するなら、最高温期に対して「中世温暖期」とするの

は、必ずしも不適切な表現ではない。

ただし、小氷期の寒冷に対して、中世の温暖は明瞭ではないことが大きな問題である。また寒暖の変動よりも、乾湿の変動が重要である地域も広いことから、この期間を Medieval Climate Anomaly と呼ぶことが以前より提唱されてきた。最近では、気候変動の研究組織である PAGES : Past Global Changes でも、この MCA が主に用いられている。anomaly には異常、異例、不規則、変則などの意味がある。ただし MCA には、MWP を中世温暖期とするような適切な訳がない。

中世温暖期とされてきた千年紀末から二千年紀初めは、ヨーロッパのみならず東アジアでも古代あるいは近世ではなく、およそその間にある地域も多い。またこの期間は小氷期よりは温暖であり、日本でも同様にその前後の期間にくらべて温暖である。そのためここでは千年紀末から二千年紀初めにかけての期間を、便宜的に「中世温暖期 (MCA)」と記すことにする。

この中世温暖期 (MCA) は、前述のように年代的に古く、残された資料・史料が少ないことから復元は困難である。加えて温暖にしてもその時期、地域、程度などが本来複雑であり、その実態解明を困難にしている。

また気候変動の理解には、モデルによる再現が重要であるが、気候変動の外的強制力として、太陽活動また火山活動によるエアロゾルなどは、中世温暖期を十分には説明しないとされる。また気候変動に、大気および海洋の役割は大きく、それらが結合した内部変動についての中世温暖期の再現は、復元結果とはかなりの相異がある。

中世温暖期 (MCA) は、予測される地球温暖化におよそ対応する、最近の年代のものである。自然界での温暖状態と、バックグラウンドの変動に人為的影響が加わった温暖状態との差異の、比較検討を行うことが出来る。中世温暖期と温暖化を再現する場合、組み込む物理過程では、その期間での大きな変化は、前者では外部強制力としての太陽活動や火山活動などであり、後者では人為起源のエアロゾルや温室効果ガスなどとされる。両者の要因が異なるため、再現が適切であるには、とくに内部変動が十分説明されることが前提となる。

上述のように、中世温暖期 (MCA) は、その復元や再現において不明部分が大きい。本論ではまず、

その実態の解明、すなわち温暖の時期、地域、程度などの復元を行うために、代替記録としてとくに祈雨に注目する。祈雨あるいは雨乞いは、農耕に必要な水が得られず干ばつの危険があるときの祈願行事として、広く行われている。降水のため乾湿の変動を示すが、干ばつは暑夏に多いことから寒暖の変動にもつながる。

次にこの復元を、現在の知見と比較検討することにより、世界規模での中世温暖期 (MCA) の理解を進める。さらにそうした気候変動と、当時の社会とのかかわりについて、若干の分析を試みる。

II 祈雨とその変化

1. 北陸にみられる祈雨

祈雨あるいは雨乞行事は、現在でも北陸の各地で行われるが、さまざまな様式、内容のものがみられる。それらはおよそ水の神を祀るものと、雨の神を祀るものに分けられる。

水源・水神の祭

富山県の各地で、水神の祭りがある。魚津市片貝、南又谷の龍石神社で、5月14日に祭礼がある。宝永六(1709)年の立山古文書では、立山狩込池で祈願があった。細入村楡原の雨乞滝では、八大竜王を祀る堂で毎年7月1日に雨乞祈願をした(伊藤曙覧, 2000)。

水源の地で祭祀が行われ、滝また龍は水神を表わしている。こうした祭りは、農耕社会において基本的なものであるが、毎年定期的に行われる場合、またそうでない場合が考えられ、乾湿などの変動とつながる可能性がある。

水神に関して、富山・石川に影響がみられるのは、戸隠信仰である。信越国境に近い戸隠神社は、九頭竜大神を祀り、また上越の水源に近く、水信仰の対象とされ、広域に広がる。

富山県では、戸隠に水をもらいに行き、竹筒に入れて帰り、田に注ぐ。小杉町戸破は、戸隠の水を田に注ぐと、戸を破るような雨になったからという。また、明治期に入っての信仰という(伊藤曙覧, 2000)。

石川県では、津幡町九折で、6月第1日曜に戸隠祭がある。昭和42年には、津幡町の町長・議長が戸隠神社から水をもらい、清水八幡神社の神職が6月4日から7日間の雨乞祈願をした(前田佐智子,

2000)。

九頭竜伝承は全国にみられるが、福井県ではその最大の河川の名称でもある。修験と結びつくが、富山県、石川県と異なり福井県では戸隠信仰がみられないのは、福井県では白山神社の影響が強いためと考えられる。遠方の地への参詣は、強い必要性に伴うと考えられ、乾湿の変動の指標となる。

山頂の火焚き

祈雨と水の結びつきの一方、火との結びつきもみられる。干ばつなどの時には、山に登って山頂で火を焚き、唄や踊りが奉納される。

氷見市上庄谷では、熊無の雨の宮で神官が雨乞祈願をした。雨が降らなければ唄や踊り、獅子舞、太鼓、相撲などで神をなぐさめようとした。福岡町栃丘では大正年間に、山上に薪を積んで火を焚き雨乞をした。なおアメフリボンの語は、圧倒的に呉西に多い(伊藤曙覧, 2000)。

能登の邑知瀧地溝帯周辺には、雨乞が濃密に分布する。石動山では鯛ヶ池で雨乞をした。眉丈山の雷ヶ峰、雷筒峰に天日陰比咩神社は、雨の宮とよばれる(坂本育男・伊藤曙覧・前田佐智子・永江秀雄, 2000)。

福井県では、金津町滝の雨乞堂で、雨乞が行われた。標高90mの尾根にある3間四方の堂に、石造の不動明王と二童子、八大竜王を祀り、その南側で千駄焚や踊りをする。本格的な雨乞は、大正13年、昭和14年に、丸岡の泰長院が行った。8月23日から9月上旬の降雨まで続けた。千駄焚は、生の木や草を燃やして煙を上げ、雨をよぶと考えた。踊りは三国節でもオワラでもかまわなかった。同じ金津町の東田中の館山神社では、明治10年、大正13年に雨乞が行われ、各家から1人ずつ参加し、堂で神主が祈祷した。享保十二年に雨乞が創始されたとされる。さらに、三国町西谷の雨岡神社、本庄の春日神社、三国町安島の大湊神社などでも雨乞い儀礼が行われた(坂本育男, 2000)。

この山頂での火焚きは全国的にみられ、祈雨の典型の一つである。山頂に登り、火焚や唄・踊りが行われるのは、天に向かっての祈願を意味するとみられる。前述の池、滝、河川など、水の神を顕すのに対し、火焚きは天の雨の神を顕すと考えられる。およそ水の祭りは毎年に行われるのに対し、雨の祭りは干ばつのときに行われるようである。

そのため、農耕の前また日照りが懸念されるよう

なときには水田の水源・水神を祀り、さらにその水の供給も乏しく干ばつの危険性が増すときには、雨の神への祈願となることが考えられる。そのため山頂の火焚きのような祈雨行事は、乾湿の変動と強く結びつく可能性がある。

2. 日本と周辺での祈雨

農耕社会では、祈雨は普遍的な祭祀であり、とくに干ばつ被害の大きい地域で行われてきた。そのため祈雨関連の行事を指標として、広域の気候変動を復元する可能性がある。ただし、祈雨には地域・年代により様式などに差異がある。

祈雨の方法

日本では雨乞い儀礼として、移市が行われた。虹が立つと市を開くが、市を開くことにより雨乞いに効果があるとする。また雨乞いの殺牛は、日本、中国、韓国のほか、世界中でみられる。頭だけを捧げるが、牛ヶ首の地名にのこる。朝鮮半島では、1470年の経国大典に12次の祭式があり、1474年には5項目の祈雨方法があった。濟州島やソウルには、風雷雨壇があった。早魃は古代から敬天思想を基に理解され、中世から穢れによるとされた(任章赫, 2001)。

