

新制

工

1379

古記録を用いた京都の冬季気温と降水量の推定に関する研究

宮 井 宏

# 古記録を用いた京都の冬季気温と降水量の推定に関する研究

宮 井 宏

## 序

本論は第Ⅰ編および第Ⅱ編から成る。第Ⅰ編は京都の古記録と御神渡の記録を用いて11世紀以後の京都の冬季気温を推定したものであり、第Ⅱ編は古記録だけを用いて11世紀以後の京都の降水量を推定したものである。

いま地球温暖化が進行中といわれている。地球温暖化を抑制するためには、二酸化炭素をはじめとする温室効果気体の削減が喫緊の課題とされている。温室効果気体の影響予測については、各国で鋭意研究が進められているところであるが、気候シミュレーションモデルを組み立て、そのモデルに人為起源の排出物の増加を入力し、その出力の変動量をもって予測できたといわれている。

しかし、気候変動は自然変動と人為的変動が重なって生じるものであり、近年の気候変動も例外ではない。したがって気候シミュレーションモデルによる気候変動予測も、気候変動を自然変動成分と人為変動成分に分け、それぞれの変動を、それを引き起こす原因との関係において適切にシミュレートするモデルを作ることから始められるべきである。そこで本論は、気候の自然変動を適切にシミュレートするモデル作りに資するため、気候の自然変動について研究することにし、気候の自然変動は人為的影響を受ける前の気候変動、すなわち古気候の変動に他ならないと考えて、これを古記録等により推定することにした。

古記録は日々の天候記録の宝庫である。また、御神渡の記録も長期間にわたる諏訪湖凍結期日のかげがえのない記録である。御神渡の記録は諏訪湖凍結と結びついた諏訪大社の神事の記録であるから客観的な記録と考えられるが、古記録の天候記録は記録者の主観的な観察記録であるから、寒暖の程度や降水量についての尺度は一定していない。このような記録から客観的な観測値に近い水文データをどのようにして得るかということは、本論の重要な研究課題の一つである。これについては本論では、古記録の天候記録をそのまま書き写して水文データとする従来の古記録利用法とは一線を画する方法を提案する。

本論で古気候推定の対象とした地点は京都一地点に過ぎないが、推定結果を他の研究結果と比較、検証する過程において、京都の水文量が広大な時空間を隔てたヨーロッパの水文量と密接な関係を有していることを見出した。このことにより本論は、大スケールの気候系の構造について理解を深めることにも貢献できたと考えている。

# 古記録を用いた京都の冬季気温と降水量の推定に関する研究

## 目 次

### 緒論

第 1 章 研究の目的と意義	1
第 2 章 用いた古記録	3

### 第 I 編 古記録を用いた京都の冬季気温の推定

第 1 章 はじめに	5
第 2 章 近年の京都の気温変動	7
第 3 章 古記録の降雪記録を用いた京都の冬季気温の推定	11
第 1 節 古記録から得られた京都の初雪日と終雪日	11
第 2 節 初、終雪日と京都の冬季気温	16
第 3 節 初、終雪日を用いた京都の冬季気温の推定	20
第 4 章 諏訪湖凍結記録を用いた京都の冬季気温の推定	25
第 1 節 御神渡の記録から得られた諏訪湖凍結記録	25
第 2 節 諏訪湖凍結記録を用いた京都の冬季気温の推定	30
第 5 章 11 世紀以後の京都の冬季気温変動	35
第 1 節 京都の冬季気温変動	35
第 2 節 京都とヨーロッパの冬季気温変動の比較	42
第 6 章 まとめ	46

### 第 II 編 古記録を用いた京都の降水量の推定

第 1 章 はじめに	49
第 2 章 古記録に記された天候記録の水文学的性質	53
第 1 節 古記録の天候記録と水文データ	53
第 2 節 古記録の月降水日数割合の水文学的特性	60
第 3 章 京都の観測降水量と降水日数割合の統計的性質	63
第 1 節 観測降水量の経年変化	63
第 2 節 観測降水量と降水日数割合の統計的性質	67
第 4 章 古記録を用いた京都の降水量の推定	72
第 1 節 古記録から得られた月降水日数割合	72

第 2 節 11 世紀以後の京都の降水量の推定 .....	77
第 5 章 京都とブリテンの降水量変動の比較 .....	85
第 1 節 京都、イングランドおよびフィラデルフィアの降水量 変動の特徴と相互関係 .....	85
第 2 節 京都とブリテンの降水量変動の比較 .....	90
第 6 章 まとめ .....	93
おわりに	
謝辞	
参考文献	

## 緒論

### 第 1 章 研究の目的と意義

いま地球規模の気候変動、とりわけ地球温暖化が進行中である。大気中の二酸化炭素量が過去 100 年余りの間に急激に増加してきており、こうした温室効果気体の増加が地球温暖化の原因の一つといわれている。気候変動には、大気、海洋、陸面、太陽活動、火山噴火といった気候系の内部および外部の要因により起こる自然変動と、温室効果気体の排出量の変化などの人為起源の要因により起こる人為的変動があり、近年の気候変動はこの両者が重なって生じていると考えられている。地球規模の気候変動は生態系や環境に影響をおよぼすのみならず、人類の文化、文明にまで計り知れないほど大きな影響をおよぼす。気候変動が引き起こすであろう地球環境問題に対処していくためには、気候変動そのものを、それを引き起こす原因との関係において予測することが重要であることはもちろんであるが、さらには気候変動と地球上の生態系や環境との応答関係についても予測しておく必要がある。

気候変動予測は、気候系を数学的に表現する気候シミュレーションモデルの組み立てから始められる。気候シミュレーションモデルは、気候の自然変動を適切に再現するとともに、人為起源の排出物の増加を入力したときには、近年の観測により得られている気候の時空間分布をもまた適切に再現するものでなければならない。このようなモデル作りを目指して、いま各国で気候シミュレーションモデルの開発が進められているが、現状ではいずれのモデルにおいても、気候の自然変動を適切に再現しているかどうかの検証もまだ十分とはいえず、気候変動と地球環境の応答関係をモデルへ組み込むこともまだ困難とされている。

モデルが自然変動をよく再現しているかどうかを検証するためには、人為起源の排出物の影響を受けていない変動成分、つまり気候の自然変動成分を検証データとして用意する必要がある。ところが、100 年余り前に開始されたわが国の気象観測記録でさえも、既に自然変動と人為的変動の重なったものを観測しているといわれており、これをそのまま自然変動成分検証データとして用いるわけにはいかない。そこで、これに代わるものとして注目され始めたのが人為的影響がまだ非常に小さいと考えられる時代の気候とされる古気候である。本論においても、気候シミュレーションモデルの精度向上のためには古気候を知ることが重要と考え古気候を推定することにし、その結果を気候シミュレーションモデルの検証データとして提供することにし

た。

本論で推定対象とした古気候は、11世紀から近代的な気象観測が始まるまでの880年間の京都の冬季気温と月降水量である。冬季気温としては11月から3月までの各月の日最低気温月平均値の20～100年区間平均値を、降水量としては1月から12月までの各月降水量の100年区間平均値と標準偏差をそれぞれ推定する。

古気候の推定法にはさまざまなものがあるが、古都京都には古記録が豊富に残されておりそれらを手に入れることも比較的容易なことから、古記録を用いる推定法を研究することにし、推定した結果をクロスチェックする際の便も考えて諏訪湖凍結記録を用いる推定法についてもあわせて研究することにした。

古記録からは京都の日々の気象観察記録が得られ、諏訪湖凍結記録からは一冬につき1回の諏訪湖凍結期日が得られる。古記録が気象記録として優れている点は降水の有無、降雪の有無等について日々の記録が得られるという点であり、欠点は同日、同一場所の記録であっても観察者が異なれば記録内容も異なるという点と、観察者の記録忘れや資料散逸のため欠測や欠落が多いという点である。諏訪湖凍結記録は約500年にわたる正確な諏訪湖凍結期日が得られるという点ではかけがえのない記録であるが、一冬につき唯一回の凍結記録しか得られないので、これを用いて遠く離れた京都の冬季気温を推定するというのはなかなか難しい。本論はこうした問題点を解決しつつ、精度の高い冬季気温と降水量を推定する方法を論じたものである。また本論で提案した推定法は今後京都以外で古記録を用いて冬季気温や降水量を推定しようとする場合にも、そのまま適用できる汎用性の高い方法である。

近年の気温上昇は、北緯40°から70°の大陸上では夏から秋にかけて顕著に見られる(気象庁、1996)といわれているが、北緯35°の京都では、秋から冬にかけて顕著である。降水量変動については、京都が北緯35°～55°の偏西風帯に位置していることから、同じく偏西風帯に位置しているヨーロッパの降水量変動となんらかの関係のあることが推察される。そこで本論では、京都の古気候の冬季気温変動と降水量変動について、同緯度圏のヨーロッパの古気候とさまざまな角度から比較を行い、本論の推定結果の妥当性について検証するとともに、大スケールの時空間の気温変動と降水量変動について極めて興味ある結果を得ることができた。

以上、本論は単に京都一地点の古気候を推定したというだけにとどまらず、気候シミュレーションモデルの組み立てに必要な気候系の構造理解のためにも貴重な知見を提供することができたと考えている。

## 第 2 章 用いた古記録

本論で用いた古記録は京都で記された古記録と御神渡の記録として知られる諏訪湖凍結記録である。京都で記された古記録としては、活字本または影印本として復刻出版されているものの中から、日々の天気の記事のあるものをできるだけ数多く、また、時期の重複している記録であっても記録者の異なる記録はすべて収集することにした。諏訪湖凍結記録は Lamb が自著(Lamb、1977)の補遺に荒川秀俊の凍結期日表として記載しているものを用いることにした。

収集した古記録は西暦 999 年(長保元年)から 1872 年(明治 5 年)におよんでいるが、記録者の失念や資料散逸のため欠測、欠落も少なくない。古記録の記録者たちの生活圏は、その職業、身分、記録の内容等から判断して京都の金閣寺と醍醐寺を結ぶ直径約 15km の円内であり、現在の京都地方気象台もこの円内に位置している。日記の記録者が京都から大阪、滋賀、奈良など京都以外の府県域に移動したときの天候の記録は空間的一様性に欠けるとして用いないことにした。したがって収集した記録は、ほぼ上述の直径 15km の範囲内の記録であり、この範囲では降雪や降雨の有無などの降水現象は空間的に一様とみなせるものとした。

諏訪湖凍結期日表には 1397 年冬の凍結(1397 年 12 月 18 日)を初めとして、その後少し間をおき 1443 年冬(1444 年 1 月 7 日)から 1953 年冬(1954 年 1 月 25 日)まで、ほぼ連続して諏訪湖凍結期日が記されている。1397 年冬から 1953 年冬まで諏訪湖の熱容量が一定に保たれてきたとすると、湖周辺の気温が一定の閾値を下回ったときに諏訪湖凍結が発生したと考えることができよう。諏訪湖と京都は直線距離にして約 250km 離れているが、この二地点間で気温の相関関係があるとすると、凍結期日表から諏訪湖凍結の閾値に対応した京都の気温を京都で下回った年月日が分ることになり、京都の冬季気温を推定する手掛かりが得られることになる。

諏訪湖凍結期日表には、1501 年から 1550 年の 50 年間に 10 回の不凍結記録がある。この不凍結の頻度は、その前後 50 年間に比べて不自然に高く、そのためこの記録の信憑性には疑問がもたれている。この問題は、諏訪湖凍結記録全体の信頼性にも影響を与える重要な問題であるので、本論としても研究課題の一つと考え、諏訪湖凍結記録による冬季気温推定結果検証の過程においてこの問題についても究明していくことにする。

ここで用いた諏訪湖凍結期日表は 1953 年の冬が最後となっている。その後は温暖化による冬季気温の上昇のため諏訪湖周辺気温が凍結の閾値を下回ることが少なくなり、それにつれて諏訪湖不凍結の頻度も高くなって



きている。このような不凍結記録は気温推定の役に立たないので1954年以後の御神渡の記録は用いないことにした。

本論で用いた古記録名は参考文献として巻末に一括して示す。古記録名はほぼ時代の順に並べてある。複数の巻にわたる古記録で、本論をとりまとめる時点でなお刊行中のものについては、使用した巻、号までを記載した。番号97は水越允治(水越、1985、1986、1989、1992)の収集した古記録で、この番号中には複数の古記録が含まれている。

## 第 I 編 古記録を用いた京都の冬季気温の推定

## 第 I 編 古記録を用いた京都の冬季気温の推定

### 第 1 章 はじめに

第 I 編は、古記録を用いて11世紀以後の京都の冬季気温を推定する方法を研究し、京都の冬季気温が過去 1000 年間にどのように変化してきたかを明らかにするとともに、その結果を気候シミュレーションモデルの検証データとして提供しようとするものである。

古気候の気温変動を知る手掛かりとしては、気温変動により生じるさまざまな事象が用いられてきた。桜の開花期の変化、初雪の降雪日の変化、樹木の年輪幅の変化、年輪中の炭素同位体比の変化、地層中の花粉の種類と数の変化などがそれである。しかしこれらの事象のなかには、気温の影響だけでなくその他の気象要因の影響を受けて変化するものもあり、また気温の影響が支配的であったとしても、何月の気温の影響を受けているかが特定しにくかったり、桜の開花日や初雪の降雪日のように、手掛かりとする事象の出現日が記録者の主観により左右されるものであったりしたため、手掛かりをそのまま統計データとして用いてきた従来の研究結果は相互に比較、検証、評価することが困難で、科学的知見の蓄積がなかなか進まなかった。

本論では京都の冬季気温を二つの方法により推定する(宮井、1999)。一つは、京都の気象観測記録から初雪日、終雪日の早遅と気温の高低の関係を求めておき、その関係に古記録の初雪日、終雪日をあてはめて冬季気温を推定するというものであり、もう一つは、諏訪湖凍結期日の早遅と京都の気温の高低の関係を求めておき、その関係に過去の諏訪湖凍結期日をあてはめて京都の冬季気温を推定するというものである。

初、終雪日による気温推定法では、従来の研究に見られたように古記録の“初雪”記録をそのまま初雪データとして用いる方法を改めることにし、新たに一定の手順にしたがって初、終雪日を抽出し直すことにした。古記録に“終雪”という記録はないのでこれを抽出し直すのは当然であるが、初雪についても古記録の“初雪”必ずしも真の初雪にはあらずとの立場に立ち、改めて抽出し直すことにしたのである。

諏訪湖凍結期日を用いる気温推定法では、凍結の閾値を京都の日最低気温月平均値で表すことにより、諏訪湖凍結期日表から直ちに京都気温が閾値を下回った期日が分るようにするとともに、京都の気温が閾値を下回った最初の月をパラメータにして京都の冬季気温変化をパターン化しておくことにより、諏訪湖凍結期日表から京都で閾値を下回った月が分るとそ

れに対応する京都の冬季気温変化のパターンが直ちに推定できるようにした。

従来の古気候に関する研究結果は、研究者により、また推定に用いる手掛かりにより、推定対象期間、対象地域、対象季節、平均化の時空間スケールなどがまちまちで、研究結果を相互に比較、検証、評価することがなかなか難しかったが、本論では京都の降雪日と諏訪湖の凍結記録という二つの異なる手掛かりを用いて同じ京都の冬季気温を推定したので、平均化の時間スケールを揃えておくだけで、結果の相互比較と検証が容易に行なえることになった。

また、京都の冬季気温と中部イングランドの約 300 年間の観測気温 (Lamb, 1977) を比較することにより、気温変動の時空間的一様性が京都からイングランドまでおよんでいることを見出した。このことを踏まえてさらに、11 世紀以後の京都の冬季気温変動と 12 世紀以後のブリテン、ジャーマニおよびロシアの冬季気温変動 (Lamb, 1966) を比較することにより本論の推定結果の検証を行うとともに、気温変動の時空間的広がりについてもさまざまな知見を得ることができた。

## 第 2 章 近年の京都の気温変動

わが国の近代的な気温観測は、1872年に函館で、1875年には東京で、1881年には京都でそれぞれ開始された。本章では京都の観測記録を用いて、その気温変動について調べてみる。京都の日最低気温、日最高気温および日平均気温の年平均値を示すと図-I-1 のようになる。図には各気温変動とその近似直線および直線式も示してある。直線式の勾配では、日最低気温年平均値の勾配が0.035で最も大きく、日最高気温年平均値の勾配は0.0088で最も小さい。このように日最低気温年平均値の勾配は、日最高気温年平均値の勾配の約4倍となっており、京都の気温日較差は年々減少してきている。

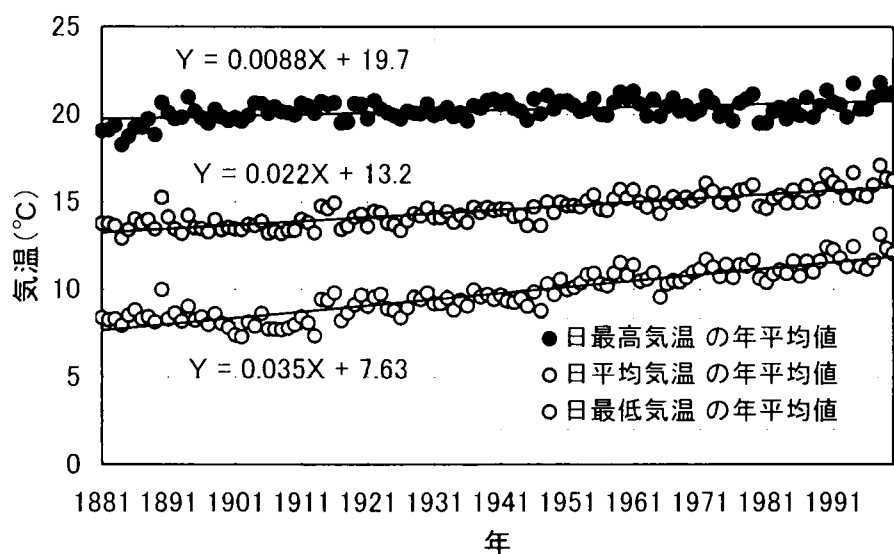
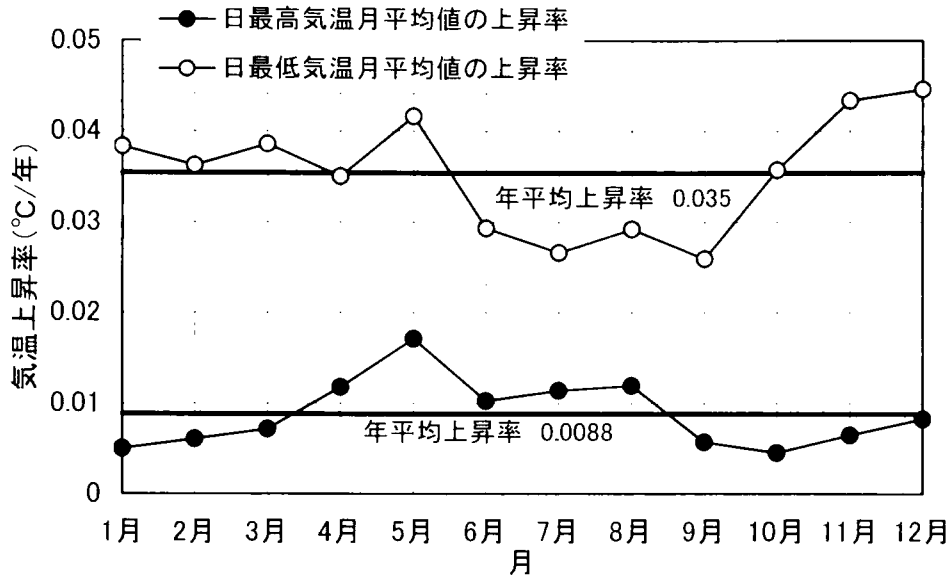


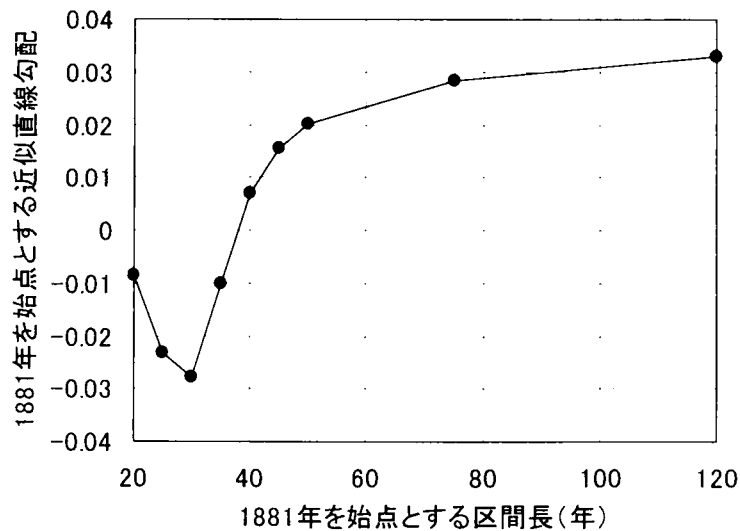
図-I-1 京都の近年の気温変動(1881~2000年)

つぎに、日最高気温月平均値と日最低気温月平均値の年平均上昇率を見ると図-I-2 のようになる。この図から、日最低気温月平均値の上昇率がすべての月で日最高気温月平均値のそれを上回っていることが分る。図-I-2 の上下2本の折れ線の間隔の大きい月、すなわち10月から3月までの6ヵ月間は気温日較差の減少が特に著しい月となっている。本論で古気候の冬季の日最低気温月平均値を推定することにしたのは、近年の京都では冬季の日最低気温月平均値の変動が最も顕著だからである。このような気温上昇は北緯40°から70°の大陸上でも見られ、夏から秋にかけての最低気温が最高気温の2、3倍の速さで上昇した結果、気温日較差の減少が著しい(気象庁、1996)といわれている。



図－I－2 日最高気温月平均値と日最低気温月平均値の年平均上昇率(1881～2000年平均)

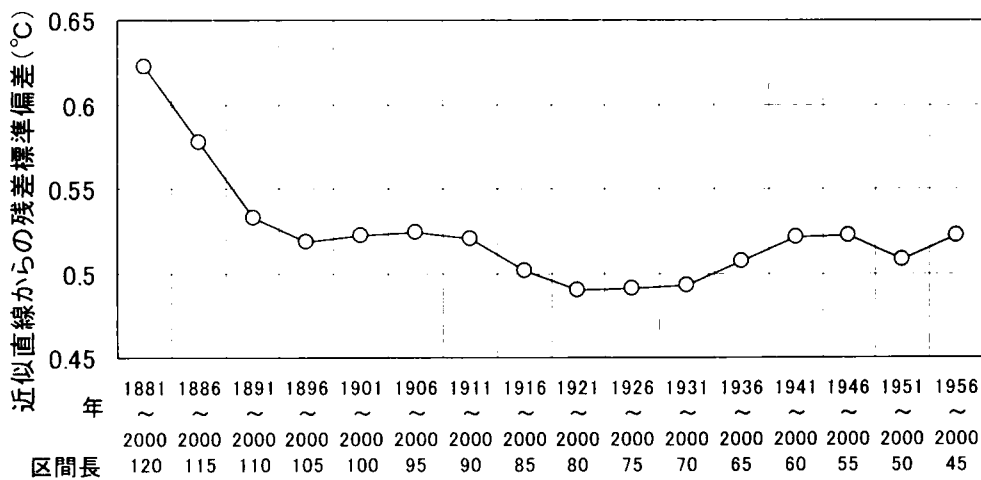
京都の日最低気温年平均値の変動をさらに詳細に見てみよう。図－I－1では1881～2000年の日最低気温年平均値を一本の直線で近似したが、図－I－3では始点を1881年に固定し、終端を2000年の側に徐々にずらしたときの始点と終端の間の近似直線勾配を示す。図－I－3を見ると日最低気温年平均値の勾配は1881年から減少していくが、30年後には



図－I－3 1881年を始点とする日最低気温年平均値の近似直線勾配の変化

急上昇に転じ、60年から120年後にかけては一定の上昇勾配0.035に漸近していく。このような勾配の変化からつぎのようなことが読み取れる。京都の日最低気温年平均値は気候系に生じた何らかの原因により1881年からの30年間は低下し続けるが、その原因が解消された30年目には急上昇に転じ、60年目から120年目にかけてはそれ以前からバックグラウンドとして存在していた地球温暖化によると思われる気温上昇傾向に漸近していく。こうした気温変動と気候系の内部あるいは外部の要因との因果関係を明らかにしていくことは、気候系の構造を理解するうえからも、また気候シミュレーションモデルを構築するうえからも大変重要なことである。

つぎに1881～2000年の日最低気温年平均値時系列を用いて、気温時系列の区間分割の仕方について検討する。区間分割の仕方については、つぎのようなことを考慮してきめなければならない。すなわち、区間平均値を区間代表値として用いることが適切な区間長であること、気温変動を記述するのに適切な区間長であること、他の研究結果と相互に比較するのに都合のよい区間長であること、区間内の推定値の個数が少なくなりすぎないような区間長であること、歴史時代の区間分割と対応がとりやすい区間長であることなどである。