この移市や殺牛は現在ではみられないが、敬天思想とともに、中国の儒教や五行思想などとのつながりが考えられる。現在の北陸の祈雨には、修験の影響が強いことは、その後の変化とみることができる。また中国的な敬天思想に対して、それ以前から日本では、自然現象への把握が異なるようである。

祈雨と王権

素戔鳴尊の天つ罪、畔放ちや溝埋めは、自然災害である早魃や暴風雨をさし、天照大神は素戔鳴尊を許すことにより自然現象への責任を回避し、天の岩屋戸に籠り被害者となる。八百万の神々が天照大神を復活させ、素戔鳴尊を追放するが、天照大神は受け身にしか対応せず、共同体への「罪」に責任を負わない。一方扶余では干ばつとき、責任を国王にとらせ、新羅でも災害が王の死と結びつけられた。王の死は9月から11月の間であった(任章赫, 2001)。

このように日本と朝鮮半島では、祈雨は異なる観点から行われ、その政治的影響にも差異がある。朝鮮半島では敬天思想の影響とされるが、日本での祈雨の基には、専門神としての雨神があり、またそれ以前に豪族ごとに祀る神があるように考えられる。

はたして祈雨により自然現象をコントロールできると考えられたかは不明であるが、他に対処の方法がないときにとられる手段として祈雨が行われたとき、その結果の影響は、天や雨に対する考え方の差異の反映と考えられる。

いずれにせよ、干ばつと祈雨は国家的にも重大であった。干ばつの原因に対する考え方が異なるにせよ、それぞれの地域における祈雨の相対的な変動は気候変動の復元を可能にすると考えられる。

3. 古代の祈雨の変遷

農耕に干ばつは避けられず、とくに灌漑用水の整備以前は、祈雨は民間で頻繁に行われたことが考えられる。ただし、変動の復元に結びつくような祈雨史料は、およそ中央で行われたものが主となる。その様式や内容には変化がある。

祈雨の始まり

日本書紀では、霖雨は欽明天皇二十八(567)年から記載され、干ばつは推古天皇三十六(628)年から記載される。後者に先立つ推古天皇二十八(620)年には、天皇記や国記などが編纂され、異常気象も国家にとって重要な政治課題となったとみられる。さらに国家による祈雨が、皇極天皇元(642)年から記載されるようになる(藪元昌, 2002)。

日本書紀に天候の記載が頻出するのは、623-628年、636-643年、672-697年である。この時期が気候的に異常なことが要因とみられるが、背景として神社の神器が武具などから農具などに変わるところであることから、天候は大きな関心事であったことが考えられる。上述のうち天候記載の中断する期間では、その前後に聖徳太子没(622年)、乙巳の変(645年)、壬申の乱(672年)などがあり、天候記載にも

社会的混乱の影響が考えられる。

祈雨が始められた642年には、七月二十五日に^{まへつきみたち}群臣が諸社の神に祈るが効果がないと報告し、二十七日から蘇我蝦夷が大雲経などを読ませた。さらに八月朔日に皇極天皇が四方拝を行うと雨が降ったとされる。豪族の神、蘇我氏の仏式に対して、天皇の優越を示しているが、皇極天皇は中大兄皇子の母であり、書紀編纂の事情の反映ともみられる。

飛鳥・奈良での祈雨

7世紀末の天武・持統年間(673-697)には、干ばつや祈雨の記載が増える。天武天皇四(675)年以降、風や水にまつわる龍田・広瀬も祀られる。天武天皇五(676)年には神仏に祈り、同六(677)年から^{あまごひ}雩と記され、また諸社奉幣する(藪元昌, 2002)。

672年の壬申の乱以降の天武朝には、書紀での記載量自体が急増し、干ばつ記事の増加は、必ずしも干ばつの増加を示さない。また祈雨にも中央の天皇の役割の変化が反映しており、必ずしも干ばつの増加ではない。仏式の雨乞いもあり、683、688年には百濟僧が雨乞いをしたとされる。

その後も仏教的祈雨は、神祇的なものの補助であった。天平宝字七(763)年には、降水の多い吉野にある丹生川上社が祀られる(藪元昌, 2002)。

平安時代の祈雨

平安時代には神祇的祈雨を中心にした国家的祈雨が飛躍的に発展し、鎌倉時代以降にも引き継がれる(表1)。

神祇的祈雨でも諸社奉幣は、初めの4-7社から、後には22社で行われる。一方天曆八(954)年以降、諸国の神社への奉幣はなくなる。仏教的祈雨は、最澄・空海や南都仏教の活発化した大同四(809)年

表1 祈雨の様式と実施

藪元昌(2002)より集成

	分類	期間	備考
神祇的祈雨	諸社奉幣	弘仁十四(823)～	長暦三(1039)年に二十二社制定
	丹生・貴布禰社への奉幣馬	弘仁九(818)～	貴布禰社と室生山上の龍穴
	伊勢神宮への奉幣	延暦七(788)～長元五(1032)	その後は諸社で行われる
	山稜の祭祀	大同四(809)～正暦二(991)	崇りとかかわる
	神祇官での祈雨	延喜十七(917)～嘉保三(1096)	神祇官には諸社の分霊が祀られる
仏教的祈雨	諸大寺での読経	弘仁九(818)～寛徳元(1044)	大和の七大寺、畿内の十五大寺で
	大極殿での読経	天長四(827)～寛治二(1088)	大般若経の転読が行われた
	東大寺での読経	承和六(839)～寛治三(1089)	延長三(925)年から定着
	神泉苑での密教的修法	貞観十七(875)～	請雨経法。実施者の験力に。

に復活し、大極殿での読経が多いが、初めに空海が願文を起草した。天暦八(954)年以降、神社と同様に、諸国の寺院での読経もなくなる。延喜八(908)年には神泉苑での修法が確立し、後には東密に加えて醍醐寺も行うようになった。また神仏習合的な、諸社における神前読経、龍穴御読経、五龍祭、蔵人による神泉苑の清掃などもあった(藪元昌, 2002)。

祈雨は平安時代に盛んとなり、神祇的、仏教的、さらに習合的な様式もあり、さらに10世紀以降には中央だけでも多様化した。それは神祇、仏教の変化を背景にしているが、当然ながら祈雨の効果を伴わない従来の方法から、新たな実効性をもつと考えられる方法が進出してきたとみることができる。

この場合祈雨記載数の変動が、干ばつの変動を示すとはいえず、内容の分析の必要がある。

4. 干ばつ・洪水災害の変遷

鎮風のような災害除け、また五穀豊穡の祈願などは、防災のため予め行われる祭りであるのに対し、祈雨はほぼ進行中の災害に対する祈願である。そのため祈雨の効果にかかわらず、災害の変動との関係は強いと考えられる。

京都の干ばつ・洪水

京都の災害記録からは、900年代・1000年代は洪水と旱魃・渇水が多く、1100年代には旱魃・渇水は引き続き多いが、洪水が少なくなる。1100年代頃から、止雨、祈雨などが目立つようになり、1400年代に至るまで頻繁に行われる(片平博文・吉越昭久・赤石直美・塚本章宏・麻生将・荒木まみ・飯田将悟・大塚夏子・小畑貴博・北利史・柴山礼子・福島康之・藤野真挙・森田美晴, 2006)。

ここで洪水の減少からは12世紀の乾燥の可能性があるが、一方止雨も増加しているため、必ずしも乾燥していたのかは不明である。止雨・祈雨行事は、平安時代に盛んとなるが、平安時代末から鎌倉・室町時代にかけて頻繁になっていった。祈雨・止雨祈願行事は、災害の変動そのものではないが、変動が大きくなっていったことを示すかもしれない。