図一I-4 2000年を終端とする日最低気温年平均値の近似直線残差の標準偏差

ここでは区間平均値を区間代表値として用いることが適切な区間分割の仕方について検討しよう。1881～2000年の日最低気温年平均値時系列を区間分割し、その分割時系列を直線近似する。この近似直線の近似度がよくなる区間分割を適切な区間分割と考えることにすると、近似直線残差の標準偏差を求めてその値が小さくなる区間分割が適切な区間分割であると考え

ことができよう。

そこで 1881～2000 年の時系列で、終端を 2000 年に固定し、始点を 1881 年、1886 年、…、1956 年と 5 年ずつ後へずらすと区間長の異なる 16 連の日最低気温年平均値時系列が得られる。この 16 連の時系列の近似直線残差の標準偏差を求めて図示すると、図 - I - 4 のようになる。この図から残差標準偏差が小さくなる区間長を求めてみると、区間長 70 年～80 年、ついで 50 年または 65 年、ついで 55 年～60 年または 90 年～105 年となり、残差標準偏差の小さくなる区間長は複数あることが分る。

本論では、古気候の気温推定結果と観測気温を合わせて 1000 年間の気温変動を明らかにしようとしているのであるが、このように長期間の気温変動を分かりやすく提示するための区間長としては、さらに先に述べたその他の要件も考慮に入れて検討する必要がある。これについては後で必要に応じて述べることにするが、その場合の区間長は図 - I - 4 で適切とされる区間長のなかから適宜選んで使い分けていくことにする。なお、観測気温時系列の区間長について得られた以上のような結果は、古気候の気温時系列についても同様にあてはまるものと考ええる。



### 第 3 章 古記録の降雪記録を用いた京都の冬季気温の推定

#### 第 1 節 古記録から得られた京都の初雪日と終雪日

本節では古記録から初雪、終雪を判別抽出する方法について述べる。本論では、古記録に記されている“初雪”をそのまま初雪データとして採択することはやめ、それに代わるものとしてつぎのような抽出手続を定め、それにしたがって抽出された初雪、終雪を用いて気温を推定する。古記録は欠測が多いので、初雪、終雪を精度よく抽出するためには期間重複をいとわずできるだけ多数の古記録を収集する必要がある。それでもなお欠測日が残る場合にはつぎのような一定の棄却基準を定めておき、棄却することにする。すなわち、収集したすべての古記録の降水に関する記録を時間の順に並べたとき、いずれの古記録によってもカバーしきれずになお欠測として残る日数が1ヶ月の暦日数の20%より大きい場合には、その月の古記録はすべて棄却することにする。いま、降水に関する記録の存在する日数を1ヶ月の暦日数で除した値を月観測率と呼ぶことにすると、本論の棄却基準は月観測率<80%の月の古記録はすべて棄却するということになる。

つぎに本論の初雪、終雪の抽出法について述べる。

##### (A) 初雪の抽出法

(1) 古記録の記録者が“初雪”と記した降雪を初雪候補として抽出する。

この場合、当該“初雪”記録の存する月の月観測率の大小は問わない。

(2) 11月の最初の降雪を初雪候補として抽出する。

京都では11月の初雪は少ない。降雪観測の始まった1880年から1953年冬までの74年間で、10月初雪は0回、11月初雪は16回である。古記録でも10月降雪は見当たらず、11月降雪も少ない。したがって11月降雪がある場合には、その最初のを初雪候補とする。この場合、11月の月観測率の大小は問わない。

(3) 12月の降雪では、つぎの条件に適合するものを初雪候補とする。

前述の74年間で、12月初雪は55回ある。初雪を精度よく抽出するためには12月の月観測率80%以上の記録だけを用い、それに含まれている降雪記録の最初のを初雪候補とする。

(4) 12月に降雪が見られないときには、つぎの条件に適合する1月の降雪を初雪候補とする。

前述の74年間で、1月初雪は僅か3回しかない。一方、12月、1月の降雪頻度は高い。したがって、12月、1月の月観測率がともに80%以上の記録だけを用いることにし、12月に降雪がなく、かつ1月のみに降雪のある

場合に、その1月降雪の最初のを初雪候補とする。

(5)12月、1月に降雪が見られないときには、つぎの条件に適合する2月降雪を初雪候補とする。

前述の74年間で、2月初雪の例はないが、2月降雪の頻度は高い。したがって初雪候補の抽出条件は厳しくする必要がある。そこで12月、1月、2月の月観測率がともに80%以上の記録だけを用い、12月、1月のいずれにも降雪がなく、2月のみに降雪がある場合、その最初のを初雪候補とする。

(6)一冬ごとに、(1)～(5)の初雪候補を時間の順に並べ、その最初のを初雪とする。

#### (B) 終雪の抽出法

(1)4月降雪の最後のを終雪候補とする。

1880年から1953年までの74年間で、4月終雪は12回あり、5月終雪は0回である。したがって4月降雪の最後のを終雪候補とする。この場合、月観測率の大小は問わない。古記録では稀に5月以後の降雪記録が見られることがあるが終雪候補とはしない。

(2)3月降雪の最後のを終雪候補とする。

上述の74年間で、3月終雪は61回ある。したがって、月観測率80%以上の記録から抽出された3月降雪の最後のを終雪候補とする。

(3)3月に降雪が見られないときには、つぎの条件に適合する2月降雪の最後のを終雪候補とする。

2月、3月ともに月観測率80%以上の記録だけを用い、3月降雪がなく、2月降雪のみある場合に、2月降雪の最後のを終雪候補とする。

(4)3月、2月に降雪が見られないときには、つぎの条件に適合する1月降雪の最後のを終雪候補とする。

1月、2月、3月ともに月観測率80%以上の記録だけを用い、2月、3月に降雪がなく、1月のみに降雪のある場合に、1月降雪の最後のを終雪候補とする。

(5)一冬ごとに、(1)～(4)までの終雪候補を時間の順に並べ、その最後のを終雪とする。

以上のような手続きを経て得られた初雪、終雪の個数を表-I-1に示す。1001年の冬から1953年の冬までの953年間で、得られた初雪は505個、終雪は478個である。ただし、1880年以後の初、終雪の個数は気象観測によるものである。

この表では、1001年から1953年までを15区間に分けている。1800年以前の区間割りには100年または50年を基本の長さとしているが、1801年以後

は、1871 年が古記録最後の年、1872～1891 年が短期の気温激変区間、1953 年が諏訪湖凍結期日の記録の最後の年となっている。この区間割は、後で述べる諏訪湖凍結記録の区間割と一致させてある。

表－I－1 には、( )書きにより、古記録から 2 回の 2 月初雪と 1 回の 1 月終雪が抽出されたことを示している。しかし 1880 年以後の観測記録では 2 月初雪と 1 月終雪の例がなく、降雪日と気温の相関関係を求めることができない。そのためこれら 3 個の古記録の初雪、終雪データは気温推定に生かすことができなかった。

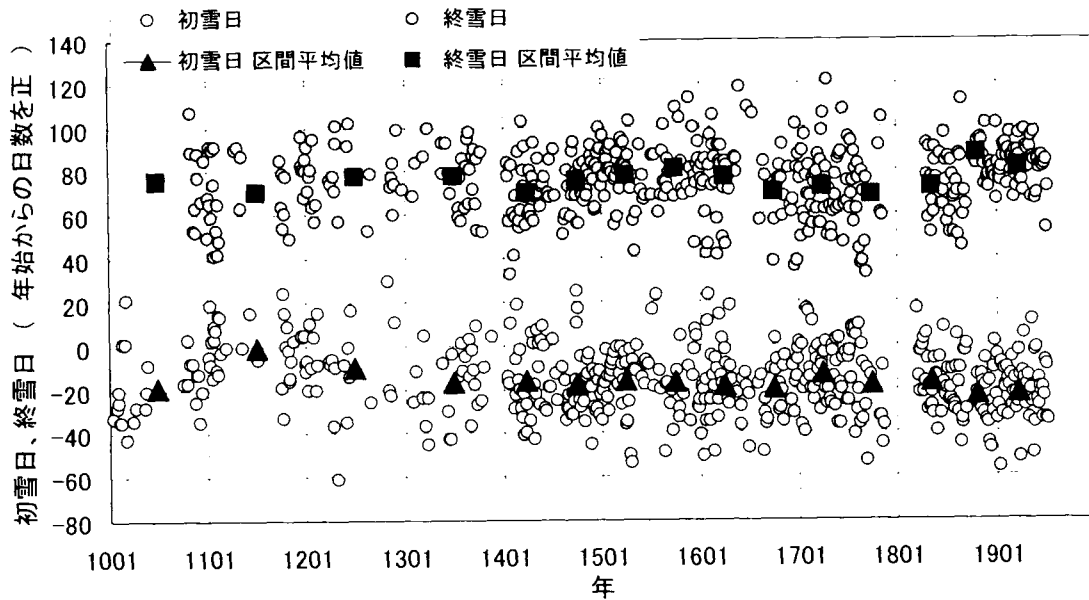
これら 3 個の初雪、終雪を除き、古記録と観測記録から得られたすべての初、終雪日をプロットすると図－I－5 のようになる。この図の縦軸は 1 月 1 日の午前 0 時を基準とし、それ以後の日数を正、それ以前の日数を負にとっている。区間中央の黒印は初、終雪日の区間平均値を示している。初、

表－I－1 古記録および観測記録から得られた初雪、終雪の個数

年	年数	得られた初雪の数					得られた終雪の数				
		11月	12月	1月	2月	計	1月	2月	3月	4月	計
1001～1100	100	6	15	4	0	25	0	2	6	1	9
1101～1200	100	1	15	16	0	32	(1)	8	18	3	30
1201～1300	100	3	16	6	0	25	0	3	17	7	27
1301～1400	100	5	17	5	0	27	0	4	19	5	28
1401～1450	50	5	21	9	(2)	37	0	10	26	2	38
1451～1500	50	6	30	4	0	40	0	5	30	3	38
1501～1550	50	5	31	1	0	37	0	4	29	6	39
1551～1600	50	4	16	5	0	25	0	1	23	6	30
1601～1650	50	8	28	5	0	41	0	6	23	6	35
1651～1700	50	4	20	1	0	25	0	6	12	3	21
1701～1750	50	4	33	8	0	45	0	10	33	5	48
1751～1800	50	8	10	7	0	25	0	7	14	3	24
1801～1871	71	6	35	6	0	47	0	9	25	3	37
1872～1891	20	2	10	0	0	12	0	0	8	4	12
1892～1953	62	14	45	3	0	62	0	1	53	8	62
計		81	342	80	(2)	505	(1)	76	336	65	478

( )書き : 1424 年 2 月 3 日初雪、1427 年 2 月 26 日の初雪、1184 年 1 月 30 日の終雪

終雪日を冬季の始点と終点と考えると、図一I-5の初、終雪日の区間平均値の幅の大きさから冬季間の長さの変動と冬季気温変動をおおよそ推定することができる。



図一I-5 古記録および観測記録から得られた初、終雪日とその区間平均値

図一I-5から1101～1200年の初雪日の平均は-0.6日、すなわち12月31日頃で、終雪日は平均70.6日、すなわち3月10日頃であることが分る。したがってこの区間の冬季の平均長さは71.2日となり、これは図一I-5の中で最も短い冬季となっている。このことから1101～1200年は、11世紀以後1953年までの953年間で最も温暖な時期であったと推察される。ついで、1872～1891年の初雪日は平均-22.7日、終雪日は平均87.8日で、冬季の平均長さは110.5日である。これは1101～1200年の71.2日に比べて39.3日も長く、図一I-5の中で最も長い冬季である。したがって1872～1891年は、この953年間で最も寒冷な時期であったと推察される。

古記録では稀に5月、6月、8月の降雪記録が見られる。こうした記録を整理して示すと表一I-2のようになる。この表を見ると1013年5月12日以外の記録には季節外れの降雪に対する意外性の記述が見られない。したがって、これらの記録では雨を雪と誤って記録した可能性が高いと考えられる。1013年5月12日の記録については、具体性ととも意外性の記述もあり単なる誤記とするのは適切でないが、冬季気温の推定という本論の目的からするとこの記録は用いる必要がないので棄却することにした。

表－I－2 5月、6月および8月の降雪記録

年月日	記録	古記録
1013年5月12日 (長和2年3月24日)	雨降如常、似志くれ、雪相加下、北山 雪白、衆人為奇	御堂関白記
1444年5月26日 (文安1年4月30日)	申剋雷鳴、雪降	師郷記
1621年5月3日 (元和7年3月12日)	天晴雪	時慶卿記
1204年6月4日 (元久1年4月27日)	雪降る	明月記
1342年6月10日 (康永1年4月28日)	天晴、申剋西方雷鳴、小雪間降	師守記
1494年6月25日 (明応3年5月13日)	晴、晡雪雨甚	後法興院記
1534年6月1日 (天文3年4月10日)	雪降る。夕かたはるる。	御湯殿の上の日記
1863年8月19日 (文久3年7月6日)	大雪降	幕末維新京都町人 日記

## 第 2 節 初、終雪日と京都の冬季気温

本節では、冬季気温を推定するために初、終雪日と気温の相関関係を求めておく。用いるデータは、京都の 1881 年から 1953 年冬までの 73 年間の観測気温と、1880 年冬から 1953 年冬まで 74 年間の降雪観測記録である。最後の年を 1953 年冬としたのは、諏訪湖凍結記録と統計期間を合わせるためである。

京都の 74 年間の降雪記録では、12 月初雪の頻度が最も高く、ついで 11 月、1 月の順に少なくなり、10 月と 2 月の初雪は見当らない。終雪は 3

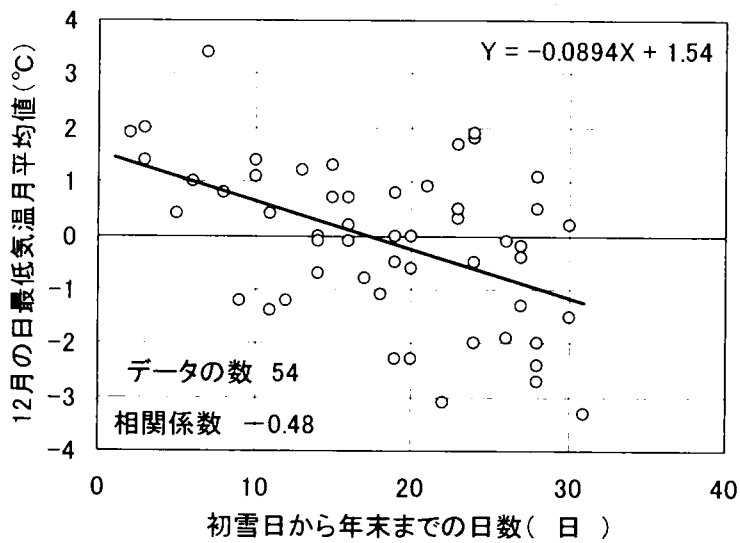


図 - I - 6 12 月初雪日と 12 月の日最低気温月平均値の相関関係

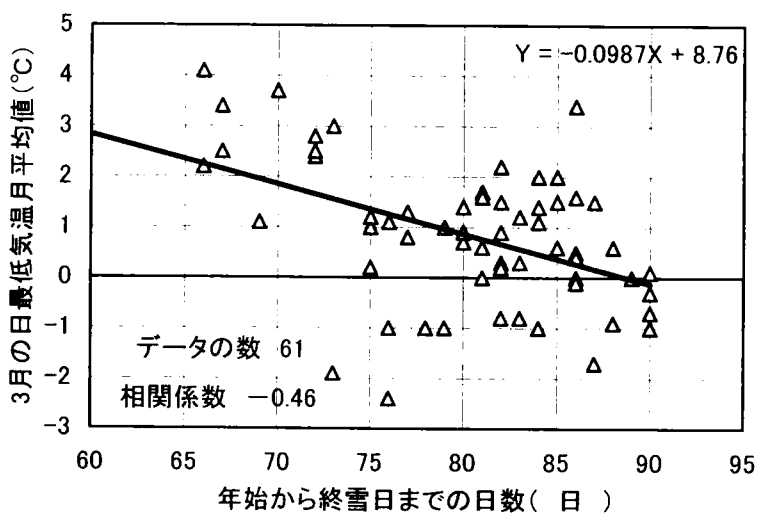


図 - I - 7 3 月終雪日と 3 月の日最低気温月平均値の相関関係

月の頻度が最も高く、4月、2月の順に少くなり、1月と5月の終雪は見当らない。12月初雪の場合には、初雪の早い、遅いと12月気温の低い、高いとの間に有意な相関関係があり、3月終雪の場合には、終雪の早い、遅いと3月気温の高い、低いとの間に有意な相関関係がある。

これらの関係を図示すると、図-1-6 および図-1-7 のようになる。相関係数は、図中にも示したように、-0.48と-0.46でそれほど大きくはないが、t検定では危険率 $\alpha \leq 1\%$ で有意と判定される。これらの回帰式を用いると、12月の初雪日から12月の日最低気温月平均値を、また3月の終雪日から3月の日最低気温月平均値をそれぞれ推定できる。

74年間の観測記録では、11月初雪と1月初雪がそれぞれ16例と3例あるが、これだけのデータでは降雪日と気温の相関関係を求めることができないので、11月初雪16例の11月気温平均値を求め、これを古記録の11月初雪のときの11月気温推定値として用いることにした。また同様に、1月初雪3例のときの1月気温の平均値を求め、これを古記録の1月初雪のときの1月気温の推定値として用いることにした。

観測記録では、2月終雪と4月終雪の例はさらに少なく1例と12例があるに過ぎない。そこで2月終雪1例の2月気温をそのまま古記録の2月終

表-1-3 初雪日が11月、1月、終雪日が2月、4月の場合の日最低気温月平均値

(a) 初雪が11月、1月の場合

冬季	月日	日最低気温月平均値(11月)
1888~1889	11月30日	6.0 (°C)
1891~1892	11月27日	3.9
1892~1893	11月26日	3.2
1893~1895	11月17日	2.6
1895~1896	11月14日	3.1
1901~1902	11月28日	2.4
1904~1905	11月6日	1.3
1907~1908	11月30日	4.8
1912~1913	11月29日	3.2
1924~1925	11月10日	2.7

1934~1935	11月28日	4.1
1938~1939	11月12日	3.8
1939~1940	11月26日	6.9
1948~1949	11月28日	6.7
1951~1952	11月28日	5.7
1953~1954	11月27日	6.4
	11月平均	4.18
冬季	月 日	日最低气温月平均值(1月)
1899~1900	1月2日	-2.9(°C)
1929~1930	1月6日	-0.9
1936~1937	1月12日	0.5
	1月平均	-1.10

(b) 終雪日が2月、4月の場合

冬季	月 日	日最低气温月平均值(2月)
1952~1953	2月22日	-0.2(°C)
	2月平均	-0.2
冬季	月 日	日最低气温月平均值(3月)
1883~1884	4月2日	0.3(°C)
1886~1887	4月4日	-1.1
1887~1888	4月2日	0.8
1891~1892	4月10日	0.2
1901~1902	4月11日	0.9
1910~1911	4月1日	1.5
1911~1912	4月1日	0.7
1915~1916	4月6日	-1.1
1924~1925	4月6日	0
1930~1931	4月8日	0.5
1936~1937	4月5日	2.3
1940~1941	4月7日	2.2
	3月平均	0.60



雪のときの2月気温推定値とし、4月終雪12例に対応する3月気温の平均値を、古記録の4月終雪のときの3月気温推定値として用いることにする。以上のことを整理すると表-I-3のようになる。

京都では12月初雪と3月終雪の頻度が高い。したがって当然のことながら、古記録から抽出される初雪と終雪の数も12月と3月に多く、その他の月、つまり11月、1月、2月には少なくなる。そのため11月、1月、2月の推定気温の数も少なくなり、ひいては気温の推定精度の低下が懸念される。これを防ぐために、互いに隣り合う月、すなわち11月と12月、12月と1月および2月と3月の日最低気温月平均値同志の相関関係を表-I-4のように求めておく。12月初雪と3月終雪から求めた12月と3月の推定気温をこの相関関係にあてはめ、隣り合う月の気温を推定することにすれば、12月からは11月と1月の気温が、3月からは2月の気温がそれぞれ推定できるから、11月、1月、2月の推定気温の数を増やすことができる。また、数の少ない11月初雪から12月気温を、1月初雪から12月気温を、また2月終雪から3月気温をそれぞれ推定することもできる。表-I-4の最も小さい相関係数0.43についてt検定を行うと、危険率 $\alpha \leq 1\%$ で有意となる。

表-I-4 互いに隣り合う月の日最低気温月平均値の相関関係

組み合わせ	データ数	回帰式	相関係数
11月と12月	73	$Y_{12月} = 0.583X_{11月} - 2.73$ $Y_{11月} = 0.569X_{12月} + 4.60$	0.58
12月と1月	73	$Y_{1月} = 0.361X_{12月} - 1.77$ $Y_{12月} = 0.630X_{1月} + 1.07$	0.48
2月と3月	74	$Y_{3月} = 0.388X_{2月} + 1.42$ $Y_{2月} = 0.468X_{3月} - 1.92$	0.43

### 第 3 節 初、終雪日を用いた京都の冬季気温の推定

本節では、古記録から抽出した初、終雪日を観測記録の初、終雪日と気温の関係にあてはめて古気候の気温推定を行う。気温推定の手順を整理して示すとつぎのようになる。

#### (A) 初雪日を用いた 11 月、12 月、1 月の気温推定法

##### (1) 初雪日が 11 月の場合

初雪日が 11 月の場合は、表 - I - 3(a) より 11 月の日最低気温月平均値として  $4.18^{\circ}\text{C}$  を得る。ついで、この  $4.18^{\circ}\text{C}$  を表 - I - 4 の回帰式にあてはめ 11 月に隣接する 12 月の日最低気温月平均値の推定値として  $-0.293^{\circ}\text{C}$  を得る。

##### (2) 初雪日が 12 月の場合

初雪日が 12 月の場合は、初雪日を図 - I - 6 の回帰式にあてはめ 12 月の日最低気温月平均値を推定する。ついでこの推定値を表 - I - 4 の回帰式にあてはめ 12 月に隣接する 11 月と 1 月の日最低気温月平均値を推定する。

##### (3) 初雪日が 1 月の場合

初雪日が 1 月の場合は、表 - I - 3(a) により 1 月の日最低気温月平均値として  $-1.10^{\circ}\text{C}$  を得る。ついで、この  $-1.10^{\circ}\text{C}$  を表 - I - 4 の回帰式にあてはめ 1 月に隣接する 12 月の日最低気温月平均値の推定値として  $0.377^{\circ}\text{C}$  を得る。

##### (4) 初雪日が 2 月の場合

2 月初雪は気温推定には用いない。

#### (B) 終雪日を用いた 2 月、3 月の気温推定法

##### (1) 終雪日が 1 月の場合

1 月の終雪は気温推定には用いない。

##### (2) 終雪日が 2 月の場合

終雪日が 2 月の場合は、表 - I - 3(b) により 2 月の日最低気温月平均値として  $-0.20^{\circ}\text{C}$  を得る。ついでこの  $-0.20^{\circ}\text{C}$  を表 - I - 4 の回帰式にあてはめ 2 月に隣接する 3 月の日最低気温月平均値の推定値として  $1.34^{\circ}\text{C}$  を得る。

##### (3) 終雪日が 3 月の場合

終雪日が 3 月の場合は、終雪日を図 - I - 7 の回帰式にあてはめ 3 月の日最低気温月平均値を推定する。ついでこの推定値を表 - I - 4 の回帰式にあてはめ 3 月に隣接する 2 月の日最低気温月平均値を推定する。

##### (4) 終雪日が 4 月の場合

終雪日が4月の場合は、表-I-3(b)により3月の日最低気温月平均値として0.60℃を得る。

このようにして推定した11~3月気温をすべて示すと、図-I-8(a)、(b)