洪水の要因

平安時代の京都では、賀茂川の洪水に大きな変動があったことは、以前より指摘されている。

850-940年に洪水が多発し、848年、874年は大洪水となった。また990-1040年も多発期間である

(中島暢太郎, 1983)。天安元(857)年から昌泰三(900)年まで鴨川の洪水が増え、洪水を含めた大雨・霖雨の件数が多かった(勝山清次, 1987)。

これらは先の12世紀の乾燥以前の状態として、調和的である。ただしこの洪水発生回数の変動に対して、平安時代前半は平安京右京が徐々に衰退し、左京において都市開発が著しく進行した時期であることが指摘されている。さらに鴨川氾濫原への市街地進出も、水害を多発させた要因の一つとされる(河角龍典, 2004)。また、平安京周辺で知られる洪水は、すべて賀茂川西岸地域=平安京側のものであるという(片平博文, 2006)。

およそ洪水記録は、災害の記録であるため、自然現象そのものを示すわけではない。ただし、洪水記録において、やや短い期間での変動は、平安京城の変化、また平安京造営整備のための森林伐採などの変化と、重なるわけではなく、洪水多発期間、すなわち9世紀後半-10世紀前半の湿潤期間の存在の可能性を示している。

5. 祈雨と気候復元

史料

祈雨記録は、気候変動の復元の重要な代替資料となる。前述のように、古代以来の祈雨について歴史や民俗から分析されている(例えば藪, 2002)。ここでは時代による内容の変遷に検討を加え、その出現の変化より気候の復元を試みる。

古代以来の記録として、最古の六篇の正史である「六国史」と、祈雨について収録した「祈雨日記」ほかを基本的に用いる。このほかに、災害記録の編集資料として、京都歴史災害年表(赤石直美, 塚本章宏, 麻生将, 他., 2006)も用いる。

六国史とは、すなわち「日本書紀(-697年)」、「続日本紀(697年-791年)」、「日本後紀(792年-833年)」、「続日本後紀(833年-850年)」、「日本文徳天皇実録(850年-858年)」、「日本三代実録(858年-887年)」である。六国史は日本古代史料本文データを利用した。祈雨の記録は前述のように642年が最古であるが、その皇極天皇の例はやや例外的であるため、祈雨が定常的に現れる天武・持統朝の688年以降、史料最終の887年までが対象となる。

祈雨日記のほかに、雨言雑秘記、永久五年祈雨日記、建久二年祈雨日記、祈雨法記、永久五年請雨経法記、永久五年請雨経法支度注進状、永久五年請雨

経御修法支度記，水天供現行記，止風雨法記（続群書類従完成会，1933）も，祈雨を収録している。祈雨日記には，817年以降の祈雨の記録が載せられており，日本書紀，続日本紀より後の正史と比較でき，また887年以降についても記録が得られる。

京都歴史災害年表は，災害一般について集成したものであるが，875年以降の祈雨等の記録がある。

方法

上述の史料から抽出した祈雨や止雨の記録数を，7世紀末以降について，1年ごとに集計し，さらに10年ごとに集計して，990年代までの変化を示す（図1）。

六国史と，災害を集成した京都歴史災害年表は，性質が異なるため，比較検討する必要がある。ただし，六国史は887年までであり，京都歴史災害年表は875年以降であるため，両記録の重複期間は10年余りである。この間は短い以上に，祈雨・止雨とも激減していることが明らかである。これはこの頃の社会的混乱を示すかもしれない。

6. 7世紀末-10世紀の変化

六国史と京都歴史災害記録とは記録数に大きな差があるが，変動の傾向について検討する。

およそ祈雨にくらべると，止雨が記録されるようになる年代は遅く，かつその数は少ない。祈雨は干ばつなどと結びつき，止雨は霖雨や長雨などと結び

つくが，干ばつにくらべ霖雨，さらに洪水は自然現象として継続時間が異なり，祈願もまた異なるためと考えられる。ただし，祈雨と止雨では，本来出現の変動は相反するはずであるが，その変動は並行する傾向がある。すなわち記録数の変動，あるいは記録密度の変動が大きく，復元において検討を要する。上述のように変動の復元には修正が必要であるが，明らかに祈雨の記録数の多くなる期間が存在する。10年ごとの期間で，690-700年代，810-830年代，870年代，910-920年代，950年代である。

一方で祈雨が少ないか，止雨が相対的に多い期間も存在する。とりわけ，880-890年代には，祈雨が激減する一方で，止雨はそれほど減っていない。さらに900年代には祈雨も増加するが，他の期間にくらべて止雨は非常に多い。先に指摘されるように，11世紀以前が湿潤であったとしても，とくにこの880-900年代は，例外的な湿潤期間とみられる。

III 中世温暖期の復元結果と大気海洋循環の変動

1. 太平洋周辺での変動

中世温暖期（MCA）の年代は確定できないが，およそ平安・鎌倉時代前後の変動について，復元および循環の変動からの検討が各地で行われている。日本列島付近では，太平洋の変動との関係が指摘され

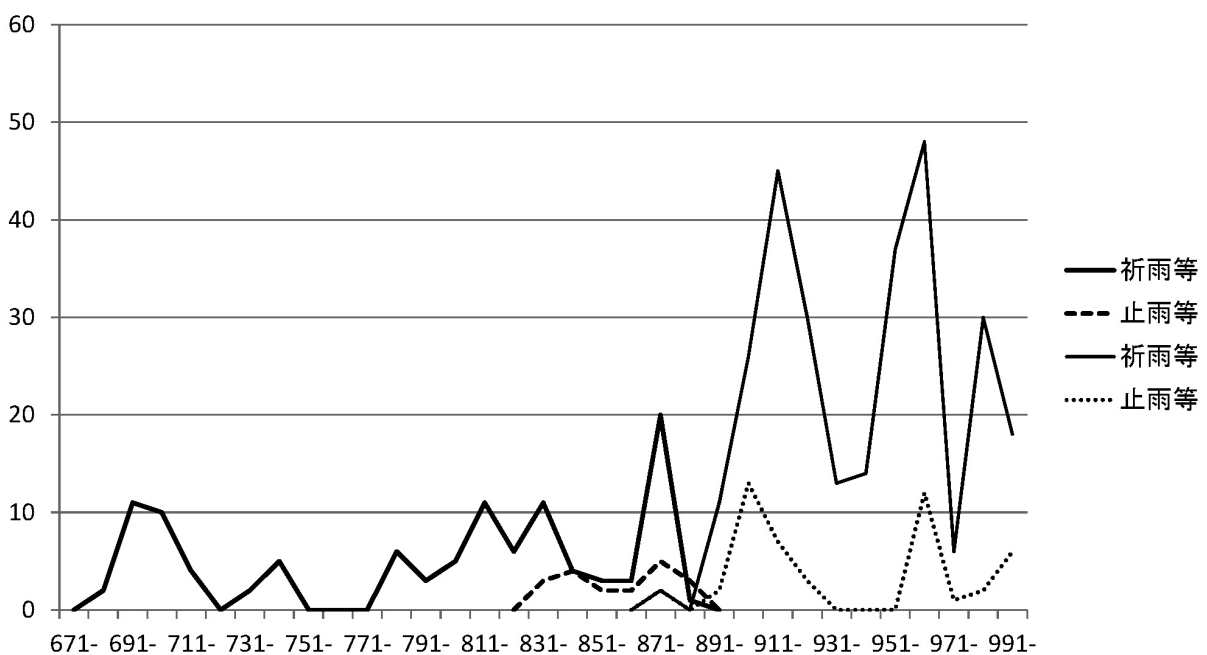


図1 祈雨・止雨の出現数の変化

太線と太破線は六国史，細線と細破線は京都歴史災害年表による

ており、日本列島に近いところから比較検討する。

太平洋の北西側

1) 北京市西部にある石花洞の石筍の層厚は、夏季気温が9-13世紀に高かったことを示す。吉林省の泥炭中の $\sigma^{18}\text{O}$ も、1100-1200年頃に明らかな温暖期があるが、湖堆積物にはない。2) チベットのアイスコアの $\sigma^{18}\text{O}$ は、温暖を示すもの、冷涼を示すもの双方がある。年輪は1144-1264頃に緩やかな温暖化を示し、青海湖の堆積物は1160-1290年の温暖乾燥状態を示し、500-1200年の明瞭な温暖を示す湖もある。3) 東部の冬小麦、サトウキビ、茶、柑橘類、苧麻、の分布北限、また北宋の首都開封での米の日付、杭州での植物季節などでは、冬季は930-1310年に $+0.2^{\circ}\text{C}$ 、とくに1230-1250年には $+0.9^{\circ}\text{C}$ を示す。4) 北西部の、中央祁連山脈の年輪は、1050-1150年に明らかな暖候期を示す。まとめると、最暖期と20世紀前半との差は、東部では1240年代に $+0.8^{\circ}\text{C}$ 、北東部では1190年代に $+0.4^{\circ}\text{C}$ 、チベットでは1000年代に $+0.2^{\circ}\text{C}$ 、北西部では1100年代であった (Ge, Q. and Wu, W., 2011)。

このように、温暖にしても時期や程度が地域により異なる。西部内陸側では早期にわずかな昇温があり、東部海岸では遅れて1200年前後に明瞭に昇温している。これは先に指摘されている日本での12世紀の乾燥傾向に対応する。900年前後はそれに先行する湿潤な時期にあたる。

太平洋の南西側

大洋州では文書史料以前の時代であるが、東オーストラリア海岸の状態と波候、南オーストラリアの巨大湖の水文、亜熱帯の珊瑚、東・西南極のアイスコア、南極の湖水収支などから復元される。その結果、ニュージーランドの750-925年は、北部・東部湿潤、南部・西部乾燥状態で、ラ・ニーニャ的である。北風・東風循環が頻繁で、高・低気圧の東進がブロックされ、とくに暖候季には亜熱帯高気圧帯が南偏する。1100-1300年には、この北風・東風循環と、南西流(東西流体制)の間で変動することが、南アルプスの3回以上の氷河前進と、南島西部の年輪による夏季の冷涼にも示される。1350-1550年には、ニュージーランド北部・東部で降水偏差が小さく、ブロッキング強度は緩んだ。この二千年紀初めのマオリがニュージーランドに到着した頃は「ポリネシア温暖期 (PWP)」といわれる (Lorrey, A., Goodwin, I., Renwick, J., and Browning, S.,

2011)。

すなわち11世紀まではラ・ニーニャ的ブロッキングパターンで温暖であるが、12世紀以降に変動するようになり、14世紀後半には東西流パターンが強まる。ただし、大西洋では南半球の偏西風帯とAACが北偏して降温し、赤道太平洋の中央・東部では冷涼とされる。内部変動から気候変動を説明するのであれば、ラ・ニーニャのときには日本付近はおおよそ寒暑夏状態となり、全年では高温傾向となることから、復元結果は対応することになる。

太平洋の南東側

南米の南緯 20° 以南の地域の気候が、アンデスの年輪、チリ中部の湖堆積物、熱帯アンデスのアイスコアなどから復元される。夏季(12-2月)は、1001-1350年は温暖、1400-1700年は冷涼、18世紀は温暖、19世紀の前半は冷涼で後半から長期温暖化傾向となる。また大気海洋大循環モデルのCCSM3とECHO-Gで再現され、後者では人為的な二酸化炭素などの濃度と、自然の太陽活動、火山性エアロゾルを含む外部強制の初期状態を変えて比較される。中世温暖期と小氷期の夏季平均気温の差は、復元で 0.39°C 、CCSM3で 0.14°C 、ECHO-Gの初期状態が高い場合に 0.49°C である。おおよそ温暖・寒冷の期間および振幅は一致するが、再現では中世温暖期から小氷期への移行は、60年遅れて1258年頃の大火山噴火で始まり、シュペーラー極小期(1460-1550年)では一致する。復元では、対象範囲の西部、南部、東部の一部では、中世温暖期が小氷期より 1.1°C 暖かい。反対に北西部と最北東部では、わずかに冷涼である。3つの再現でも同様で、とくに南西部で最大となるが、北東部の負の値は再現されない (Luterbacher, J., Neukom, R., Gonzélez-Rouco, F.J., Fernandez-Donado, L., Raible, C.C. and Zorita, E., 2011)。

復元・再現ともに高緯度側での中世温暖期の明瞭な高温と、北西部すなわち南太平洋東部の冷涼が示される。これは前述のラ・ニーニャの状態に対応する。ただし、再現では火山噴火の影響、太陽活動の影響を明瞭に受けており、外部強制に過大に反応している可能性がある。

太平洋の北東側

代替資料による復元では、北米大陸中・西部は900-1330年には温暖・乾燥で、数十年以上続く大干ばつであった。この中世の大干ばつは、北米の百

年スケールの大干ばつの1つにあたる。再現では、東部熱帯太平洋のラ・ニーニャの状態から中世の干ばつ強度が示され、60-80年周期の北大西洋数十年振動(AMO)の温暖位相として干ばつ分布が示された。北大西洋の亜熱帯高圧帯では、夏季にその西側の北向き流は、米国の中央・西部に水分を集中させて降水をもたらす。AMOの温暖位相では、亜熱帯高気圧は北東に偏移するので、中部大西洋岸を除いた米国への水分移動は減少する(Oglesby, R.J., Feng, S., Hu, Q. and Rowe, C., 2011)。

中世温暖期に対応する、北米大陸の長期温暖乾燥期間は、太平洋のラ・ニーニャ状態と結びつき、太平洋周辺の他地域での復元結果に対応する。同時に北大西洋振動の影響も強く受けている。太平洋と大西洋とは変動の規模や期間が同じではないため、中世温暖期に内部変動の影響が大きいのであればその実態を複雑にしていることが考えられる。

2. 大西洋周辺での変動

大西洋の北側

グリーンランドではDansgaard (1954)により、アイスコア中の $\sigma^{18}\text{O}$ が分析されている。新たに、冬季に気温変動を最も強く示し冬季の変動は大きいため年平均気温も正確に示す $\sigma^{18}\text{O}$ により、また熱伝導にもとづいて気温変化が示されるボーリング孔温度より、さらに水中の気泡の窒素とアルゴンの同位体により、気温変動が復元された。その結果、1) ボーリング孔温度では、800-1000年は温暖で、ピーク時には1881-1980年より1.3K高く、1000-1400年に冷涼化し、1500年頃と1860年頃に寒冷であったが、その後昇温して1950年代に最高に達した。2) $\sigma^{18}\text{O}$ では、MCAは温暖だが1860年頃寒冷となり、1950年代に温暖であった。3) ガス分留からは、12世紀は1950年代より0.3K暖かい。これらより、MCAのピークは1950年代のそれと同程度とみられる(Vinther, B.M., 2011)。

グリーンランドでもおよそ中世温暖期の存在が示されるが、異なる分析方法により、結果に差異が出る。氷床中の温度信号は時間とともに拡散されること、同位体は蒸発した海面状態を示すことなどでノイズが大きいことなどが影響していると考えられる。

大西洋の北東側

スカンジナビアとアルプスには豊富な年輪資料があり、カルパティアやスペインのピレネーにも12・

13世紀以降のものがある。さらに年輪は考古学的加工品や歴史的構築材などからも得られ、千年紀にさかのぼる年輪は、フィンランド、イングランド、中欧、マグレブなどで得られる。スカンジナビアでは、夏季気温は1860-2004年平均にくらべて、800-900年、1100-1400年、1570-1750年、1780-1920年には低く、760年代、980-1100年、1410-1420年代に高かった。アルプスでは、990年代と1150-1250年に温暖であった。北欧では乾燥したMCA、湿潤なLIA、平均的な20世紀を示す。中欧ではより乾燥したMCAとより湿潤なLIAを示す。地中海南部では、乾燥したMCA、湿潤なLIA、最近の急激な干ばつを示す。いずれも1000-1200年は乾燥し、13・14世紀より湿潤となり、北欧・中欧の広域の飢きんや疫病大流行、グリーンランド居留地の突然の放棄に関する(Büntgen, U. and Tegel, W., 2011)。

ヨーロッパは中世温暖の中心地域にあたるが、10世紀末に広く温暖乾燥となり、北欧では12世紀より下がり始めるが、中欧では再び13世紀半ばまで温暖が続く。9世紀には低温状態とされるが、世紀程度のスケールでは日本との対応がみられる。