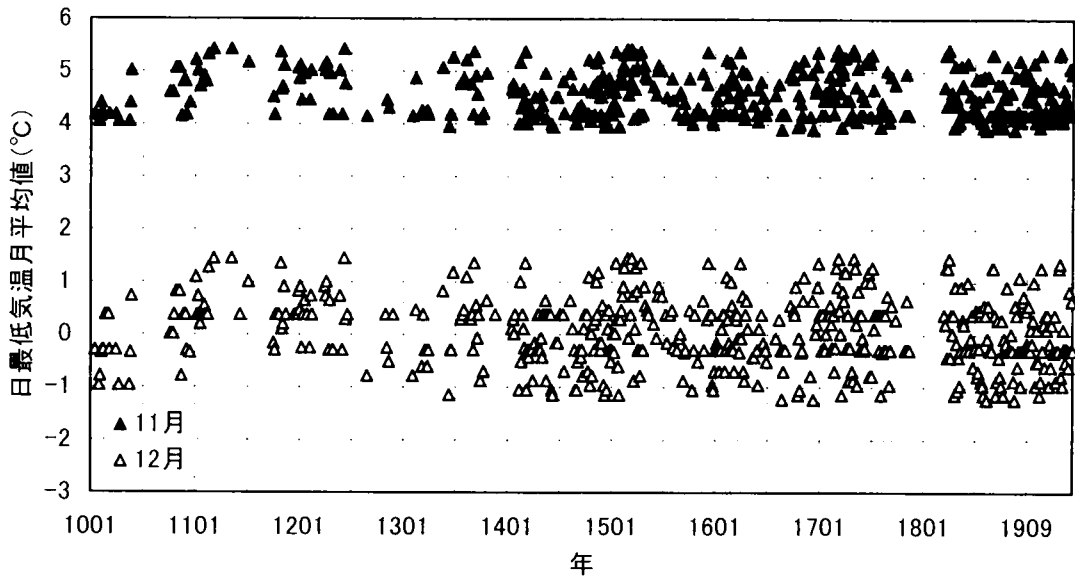


図-I-8(a) 初、終雪日から推定した京都の11月、12月の日最低気温月平均値

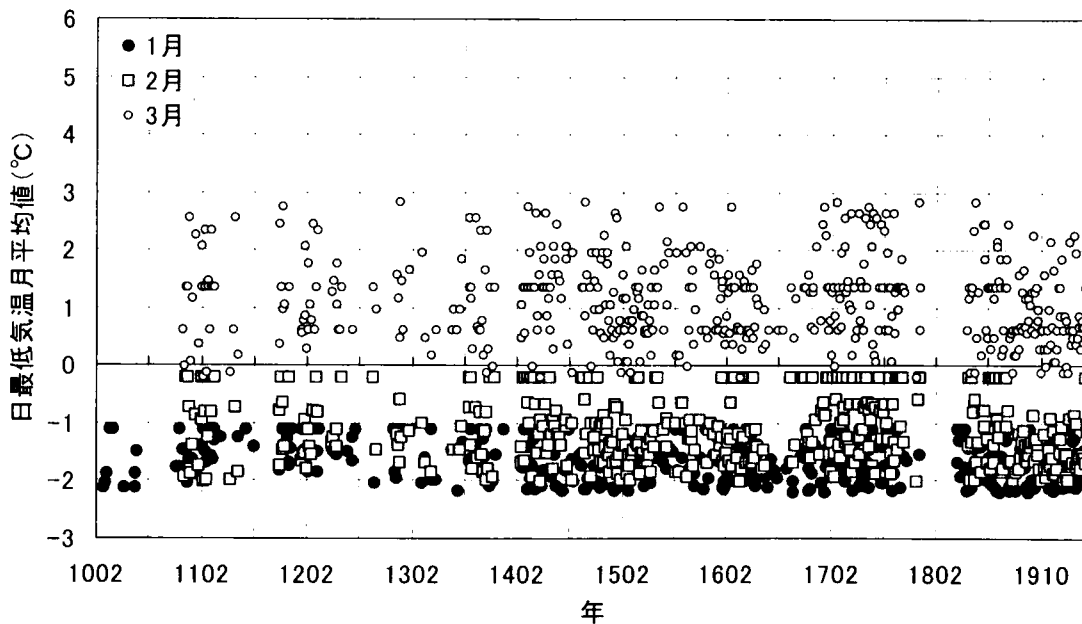


図-I-8(b) 初、終雪日から推定した京都の1月、2月、3月の日最低気温月平均値

のようになる。ただし、この図の1880年の冬以降の値は、気象観測記録により得られた初、終雪日を用いて、古記録と同様の方法により推定したものである。

図-I-8(a)、(b)の推定気温の数を示すと表-I-5のようになる。1872～1891年の区間は古記録が得られず観測記録のみであり、また1892～1953年の区間も観測記録のみであるから、この区間の数は、観測記録の初、終雪日から古記録の場合と同様にして求めた推定気温の数となっている。

表-I-5 初、終雪日から推定した京都の日最低気温月平均値の数

	期間 (年)	1001 ～ 1100	1101 ～ 1200	1201 ～ 1300	1301 ～ 1400	1401 ～ 1450	1451 ～ 1500	1501 ～ 1550	1551 ～ 1600
古記録の 降雪日より	11月	21	16	19	22	26	36	36	20
	12月	25	32	25	27	35	40	37	25
	1月	19	31	22	22	30	34	32	21
	2月	8	26	20	23	36	35	33	24
	3月	9	29	27	28	38	38	39	30

	期間 (年)	1601 ～ 1650	1651 ～ 1700	1701 ～ 1750	1751 ～ 1800	1801 ～ 1871		1872 ～ 1891	1892 ～ 1953
古記録 の 降雪日より	11月	36	24	37	18	41	観測 記録 の 降雪日 より	12	59
	12月	41	25	45	25	47		12	62
	1月	33	21	41	17	41		10	48
	2月	29	18	43	21	34		8	54
	3月	35	21	48	24	37		12	62

図-I-8(a)、(b)を表に整理したものが表-I-6である。1872～1891年と1892～1953年の区間には、観測した初、終雪日から古記録と同様にして求めた気温と観測気温の両方が示してある。両者の値を比較することにより本論の推定法の検証を行うことができる。

1872～1891年の区間では、( )書きの観測気温に比べて、初、終雪日から推定した気温の方がすべての月で高く、その差の平均は0.46℃となっており、この区間で生じた急激な気温低下に推定気温が追従できていないことが分る。またつぎの1892～1953年の区間では、前とは逆に、観測気温より初、終雪日から求めた気温の方がすべての月で低くなっており、月ごとの差の平均は0.12℃となっている。これは1872～1891年区間の推定誤差の約1/4である。1872～1891年区間の推定誤差が大きくなった原因を調べてみると、11月、2月、3月の推定誤差は0.33、0.32、0.31℃で、12月、1月は0.61℃、0.72℃であるから、12月、1月の推定誤差は11月、2月、3月の誤差の2倍に当たっている。つまり、1872～1891年区間の推定誤差が大きくなったのは、12月、1月の推定誤差が大きいことに主な原因がある。この場合の12月の推定値は、2回の11月初雪から求めた12月気温と、10

表－I－6 初、終雪日から推定した京都の冬季の日最低気温区間平均値 (( )書きは観測値) (℃)

	区間 (年)	1001	1101	1201	1301	1401	1451	1501	1551	1601
		～ 1100	～ 1200	～ 1300	～ 1400	～ 1450	～ 1500	～ 1550	～ 1600	～ 1650
古記録 の 降雪日 より	11月	4.42	4.98	4.73	4.57	4.42	4.47	4.76	4.44	4.50
	12月	-0.10	0.54	0.31	0.10	-0.08	-0.11	0.34	-0.08	-0.02
	1月	-1.67	-1.29	-1.48	-1.58	-1.63	-1.73	-1.60	-1.66	-1.67
	2月	-1.12	-0.99	-1.09	-1.19	-0.69	-1.19	-1.27	-1.29	-1.21
	3月	1.07	1.20	1.20	1.05	1.35	1.18	1.04	1.12	0.96
	平均	0.52	0.89	0.73	0.59	0.67	0.52	0.65	0.51	0.51

	区間 (年)	1651	1701	1751	1801		1872	1892
		～ 1700	～ 1750	～ 1800	～ 1871		～ 1891	～ 1953
古記録 の 降雪日 より	11月	4.54	4.68	4.43	4.53	観測 記録 の 降雪日 による 推定値	4.39(4.06)	4.47(4.65)
	12月	-0.01	0.22	0.03	0.00		-0.29(-0.90)	-0.10(0.08)
	1月	-1.73	-1.57	-1.49	-1.68		-1.88(-2.60)	-1.75(-1.68)
	2月	-0.89	-0.99	-0.89	-1.02		-1.70(-2.02)	-1.49(-1.44)
	3月	1.30	1.35	1.32	1.24		0.51(0.20)	0.84(0.95)
	平均	0.64	0.74	0.68	0.61	0.21(-0.25)	0.39(0.51)	

回の12月初雪から求めた12月気温を平均したものであり、1月の推定値は、10回の12月初雪から求めた12月気温を、隣り合う月との回帰式にあてはめて求めたものである。つまり12月と1月の推定誤差に大きな影響を与えているのは、12月初雪日から12月気温を推定するのに用いた図-I-6の回帰式を用いたことによる誤差である。このように、降雪日を用いた気温推定法の精度向上のためには、図-I-6の回帰式の精度向上が重要であるということが分る。

## 第 4 章 諏訪湖凍結記録を用いた京都の冬季気温の推定

### 第 1 節 御神渡の記録から得られた諏訪湖凍結記録

藤原咲平と荒川秀俊は、諏訪湖の御神渡の記録から諏訪湖凍結期日表(荒川、1955)を作成した。本論では Lamb が自著の補遺に記載している荒川の凍結期日表(Lamb、1977)を用いることにする。本節では、諏訪湖凍結期日の経年変化に関する分析を行うとともに、気温推定に必要な凍結期日の頻度分布を求めておく。

諏訪湖凍結期日の記録は、1397年12月18日の記録に始まるが、その翌年から45年間欠測が続き、1444年1月7日に再開してからは1954年1月25日までほぼ連続した記録がある。諏訪湖凍結記録を整理して示すと表-I-7のようになる。この表の区間割は降雪記録の区間割と一致している。

表-I-7で“凍結”となっているのは、元の諏訪湖凍結期日表で、凍結したという記録はあるが凍結日が不明、という記録である。また1872~1891

表-I-7 諏訪湖凍結期日表から得られた凍結期日の個数

期間 (年)	1397	1451	1501	1551	1601	1651	1701	1751
	~ 1450	~ 1500	~ 1550	~ 1600	~ 1650	~ 1700	~ 1750	~ 1800
年数	54	50	50	50	50	50	50	50
凍結時期12月	4	14	10	17	15	10	3	7
凍結時期1月	5	32	26	26	34	37	36	35
凍結時期2月	0	3	4	3	1	1	5	2
凍結時期3月	0	0	0	1	0	0	0	0
“凍結”(推定12月)	0	0	0	0	0	0	0	0
“凍結”(推定1月)	0	0	0	0	0	0	0	0
“凍結”	0	0	0	1	0	0	0	2
不凍結	0	1	10	1	0	1	5	4
小計	9	50	50	49	50	49	49	50
欠測	45	0	0	1	0	1	1	0
合計	54	50	50	50	50	50	50	50
欠測/合計(%)	83	0	0	2	0	2	2	0

期間 (年)	1801	1872	1892	合計
	～ 1871	～ 1891	～ 1953	
年数	71	20	62	557
凍結時期 12 月	4	0	14	98
凍結時期 1 月	40	0	41	312
凍結時期 2 月	11	0	4	34
凍結時期 3 月	0	0	0	1
“凍結”(推定 12 月)	0	7	0	7
“凍結”(推定 1 月)	0	3	0	3
“凍結”	5	8	0	16
不凍結	10	2	3	37
小計	70	20	62	508
欠測	1	0	0	49
合計	71	20	62	557
欠測/合計(%)	1	0	0	9

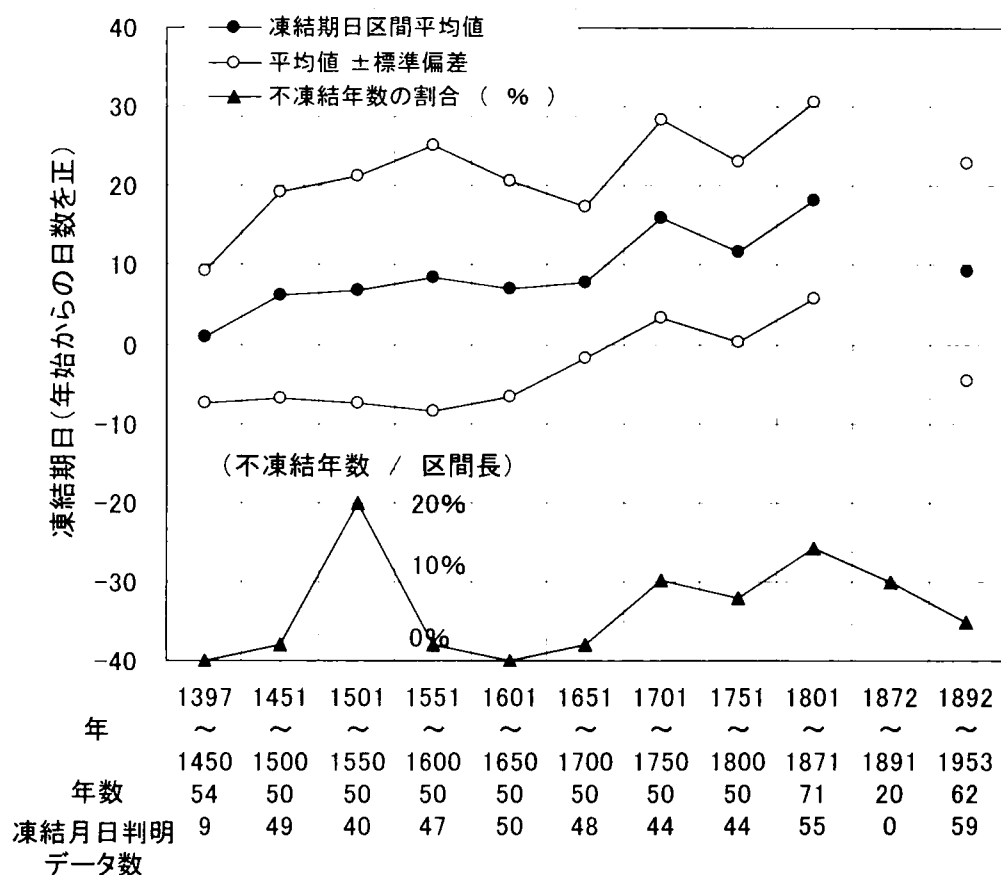
年に見られる“凍結”(推定 12 月)および“凍結”(推定 1 月)は、“凍結”という記録の内、京都の観測気温を用いて凍結月を推定することができた記録を示している。この推定法については後で述べる。諏訪湖凍結期日表には欠測が 49 回あるが、その内の 45 回は初めの部分に集中しており、1451 年以後の欠測は僅か 4 回に過ぎない。このように諏訪湖凍結期日表は、約 500 年にわたる気温変動のかけがえのない記録であるといえよう。また珍しい凍結例としては 1594 年 3 月 4 日の凍結がある。3 月の凍結例は 500 年中でこの一例だけである。

つぎに、諏訪湖凍結期日の経年変化を概観してみる。諏訪湖凍結期日表から、区間ごとの凍結平均日とその標準偏差および不凍結年数の割合を求めると図 - I - 9 のようになる。図の縦軸は、1 月 1 日の 0 時を基準にして、それ以後の凍結日にはプラスの符号を、それ以前の凍結日にはマイナスの符号をそれぞれ付けて目盛っている。なお表 - I - 7 で“凍結”および“凍結”(推定 12 月)、“凍結”(推定 1 月)となっている記録については、凍結日が分からないためにプロットしていない。1872～1891 年区間の線が中断しているのはそのためである。

この図により諏訪湖凍結期日の経年変化を概観してみると、1397～1450 年には平均凍結日は元旦の頃であったが、1451～1700 年にはそれより 1



週間程度遅くなり、1701～1871年にはさらにそれより1週間程度遅くなっている。そして1872～1891年の凍結日の記録中断後は少し早くなって1月10日頃となる。不凍結年の頻度は、1501～1550年区間を別にすると、平均凍結日が遅くなるにつれて増えていく。ところが、1501～1550年区間だけは平均凍結日が前後の区間とほぼ同じであるにもかかわらず、不凍結年頻度だけが増えている。このような不凍結年頻度の増加はあまりにも不自然なことから、この区間の不凍結記録は信憑性に問題ありとされている。そこで本論においても、この問題については諏訪湖凍結記録による気温推定結果を検証していく過程において究明していくことにする。



図－I－9 諏訪湖凍結期日の経年変化(1397～1953年)

気温を推定するための準備として、表－I－7から、凍結の月別生起頻度と不凍結頻度を求めておく。ただし、凍結頻度と不凍結頻度の和を1とする。凍結月不明の“凍結”記録は月別頻度を求める支障となるので、その頻度は区間内の12月から3月の凍結頻度に比例配分しておく。このようにして求めた区間ごとの凍結の月別生起頻度を表－I－8に示す。なおこ

表－I－8 凍結と不凍結の生起頻度

区間	1397	1451	1501		1551	1601	1651	1701
	～	～	～		～	～	～	～
	1450	1500	1550		1600	1650	1700	1750
年数	54	50	50	50	50	50	50	50
12月	0.444	0.280	0.200	0.200	0.354	0.300	0.204	0.061
1月	0.556	0.640	0.520	*0.720	0.542	0.680	0.755	0.735
2月	0	0.060	0.080	0.080	0.063	0.020	0.020	0.102
3月	0	0	0	0	0.021	0	0	0
不凍結	0	0.020	0.200	*0	0.020	0	0.020	0.102
データ数 (欠測を 除く)	9	50	50	50	49	50	49	49
頻度計	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0

区間	1751	1801	1872	1892
	～	～	～	～
	1800	1871	1891	1953
年数	50	71	20	62
12月	0.146	0.062	0.630	0.226
1月	0.732	0.623	0.270	0.661
2月	0.042	0.171	0	0.065
3月	0	0	0	0
不凍結	0.080	0.143	0.100	0.048
データ数 (欠測を 除く)	50	70	20	62
頻度計	1.0	1.0	1.0	1.0

の表では、上述した 1501～1550 年区間の不凍結記録の信憑性について検証を行うために、諏訪湖凍結期日表の記録をそのまま真とした場合の生起頻度と、10 回の不凍結記録をすべて 1 月凍結の誤りと仮想した場合の生起頻度の二通りが示してあり、後者の生起頻度には星印が付してある。この二通りの生起頻度を用いて気温推定を行い、どちらの推定結果が降

雪記録あるいは既往の他の研究結果から得られた気温推定結果とよく整合しているかを検討し、諏訪湖凍結記録の信憑性について結論を得ることにする。

## 第 2 節 諏訪湖凍結記録を用いた京都の冬季気温の推定

諏訪湖周辺の気温が一定の閾値を下まわったときに諏訪湖凍結が生じるものとし、諏訪湖周辺気温と京都気温の間に一定の相関関係があると仮定すると、諏訪湖凍結の閾値を京都の気温で表すことができよう。そこで本節ではまず諏訪湖凍結の閾値を京都の気温で表わすことを試み、ついで諏訪湖凍結期日の早遅、つまり京都気温が閾値を下回る期日の早遅をパラメータにして京都の冬季気温変化を四つのパターンに分類し、その結果を用いて約 500 年間にわたる京都の冬季気温を推定することにする。

凍結の閾値を京都の気温で表すにはつぎのようにすればよい。京都の気温としては 1881 年から諏訪湖凍結期日表の最後の年である 1953 年冬までの観測値を用い、その日最低気温月平均値を諏訪湖凍結月に対応する気温と諏訪湖凍結直前月、つまり未だ諏訪湖が凍結に至っていない月に対応する気温の二つのグループに分ける。諏訪湖凍結月に対応する気温は凍結気温グループ、凍結直前月に対応する気温は不凍結気温グループと名づけておき、各グループに含まれている気温の頻度分布を作る。凍結気温グループの頻度分布については気温の低い方から累加していき、不凍結気温グループの頻度分布については気温の高い方から累加していくと、閾値はこの 2 本の累加曲線の交点の気温として求まることになる。

閾値はこうして容易に求まるが、この閾値を求める過程につぎのような試行錯誤を付け加えることにより、一部の“凍結”記録についてはその凍結月を推定することができる。表 1-7 の 1872~1891 年の 20 年間に“凍結”(推定 12 月)が 7 回、“凍結”(推定 1 月)が 3 回、“凍結”が 8 回、不凍結が 2 回ある。推定 12 月と推定 1 月の 10 回の凍結記録は、もとは 1881 年以降の凍結月日不明の“凍結”記録であった。そこで閾値を求めるにあたり、最初は“凍結”記録を用いずに凍結月の判明している記録だけを用いて閾値を求め、これを閾値の第 1 近似値としておく。ついで、期日不明の“凍結”が生じた冬季に、京都の日最低気温月平均値が閾値の第 1 近似値を下回った最初の月を調べ、その月を期日不明の“凍結”の生じた第 1 推定月とする。この第 1 推定月の日最低気温月平均値を用いて閾値の第 2 近似値を求める。前と同様にして期日不明の“凍結”が生じた月の第 2 推定月が求まる。第 2 推定月が先に求めた第 1 推定月と同じであれば、第 2 推定月を期日不明の“凍結”記録の推定凍結月とし、また閾値の第 2 近似値を閾値の確定値とする。このようにして期日不明の“凍結”記録の凍結月が推定できる。

凍結気温グループと不凍結気温グループに属する日最低気温月平均

値の頻度分布累加曲線を示すと図-I-10のようになる。2本の累加曲線の交点として閾値が求まることがよく分る。図中に示した閾値 $-0.6^{\circ}\text{C}$ は第2近似値として得られた閾値の確定値である。

諏訪湖凍結の閾値が京都の日最低気温月平均値で表せることが分ると、諏訪湖凍結期日表から京都の日最低気温月平均値が閾値 $-0.6^{\circ}\text{C}$ を下回った年月日が分ることになる。そこでつぎに、諏訪湖凍結期日表を用いて、京都の冬季気温を推定する方法について述べる。1881~1953年の各年を諏訪湖12月凍結年グループ、1月凍結年グループ、2月凍結年グループおよび不凍結年グループの四つに分け、各グループに含まれる年に対