大西洋の東側

イベリアのカルストの湖は、小規模で地表帯水層や降水に急速に応答し、ユスリカ、ケイソウ、花粉なども生物的代替資料となる。ピレネー山脈やイベリア山地などの多くの湖ではMCAに水位が低下し、化学的集積が高く、硬葉の地中海植生や多くの常緑樹が卓越する。リスボン沖の海底堆積物コアの粗粒子の割合から、MCAには流水が減少し乾燥していた。ミノルカ北方での粒度からは、MCAには偏西風が弱まった正の北大西洋振動(NAO)にあたる。湖底堆積物には、火や森林破壊などの植生除去の頃には洪水層は少なく、人為的影響は少ない。イベリア半島のMCAの乾燥気候はNAOの正の位相と一致し、リスボン沖の河川流量低下、北東・南西イベリアでの湖水位低下、テグス川盆地の洪水減少、ミノルカ島沖の偏西風の弱まりを特色とする(Moreno, A., Morellón, M., Martín-Puertas, C., Frigola, J., Canals, M., Cacho, I., Corella, J.P., Pérez, A., Belmonte, A., Vegas-Vilarrúbia, T., González-Sampérez, P. and Valero-Garcés, B.L., 2011)。

南欧では乾湿の変動が重要で、中世温暖期には乾燥とされている。これは北大西洋振動(NAO)が正

の状態から説明されている。すなわち南のアゾレス高気圧と北のアイスランド低気圧がともに強まり、東西循環が卓越するときであるが、イベリア半島のような低緯度では偏西風が弱まる。先の北米の変動を説明した、北大西洋数十年振動 (AMO) では北大西洋の表面海水温 (SST) の平年値との差で示すが、北大西洋振動とは必ずしも並行しない。いずれも大西洋周辺の変動が結ぶつくはずであるが、ここで取り上げた研究例では、いずれかに依拠しているため、欧米間の関係は明らかではない。

3. インド洋周辺での変動

インド洋の北西側

イスラム圏には大量の文書史料があり、中世の連続的行政記録は少ないが、年代記、紀行、日記などが気候情報を含む。たとえば al-Tabari の「予言者と王の歴史」や、ダマスカスの公証人 Ibn Tawq の 1480-1500 年の日記などである。利用可能なデータ量は 13 世紀がピークで、ヨーロッパよりも早い。16 世紀末には年代記は出来事から伝記や逸話を記すようになる。史料はイラク、エジプト、シリア、パレスチナ、ヘジャズ、イエメンなどから得られ、その中心はイラクからシリアへさらにエジプトに移った。気候情報は、故郷と近辺の出来事についての報告などに含まれる。洪水、干ばつ、異常寒冷や乾燥の冬のような自然災害も、断片的に記され、収穫高、食糧供給、経済・社会危機などへの影響も記される。内容は主に乾湿で寒暖は少ない。冬の雨季の開始は農業に重要で最も多い。中世には、広域の気温と降水の場が復元される。イラクでは、900-950 年と 1020-1070 年には、湿潤な冬の頻度が高い (Vogt, S., Glaser, R., Luterbacher, J., Riemann, D., Dyab, G.A., Schoenbein, J. and Garcia-Bustamante, E., 2011)。

アラビアはインド洋モンスーンの影響範囲であるため、そこでの変動はインド洋の影響を受けると考えられる。10, 11 世紀の湿潤傾向が示されているが、大西洋側の変動とも対応する可能性がある。

インド洋の西側

7 世紀にさかのぼるナイル洪水流量記録があり、エチオピアと赤道アフリカの降雨を示す。ナイル洪水は MCA には数 10 年周期で変動し、930-1070 年に低、1070-1180 年に高、1180-1350 年に低、1350-1470 年に高、であった。1070-1180 年には

流量が増加し、1180-1350 年には減少した。ナイル洪水流量の変動は、北大西洋の海面水温の変動に対応し、910-1070 年、1180-1340 年、1400-1500 年には逆相関、800-910 年、1070-1180 年、1700-1800 年には、正相関がある。インド洋モンスーンとも変動が一致し、850-1080 年には逆相関となる。967-1096 年の顕著なエル・ニーニョ現象のときには、ナイル洪水流量が減少した。正の NAO では中緯度偏西風は強く、熱帯収束帯は北偏して、赤道東アフリカとエチオピアの降水に影響し、1070-1180 年と、1350-1470 年の 2 つの湿潤期間となる (Hassan, F.A., 2011)。

ナイルの示す東アフリカ付近の変動には、北大西洋海面水温、インド洋モンスーン、エル・ニーニョ、北大西洋振動が関連する。テレコネクションにつながるそれぞれの変動も、グローバルな変動の中で関連しており、どこの地域においても関連がある。そのため、1300 年を超えるナイル洪水記録は、世界の変動の復元に用いられてきた。ただし、東アフリカ付近では、それぞれと正・逆相関を示す時期が知られており、世界の変動との関係は複雑である。

IV 再現による気候変動の検討

1. 外部強制の影響

太陽活動

望遠鏡が宇宙物理的な目的で使用され始めた 1610 年から太陽黒点記録がある。それ以前は ^{14}C や ^{10}Be などの放射性物質が代替資料となる。これらは宇宙線粒子と地球大気との間の原子核反応で生成される。宇宙線粒子は太陽磁場を運ぶ太陽風による太陽圏を経て地球に達するため、太陽磁場が強まると宇宙線粒子はそらされ、放射性物質の生産は低くなる。地球磁場の影響や、放射性物質の生産、輸送、格納過程での「システム効果」の影響を除く。 ^{14}C は年輪、 ^{10}Be は極氷によく保存され、およそ 600 年前までは年の解像度がある。太陽の放射束密度 (TSI) の変化は、主としてグリーンランドの GRIP アイスコアの、9300 年間の ^{10}Be 記録から復元された。過去 1200 年間には、オールト (1040-1080)、ウォルフ (1280-1350)、シュペーラー (1460-1550)、マウンダー (1645-1715)、ダルトン (1790-1820) の 5 つの極小期がある。オールト以外は群発生し、小氷期 (LIA) と一致する。ウォルフ以前のおよそ

200年の高活動期は、中世温暖期(MCA)と一致する(Steinhilber, F. and Beer, J., 2011)。

太陽活動の変動は、地質時代のような長期間、また11年周期のような短期間においての、気候変動との関係が知られている。ただし相関の強さには地域差があるが、そこには内部変動が影響していることが考えられる。

火山活動

小氷期(LIA)には、低太陽活動期にいくつかの強い火山噴火があり、冷却効果を増した。中世温暖期(MCA)は高活動期であったのに加え、火山噴火は弱かった。18世紀の産業化以降、太陽・火山活動の重要性は低下し、化石燃料による人為的温室効果の影響が増加している。最近60年間では太陽活動は高いが、2100年頃には低くなるとみられる。それは人為的な地球温暖化を一時的に低下するにせよ、その後には高活動期となる(Steinhilber, F. and Beer, J., 2011)。

火山活動による噴出物により、短期間に降温するパラソル効果、長期間に昇温する温室効果が知られている。東アジアで気候的に不安定であった9世紀末から10世紀初めにおいて、917年には白頭山が大噴火をしたといわれる。

2. 内部変動の影響

テレコネクション、遠隔結合の変動

前節での外部強制の変動の影響の有無に関わらず、大気自体が短期的長期的に変動を繰り返している。また長期間の変動は、大気のみならず、海洋と深いつながりがある。比較的短期間の変動には、熱帯のエル・ニーニョ／南方振動(ENSO)、数十年太平洋振動(IPO)、インド洋ダイポール(IOD)、マッデン・ジュリアン振動(MJO)などをはじめ、ユーラシアモンスーン、インド洋モンスーン、大洋州モンスーンなど多くの変動が知られている。

テレコネクションと気候変動

上記のテレコネクションにはさまざまな周期があるが、長期間のものは明らかではない。そのため中世温暖期や小氷期などの気候変動とは必ずしも対応しない。

ここで気候変化の分析に、大気循環の変化に敏感な代替記録は、変化の質的・量的推計を提供し、地域の気候パターンが復元するが、非気候信号を含み、局地気候の影響を受ける。一方、テレコネクション

のような自然現象の知識は、観測信号の解釈や原因、気候変動のメカニズムを説明するが、再現される降雨・気温は、不十分で局地的には不明である。ただし、広域平均の物理的・生物地球化学的量を再現するので、不確実性を減少する。

大陸や地域スケールでは、適切な太陽放射や温室効果ガスなどの外部強制、物理過程が含まれば、正しく再現される。しかし地域間では、再現の時期が異なり、時間・空間構造は同一でないが、内部変動の実現が異なることによる。これにはデータ同化などが適用されている。

3. 変動の発生要因

インド洋・太平洋気温傾度

代替記録では、900-1350年の中世温暖期(MCA)に、熱帯太平洋東部・中央部の海面水温は比較的低く、それは北米西部と南米の乾湿からも示される。顕著な温暖は太平洋から遠い地域であり、ヨーロッパの気候や北大西洋海面水温、赤道アフリカと南西アジアの乾燥、南・東アジアでのモンスーン降雨の増加にかかわる、正のNAO的パターンの増加を示す。熱帯インド洋と西太平洋の海面水温が+0.2-0.8°Cとすると、この状態が再現される。またNAOは高く、北大西洋SST・海水、ヨーロッパ／北アフリカの降水が変化し、赤道東太平洋は低温乾燥、赤道・北東アフリカと南西アジアは季節的乾燥、インド、東南アジア、中国では湿潤となる(Graham, N.E., Ammann, C.M., Fleitmann, D., Cobb, K.M. and Luterbacher, J., 2011)。

中世温暖期には、太平洋周辺ではラ・ニーニャの状態が推定されたが、その西部で温暖状態であり、それはさらにインド洋にも連なることになる。

北大西洋振動との関係

9-15世紀末には、北米では乾燥が続き、アジアモンスーンは強く、熱帯南米は湿潤、赤道東アフリカは乾燥、南アフリカは湿潤、西地中海は乾燥、北西ヨーロッパは湿潤であった。赤道太平洋中部の珊瑚の酸素同位体では、海面水温は低く、ラ・ニーニャの状態であった。ラ・ニーニャの状態により、熱帯外アメリカの乾燥と熱帯アメリカの湿潤となり、モンスーンの強化により、赤道東アフリカの乾燥とアフリカ南部の湿潤となり、正の北大西洋振動により、地中海の乾燥、北西ヨーロッパの非湿潤となる。太陽活動の高さが正のNAOをもたらし、バハカリフォ

ルニアのソレグッド盆地の堆積物では、ラ・ニーニャの状態は完新世の太陽放射の増大と一致する。ただし、外的強制力による振幅は非常に小さく、気候システムの内部変動である、ENSO と NAO の影響が強い (Seager, R. and Burgman, R.J., 2011)。

中世温暖期の状態は、先述のインド洋・太平洋西部の高温あるいはラ・ニーニャの状態および正の北大西洋振動と結びつくことは明瞭である。ただしこうした典型的状態が認められるのは、数十年程度の短期間であるか、一方地質時代のような長期間である。中世温暖期のような200~400年程度の期間では、それらは一致する時期も相反する時期もあり、説明を困難にしている。

東西循環の北偏

欧米の 6 種の大気海洋大循環モデルから気候変動が再現されている。いずれも太陽放射束密度 (TSI) は比較的高くとられ、火山強制力は比較的近く、CO₂ 濃度は規定値を、1700年以前の土地利用変化は一部でのみ組み込む。MCA は LIA に比べ、全球的に温暖となる傾向がある。海洋より陸上で高く、とくに高緯度の海水境界付近で高い。地域的に弱い冷涼が、全モデルで南極大陸と南半球中緯度に現れ、一部のモデルでは北太平洋、北大西洋、北方アジアに現れる。これは初期状態やメンバーの差などの内部変動に関連する。TSI の変化が小さいと内部変動はより顕著になり、広範囲で昇温しても分布は大きく異なる。いずれも太平洋のラ・ニーニャの状態を再現しないが、インド洋・太平洋西部で異常に高い東西気温傾度の増大は、東西循環の北偏による (González-Rouco, F.J., Fernández-Donado, L., Raible, C.C., Barriopedro, D., Luterbacher, J., Jungclaus, J.H., Swingedouw, D., Servonnat, J., Zorita, E., Wagner, S. and Ammann, C.M., 2011)。

典型的な温暖状態は十分には再現されない。外部強制が低ければ、内部変動の影響が増大するが、それは短期間で変動するために長期的な変動と対応しないことが考えられる。また先のインド洋・西太平洋での高温および北大西洋振動の正の状態は、東西循環の北偏として捉えられる。

データ同化による再現

全要素の不確実性を考慮し、再現と復元とが互換性があるよう、最良に組み合わせる。このデータ同化での変数の分析により、変動の起源を知ることができる。ここで、外部強制と内部変動とに相互作用

はなく、また外部強制への応答は完全なものとされる。各モデル状態の可能性は代替に基づいた復元との比較から推定され、代替と最大の不一致を示す再現は停止され、より一致するものが維持される。特定地域への注目が必要で、広域では空間フィルタで変動が除去される。ヨーロッパの代替記録を地域分化し、データ同化して再現すると、900-1050年にはヨーロッパは明らかに温暖となる。データ同化のない再現の集合平均では、二千年紀初期に比べ16-18世紀はわずかな低下しか示さない。データ同化による再現で、広域昇温の原因が示される。MCA には冬季に暖気を北ヨーロッパへもたらす、強い偏西風が示される。夏には偏西風は弱く、北向流は暖気をアフリカから地中海中部および南ヨーロッパへ輸送し、温暖化に寄与した (Goosse, H., Guiot, J., Mann, M.E., Dubinkina, S. and Sallaz-Damaz, Y., 2011)。

データ同化により、復元と再現からより適切な中世温暖期像が得られるとすれば、現在の知見では900-1050年が中世温暖期の中心となる。ただしこれはヨーロッパを対象としたものであり、グローバルな変動としてはなお、不明な点を残す。

V おわりに

本論では、中世温暖期 (MCA) の実態を明らかにするため、代替記録を用いてその復元を試みた。まず六国史などから祈雨記録などを収集し、その出現の変化から気候変動を明らかにした。次にこの日本における変動を、世界各地での中世温暖期の復元研究と比較検討した。さらに中世温暖期 (MCA) について、モデルによる全球での再現研究と比べることにより、検討した。その主要な成果は以下のとおりである。

- 1) 千年紀末から二千年紀初めに多数の祈雨記録が残るが、温暖乾燥の気候を示すと考えられる。
- 2) 中世温暖期 (MCA) の中には900年前後、すなわち880-910年頃に、冷涼湿潤とみられる期間が存在する。
- 3) 中世温暖期 (MCA) には、太平洋周辺でのラ・ニーニャ的な循環の卓越が重要な役割を果たしていたとみられる。
- 4) 大西洋周辺では北大西洋振動の正の状態が定常的であり、とくにその周辺の気候に重要な役割

を果たしていたとみられる。

なお上述の2)のように中世温暖期(MCA)の中でも、9世紀末から10世紀初めは例外的に冷湿な期間とみられる。その前後には社会的不安が増加していたことが、日本だけでなく東アジアや世界各地で認められる。この期間の世界の変化について、気候変動と社会的変動のかかわりを分析する必要がある

が、その概要について以下に補足する。

900年前後の日本の不安定

前述の900年前後は、平安時代でも律令期から摂関期に移る頃である。中央貴族や地方豪族などが開墾により私有地を広げ、国司を通じて荘園から貢進物をとるようになった。さらに武士団が成長し、藤原氏が摂関政治を独占するようになった(表2)。