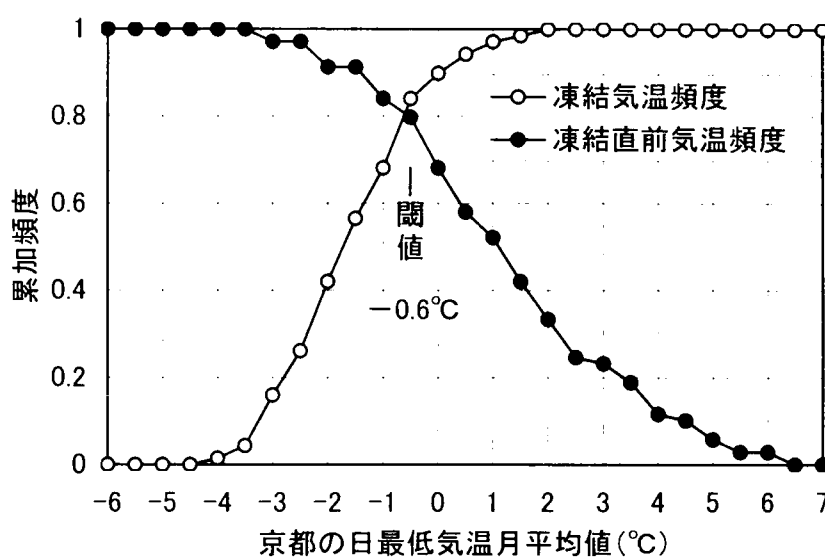
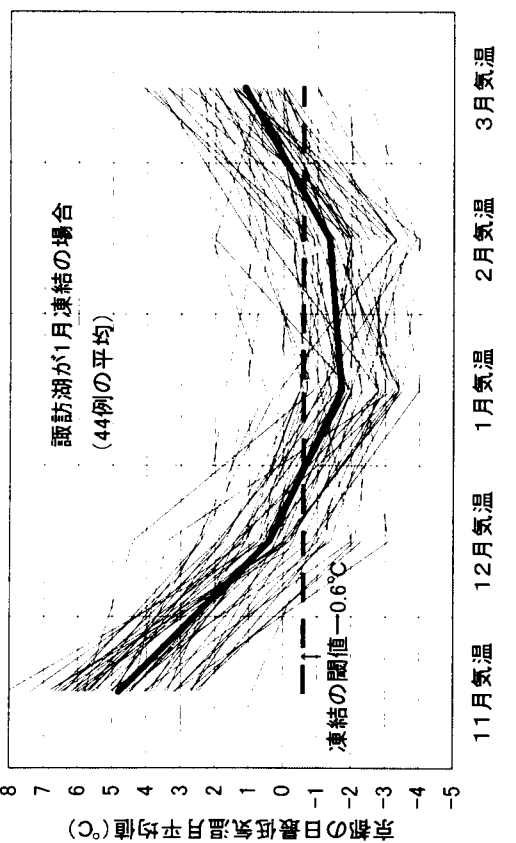
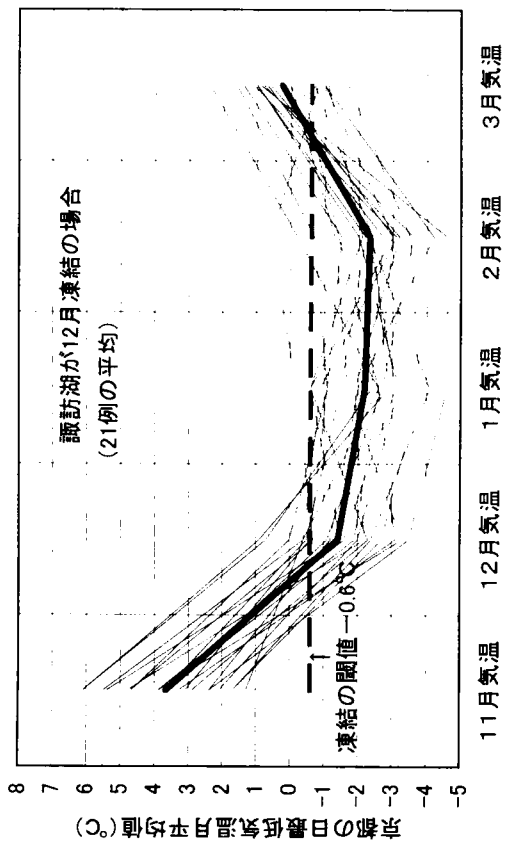
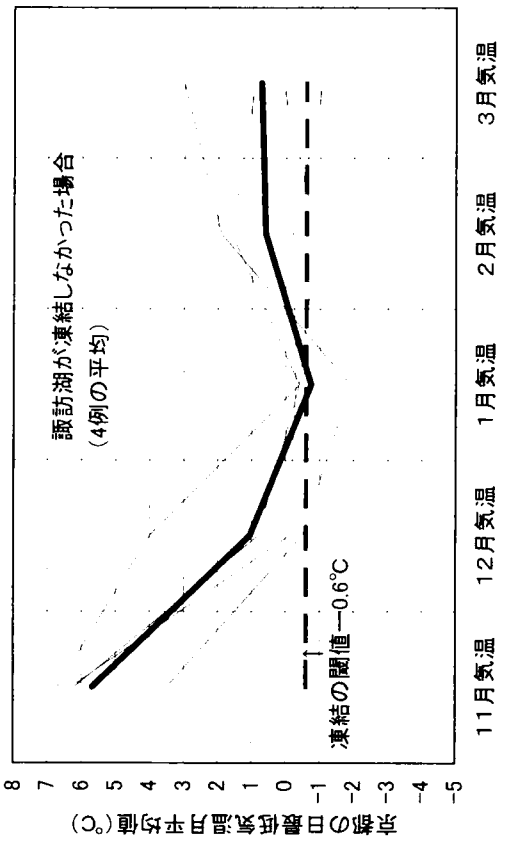
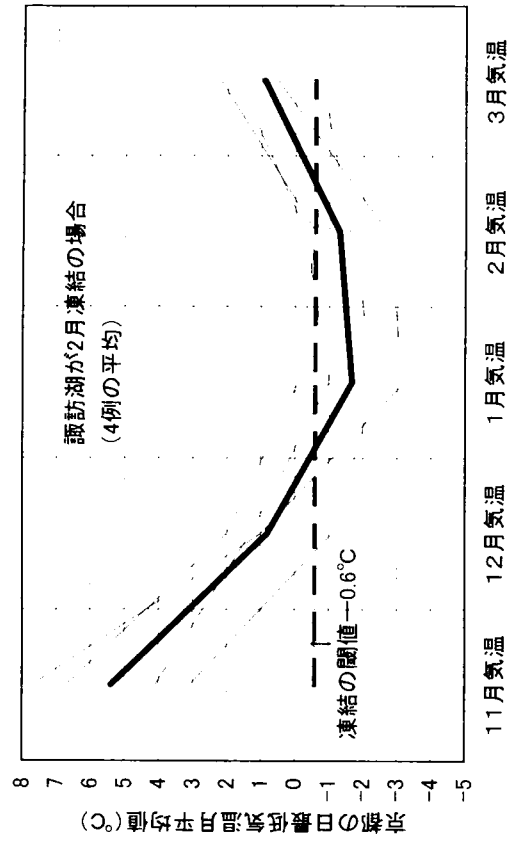


図-I-10 凍結月と凍結直前月の京都気温の頻度分布から求まる凍結の閾値(1881~1953年の不凍結年を除く69年間)

応する冬季の日最低気温月平均値の変化を示すと図-I-11のようになる。この図には、グループごとに冬季気温変化の平均値も示してある。この平均値の変化を見ると、京都の冬季気温の変化が、諏訪湖凍結月をパラメータにして四つのパターンで表されることが分る。

表-I-9は気温推定の便を考えて図-I-11の平均値を表に整理したものである。表-I-8から区間ごとに凍結の月別頻度と不凍結頻度が分り、表-I-9から諏訪湖凍結月別に、あるいは不凍結年に京都で出現する冬季気温の変化パターンが分るから、これら二つの表を組み合わせると京都の冬季の日最低気温月平均値の区間平均値が求まることになる。

こうして求まった京都の冬季気温の区間平均値を示すと表-I-10のようになる。表-I-10の1501~1550年区間には二通りの推定気温が示し



図一I-11 諏訪湖凍結月別に見た京都の冬季気温の変化パターン

表－I－9 諏訪湖凍結月別に見た京都の冬季気温の変化パターン

凍結時期	日最低気温月平均値の変化パターン(°C)				
	11月	12月	1月	2月	3月
12月凍結	3.67	-1.42	-2.20	-2.32	0.27
1月凍結	4.82	0.40	-1.71	-1.35	1.13
2月凍結	5.40	0.80	-1.68	-1.30	0.90
不凍結	5.68	1.05	-0.75	0.60	0.73

である。これは諏訪湖凍結期日表の記録をそのまま正しいとして求めた気温と、不凍結記録をすべて1月凍結の誤りと仮想して求めた気温であり、後者の値には星印が付してある。

表－I－10の1872～1891年と1892～1953年区間にも二通りの値が示してある。これは諏訪湖凍結記録を用いて推定した気温と観測気温の二通りである。両者を比較することにより本論の気温推定法を検証することができる。

1872～1891年の区間ではすべての月で凍結記録による推定気温の方が観測気温を上回っており、その差の平均は0.32°Cとなっている。この値は、前の降雪記録による差の平均の0.46°Cよりも0.14°C小さく、この区間の凍結記録による推定気温は降雪記録による推定気温よりも精度が高いことが分る。凍結記録による推定気温と観測気温の差を月別に見てみると、差の最も大きいのは1月で0.68°Cとなっている。一方、1月の降雪記録による推定気温と観測気温の差は0.72°Cであったからその差は0.04°Cであり、1月については推定法のちがいによる気温の差は小さい。

1892～1953年の区間では、凍結記録による推定気温と観測気温の差の平均は0.06°Cとなっている。降雪記録による推定気温との差の平均は0.12°Cであったから前者は後者の1/2となっている。凍結記録による推定気温と観測気温の差を月別に見てみると、差の最も大きいのは12月で0.13°Cとなっている。一方、降雪記録による推定気温と観測気温の差は0.18°Cであったからその差は0.05°Cであり、12月についても1月の場合と同様に推定法のちがいによる気温の差は小さい。

以上見てきたように、1872～1891年区間の凍結記録による推定誤差が大きくなったのは、この20年間の凍結記録のうち18年間は期日不明の“凍結”記録であり凍結月を推定できたものはその内の10年分に過ぎず、また気温観測記録も20年間のうちで1881年以後の11年分しかないことなど

によるものと思われる。一方、1892～1953年の区間の推定誤差が小さくなったのは、欠測のない凍結記録、降雪記録および観測気温が得られたことによるものと思われる。

表－I－10 諏訪湖凍結期日を用いて推定した京都の冬季の日最低気温月平均値の区間平均値（℃）

	区間 (年)	1397	1451	1501		1551	1601	1651	1701
		～ 1450	～ 1500	～ 1550	*	～ 1600	～ 1650	～ 1700	～ 1750
凍結 記録 より	11月	4.31	4.55	4.80	*4.63	4.36	4.48	4.61	4.89
	12月	-0.41	-0.07	0.20	*0.07	-0.21	-0.14	0.05	0.40
	1月	-1.93	-1.83	-1.61	*-1.81	-1.83	-1.86	-1.79	-1.64
	2月	-1.78	-1.58	-1.15	*-1.54	-1.62	-1.64	-1.51	-1.21
	3月	0.75	0.87	0.86	*0.94	0.78	0.87	0.94	1.01
	平均	0.19	0.39	0.62	*0.46	0.30	0.34	0.46	0.69

	区間 (年)	1751	1801		1872	1892
		～ 1800	～ 1871		～ 1891	～ 1953
凍結 記録 より	11月	4.74	4.97		4.18(4.06)	4.64(4.65)
	12月	0.20	0.45		-0.68(-0.90)	-0.05(0.08)
	1月	-1.70	-1.60	( )内は	-1.92(-2.60)	-1.77(-1.68)
	2月	-1.33	-1.12	気温観測値	-1.77(-2.02)	-1.47(-1.44)
	3月	0.96	0.98		0.55(0.20)	0.90(0.95)
	平均	0.57	0.74		0.07(-0.25)	0.45(0.51)



## 第 5 章 11 世紀以後の京都の冬季気温変動

### 第 1 節 京都の冬季気温変動

降雪記録による推定気温と凍結記録による推定気温を用いて、11 世紀以後の京都の冬季気温変動を概観してみよう。表 - I - 6 と表 - I - 10 の推定気温から冬季の平均気温を求めて図示すると、図 - I - 12 のようになる。ただし、凍結記録からの最初の推定値となる 1397 年の値は 1401～1450 年区間に入れておく。また 1501～1550 年区間には、諏訪湖凍結記録をそのまま正しいとして推定した点と、10 回の不凍結記録をすべて 1 月凍結の誤りと仮想して推定した点の二通りの値があるので、前者を黒丸で、後者を三角で示すことにした。

諏訪湖凍結データの少ない 1401～1450 年区間を除き、また 1501～1550 年区間の黒丸のみを用いて降雪記録と凍結記録による推定気温の差の平均値を求めると  $0.13^{\circ}\text{C}$  となり、推定法のちがいによる気温の差は小さいことが分る。図 - I - 12 を用いて、1001～1953 年までの 953 年間の冬季気温の変動について見てみると、1101～1300 年の 200 年間は比較的温暖で、1301～1700 年の 400 年間は比較的寒冷であるが、途中 1501～1550 年の 50 年間には温暖な期間が出現している。1701～1871 年の 170 年間

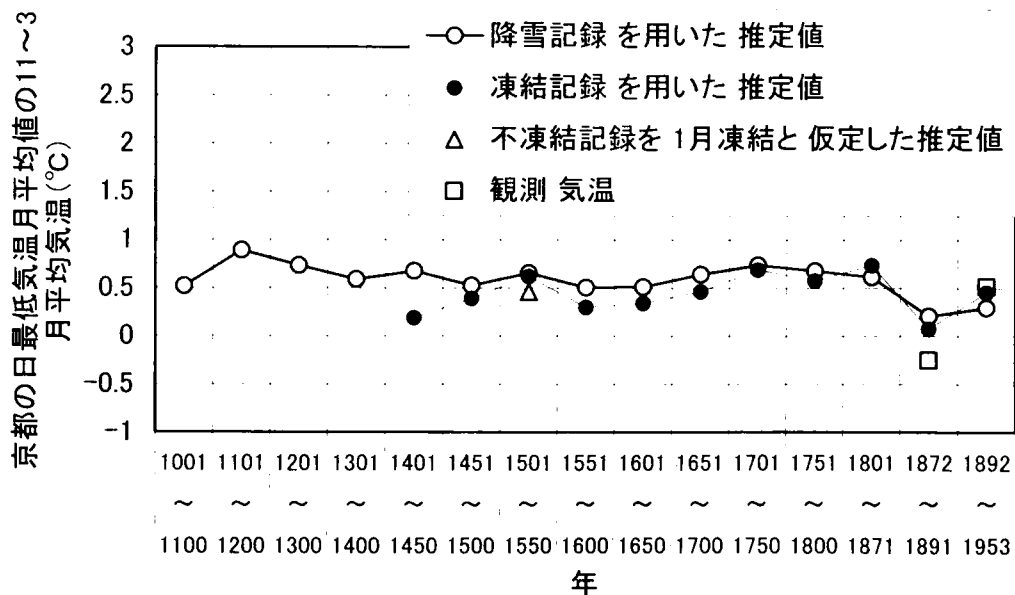


図 - I - 12 降雪記録と凍結記録により推定した京都の日最低気温月平均値の 5 ヶ月平均気温

は比較的温暖な期間が続くが、その後 1872～1891 年の 20 年間にはこの 953 年間で最も寒冷な期間が出現している。1892～1953 年には気温は少し回復するが、それでもなお 1651～1700 年並みの比較的寒冷な気温に留まっており、我々の経験した 20 世紀前半の冬季気温は、この 953 年間でも比較的寒冷な時期に属していたということになる。

1501～1550 年区間の凍結記録による推定気温では、黒丸で示した気温は前後の区間の気温よりも高くなっているが、三角で示した気温は前後の気温と変りがない。一方、この区間の降雪記録による推定気温は、前後の区間の推定気温より僅かに高くなっている。すなわち、諏訪湖凍結期日表の記録をそのまま正しいとして推定した気温の方が降雪記録による推定気温とよく整合していることが分る。

つぎに、降雪記録と凍結記録から得られた推定気温の区間平均値を月ごとに示すと、図－I－13(a)～(e)のようになる。図中の鎖線は、それぞれの区間平均値をすべて平均したものである。また四角で表した点は観測気温を示す。このままでは気温変動の特徴が分りにくいので、区間平均値の変動を推計上のばらつきと有意な気温変動に分けることにし、区間平均値に t 検定を施すことにする。帰無仮説：「区間平均値は、全区間平均値を母平均とする母集団からの標本平均とみなすことができる。」をたて、有意水準  $\alpha = 0.05$  (両側) を定めて、帰無仮説が棄却される場合の区間平均値を有意な気温変動とし、逆に帰無仮説が棄却されない場合の区間平均値を推計上のばらつきとする。図－I－13(a)～(e)では、有意な変動と判定された区間平均値は灰色または黒色で、推計上のばらつきと判定された区間平均値は白色でそれぞれ示してある。

図－I－13(a)は 11 月の気温変動を示す。t 検定の結果、降雪記録による推定気温では 2 区間で気温上昇を検出し、凍結記録による推定気温では 4 区間で気温上昇、2 区間で気温低下を検出している。1501～1550 年区間には三つの点がプロットしてある。前後の区間の点と線で繋いだ二つの点は、降雪記録による推定気温と諏訪湖凍結記録を真とした場合の推定気温であり、線で繋いでいない方の点は不凍結記録を 1 月凍結の誤りとした場合の推定気温である。線で繋いだ二つの推定気温ではともに有意な気温上昇を検出しているが、線で繋いでいない推定気温では有意な気温変動を検出していない。

図－I－13(b)は 12 月の気温変動を示す。t 検定の結果、降雪記録による推定気温では 3 区間で気温上昇を検出し、凍結記録による推定気温では 3 区間で気温上昇、1 区間で気温低下を検出している。1501～1550 年区間では、降雪記録による推定気温からは有意な気温上昇を検出してい

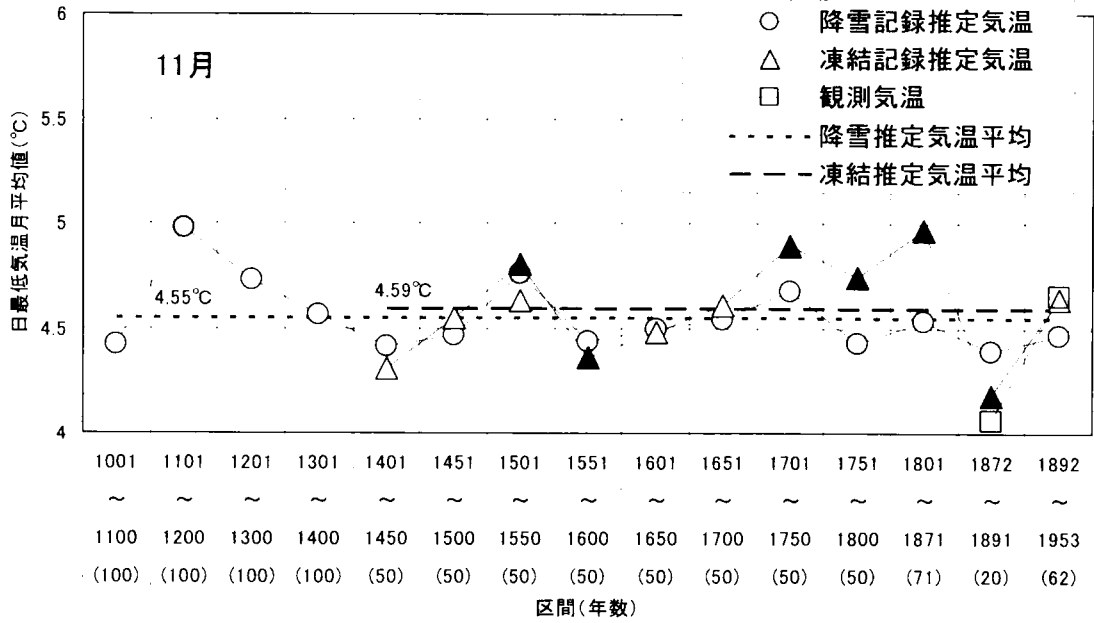


図 - I - 13(a) 冬季気温の推定結果(11月)

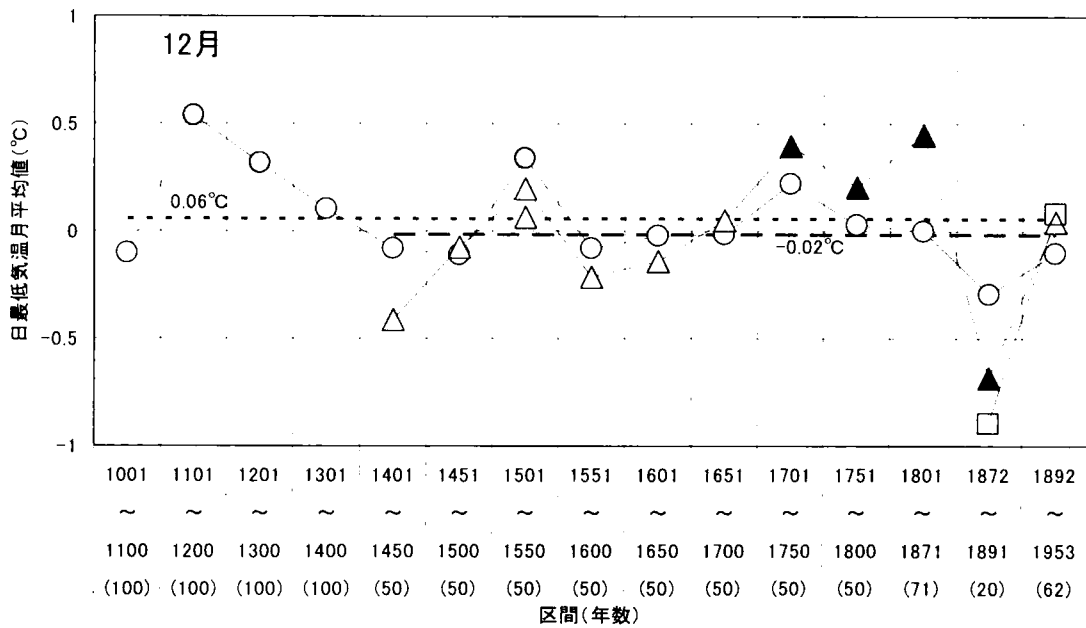
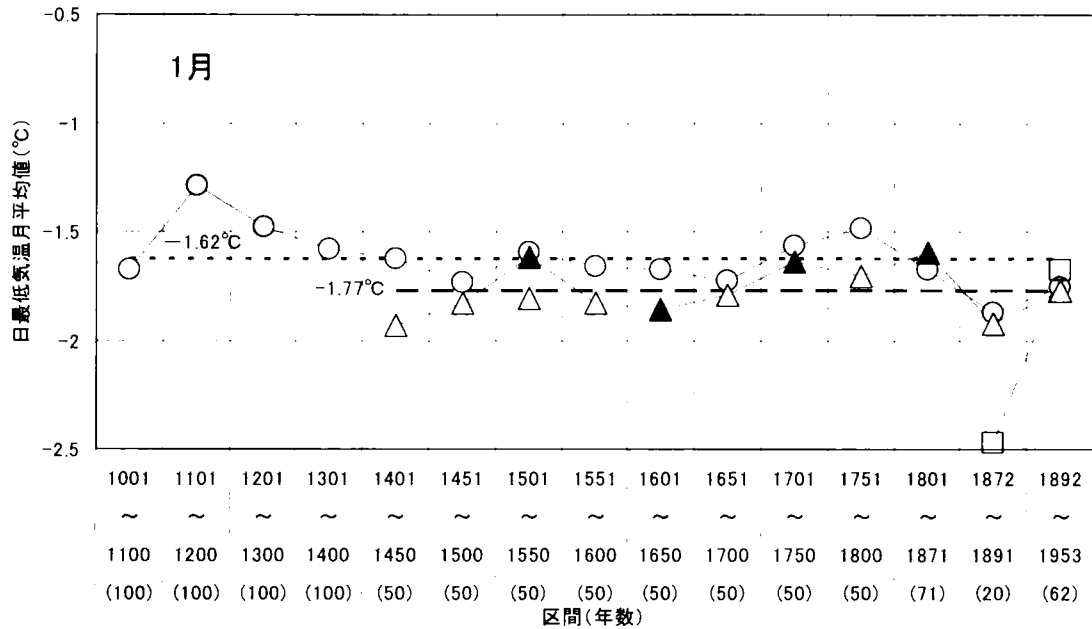


図 - I - 13(b) 冬季気温の推定結果(12月)

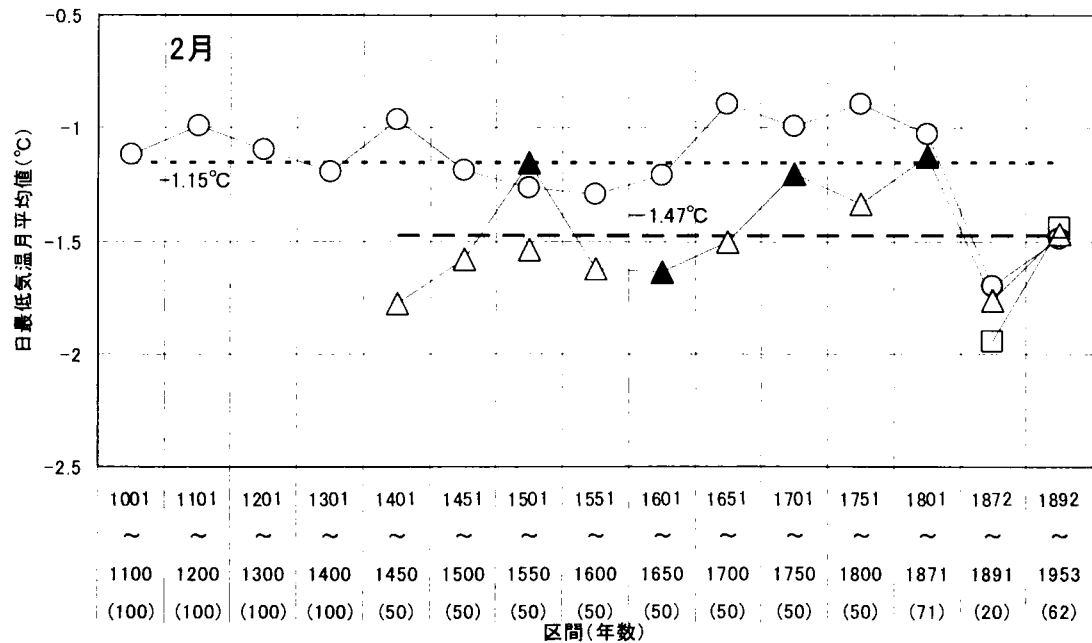
るが、凍結記録の推定気温からは有意な気温変動を検出していない。

図 - I - 13(c) は 1 月の気温変動を示す。t 検定の結果、降雪記録による推定気温では 2 区間で気温上昇、2 区間で気温低下を検出している。凍

結記録による推定気温では、3 区間で気温上昇、1 区間で気温低下を検出している。1501～1550 年区間では、降雪記録による推定気温からは有意な気温変動を検出していないが、凍結記録による推定気温からは、凍結記録を真とした場合には気温上昇を検出し、凍結記録を誤りとした場合には有意な気温変動を検出していない。



図一 I - 13(c) 冬季気温の推定結果(1月)



図一 I - 13(d) 冬季気温の推定結果(2月)

図-I-13(d)は、2月の気温変動を示す。t検定の結果、降雪記録による推定気温では2区間で気温低下を検出し、凍結記録による推定気温では3区間で気温上昇、1区間で気温低下を検出している。1501~1550年区間では、降雪記録による推定気温では有意な気温変動を検出していないが、凍結記録による推定気温では、記録を真とした場合には気温上昇を検出し、記録を誤りとした場合には有意な変動を検出していない。また、鎖線で示したように、降雪記録による推定気温の全区間平均値は $-1.15^{\circ}\text{C}$ で、凍結記録による推定気温の平均値は $-1.47^{\circ}\text{C}$ である。その差は $0.32^{\circ}\text{C}$ となり、これは11月から3月のなかで最大である。

図-I-13(e)は、3月の気温変動を示す。t検定の結果、降雪記録による推定気温では2区間で気温低下を検出し、凍結記録による気温変動では3区間で気温上昇、1区間で気温低下を検出している。1501~1550年区間では、いずれの推定値においても有意な気温変動を検出していない。鎖線で示したように降雪記録による推定気温の全区間平均値は $1.13^{\circ}\text{C}$ で、凍結記録による推定気温の平均値は $0.86^{\circ}\text{C}$ である。その差は $0.27^{\circ}\text{C}$ となり2月について大きい。

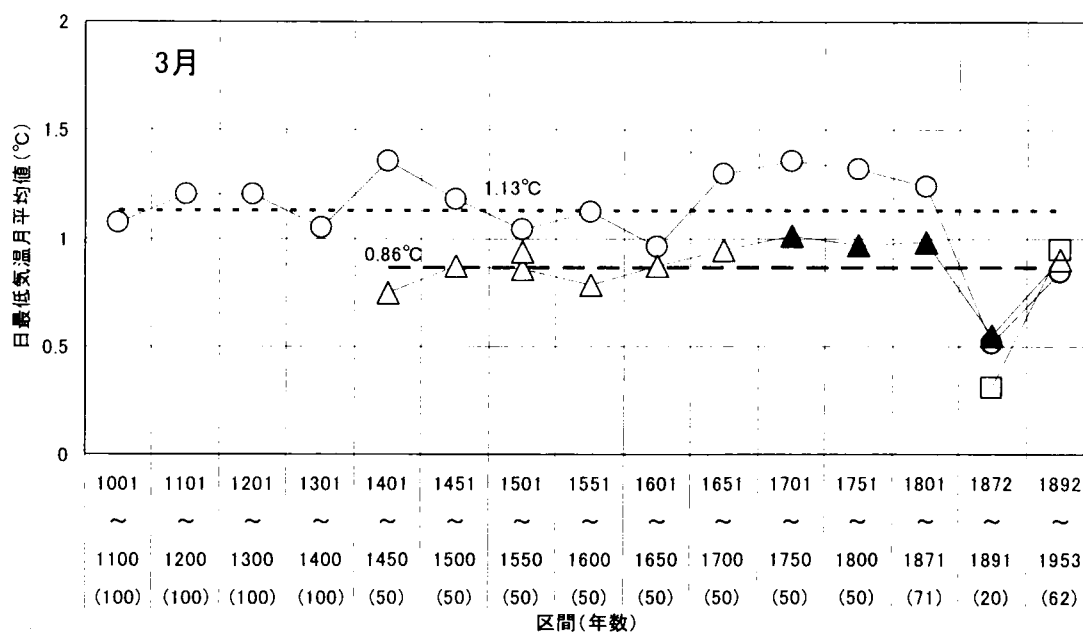


図-I-13(e) 冬季気温の推定結果(3月)

以上、図-I-13(a)~(e)の有意変動点に着目して11世紀以後の京都の冬季気温変動を概観してきたが、これでもなお気温変動の特徴を理解するのは難しい。そこで変動の状況をさらに分りやすくするために、11世

紀以後の気温変動を定性的な一つの図に集約して提示することを考える。

図-I-13(a)~(e)の有意変動点の内、平均値より大きい側に変動している点にはプラス符号を付け、小さい側に変動している点にはマイナス符号を付けることにし、プラスの点の個数とマイナスの点の個数を区間ごとにまとめると表-I-11のようになる。表の1501~1550年区間には、凍結記録を誤りとした場合の有意変動点の数は0となっているので省略し、諏訪湖凍結記録を真とした場合の数だけが示してある。また1954~1999年区間の変動点の数は観測値から新たに求めたものである。

表-I-11 有意な変動点の数

区間 (年)	1001 ~ 1100		1101 ~ 1200		1201 ~ 1300		1301 ~ 1400		1401 ~ 1450		1451 ~ 1500		1501 ~ 1550		1551 ~ 1600	
	降 雪	凍 結	降 雪	凍 結	降 雪	凍 結	降 雪	凍 結	降 雪	凍 結	降 雪	凍 結	降 雪	凍 結	降 雪	凍 結
11月	0	推	+1	推	0	推	0	推	0	0	0	0	+1	+1	0	-1
12月	0	定	+1	定	+1	定	0	定	0	0	0	0	+1	0	0	0
1月	0	値	+1	値	+1	値	0	値	0	0	0	0	0	+1	0	0
2月	0	な	0	な	0	な	0	な	0	0	0	0	0	+1	0	0
3月	0	し	0	し	0	し	0	し	0	0	0	0	0	0	0	0
点数 合計	0		+3		+2		0		0		0		+5		-1	

区間 (年)	1601 ~ 1650		1651 ~ 1700		1701 ~ 1750		1751 ~ 1800		1801 ~ 1871		1872 ~ 1891		1892 ~ 1953		1954 ~ 1999	
	降 雪	凍 結	降 雪	凍 結	降 雪	凍 結	降 雪	凍 結	降 雪	凍 結	降 雪	凍 結	降 雪	凍 結	降 雪	凍 結
11月	0	0	0	0	0	+1	0	+1	0	+1	0	-1	0	0	+1	+1
12月	0	0	0	0	0	+1	0	+1	0	+1	0	-1	0	0	+1	+1
1月	0	-1	0	0	0	+1	0	0	0	+1	-1	0	-1	0	+1	+1
2月	0	-1	0	0	0	+1	0	0	0	+1	-1	0	-1	0	+1	+1
3月	0	0	0	0	0	+1	0	+1	0	+1	-1	-1	-1	0	+1	+1
点数 合計	-2		0		+5		+3		+5		-6		-3		+10	

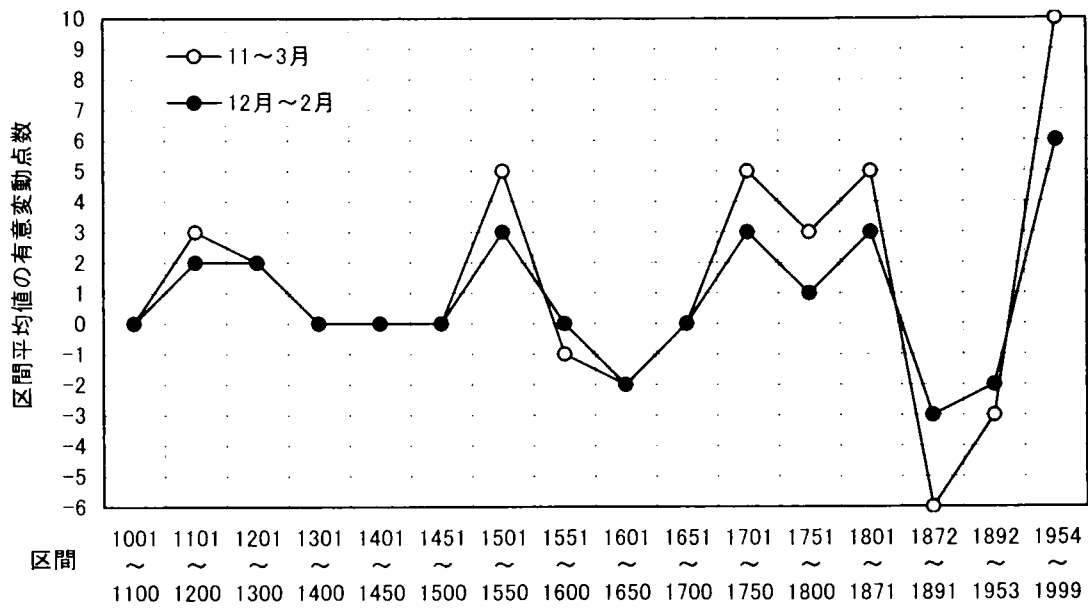


図 - I - 14 有意変動点の数

表 - I - 11 を図示すると図 - I - 14 のようになる。この図は、降雪記録と凍結記録を用いて推定した11世紀以後の京都の冬季気温変動を定性的に図示したものといえよう。なお、この図では冬季間を11月～3月の5ヵ月とした場合と12月～2月の3ヵ月とした場合の二通りの気温変動が示してある。両者の間に差はほとんどない。

## 第 2 節 京都とヨーロッパの冬季気温変動の比較

本節ではまず観測気温を用いて京都と中部イングランドの気温変動を比較し、両地点の変動がよく似ていることを示す。その後京都とヨーロッパの古気候の気温変動を比較し、本論の推定結果を検証するとともに京都とヨーロッパの気温変動の特徴と両者の関係について述べる。

中部イングランドについては 1659～1953 年の 3 ヶ月平均気温と年平均気温の観測値 (Lamb, 1977) が与えられているが、京都については 1881 年以後の観測値しかないので、両者の統計期間をそろえるために京都の観測値の前に本論で得られた 1651～1880 年の推定値を継ぎ足すことにする。

1651～1953 年の京都の冬季気温変動は図 - I - 12 あるいは図 - I - 14 に示したとおりである。中部イングランドの区間分割を京都のそれに一致させた上で、中部イングランドの 3 ヶ月平均気温と年平均気温の区間平均値を求め、それぞれの区間平均値からの偏差を求めて図示すると、図 - I - 15 のようになる。

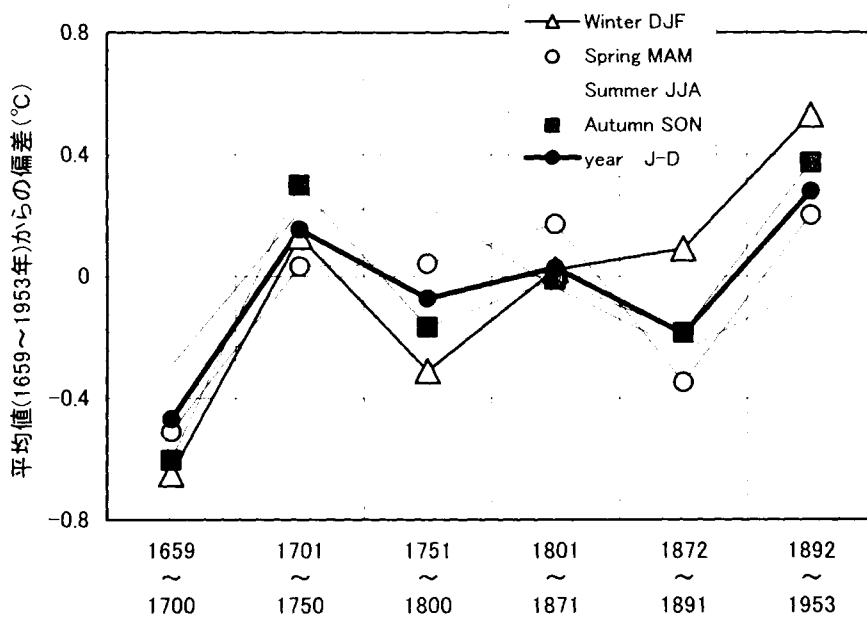


図 - I - 15 中部イングランドの観測気温の変動

図 - I - 15 を見ると、中部イングランドの 1659～1953 年の年平均気温と 9～11 月の 3 ヶ月平均気温が鋸歯状変動をしていることが分る。そこで図 - I - 12 または図 - I - 14 に示した 1651～1953 年の京都の気温変動を見ると、これもまた同様の鋸歯状変動をしていることが分る。つまり、京都の冬



季気温変動と中部イングランドの9～11月の3ヵ月平均気温および年平均気温の変動が互いに大変よく似た変動を繰り返しているということが分る。中部イングランドのその他の3ヵ月平均気温で京都の変動と異なっているのは、12～2月の3ヵ月平均気温で1872～1891年の気温低下が明瞭でない点と、6～8月の3ヵ月平均気温で1751～1800年に気温低下が見られない点の二点である。

さてつぎに、京都とヨーロッパの古気候の気温変動の比較を行おう。ヨーロッパの冬季の推定気温としては、12世紀以後のブリテン、ジャーマニ、ロシアの暖冬/厳冬インデックス(Lamb, 1966)を用いることにし、京都の冬季の推定気温としては、前節の図-I-14を用いることにする。暖冬/厳冬インデックスとは、10年間の12月、1月、2月の合計月数30ヵ月の内、疑いの余地なく暖かかった月数から疑いの余地なく寒かった月数を差し引いた値であり、暖冬/厳冬インデックスが負であればその10年間は平均より寒かったことになり、正であれば平均より暖かかったことになる。ヨーロッパの暖冬/厳冬インデックス推定地点は、ほぼ北緯50°、東経0°～35度の範囲であり、京都はこれより少し南で、ほぼ北緯35°、東経136°に位置している。ヨーロッパの暖冬/厳冬インデックスは、12月、1月、2月の気温変動を定性的に表すものであるから、京都についても12月、1月、2月の気温変動を定性的に表す図-I-14を用いて比較することにする。ヨーロッパの暖冬/厳冬インデックスと京都の図-I-14を区間分割を揃えて一つにまとめると、図-I-16、図-I-17および図-I-18のようになる。これらの図では、図-I-14の有意変動点の数を京都インデックスと書くことにした。

図-I-16を用いて京都とブリテンの気温変動が似ている点を挙げる

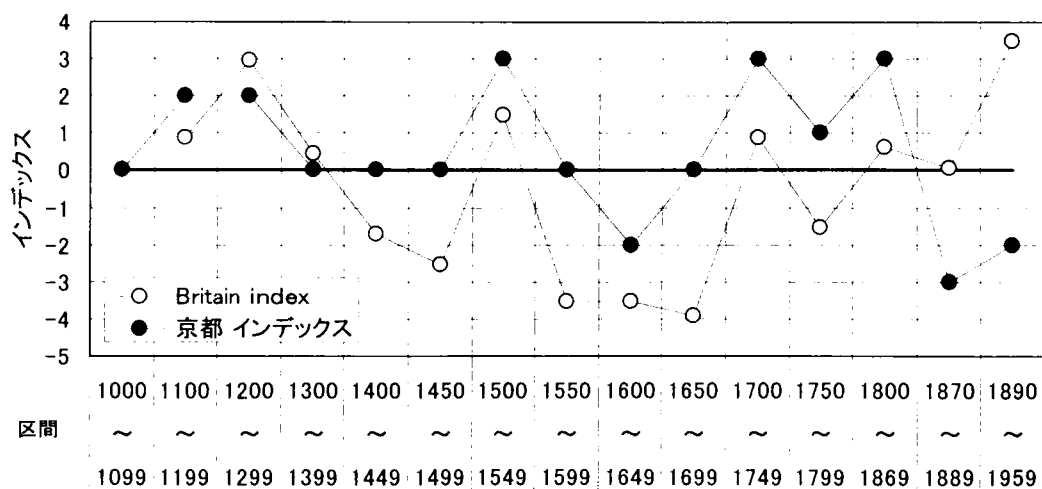


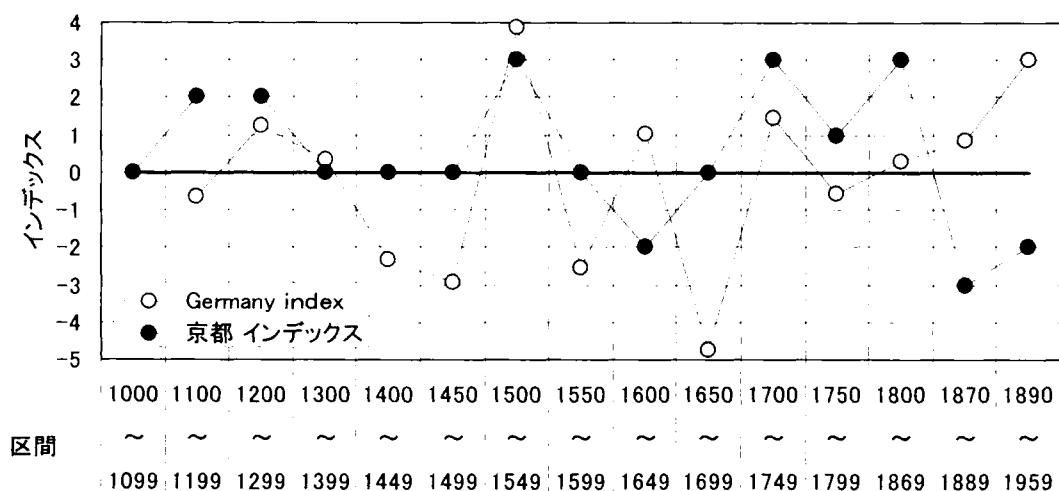
図-I-16 京都とブリテンの冬季気温変動の比較

と、1100～1299年、1500～1549年、1700～1749年、1800～1869年および1890～1959年の気温上昇と、1600～1649年、1750～1799年および1870～1889年の気温低下がある。小氷期と称される寒冷期は、ブリテンでは1500～1549年の温暖期を挟んでその前後250年にわたっているが、京都では1500～1549年の温暖期の後1600年からの僅か50年にしか過ぎない。両者の気温変動を比べると、気温上昇変動についてはよく同期していると思われるが、気温低下変動については、ブリテンに見られても京都では見られないという場合が多いようである。

さて図－I－16 から、諏訪湖凍結記録の信憑性を問題にしている 1500～1549 年区間では、京都とブリテンの両地点で明瞭な気温上昇が見られることが分る。この区間の京都の気温上昇が諏訪湖の 10 回の不凍結記録を正しいとして導かれた結果であることを考えると、諏訪湖凍結記録は正しい記録であると結論できよう。

図－I－17は京都とジャーマニの比較である。似ている点は1200～1299年、1500～1549年および1700～1749年の気温上昇と1750～1799年の気温低下であり、異なっている点は1400～1499年、1550～1599年および1650～1699年でジャーマニのみに顕著な気温低下が見られる点と1600～1649年にジャーマニでは気温上昇が、京都では気温低下がそれぞれ見られる点である。

図－I－18 は京都とロシアの比較である。1500～1549年の気温上昇は、京都、ブリテン、ジャーマニで共通して見られるが、ロシアでは50年遅れて1550～1599年に見られている。



図－I－17 京都とジャーマニの冬季気温変動の比較

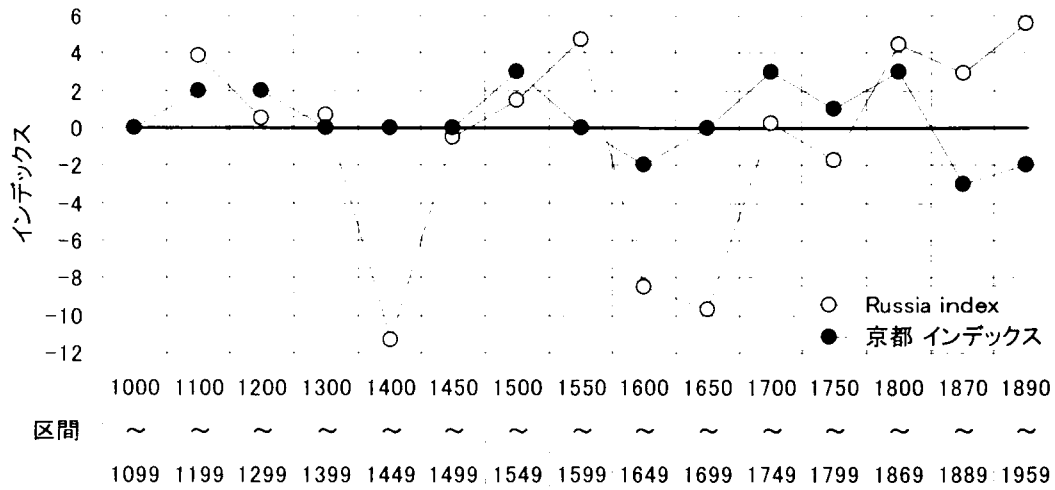


図 - I - 18 京都とロシアの冬季気温変動の比較

以上、11 世紀以後の京都の冬季気温変動を 12 世紀以後のブリテン、  
 ジャーマニ、ロシアの冬季気温変動と比較し、京都の気温変動がこれら三  
 地点の気温変動と多くの類似点と相異点をもつことが明らかとなった。この  
 ような比較をすることにより、本論の京都の冬季気温推定結果を検証すると  
 ともに、大スケールの時空間における気温変動の広がりについても有意義  
 な知見を得ることができた。

## 第 6 章 まとめ

第 I 編では、古記録を用いて京都の冬季気温を推定する方法を研究した。本論で用いた古記録は、京都で記された日記体の古記録と諏訪湖の御神渡の記録である。京都で記された古記録を用いることにしたのは、京都には古記録が豊富に遺されており収集が容易だからであり、御神渡の記録を用いることにしたのは、これが神事の記録であり信憑性が高いと考えたからである。

しかし、古記録の天候記録は、記録者の主観的な記録であるから、近代的な観測記録とは異質のものである。したがってこのような記録から、気温推定に有用なデータを抽出するにはさまざまな工夫が必要となる。本論では、古記録の“初雪”は必ずしも真の初雪とは限らないとの立場から、古記録からあらためて初雪を一定の方法により抽出し直すことにしたが、これも工夫の一つである。

御神渡の記録は、諏訪湖凍結の記録である。この記録からは、年 1 回の諏訪湖凍結期日が得られるだけであるが、この年 1 回の凍結期日を手掛りにして遠く離れた京都の冬季気温を推定するには、やはりさまざまな工夫が必要である。諏訪湖凍結の閾値を京都の気温で表し、諏訪湖凍結期日が分ると直ちに京都の冬季気温の変化パターンが分るようにしたのも工夫の一つである。

本論で提案した古記録の降雪記録を用いる気温推定法は豊富な古記録のあることが前提となるが、京都以外の冬季気温の推定法にも適用することができる。また、諏訪湖凍結記録を用いる気温推定法も、閾値が推定対象地点の気温で表せることが前提となるが、京都以外の冬季気温の推定にも適用することができる。特に後者の推定法は 1953 年以前の気温観測値を用意するだけで容易に推定結果を得ることができるから、利用可能な機会は多いと思われる。

古気候の推定法には、本論で提案した方法以外にもさまざまなものがあるが、推定結果の時間、場所、平均方法が明らかで、かつ他の研究結果と比較することが容易なものが良い推定法であるといえよう。本論で提案した推定法では、これらの点を常に明らかにするよう努めた。

本論では 11 世紀以後 880 年間にわたる冬季気温を定量的に推定したが、長期間の気温変動を分かりやすく提示するためには、定量的表現よりも定性的表現の方が適していると考え、定量的な推定結果をもとにして区間ごとの有意変動点の数を求め、その変動点の数により 1000 年間の変動の様子を定性的に表現することにした。このような定性的表現法を見出したこ

とにより、本論の京都の冬季気温推定結果をブリテン、ジャーマニ、ロシアの冬季気温推定結果と比較することが可能となり、京都とこれら三地点の気温変動の特徴とその類似点と相違点を明らかにすることができた。このようにして本論の推定結果を検証するとともに、あわせて大スケールの時空間における気温変動についてさまざまな知見を得ることができた。

## 第 II 編 古記録を用いた京都の降水量の推定

## 第 II 編 古記録を用いた京都の降水量の推定

### 第 1 章 はじめに

第 II 編では、古記録を用いて 11 世紀以後の京都の降水量を推定する方法を研究し、京都の月降水量と年降水量が過去 1000 年間にどのように変動してきたかを明らかにする。

現在の京都の降水量は 6 月と 9 月に多く、その他の月には少ない。また、冬季降水量は多くはないが初雪が 12 月、終雪は 3 月頃に見られ、その間に降雪、積雪、融雪の過程が繰り返されることがある。このような月降水量の季節変化や冬季の降雪量あるいは年間の降水量は、京都の社会、経済、文化を育んできた気候、風土の重要な構成要素である。

したがって、京都の降水量がどのように変化して現在に至っているのか、また現在進行中の地球温暖化の影響により今後どのように変化していくのかといった問題は、河川工学、水資源工学など自然科学上の問題だけにとどまらず人文科学上の重要な問題でもある。

地球温暖化の影響により、降水量の時間分布、空間分布がどのように変化していくかを予測するためには、緒論でも述べたように、降水量の自然変動を適切に表現できる気候シミュレーションモデルを作り、そのモデルに地球温暖化ガスなどの人為的影響を入力し、降水量がどのように変化していくかを調べなければならない。気候シミュレーションモデルが降水量の自然変動を適切にシミュレートしているかどうかを検証するためには、温暖化ガスなどの人為的影響を受ける以前の、つまり自然のままの状態で生じたと思われる降水量変動を知ることが必要となってくる。

京都の降水量観測は 1881 年に開始されたが、この観測値は既に温暖化による気候変動の影響を受けている可能性があるとされている。したがって、降水量の自然変動を知るためには観測開始以前の降水量を何らかの方法により推定する必要がある。

降水量推定のための手掛かりとしては、樹木の年輪幅の変化や古記録が用いられるが、本論ではつぎのような点を考慮して、古記録を用いることにした。すなわち、年輪については年輪形成が降水量と気温の両方の影響を受けるため、年輪幅の変化から気温の影響を除外して降水量を推定するのはなかなか難しいこと、年輪の時間分解能は 1 年であること、試料収集が難しいことなどの問題点があるが、古記録は、降水量に関する情報を抽出するのが容易であること、時間分解能が 1 日であること、京都には古記録が豊富に存在し、収集も容易であることなどの利点があるからである。