辺境も不安で、8世紀以来頻繁に新羅南部により

表2 900年前後の主な社会的不安

年代	気象災害と祈願	地方の反乱など	対外的防衛など
850	849年ころから、風水害による飢饉が続発。854年暴風・洪水などで凶作。858(天安二)年5月、大雨で京中大洪水、死者多数。	855(斉衡二)年、俘囚の争いを警備するため、兵2000人を陸奥に派遣。	
860	石清水八幡宮は861年5月には京周辺の名神7社の一つとして、雨請の奉幣を受ける。863年5月20日、京都神泉苑で御霊会。		866年、擬大領が新羅に渡り、対馬を占拠する計画との密告。868(貞観八)年、能登・山陰・大宰府に新羅来襲に備える。869年5月、新羅の海賊が博多津を襲う。
870	875年6月23日、神泉苑で鉦鼓歌舞を催して雨乞いをさせる。	875年5月俘囚が反乱。875年11月渡島の蝦夷の反乱。878(元慶二)年、元慶の乱。3月秋田河以北の夷俘が反乱、翌3月に収束。	870(貞観十二)年1月壱岐に武具を供与、2月大宰府沿海の守りを固め、山陰道に武具を備え。6月対馬に選士50人配置、筑前、肥前、壱岐、対馬が不慮の事態に備える。9月新羅人20人を陸奥・上総・武蔵に配置。11月大宰少貳が新羅と通じた嫌疑で捕えられる。873年3月、山陰道諸国と大宰府の兵備を整える。874年8月漂着した新羅人が帰国させられる。
880		880年2月山陰道諸国の警備を強化。881年5月山陽道・南海道諸国に海賊追捕が命じられる。886年8月、天災・兵乱にそなえ、安房・上総・下総の警備を強化。	880年黄巢の乱で長安陥落。884年終息。
890		899年9月、相模の足柄坂と上野の碓氷坂に関を設置。坂東諸国で群盗の蜂起があいつぐ。とくに上野の儂馬の党という運送業者集団による。	893年5月、新羅の賊が肥前・肥後を襲う。894年4月、新羅の賊が対馬を襲うので、大宰府に討たせる。北陸・山陰・山陽道諸国が新羅来襲に備えて警備を固める。9月対馬で新羅の賊を撃退。895年3月新羅に備え、博多津の警備を強める。
900	908年夏、京都旱魃で神泉苑の水門を開く。	901年4月、群盗が横行するため推問追捕使が派遣される。906年9月、鈴鹿山の盗賊16人を殺殺する。	900年に後百済。907年唐王朝は滅亡。
910	915年6月20日、灌漑・疫病のため、大極殿で臨時御読経、24日神泉苑で請雨経。917年12月19日、干天により京中の井泉が涸れる。	915年上野介殺害。919年5月、前武蔵権介国衛を襲う。	917年9月、大宰府が新羅船の対馬接近を報告。918年に高麗が自立。
920	929年8月15日、京都洪水で田が水没し、溺死者が多数出る。		926年渤海滅ぶ。929年5月、来着した新羅金州王の使いから朝貢を受けず、追い返す。
930	天慶元(938)年4月、京中に、大雨で京の河川が氾濫。	931年12月、群盗の横行により、淀、山崎など五道を警護。933年12月、海賊横行により、南海道諸国に警護使。934年7月、瀬戸内海の高麗追捕のため、武蔵と諸家の兵士を派遣。10月追捕海賊使を定める。935年承平・天慶の乱はじまる。939年4月出羽が俘囚の反乱を報告。	
940	944年9月2日京都や信濃で、大暴風雨。	940年2月、平将門が平貞盛、藤原秀郷らに殺される。941年6月純友が日振島で殺される。	945年7月、呉越人100人が肥前に来着。

対馬や北九州が襲われていたが、894年以後には対馬に防人を置き、北陸に弩師を置く。908年以来凶作が続き疫病が広がる中、939年には出羽での夷俘の乱で尾張の国守が射殺され、940年には東海道使と東山道使が置かれる(北山茂夫, 1973)。

この頃の社会的不安定は、さらに承平・天慶の乱(935-941年)に至る。平将門は下総北西部の馬牧の領主であり、騎兵集団を擁していた。935年に将門は平国香・源護らと戦い、939年に新皇を称するが、940年に殺される。一方、藤原純友は海賊の首領であった。939年に身柄拘束と召喚が命じられると、配下の藤原文元が摂津で備前介を襲撃するが、941年には純友も殺される。

承平・天慶の乱は、辺境に当たる東と西で起きたが、それには中央での冷湿による社会的不安定が引き金になったことが考えられる。

900年前後の太平洋周辺の不安定

この頃東アジアでも、日本と同様に社会的不安定状態であった。

中国では859-873年に農民暴動が頻発し、874年に山東で王仙芝の反乱があり、黄巢がこれに応じた。唐の長安では十世紀ころから食が喫、飲が渴などに変わり、大規模な人の移動が考えられる(鈴木秀夫, 2000)。

9世紀末に新羅では、地方の実権を土豪が握り、後百濟、高麗(高句麗)の後三国時代となる。中国では、黄巢の乱などで衰えた唐が907年に滅びる。渤海に契丹が入って926年に滅び、928年に後渤海国を建てて、王族や文武官が高麗へ亡命し、数十万人が高麗に流入する。935年、新羅から高麗に替わる(上田建・孫栄健, 1994; 武田幸男, 1989)。

ヒマラヤ・カラコルムでは9世紀末が氷河の前進期である。ビルマ民族は9世紀ころ、雲南省からイラワジ川流域に南下した。10世紀のオルドスの乾燥化は顕著である(鈴木秀夫, 2000)。

唐では870年代から社会的不安が増大するようになり、900年代に終末を迎える。朝鮮半島でも9世紀末から混乱が増大したが、930年代には新たな体制となる。前述のように日本でも、930年代には東西で大きな内乱があった。これらは東アジアでは8世紀以降、最大の変化である。また人々は9世紀末には中国から南方に移動し、10世紀には西方から中国に流入し、さらに朝鮮半島に移動したことが考えられる。東アジアでの不安定は一連のものであり、

それ以前には民族移動があり、さらにそれは気候変動に伴うものであることが示唆される。

900年前後の大西洋周辺の不安定

ヨーロッパでは9世紀に急激に氷河が前進し、寒冷乾燥で、821/822, 845/846, 859/860, 873/874年のグレートウィンターがあった。10世紀以降に、スカンジナビアやアルプスの氷河が急速に後退する。841年にザクセンの農民大蜂起があり、9世紀末にはアラル海沿岸からドニエプル川流域南部に、ペチェネグ人が移動した(鈴木秀夫, 2000)。

9世紀末、マジャールがトルコ系のペチェネグに追われて西進し、896年にハンガリー盆地に入り、900年に大モラヴィア国を崩壊させる。北アフリカのアグラブ朝は、902年にはマルタ、サルデーニャ、シチリアを征服したが、909年にファーティマ朝に変わり、916年にはビザンティンに追われる(松本宣郎, 1989)。

アッバース朝周辺で、各地の総督が自立化を始め、869年アリー・ブヌ・ムハンマドは反乱をおこす。946年ブワイフ家のアフマドがバクダードに入城し、軍事政権の時代が始まる(佐藤次高, 1989)。

スウェーデン人が、862年にノヴゴロドに入り、キエフ、黒海を経て、907年にはコンスタンティノポリスに迫った。ノルウェー人は、839年にアイルランドを征服し、アイスランドやグリーンランドを発見した。デーン人は、886年にイングランド東部のデーンロウの境界を確定し、また885年にパリを攻撃していたが、911年にノルマンディー公に封じられる(佐藤彰一, 1989)。

9世紀末を中心にして、ヨーロッパで寒冷な状況がみられるが、ヨーロッパ中央部に向けて、東方から、北方からまた一時は南からも人々の移動がみられた。東アジアとの関連は不明であるが、人々の移動はおおよそ同じころにあたる。

新大陸での変動

新大陸では、アンデスのケルッカヤ氷河では830-960年に風塵の多い層があり、農耕活動の活発化と気候変化があった。ユカタン半島中央部も862年を中心に非常に乾燥したが、マヤ古典期の終末と一致する。10世紀には、北米北部でイヌイットの大移動がはじまり、中部で人口増加、南部でチチメカ人、マヤ人が移動した(鈴木秀夫, 2000)。

9世紀末から10世紀初めに、南米、中米では乾燥化したが、これは寒冷化と結びつくものとみられる。

このころ北米北部から人々が南下したことは、ヨーロッパ周辺の状況と対応し、それは寒冷化にもとづくものと考えられる。

文献

- Büntgen, U. and Tegel, W. (2011): European tree-ring data and the Medieval Climate Anomaly. *PAGES news*, 19 (1), 14-15.
- Ge, Q. and Wu, W. (2011): Climate during the Medieval Climate Anomaly in China. *PAGES news*, 19 (1), 24-26.
- González-Rouco, F.J., Fernández-Donado, L., Raible, C.C., Barriopedro, D., Luterbacher, J., Jungclaus, J.H., Swingedouw, D., Servonnat, J., Zorita, E., Wagner, S. and Ammann, C.M. (2011): Medieval Climate Anomaly to Little Ice Age transition as simulated by current climate models. *PAGES news*, 19 (1), 7-8.
- Goosse, H., Guiot, J., Mann, M.E., Dubinkina, S. and Sallaz-Damaz, Y. (2011): The Medieval Climate Anomaly in Europe in simulations with data assimilation. *PAGES news*, 19(1), 12-13.
- Graham, N.E., Ammann, C.M., Fleitmann, D., Cobb, K.M. and Luterbacher, J. (2011): Evidence for global climate reorganization during medieval times. *PAGES news*, 19 (1), 9-10.
- Hassan, F.A. (2011): Nile flood discharge during the Medieval Climate Anomaly. *PAGES news*, 19 (1), 30-31.
- 伊藤曙覧 (2000) : 富山県の雨乞習俗. 北陸の民俗-北陸三県民俗の会年会記録第17集-, 28-33.
- 片平博文 (2006) : 賀茂川東岸地域における洪水の痕跡. *立命館文學*, 593, 113-128.
- 片平博文・吉越昭久・赤石直美・塚本章宏・麻生将・荒木まみ・飯田将悟・大塚夏子・小畑貴博・北利史・柴山礼子・福島康之・藤野真挙・森田美晴 (2006) : 京都における歴史時代の災害とその季節性. *京都歴史災害研究 (立命館大学)*, 6, 1-8.
- 勝山清次 (1987) : 平安時代における鴨川の洪水と治水. *人文論叢 (三重大学)*, 4, 一七-二七.
- 河角龍典 (2004) : 歴史時代における京都の洪水と氾濫原の地形変化-遺跡に記録された災害情報を用いた水害史の再構築-. *京都歴史災害研究 (立命館大学)*, 1, 13-23.
- 北山茂夫 (1973) : 『日本の歴史 4 平安京』中央公論社, 5408p.
- Lorrey, A., Goodwin, I., Renwick, J., and Browning, S. (2011): Blocking circulation anomalies in the Tasman Sea region during the Medieval Climate Anomaly. *PAGES news*, 19(1), 22-24.
- Luterbacher, J., Neukom, R., González-Rouco, F.J., Fernandez-Donado, L., Raible, C.C. and Zorita, E. (2011): Reconstructed and simulated Medieval Climate Anomaly in southern South America. *PAGES news*, 19 (1), 20-21.
- 前田佐智子 (2000) : 雨乞の民俗-旧江沼郡を中心として-. 北陸の民俗-北陸三県民俗の会年会記録第17集-, 34-39.
- 松本宣郎 (1989) : フランクとイスラームの進出. *週刊朝日百科世界の歴史*, 36, A233.
- Moreno, A., Morellón, M., Martín-Puertas, C., Frigola, J., Canals, M., Cacho, I., Corella, J.P., Pérez, A., Belmonte, A., Vegas-Vilarrúbia, T., González-Sampériz, P. and Valero-Garcés, B.L. (2011): Was there a common hydrological pattern in the Iberian Peninsula region during the Medieval Climate Anomaly? *PAGES news*, 19 (1), 16-18.
- 中島暢太郎 (1983) : 鴨川水害史-1-. *京都大学防災研究所年報*, 26B-2, 75-92.
- 任章赫 (2001) : 『祈雨祭-雨乞い儀礼の韓日比較民俗学的研究-』岩田書院, 168p.
- Oglesby, R.J., Feng, S., Hu, Q. and Rowe, C. (2011): Medieval drought in North America: The role of the Atlantic Multidecadal Oscillation. *PAGES news*, 19 (1), 18-20.
- 坂本育男 (2000) : 坂井郡北部の雨乞とその周辺. 北陸の民俗-北陸三県民俗の会年会記録第17集-, 22-27.
- 坂本育男・伊藤曙覧・前田佐智子・永江秀雄 (2000) : シンポジウム北陸の雨乞. 北陸の民俗-北陸三県民俗の会年会記録第17集-, 40-44.
- 佐藤彰一 (1989) : フランクの分裂とヴァイキング. *週刊朝日百科世界の歴史*, 36, A228-A232.
- 佐藤次高 (1989) : イスラーム社会の展開. *週刊朝日百科世界の歴史*, 36, A242-A246.
- Seager, R. and Burgman, R.J. (2011): Medieval

- hydroclimate revisited. PAGES news, 19(1), 10-12.
- Steinhilber, F. and Beer, J.(2011): Solar activity - the past 1200 years. PAGES news, 19(1), 5-6.
- 鈴木秀夫 (2000) : 『気候変化と人間- 1 万年の歴史-』大明堂, 474p.
- 武田幸男 (1989) : 新羅から高麗へ. 週刊朝日百科世界の歴史, 36, A253.
- 上田建・孫栄健 (1994) : 『日本渤海交渉史』彩光社, 270p.
- Vinther, B.M. (2011): The Medieval Climate Anomaly in Greenland ice core data. PAGES news, 19 (1), p.27.
- Vogt, S., Glaser, R., Luterbacher, J., Riemann, D., Dyab, G.A., Schoenbein, J. and Garcia-Bustamante, E. (2011): Assessing the Medieval Climate Anomaly in the Middle East: The potential of Arabic documentary sources. PAGES news, 19 (1), 28-29.
- 藪元晶 (2002) : 『雨乞儀礼の成立と展開』岩田書院, 333p.
- 吉野正敏 (2009) : 4-10世紀における気候変動と人間活動. 地学雑誌, 118 (6), 1221-1236.
- 度注進状. 『続群書類従第25輯下』, 318-319.
- 続群書類従完成会 (1933h) : 永久五年請雨経御修法支度記. 『続群書類従第25輯下』, 320-326.
- 続群書類従完成会 (1933i) : 水天供現行記. 『続群書類従第25輯下』, 327-335.
- 続群書類従完成会 (1933j) : 止風雨法記. 『続群書類従第25輯下』, 335-344.

(2012年5月21日受付)

(2012年7月18日受理)

史料

- 赤石直美, 塚本章宏, 麻生将, 他. (2006) : 京都歴史災害年表. 京都歴史災害研究 (立命館大学), 6, 11-215.
- 日本古代史料本文データ :
<http://ifs.nog.cc/kodaishi-db.hp.infoseek.co.jp/>
- 続群書類従完成会 (1933a) : 祈雨日記. 『続群書類従第25輯下』, 217-240.
- 続群書類従完成会 (1933b) : 雨言雑秘記. 『続群書類従第25輯下』, 241-280.
- 続群書類従完成会 (1933c) : 永久五年祈雨日記. 『続群書類従第25輯下』, 281-287.
- 続群書類従完成会 (1933d) : 建久二年祈雨日記. 『続群書類従第25輯下』, 287-305.
- 続群書類従完成会 (1933e) : 祈雨法記. 『続群書類従第25輯下』, 306-311.
- 続群書類従完成会 (1933f) : 永久五年請雨経法記. 『続群書類従第25輯下』, 311-317.
- 続群書類従完成会 (1933g) : 永久五年請雨経法支