しかしながら、古記録にも古記録特有の問題点がある。古記録の日々の天候や降水量の記録は、記録者の主観的、定性的な記録であるから、その表現、内容については個人差が大きく一様性に欠けている。本論のように880年にもおよぶ降水量を推定しようとする場合には、数多くの古記録を収集し、それらをつなぎ合わせて利用することになるので、なおのこと一様性の欠けた資料を扱わざるを得ないことになる。

古記録を用いた従来の降水量推定法では、古記録の天候表現と降水量との間に一対一の関係を見出しておき、古記録の天候記録をその関係にあてはめて降水量を推定するという方法がとられることが多かったが、長期間の降水量を推定する場合には、さきに述べたような理由により、このような推定法を用いることは困難である。そこで本論では、このような古記録の利用法を根底から改めることにし、古記録からは降水に関する最小限の情報だけを抽出して利用することにした。この推定法では、古記録から得られる情報量が最少になるという不利益が生じる反面、記録期間が重複した古記録であっても、また欠測や欠落の多い古記録であっても、すべての古記録が利用できることになり、しかもその結果、データの一様性が向上するという大きな利益がもたらされることになった。

古記録および観測記録から得られる降水情報の最小単位は降水の有無である。一日のうちで降水がみられた日を1、みられなかった日を0で表すことにすると、古記録および観測記録の天候記録を1と0の二値時系列に変換することができる。本論では、この二値時系列と観測記録の降水量時系列を用いて、つぎの三段階に分けて古気候の降水量を推定する。

すなわち第一段階では、観測記録を区間分割しその分割記録から月降水日数割合および月降水量を求める。ついで月降水日数割合および月降水量がそれぞれ正規分布または対数正規分布に従うことを確かめたうえで、同月の月降水日数割合と月降水量の間に成り立つ回帰式を求めておく。観測記録から得られたこれらの回帰式は、古記録の月降水日数割合と月降水量の間でも成り立つものとする。

第二段階では、古記録から得られた二値時系列を、第一段階で観測記録の分割に用いた区間長と同じ長さで分割し、その分割した二値時系列に含まれる1月から12月までの月降水日数割合の区間平均値と標準偏差を求めておく。

第三段階では、第二段階で得られた古記録の月降水日数割合の区間平均値と標準偏差を第一段階で得られた回帰式にあてはめ、古気候の月降水量の区間平均値と標準偏差を推定する。

このような推定法には予め検討しておかなければならない基本的な問題



が二、三ある。まず、古記録から得られる月降水日数割合の一様性をどのようにして確保するかという問題である。古記録の月降水日数割合は二値時系列の1の回数できまり、1の回数は古記録の記録者が降水有りと判定した日の数できまるから、降水有りの判定基準が記録者ごとに異なっていると同じ場所で同じ天候を観察しても記録者ごとに月降水日数割合が異なってくる。しかしながら、降水量推定に用いる月降水日数割合は、古記録の記録者に共通の降水有りの判定基準に基づいた月降水日数割合でなければならない。古記録からこのような月降水日数割合を直接得ることは難しいので、これに代わるものとしてつぎのような近似値を用いることにする。まず、期間の重複をいとわず記録者の異なる古記録を多数収集し、同一年月の記録を一つにまとめて一連の長い二値時系列を作る。これをベルヌーイの試行列と考えて、それから降水有りの日の出現割合を求める。こうして求めた出現割合は、古記録の記録者に共通の判定基準による月降水日数割合の近似値となっており、その近似の程度は二値時系列が長くなるにつれて向上していくことになる。このように考えて本論では、この近似値を月降水日数割合の水文データとして用いることにした。

つぎに、さきに述べた降水量推定法からも分るように、本論では、月降水日数割合、月降水量など、本来非定常確率過程とされる時系列を適切な区間長で分割することにより、その区間内では定常正規確率過程としてあつかうことができると考えることにしているが、そのためには区間分割をどのようにすればよいかということが問題となる。区間分割については、またさらにつぎのような観点からも検討しておかなければならない。すなわち、定常正規確率過程としてあつかううえで適切とされた区間長は、本論の結論である880年間の古気候の降水量変動を提示するための区間としても用いられることになるので、歴史時代区分とも対応づけが容易で、かつ他の研究結果と比較する際にも都合のよい区間長でなければならない。そこで本論では、観測記録の月降水日数割合および月降水量時系列を定常正規確率過程としてあつかうのに適切な区間分割の仕方について検討し、区間長101年が適切であるという結論を得た後、上述のその他の要件も考慮に入れて、古気候の降水量推定とその結果の提示については、それに近い区間長である100年を用いることにした。

以上、本論では、11世紀以後の京都の月降水量と年降水量を推定したが、単に京都一地点の降水量を推定したというだけにとどまらず、この降水量推定結果をブリテンの古気候の推定結果と比較することにより検証するとともに、両地点の11世紀以後の降水量変動の間に、互いによく似た増加傾向のあることを見出した。このような知見は、大スケールの時空間における

気候系の構造を理解するうえからも大変有用であると考えている。

## 第 2 章 古記録に記された天候記録の水文学的性質

### 第 1 節 古記録の天候記録と水文データ

古記録の天候記録は、同年同月のものであっても記録者が異なれば記録内容も異なるのが普通である。それは、古記録の降水に関する記録が、近代的な降水量観測のように一定の基準値以上のものを降水有りとしているのではなく、記録者それぞれの主観的な基準に基づいて降水の有無を判定し記録しているからである。本論では、古記録の天候記録をもとに、古気候の降水量を推定する方法を研究するのであるが、月降水日数割合を基本的な水文データとして用いることにしているので、古記録の主観的な天候記録から一様かつ精度の高い月降水日数割合をどのようにして得るかということが大きな問題となる。そのうえ古記録には欠測が多く、このことが古記録の一様性と精度低下の一因ともなっているので、欠測の扱い方についてもあわせて検討する必要がある。

古記録から一様かつ精度の高い月降水日数割合を得るには、古記録の記録者の降水有りの判定基準を一定にそろえたとしたときの月降水日数割合を求める必要がある。そこで本論では、まず古記録の降水有りの日を 1、降水無しの日を 0 とし、古記録の降水記録を 0 と 1 の二値時系列に変換し、これをベルヌーイの試行列と考えてその試行列の 1 の出現割合を月降水日数割合とし、これを水文データとして用いることを考える。

表Ⅱ-1 は、三人の記録者による同年同月の記録で、京都の 1847 年 2 月の記録である。三人の記録地点はともに京都の範囲内であるから、天候の一様性が成り立っているものとする。上表の内『秀静日記』だけは、天気記号で記されているが、これは水越允治が古記録の天候記録を天気記号に書き換えたからである。表の二値欄は、天候記録を二値時系列に書き直したものであり、また記録なしの日欄は、三人の記録で共通して欠測となっている日のあることを示している。記録なしの日欄の日数が多い場合には、月降水日数割合の推定精度が低下すると考えて、本論では、この日数が月暦日数の 30% より大の場合にはその月の古記録をすべて棄却することにした。表に示した古記録の場合は欠測日数が月暦日数の 29%、32%、54% となっているが、記録なしの日は 3 日間で月暦日数の 11% であるから棄却基準以下とする。

表の二値欄を見ると、いずれか一つの時系列で降水有りとなっている日は 11 日もあるが、これら三つの時系列で共通して降水有りとなっている日は僅か 1 日しかない。時系列ごとの月降水日数割合を求めてみると、0.300、

0.421、0.231 となり、平均すると 0.317 となるが、古記録ごとに求めた月降水日数割合は、記録者の降水有りの判定基準のちがいによるばらつきと、また欠測日、欠測日数のちがいによるばらつきでこのように異なってくるわけであるから、こうした月降水日数割合を算術平均することもあまり意味がないと考えるべきであろう。

表－Ⅱ－1 古記録の天候記録と二値時系列への変換例  
(弘化3年12月16日～弘化4年1月14日)

西暦(1847年)	秀静日記(水越)	二値	教仁法親王日記	二値	萬里小路日記	二値	記録なしの日
2月1日	⊙⊗ コ 不積	1	晴	0	—	—	
2月2日	⊙	0	—	—	—	—	
2月3日	⊙	0	晴	0	—	—	
2月4日	—	—	曇午前迄曇	1	—	—	
2月5日	—	—	—	—	—	—	なし
2月6日	⊙—⊗	1	—	—	—	—	
2月7日	—	—	曇	0	—	—	
2月8日	—	—	晴	0	—	—	
2月9日	⊙	0	曇	0	—	—	
2月10日	⊙	0	晴	0	—	—	
2月11日	—	—	—	—	—	—	なし
2月12日	—	—	—	—	—	—	なし
2月13日	—	—	晴	0	—	—	
2月14日	—	—	晴	0	—	—	
2月15日	⊙	0	—	—	天晴	0	
2月16日	⊙—●	1	晴	0	晴	0	
2月17日	⊙	0	曇午後折々曇	1	晴	0	
2月18日	⊙	0	曇午後雨	1	晴	0	
2月19日	⊙⊗	1	晴風折々雪飛	1	晴時々雪花	1	
2月20日	⊙↘	0	曇折々飛雪	1	晴時々細雪	1	
2月21日	⊗	1	曇折々飛雪	1	—	—	
2月22日	⊙	0	曇折々飛雪風	1	晴夕細雪	1	
2月23日	⊙	0	—	—	晴	0	

2月24日	●-①	1	雨	1	晴	0	
2月25日	①	0	晴	0	晴	0	
2月26日	①	0	—	—	晴	0	
2月27日	①	0	—	—	快晴	0	
2月28日	①	0	晴	0	晴	0	
集計	1の数 6 記録の数 20	1の数 8 記録の数 19		1の数 3 記録の数 13			記録なし3日

つぎに、二人の記録者が同一場所で観察した欠測のない天候記録を用いて、降水有りの判定基準だけが異なることにより、月降水日数割合がどのように異なってくるかを考察してみることにする。

古記録としては、『松尾大社史料集』の神官、相愛と相命がそれぞれ記した1869年3月～1870年9月の記録を用いる。相愛と相命の記録から月降水日数割合を求めてみると図-Ⅱ-1のようになる。相愛と相命の月降水日数割合の中間に示した折れ線は、後で述べるように、本論の定義により求めた月降水日数割合であり、凡例ではこの折れ線を相愛+相命と記してある。二人の月降水日数割合の差は平均0.075で、月降水日数の差に直すと2.25日となる。この図を見ると、19ヶ月間すべてについて相愛の月降水日数割合の方が相命のそれより大きくなっており、この差が記録者の判定基準が異なることによる差であると考え、8月、12月、2月の差が特に大きいことから、雷雨や降雪など降水量が少ない割には目につきやすい降水をどのように判定するかが差の生じた原因となっていると考えられる。

つぎに『知恩院史料集』から知恩院当直僧の記録を抽出し、上と同様の検討を行ってみる。この古記録は、二つの当直僧グループ構成員が交代で観察した欠測のない天候記録である。月降水日数割合の差が、各個人の降水有りの判定基準の差により生じるとすると、この記録の月降水日数割合のばらつきは、上述した相愛と相命の場合よりも大きくなることが推察される。1705年2月～1707年1月の記録を用いて、二つのグループの月降水日数割合を求めてみると図-Ⅱ-2のようになる。山内役と六役の月降水日数割合の中間に示した折れ線は、凡例に山内役+六役と記したように、本論の定義により求めた月降水日数割合である。二つのグループの月降水日数割合の差の平均は0.085となり、月降水日数の差に直すと2.6日となる。この差は予想したとおり、『松尾大社史料集』の場合よりも大きい。差が特に大きいのは1706年の6月～9月であり、この時期は梅雨、台風などさまざまな降水強度のさまざまな降水量の降水が高い頻度で出現する時期

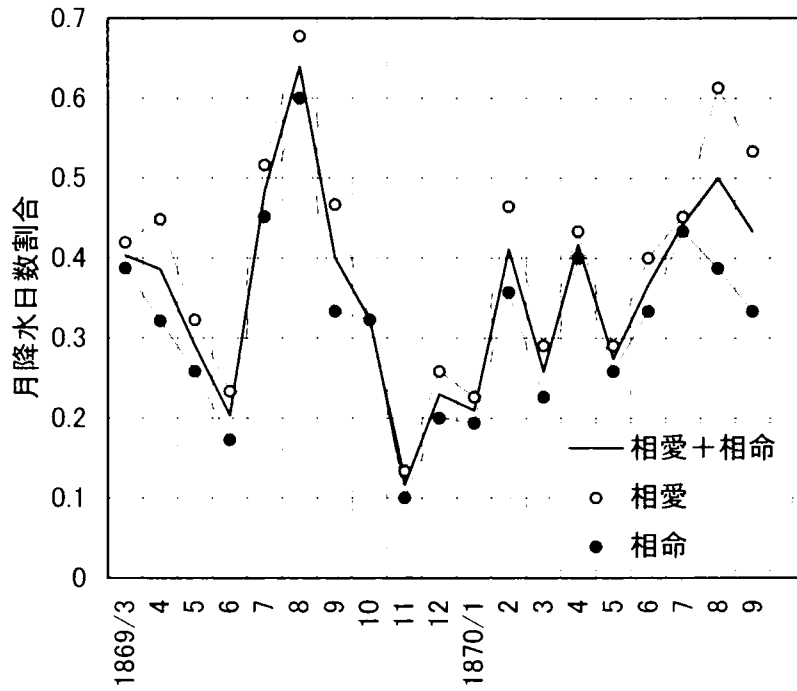
であるから、二つのグループ構成員の降水有りの判定基準の差が月降水日数割合の差として大きく現れたものと思われる。

以上見てきたように、古記録の記録者の降水有りの判定基準は一人一人異なっている。そこでつぎに、このような古記録から降水有りの判定基準を一定にそろえたとしたときの月降水日数割合を求めるには、どのようにすればよいか考えてみることにする。

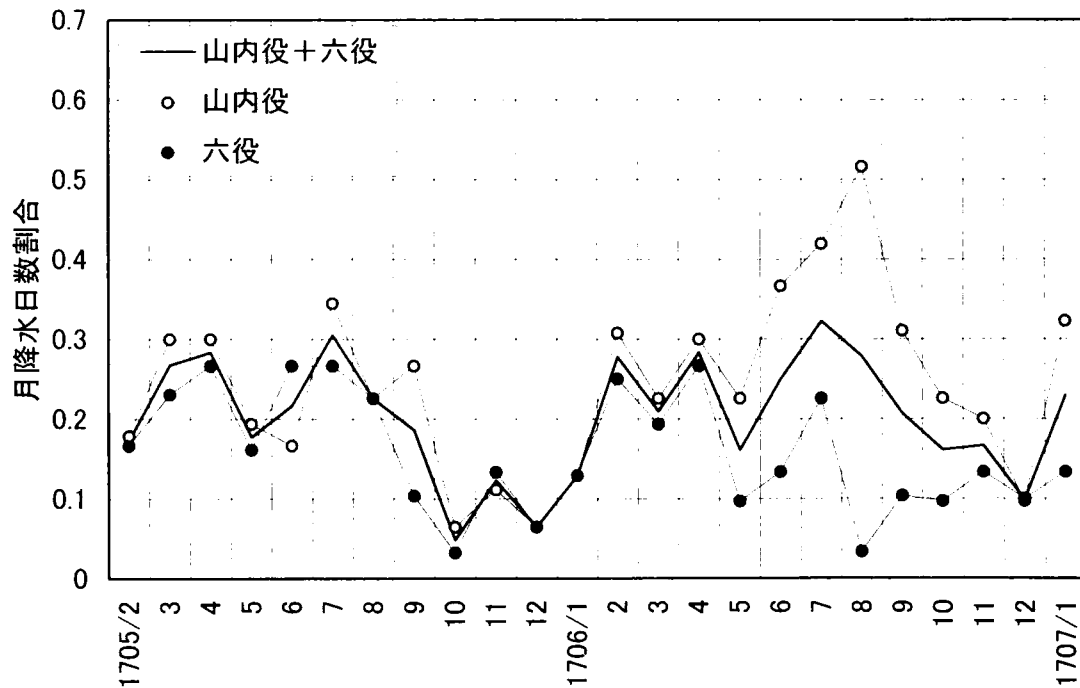
いま、ある月について、 $n$  種の古記録が重複して得られたとする。この  $n$  種の古記録から、降水有りの日を 1、降水無しの日を 0 として二値時系列を作ると  $n$  連の二値時系列が得られる。この  $n$  連の二値時系列を連結して 1 列とし、要素の数が  $N$  の二値時系列を作る。この二値時系列の 1 の回数を  $x$  とすると、1 の出現割合は  $x / N$  となる。いま記録期間の重複をいとわず多数の古記録を収集し、 $n$  を大きくすると  $N$  も大きくなる。このとき  $x / N$  が一定値  $p$  に収束するならば  $p$  を本論の月降水日数割合とする。古記録が少ないために  $n$  が十分大きくできないときには、最大の  $N$  を用いて  $x / N$  を求め、これを月降水日数割合として用いる。このときの  $x / N$  は  $p$  の近似値となっている。月降水日数割合の定義をこのようにしたのは、つぎのような理由による。すなわち、 $n$  種の古記録から要素の数  $N$  の二値時系列が得られたとき、これをベルヌーイの試行列と考えると、 $x / N$  が一定値  $p$  に収束するならばその試行列の 1 の出現確率は等しく  $p$  とみなすことができるから、これはすなわち、 $n$  人  $n$  様の降水有りの判定基準を記録者に共通の一定値に揃えたのと同じであり、そのうえで求めた月降水日数割合が  $p$  に他ならないと考えられるからである。なお、古記録に欠測のない場合には、 $x / N$  と、 $n$  種の古記録からそれぞれ求めた  $n$  個の月降水日数割合の平均値とは等しくなる。

表 - II - 1 を例にとると、古記録が『秀静日記』のみの場合には  $n = 1$ 、 $N = 20$ 、 $x = 6$  であるから月降水日数割合  $p_1 = 0.300$  となる。これに『教仁法親王日記』を加えて古記録が二つになると、 $n = 2$ 、 $N = 39$ 、 $x = 14$  となるから  $p_2 = 0.359$  となる。さらに古記録が三つになると  $n = 3$ 、 $N = 52$ 、 $x = 17$  となり  $p_3 = 0.327$  となる。記録期間の重複した古記録が他にないときには、収束値  $p$  の近似値として  $p_3 = 0.327$  を 1847 年 2 月の月降水日数割合とする。こうして求めた月降水日数割合 0.327 と、三つの古記録それぞれから求めた月降水日数割合 0.300、0.421、0.231 を平均した 0.317 とは古記録の欠測日数が異なるので等しくはならない。

図 - II - 1 および図 - II - 2 の上、下 2 本の線は、それぞれ  $n = 1$ 、 $N = 30$  としたときの月降水日数割合を示しており、中間の線は二つの古記録、



図－Ⅱ－1 同一場所で書かれた二人の記録—『松尾大社史料集』の場合—



図－Ⅱ－2 同一場所で書かれた二人の記録—『知恩院史料集』の場合—

すなわち相愛と相命、あるいは山内役と六役の記録を用いて、本論の定義

により  $n = 2$ 、 $N = 60$  としたときの月降水日数割合である。凡例ではこれを相愛 + 相命、山内役 + 六役と記してある。古記録に欠測の無い場合には上、下の折れ線の平均値と本論の定義による中間の折れ線は一致する。

つぎに、 $N$  を大きくしたとき  $x / N$  が一定値  $p$  に収束することを示そう。 $N$  を大きくするためには欠測の少ない同年同月の古記録を多数用意する必要がある。ここでは(A)『幕末維新京都町人日記』、(B)『若山要助日記』、(C)『中山忠能日記』、(D)『萬里小路日記』および(E)『嗟峨実愛日記』の5種類の古記録を用意した。ただし、1864年2~7月の6ヶ月間は古記録(A)、(B)、(C)、(D)があり、1864年8月~1865年1月の6ヶ月間は古記録(A)、(B)、(C)、(D)、(E)がある。したがって、2~7月の月降水日数割合については $N$ が30から120まで変化したときの $x / N$ の収束状況を知ることができ、8~1月については $N$ が30から150まで変化したときの $x / N$ の収束状況を知ることができる。 $N$ を30、…、120、150としたときの $x / N$ の収束状況を示すと図-II-3のようになる。図の横軸には用いた古記録名が示してある。古記録一種類当りの $N$ はほぼ30であるから、横軸が(A)

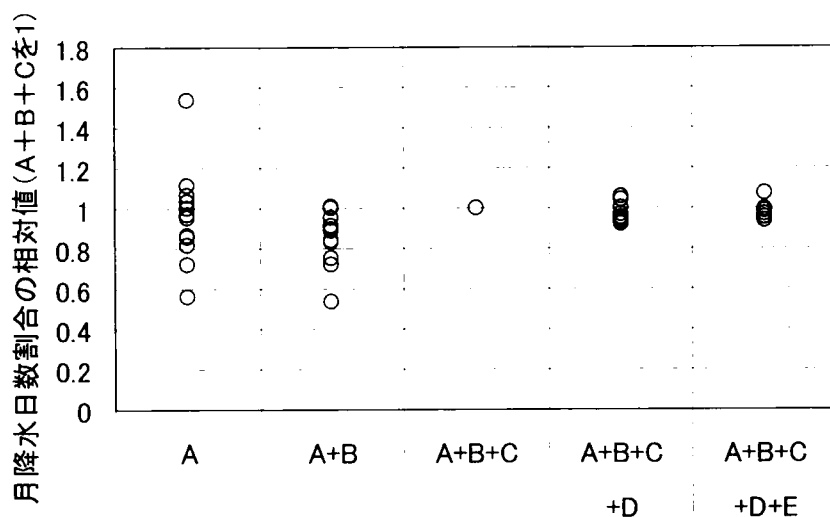


図-II-3 記録の増加と月降水日数割合の収束

のみの場合は  $N = 30$  で、(A)+(B)+(C)+(D)+(E)の場合は  $N = 150$  である。縦軸目盛は、三種類の古記録(A)、(B)、(C)を用いて  $N = 90$  としたときの  $x / N$  を1として目盛っている。

この図から、古記録(A)のみを用いて求めた月降水日数割合  $x / N$  は古記録(A)+(B)+(C)を用いて求めた値の0.5~1.6倍の範囲に分布しているが、古記録(A)+(B)を用いて求めた月降水日数割合は0.5~1.0倍の範囲に分布しており、古記録(A)+(B)+(C)にさらに古記録(D)、



(E)を追加しても月降水日数割合の収束状況はあまり改善されないことなどが分る。

以上、古記録の問題点について述べるとともに、このような古記録から一様、かつ精度の高い月降水日数割合データを得るには、記録期間の重複した多数の古記録を収集し、これから得られた長い二値時系列をベルヌーイの試行列と考えると降水有りの日の出現割合を求め、それを月降水日数割合として用いればよいことが分った。

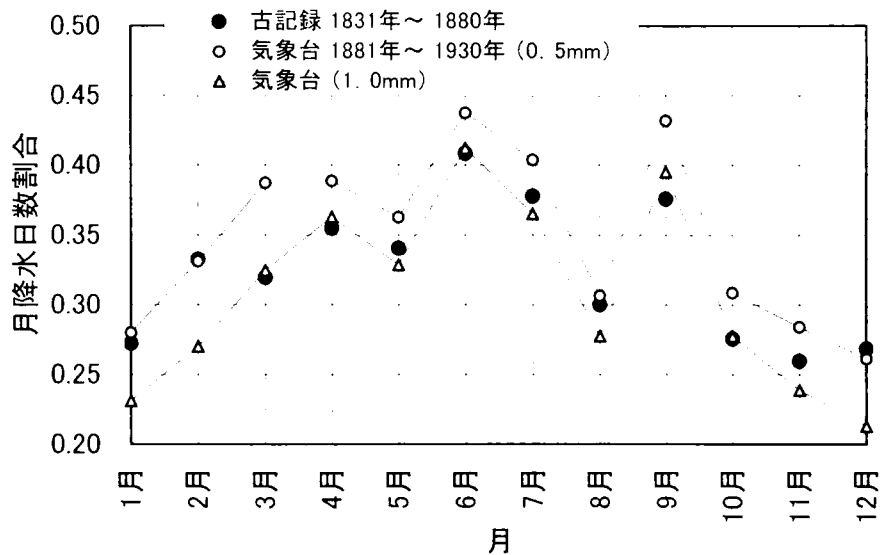
## 第 2 節 古記録の月降水日数割合の水文学的特性

観測記録から月降水日数割合を求める場合には、降水量測定下限値をあらかじめ定めておき、それ以上の降水量が観測された日数を数えてみればよい。古記録から月降水日数割合を求める場合には、記録者の異なる同年同月の記録を多数集めて一連の二値時系列を作り、その時系列での 1 の出現割合を求めてそれを月降水日数割合とすればよい。こうして求めた月降水日数割合は、古記録の記録者に共通の判定基準により判定された降水有りの日の確率の近似値となっている。

同年同月の観測記録の月降水日数割合と古記録のそれが等しくなるのは、観測降水量の測定下限値と古記録の記録者に共通の降水有りの判定基準が等しい場合であるから、このことを利用して古記録の記録者に共通の降水有りの判定基準が日降水量のいくらに相当しているかを求めることができる。この場合、二通りの求め方がある。一つは、同年同月の降水記録が観測記録と古記録の両方から得られる場合の求め方であり、もう一つは、ある時点を境にしてそれ以前には古記録だけがあり、それ以後には観測記録だけがある場合の求め方である。ここでは後者の求め方について述べる。

京都では 1881 年を境にして、それ以前は古記録だけがあり、それ以後は観測記録だけがある。いま、1881 年の前後 50 年間で雨の降り方に変化がないとすると、古記録の降水有りの判定基準と観測記録の降水量測定下限値が等しい場合には、前 50 年と後 50 年の月降水日数割合平均値が互いに等しくなるはずである。そこで 1881 年より前 50 年の月降水日数割合の平均値を古記録から求め、後 50 年の月降水日数割合の平均値を観測記録から求めてそれらを比較すると図 - II - 4 のようになる。図では、観測降水量の測定下限値を 0.5 mm とした場合の平均値を白丸で、1.0 mm とした場合の平均値を白三角で、古記録の平均値を黒丸でそれぞれ図示している。

この図を用いて古記録から得られた平均値が観測記録から得られた平均値のいずれと一致するかを調べれば、古記録の記録者に共通の降水有りの判定基準が、降水量測定下限値のいくらに相当しているかが分ることになる。図を見ると、1、2、8、12 月では古記録の平均値が観測記録から得られた白丸と一致しており、3、4、5、6、7、9、10、11 月では古記録の平均値が観測記録から得られた白三角と一致していることが分る。したがって、古記録の記録者に共通の降水有りの判定基準は、1、2、8、12 月が 0.5 mm に相当し、3、4、5、6、7、9、10、11 月が 1.0 mm に相当していることが分る。



図－Ⅱ－４ 古記録の降水有りの判定基準と降水量測定下限値

表－Ⅱ－２ 1880年の前後50年間の月降水日数割合平均値

月	古記録 1831年～ 1880年	観測記録 1881年～1930年	
		測定下限値 (0.5mm)	測定下限値 (1.0mm)
1月	0.272	* 0.280	0.231
2月	0.332	* 0.331	0.270
3月	0.319	0.387	* 0.325
4月	0.335	0.389	* 0.363
5月	0.341	0.363	* 0.328
6月	0.408	0.437	* 0.412
7月	0.378	0.404	* 0.365
8月	0.300	* 0.306	0.277
9月	0.376	0.432	* 0.395
10月	0.276	0.308	* 0.277
11月	0.260	0.284	* 0.239
12月	0.268	* 0.261	0.213

古記録の記録者に共通の降水有りの判定基準が、冬季の1、2、12月と夏季の8月では0.5 mmとなり、それ以外の月では1.0 mmとなっているのは、

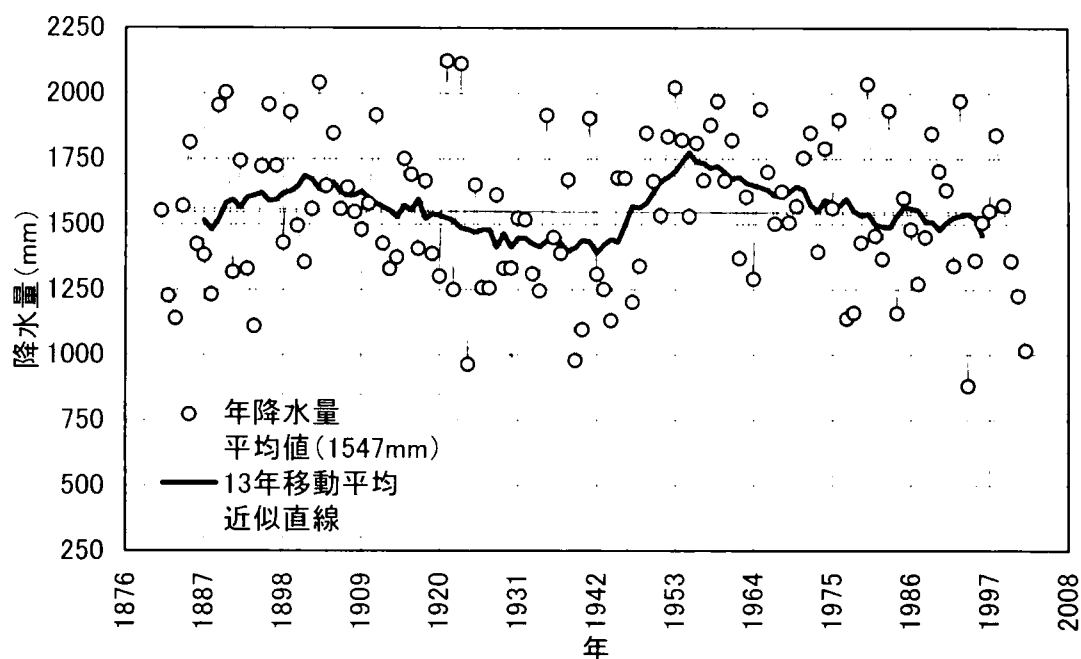
降雪、雷雨など目につきやすい降水の頻度が高い月は0.5 mmとなっており、そうでない月は1.0 mmとなっていると思われる。古記録の記録者の降水有りの判定が目視観察であることを考えるとこの結果は妥当と思われる。図Ⅱ-4の結果を表にまとめると表Ⅱ-2のとおりとなる。この表では、古記録の月降水日数割合平均値に近い方の観測値の平均値に\*印を付してある。

### 第 3 章 京都の観測降水量と降水日数割合の統計的性質

#### 第 1 節 観測降水量の経年変化

年降水量、月降水量、月降水日数割合などの時系列は非定常確率過程とされるが、本論では、これらのある適切な区間長で分割することにより定常正規確率過程としてあつかうことができるかと考えることにする。

そこで本節では、京都の降水量観測値を用いて、これらの時系列の経年変化の特徴について調べるとともに定常正規確率過程としてあつかうのに適切な区間分割の仕方について検討する。京都の降水量観測は 1881 年に普通観測により開始され、その後 1968 年には計器観測となり今も継続されているが、計器観測となってからは測定下限値がしばしば変更されており、降水量、降水日数などの統計解析を行う場合にはあらかじめ降水量測定下限値をそろえておかなければならない。



図一Ⅱ-5 京都の年降水量と 13 年移動平均値

年降水量時系列について検討するために、1881～2002 年の降水量測定下限値を 1 mm にそろえ、平均値、近似直線および 13 年移動平均値を求めると、その結果を図一Ⅱ-5 に示す。

この図を見ると、年降水量時系列の平均値直線と近似直線はほとんど一致していることが分る。年降水量時系列の近似直線勾配を求めてみると

-0.234 となり、傾向変化は大変小さい。つまり、この 122 年間は年降水量時系列を定常時系列として扱うのに適切な区間長の一つとなっていることが分る。さらに検討を進めると、年降水量時系列の近似直線勾配が小さくなる区間分割の仕方は、この他にもいくつか見出すことができ、1881～2002 年の唯一つとは限らないことが分る。

図－Ⅱ－5を見ると、13年移動平均値には二つの極大値がある。極大値の前面の立ち上がり之急であることから、その生起年間隔が54年となっていることが読み取れる。しかし観測期間が短いために、極大値は二つしか見られず、これだけでは極大値生起年の周期性について議論することは難しい。したがってこれについては、後でイングランドのより長期間の観測値と比較することにより検討することとし、ここでは極大値の後面にある極小値について少し注目しておきたい。図から分るように、極大値の後面はかなりなだらかで極小値があまり明瞭ではないから、極小値生起年は渇水年でもあると考えて、この間の著名な渇水年を探すと1939年(昭和14年)と1994年(平成6年)が見出せる。この二つを極小値と考えると生起年間隔は55年となり、極大値生起年の間隔とほぼ等しくなる。なお、極小値生起年の周期性については、古記録、つまり旱魃の記録や祈雨奉幣の記録を用いて、それを56年とした研究(宮井、1996)もある。

つぎに、月降水量時系列を定常時系列として扱うのに適切な区間分割の仕方について検討する。1881～2002年の122年間の1月～12月の月降水量時系列から、始点を1901年とする長さ90年、…、101年、102年の月降水量時系列13組を切り出すと、長さが90年、…、101年、102年で1月～12月の月降水量時系列から成る13組×12ヵ月＝156連の時系列が得られる。この156連の時系列の近似直線勾配を求め、13組の組ごとに近似直線勾配の絶対値合計を求める。ただし簡単のために、勾配の絶対値合計として各組で共通して絶対値が大きい4、6、7、8、9、10月の勾配の合計だけを用いることにした。この13組の勾配の絶対値合計の内から最も小さい組を選び、その組に対応した区間長が月降水量時系列を定常時系列として扱うのに適切な区間長と考えることにした。

このような検討の結果、月降水量時系列の区間長としては、1901～2001年の101年間が最も適切であるということが分った。また、年降水量は月降水量の合計として求められるから、年降水量時系列の区間長も月降水量のそれと同じ長さが適切であると考えている。表－Ⅱ－3には、1901～2001年の101年間の月降水量時系列の近似直線勾配を示す。月降水量を合計した年降水量時系列の近似直線勾配も示してあり、これもやはり十分小さくなっていることが分ろう。

月降水日数割合については、次節で述べるように、月降水量との間に直線相関関係があることから、区間分割の仕方は月降水量時系列の区間分割の仕方と同じとする。表－Ⅱ－3には、1901～2001年の月降水日数割合時系列の近似直線勾配も示してある。なお、表－Ⅱ－3には、100年間の変化量が分るように勾配の値は100倍したものが示してある。

表－Ⅱ－3 降水量と降水日数割合の平均値と傾向変化(1901～2001年)

月	月降水量		月降水日数割合	
	平均値 (mm)	勾配(mm/年) (×100)	平均値	勾配 (×100)
1月	53.0	－8	0.218	－0.011
2月	64.2	11	0.261	0.040
3月	106.8	8	0.329	0.007
4月	139.3	－24	0.346	－0.032
5月	149.7	20	0.331	0.023
6月	237.9	－5	0.407	－0.003
7月	211.5	26	0.370	0.026
8月	146.2	2	0.286	0.005
9月	197.4	－5	0.383	－0.065
10月	123.3	－11	0.275	－0.047
11月	74.3	3	0.238	－0.038
12月	47.6	－19	0.206	－0.011
年	1551	－13	0.304	－0.011

以上、区間分割の仕方について、年降水量、月降水量時系列を用いて検討してきた。ここで適切とされた区間長101年は、この後、本論の結論である降水量推定結果を提示する場合にも、またこれを他の研究結果と比較する場合にもそのまま用いられることになるが、このような場合、100年に1年の端数がついた101年という区間長は大変使いにくいことが予想される。そこで本論では、次節で述べる月降水量および月降水日数割合時系列の正規性の検討では区間長101年を用い、降水量推定およびその結果の提示では区間長100年を用いることにする。

なお第2章第2節で古記録の記録者に共通の降水有りの判定基

準が日降水量のいくらに相当するかを求める際に、1881年の前後50年間、つまり計100年間の月降水日数割合平均値が連続することを条件としたが、これは本節の検討結果を踏まえて、区間長を100年にとると傾向変化が小さくなり、前後50年間の平均値が連続すると考えたからである。



## 第 2 節 観測降水量と降水日数割合の統計的性質

本節では 1901～2001 年の 101 年間の観測降水量を用いて、月降水量と月降水日数割合が正規分布に従うことを示し、これら二量を周辺分布とする回帰直線式を求める。なお本論では、観測値について成り立つ統計的性質は、古気候の月降水量と月降水日数割合についても同様に成り立つものとする。

観測降水量と降水日数割合の統計的性質を調べる前に、まず観測値と古記録の降水量測定下限値を統一しておく必要がある。観測値の降水量測定下限値は年代により 0 mm、0.5mm、1.0mm の 3 種類がある。一方、古記録の記録者に共通の降水有りの判定基準は、1、2、8、12 月が 0.5mm、3、4、5、6、7、9、10、11 月が 1.0mm であったから、観測値の降水量測定下限値を古記録の記録者に共通の降水有りの判定基準と一致させることにすると、1、2、8、12 月は 0.5mm、3、4、5、6、7、9、10、11 月は 1.0mm としなければならない。

観測値の降水量測定下限値をこのようにすると、それに対応して利用可能な観測値の統計期間が定まってくる。すなわち 1、2 月は、1901～2001 年のうちの 86 年間、8、12 月は 87 年間、3、4、5、6、7、9、10、11 月は、1901～2001 年の 101 年間すべてが利用可能となる。観測値の測定下限値と統計期間をこのように定めた後、観測月降水量および月降水日数割合の頻度分布を求め、その分布に正規分布または対数正規分布をあてはめ、 $\chi^2$  乗検定により危険率  $\alpha$  を 0.05 として適合度を判定する。

その結果、月降水量の頻度分布は 3 月、7 月、11 月、12 月が正規分布、1 月、2 月、4 月、5 月、6 月、8 月、9 月、10 月が対数正規分布、月降水日数割合の頻度分布は 11 月が対数正規分布、その他の月は正規分布としてよいという結果が得られた。図 - II - 6 および 7 は、標準化した月降水量および月降水日数割合の頻度分布と正規分布または対数正規分布をあわせて示している。

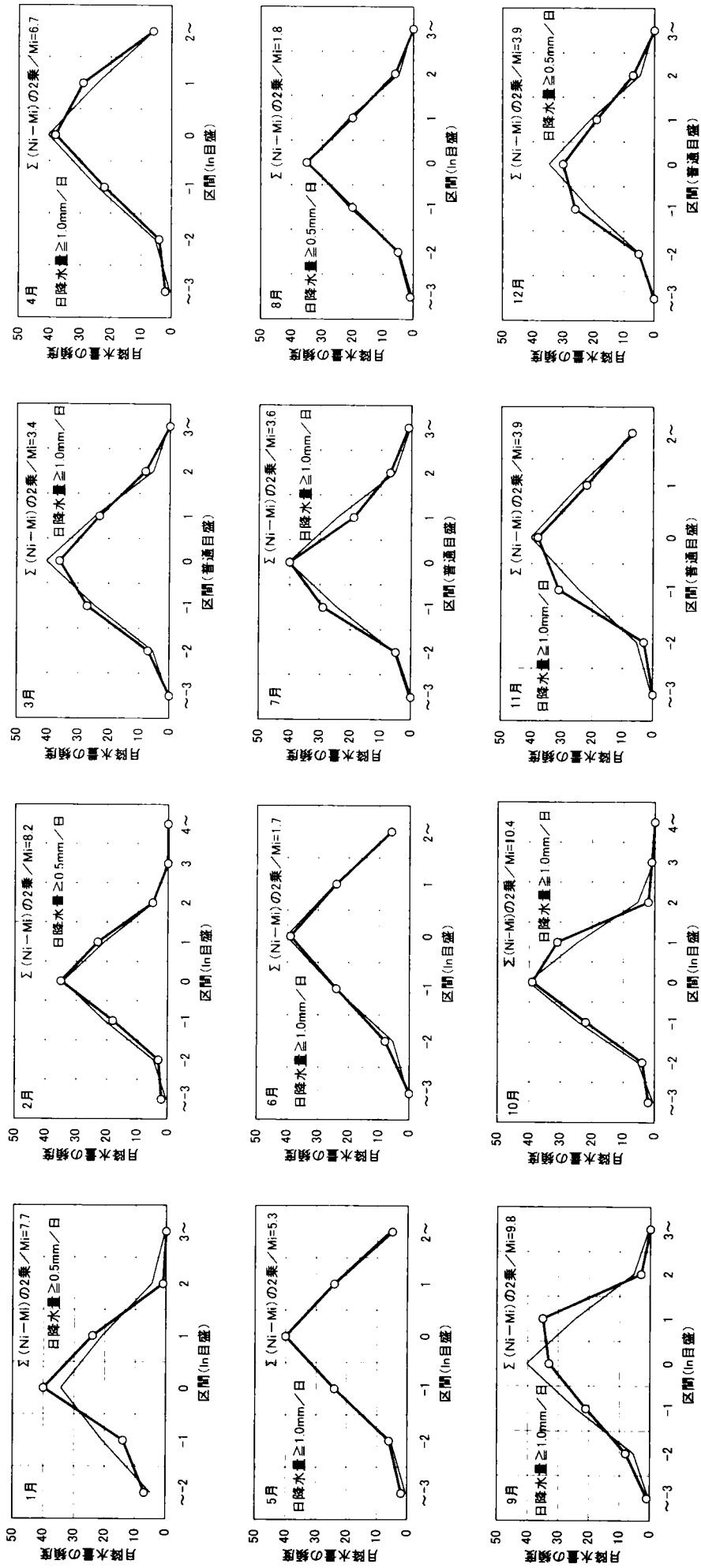
図 - II - 8 は、月降水日数割合に対する月降水量の回帰式と相関係数を示す。相関係数は 6 月、11 月が 0.543、0.525、その他の月が 0.6 以上となっており、6 月、11 月の相関係数の値は比較的小さいが、試料数を 101 個として t 検定を行うと危険率 1% 以下で両者とも有意となる。

図 - II - 6、7、8 の結果を整理して示すと表 - II - 4 のようになる。表 - II - 4 から分るように、古記録から得られた月降水日数割合と表 - II - 4 を用いて求めた古気候の月降水量推定値には、降水有りの判定基準を 0.5mm 以上とした月降水量と 1.0mm 以上とした月降水量が混在することになり、し

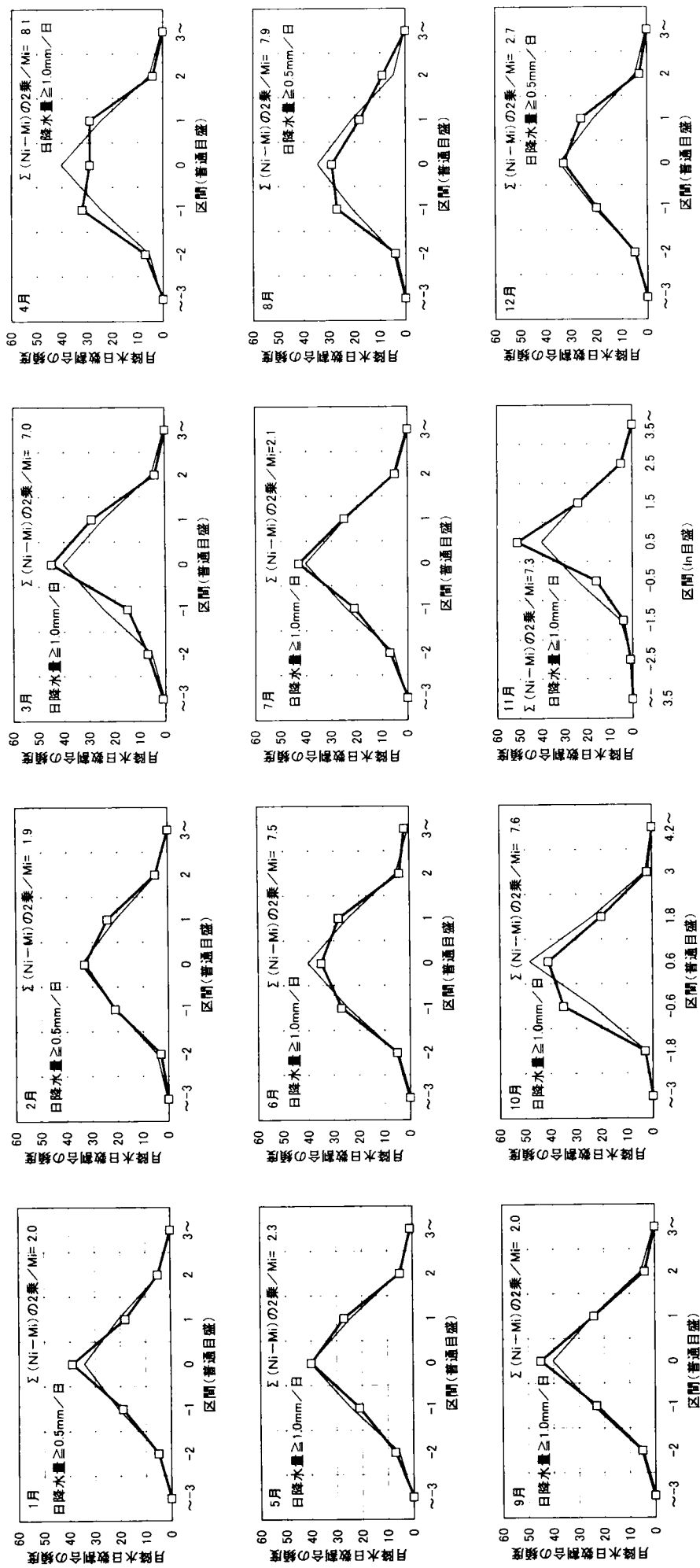
たがってそれを合計した年降水量にもこのような二通りの月降水量が含まれることになることを注意しておく。

表 - II - 4 月降水量と月降水日数割合の統計的性質(1901~2001年)

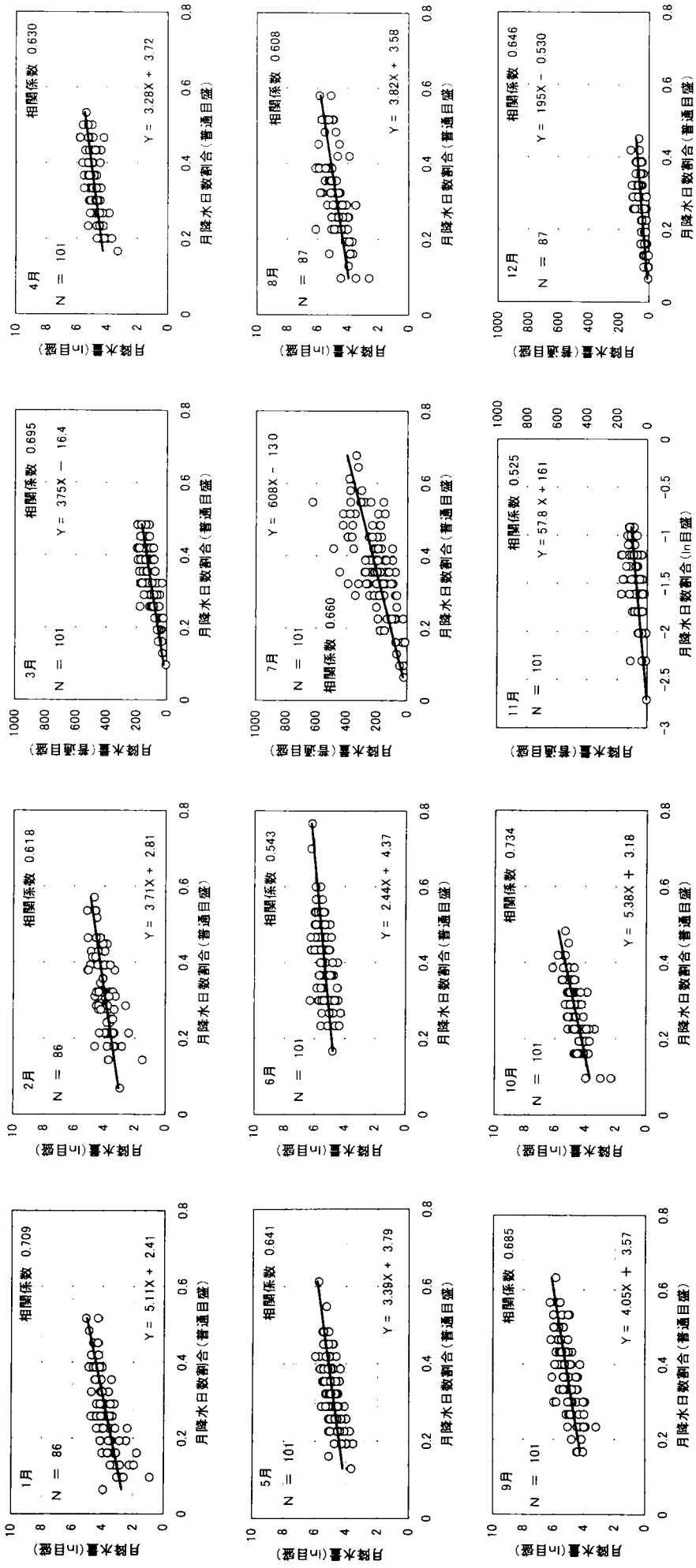
月	降水有りの判定基準 (mm)	月降水量頻度分布	月降水日数割合頻度分布	回帰直線式 X;月降水日数割合 Y;月降水量(mm)	相関係数	試料数
1月	0.5以上	対数正規	正規	$Y = 5.11 X + 2.41$	0.709	86
2月	0.5以上	対数正規	正規	$Y = 3.71 X + 2.81$	0.618	86
3月	1.0以上	正規	正規	$Y = 375 X - 16.4$	0.695	101
4月	1.0以上	対数正規	正規	$Y = 3.28 X + 3.72$	0.630	101
5月	1.0以上	対数正規	正規	$Y = 3.39 X + 3.79$	0.641	101
6月	1.0以上	対数正規	正規	$Y = 2.44 X + 4.37$	0.543	101
7月	1.0以上	正規	正規	$Y = 608 X - 13.0$	0.660	101
8月	0.5以上	対数正規	正規	$Y = 3.82 X + 3.58$	0.608	87
9月	1.0以上	対数正規	正規	$Y = 4.05 X + 3.57$	0.685	101
10月	1.0以上	対数正規	正規	$Y = 5.38 X + 3.18$	0.734	101
11月	1.0以上	正規	対数正規	$Y = 57.8 X + 161$	0.525	101
12月	0.5以上	正規	正規	$Y = 195 X - 0.530$	0.646	87



図一Ⅱ-6 月降水量の頻度分布(1901~2001年)



図一Ⅱ一7 月降水日数割合の頻度分布(1901~2001年)



図一Ⅱ-8 月降水日数割合に対する月降水量の回帰直線(1901~2001年)

## 第 4 章 古記録を用いた京都の降水量の推定

### 第 1 節 古記録から得られた月降水日数割合

本節では古記録から得られた二値時系列の月当り要素数、月降水日数割合のデータ数、月降水日数割合の区間平均値および標準偏差を整理して示す。二値時系列の月当り要素数とは、古記録から得られた二値時系列の 0 と 1 の月当りの個数をいうものとする。古記録から得られた二値時系列の月当り要素数は、収集した古記録の天候記録が多いか、少ないかによって変わってくる。図 - II - 9 は、古記録から得られた二値時系列の月当り要素数を区間平均した結果を示す。この図と前に示した図 - II - 3 を用いると区間ごとの平均的な月降水日数割合の収束の程度を知ることができる。

図 - II - 9 を見ると、11～14 世紀の区間平均の月当り要素数は 30～35 であるから月暦日数とほぼ同じであり、また、15～19 世紀は 65～45 で月暦日数のほぼ 2 倍であることが分る。したがってこれを図 - II - 3 の横軸にあてはめると、11～14 世紀は横軸の A に該当し、15～19 世紀は A + B に該当するから、15～19 世紀の月降水日数割合の収束の程度は 11～14 世紀の約 2 倍に相当していることが分る。つまり、15～19 世紀の月降水日数割合の推定精度は、11～14 世紀の推定精度のほぼ 2 倍になっているものと思われる。なお 19 世紀の区間平均月当り要素数は古記

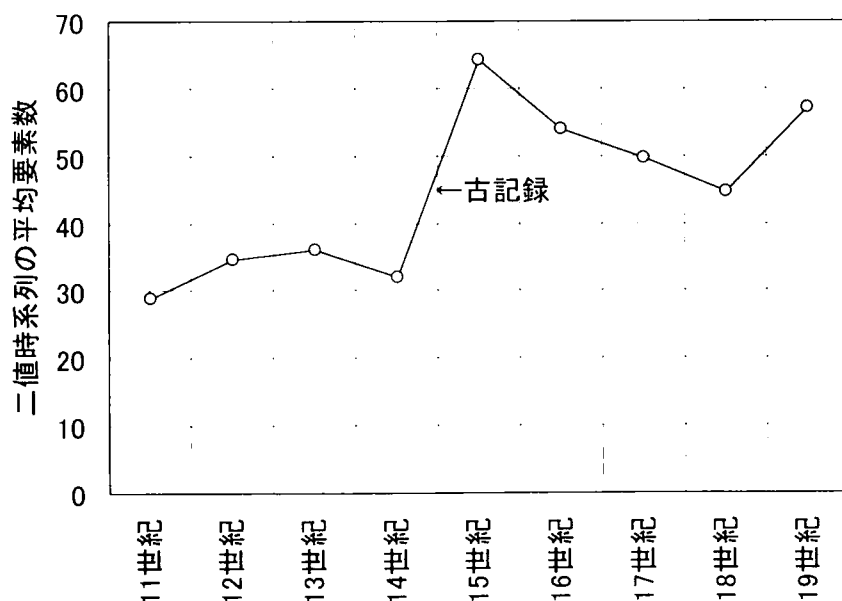
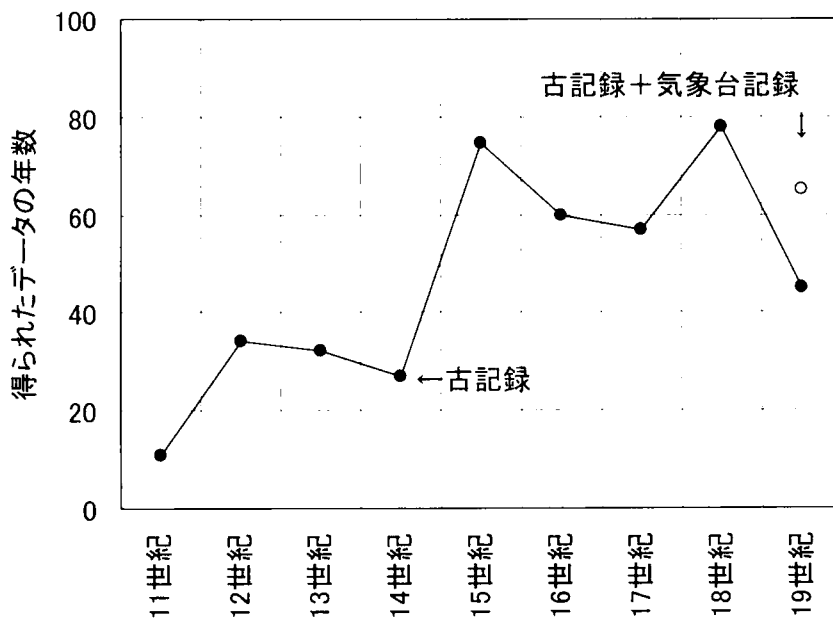


図 - II - 9 古記録から得られた区間平均の月当り要素数

録から得られたものだけであり、1881年以後の観測値によるものは含んでいない。

図－Ⅱ－10 は、古記録から得られた区間ごとの月降水日数割合のデータ数を12で割り、区間平均で何年分の月降水日数割合が得られたかを示したものである。この図から、11世紀は10年分、12～14世紀は各世紀30年分、15世紀と18世紀はそれぞれ80年分、16世紀と17世紀はそれぞれ60年分、19世紀は古記録から45年分と観測記録から20年分、合わせて65年分の月降水日数割合が得られたことが分る。11世紀から19世紀までを合計すると445年分となるから、11～19世紀までの900年間のほぼ50%の年の月降水日数割合が得られたことになる。

図－Ⅱ－9 および 10 から分るように、15世紀以後は月降水日数割合の収束の程度が向上するとともに、月降水日数割合のデータ数も増加していることから、月降水量の推定精度も15世紀以後は格段に高くなっていると推察される。



図－Ⅱ－10 古記録から得られた月降水日数割合のデータ数

表－Ⅱ－5 は、月降水日数割合のデータ数を整理して示したものである。古記録から得られたデータ数は括弧無しで、また観測記録から得られたデータ数は括弧書きでそれぞれ示してある。

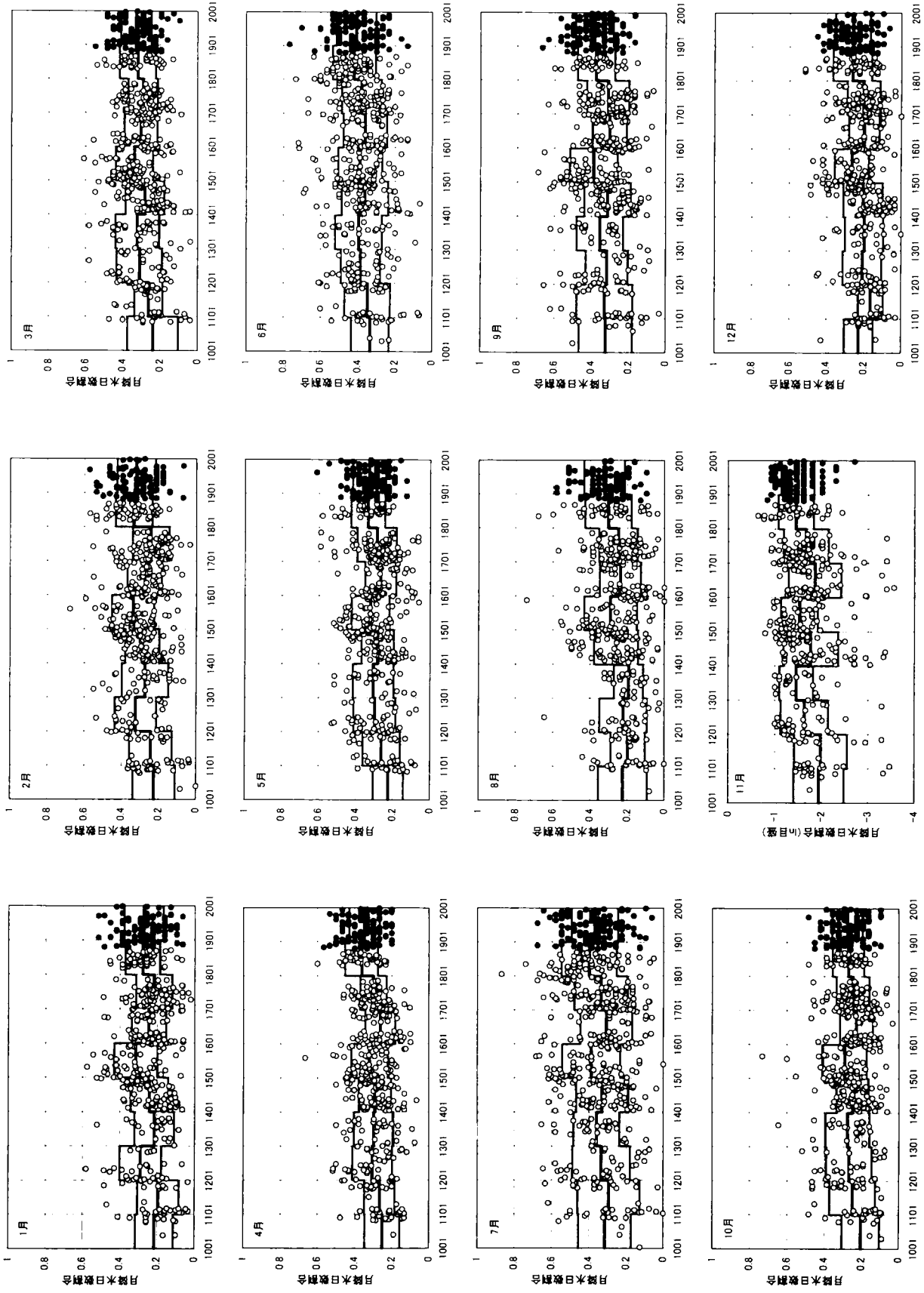
図－Ⅱ－11 は、古記録と観測記録から得られた月降水日数割合のすべての値をプロットしたものである。1月から12月までの月降水日数割合のうち、11月の月降水日数割合だけは対数正規分布となるので対数目盛でプ

ロットしてある。また、図中の各区間の三本の水平線は、月降水日数割合の区間平均値と標準偏差を示す。図－Ⅱ－11 を整理して示したものが表－Ⅱ－6 および7である。表－Ⅱ－6 は月降水日数割合の区間平均値を示し、表－Ⅱ－7 はその標準偏差を示す。

表－Ⅱ－5 古記録と観測記録から得られた月降水日数割合のデータ数（括弧書きは観測記録によるデータ数で外数）

月	11 世紀	12 世紀	13 世紀	14 世紀	15 世紀	16 世紀	17 世紀	18 世紀	19 世紀	20 世紀
1月	11	34	28	21	73	55	59	74	51(20)	(85)
2月	14	33	28	27	74	66	65	74	50(20)	(85)
3月	12	40	35	34	76	72	56	77	39(20)	(100)
4月	14	33	39	32	74	64	56	77	38(20)	(100)
5月	11	35	36	27	72	61	58	76	39(20)	(100)
6月	12	32	41	30	71	60	56	86	63(20)	(100)
7月	10	34	35	32	75	59	52	87	60(20)	(100)
8月	5	38	30	24	77	58	52	76	39(20)	(86)
9月	9	34	30	24	78	57	55	77	37(20)	(100)
10月	9	33	29	25	77	56	56	78	39(20)	(100)
11月	10	28	30	24	76	57	58	77	39(20)	(100)
12月	12	36	27	25	74	54	59	76	51(20)	(86)





図一Ⅱ一11 古記録と観測記録から得られた月降水量日数割合 (白:古記録、黒:観測記録)

表－Ⅱ－6 古記録と観測記録から得られた月降水日数割合の区間平均値  
(19世紀は古記録と観測記録、20世紀は観測記録のみ)

	11世紀	12世紀	13世紀	14世紀	15世紀	16世紀	17世紀	18世紀	19世紀	20世紀
1月	0.215	0.194	0.289	0.215	0.241	0.314	0.244	0.218	0.278	0.272
2月	0.226	0.242	0.325	0.273	0.288	0.338	0.277	0.242	0.334	0.321
3月	0.239	0.262	0.310	0.323	0.281	0.338	0.302	0.291	0.319	0.328
4月	0.252	0.266	0.306	0.299	0.291	0.320	0.262	0.299	0.362	0.347
5月	0.225	0.261	0.299	0.306	0.283	0.323	0.268	0.288	0.336	0.330
6月	0.334	0.348	0.385	0.396	0.361	0.387	0.360	0.379	0.420	0.408
7月	0.315	0.293	0.334	0.359	0.329	0.388	0.308	0.336	0.401	0.371
8月	0.224	0.196	0.221	0.192	0.260	0.290	0.238	0.248	0.302	0.323
9月	0.323	0.328	0.316	0.355	0.313	0.387	0.302	0.311	0.375	0.385
10月	0.205	0.250	0.268	0.276	0.249	0.291	0.228	0.246	0.270	0.275
11月	-1.946	-1.987	-1.634	-1.460	-1.770	-1.526	-1.857	-1.665	-1.449	-1.491
12月	0.227	0.163	0.208	0.197	0.203	0.264	0.199	0.202	0.263	0.259

表－Ⅱ－7 古記録と観測記録から得られた月降水日数割合の標準偏差  
(19世紀は古記録と観測記録、20世紀は観測記録のみ)

	11世紀	12世紀	13世紀	14世紀	15世紀	16世紀	17世紀	18世紀	19世紀	20世紀
1月	0.101	0.110	0.111	0.105	0.100	0.115	0.092	0.096	0.092	0.104
2月	0.114	0.114	0.111	0.124	0.090	0.113	0.092	0.098	0.099	0.103
3月	0.134	0.075	0.122	0.116	0.104	0.100	0.087	0.079	0.097	0.082
4月	0.094	0.081	0.107	0.106	0.086	0.099	0.080	0.071	0.088	0.081
5月	0.081	0.101	0.113	0.109	0.087	0.102	0.083	0.105	0.091	0.090
6月	0.100	0.122	0.105	0.125	0.124	0.118	0.117	0.106	0.114	0.106
7月	0.141	0.167	0.155	0.123	0.140	0.156	0.140	0.143	0.148	0.125
8月	0.132	0.092	0.128	0.079	0.118	0.142	0.111	0.104	0.124	0.109
9月	0.144	0.151	0.113	0.125	0.125	0.130	0.092	0.114	0.101	0.102
10月	0.101	0.123	0.121	0.117	0.085	0.118	0.088	0.088	0.084	0.081
11月	0.539	0.569	0.509	0.358	0.588	0.394	0.562	0.483	0.375	0.352
12月	0.077	0.067	0.104	0.102	0.106	0.091	0.082	0.088	0.103	0.093

## 第 2 節 11 世紀以後の京都の降水量の推定

本節では古記録から得られた 11 世紀以後の月降水日数割合区間平均値と標準偏差および観測記録から得られた月降水日数割合に対する月降水量の回帰式と相関係数を用いて、11 世紀以後の京都の月降水量区間平均値と標準偏差を推定する。

前章で述べたように、月降水量と月降水日数割合はそれぞれ正規分布または対数正規分布に従い、これら二量を周辺分布とする回帰曲線は直線となり、その二量の間には有意な相関関係が成り立っている。

そこで月降水日数割合を確率変数  $X$ 、月降水量を確率変数  $Y$ 、 $X$  の平均値を  $m_X$ 、 $Y$  の平均値を  $m_Y$ 、 $X$  の標準偏差を  $\sigma_X$ 、 $Y$  の標準偏差を  $\sigma_Y$ 、 $X$  と  $Y$  の相関係数を  $\rho_{XY}$  とすると、 $X$  に対する  $Y$  の回帰式はつぎのように書ける。

$$Y - m_Y = \rho_{XY} (\sigma_Y / \sigma_X) (X - m_X)$$

1901～2001 年の観測記録から得られたこの直線式は、11 世紀から 19 世紀の古気候についても同様に成り立つものとする。

上式を書き換えて

$$Y = \rho_{XY} (\sigma_Y / \sigma_X) X + \{ m_Y - \rho_{XY} (\sigma_Y / \sigma_X) m_X \}$$

とすると、表 - II - 4 の回帰式の勾配  $a$  および切片  $b$  と、上式の  $\sigma_X$ 、 $\sigma_Y$ 、 $\rho_{XY}$ 、 $m_X$ 、 $m_Y$  との関係は、

$$a = \rho_{XY} (\sigma_Y / \sigma_X)$$

$$b = m_Y - \rho_{XY} (\sigma_Y / \sigma_X) m_X$$

となる。

古記録から得られた月降水日数割合の区間平均値を  $m_{X, \text{古記録}}$ 、標準偏差を  $\sigma_{X, \text{古記録}}$  とし、古気候の降水量の区間平均値を  $m_{Y, \text{古記録}}$ 、標準偏差を  $\sigma_{Y, \text{古記録}}$  とすると、これらの間にも、観測記録の諸量の間にも成り立つのと同様の関係式が成り立つ。

$$m_{Y, \text{古記録}} = a m_{X, \text{古記録}} + b$$

$$\sigma_{Y, \text{古記録}} = a \left( \sigma_{X, \text{古記録}} / \rho_{XY} \right)$$

この関係式に、古記録から求めた月降水日数割合の区間平均値  $m_{X, \text{古記録}}$  および標準偏差  $\sigma_{X, \text{古記録}}$  を代入すると、降水量の区間平均値  $m_{Y, \text{古記録}}$  および標準偏差  $\sigma_{Y, \text{古記録}}$  が求まる。

月降水量の分布が対数正規分布 ( $m_{Y, \text{古記録}}, \sigma_{Y, \text{古記録}}^2$ ) の場合には、もとの変数の区間平均値  $\mu_{Y, \text{古記録}}$  と標準偏差  $\eta_{Y, \text{古記録}}$  は次式により求めなければならない。

$$\mu_{Y, \text{古記録}} = \exp \left( m_{Y, \text{古記録}} + \sigma_{Y, \text{古記録}}^2 / 2 \right)$$

$$\eta_{Y, \text{古記録}} = \mu_{Y, \text{古記録}}^2 \left( e^{\sigma_{Y, \text{古記録}}^2} - 1 \right)$$

このようにして得られた 11 世紀以後の京都の月降水量の区間平均値を図-Ⅱ-12 に示す。20 世紀区間には観測降水量と観測月降水日数割合を用いて古記録と同じ方法で求めた降水量の二通りの値が示してある。両者はよく一致しているので一本の線のように見えている。また比較の便を考慮して、20 世紀以外の区間には古記録による推定値と 20 世紀の観測値の両方が示してある。

図-Ⅱ-13 には推定標準偏差を示す。20 世紀区間には観測値の標準偏差と観測値を用いて古記録と同じ方法で求めた標準偏差の二通りの値が示してある。両者はよく一致している。また比較の便を考慮して、20 世紀以外の区間には古記録による標準偏差推定値と 20 世紀の観測値の標準偏差の両方が示してある。15 世紀、17 世紀、18 世紀、19 世紀の古記録による標準偏差推定値は 20 世紀のそれと大差ないが、その他の世紀では 9 月の標準偏差が特に大きく推定されている。

表-Ⅱ-8、9 に、図-Ⅱ-12、13 に示した月降水量と標準偏差を整理して示す。表-Ⅱ-8 の下欄に、月降水量の合計値が示してある。本論ではこの値を年降水量の区間平均値として用いる。

図-Ⅱ-12 および表-Ⅱ-8 を用いて、11 世紀以後の京都の年降水量の主要部分を占めてきた 6~10 月の 5 ヶ月降水量がどのように変動してきたかを見てみることにしよう。年降水量に占める 5 ヶ月降水量の割合は、11 世紀が 62%、12 世紀が 63%、13 世紀が 58%、14、15、16 世紀が 60%、17、19、20 世紀が 59%、18 世紀が 60%となっており、平均 60%±3%となっている。

さらに、この 5 ヶ月降水量に占める 6 月、9 月の 2 ヶ月降水量の割合を

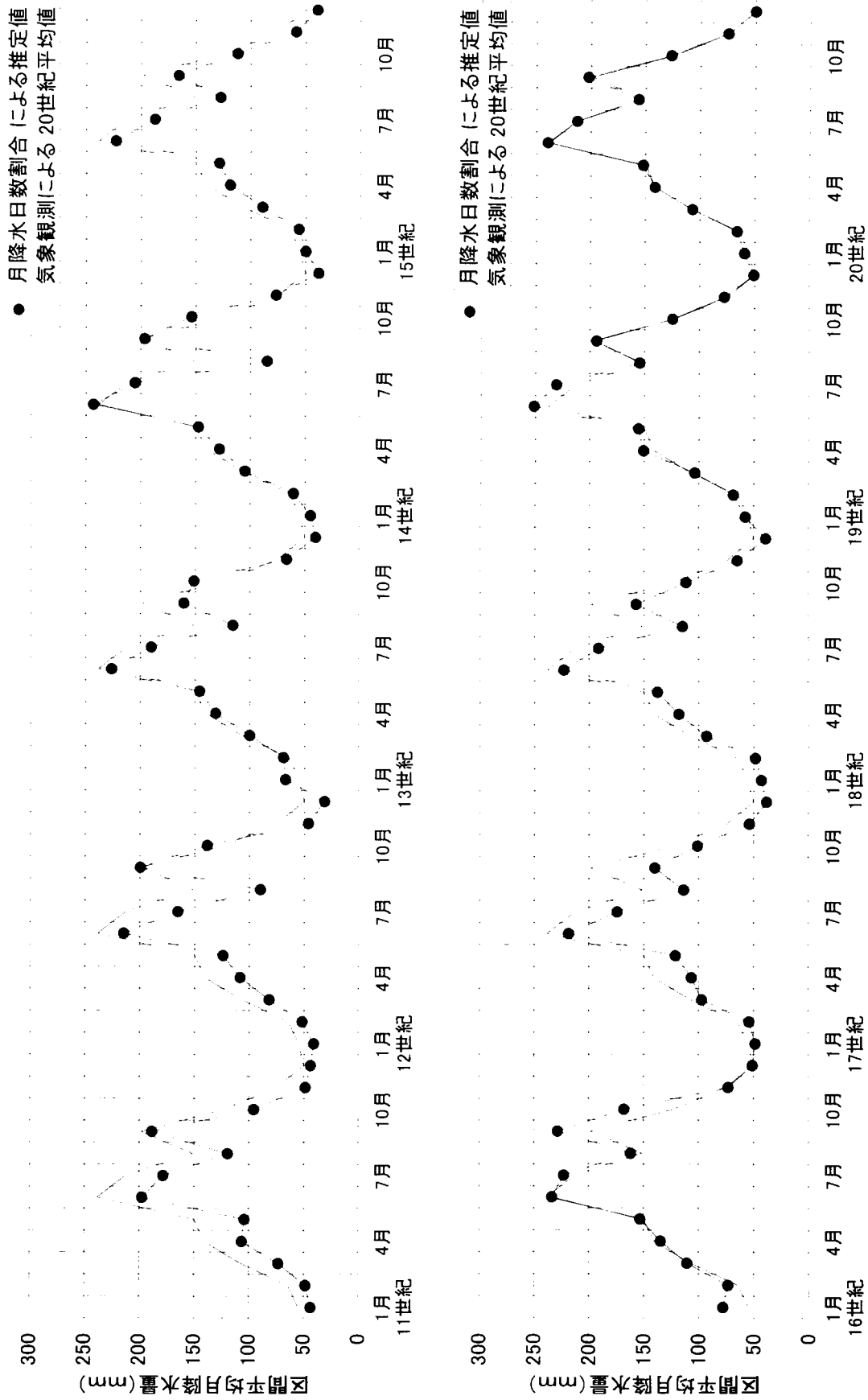
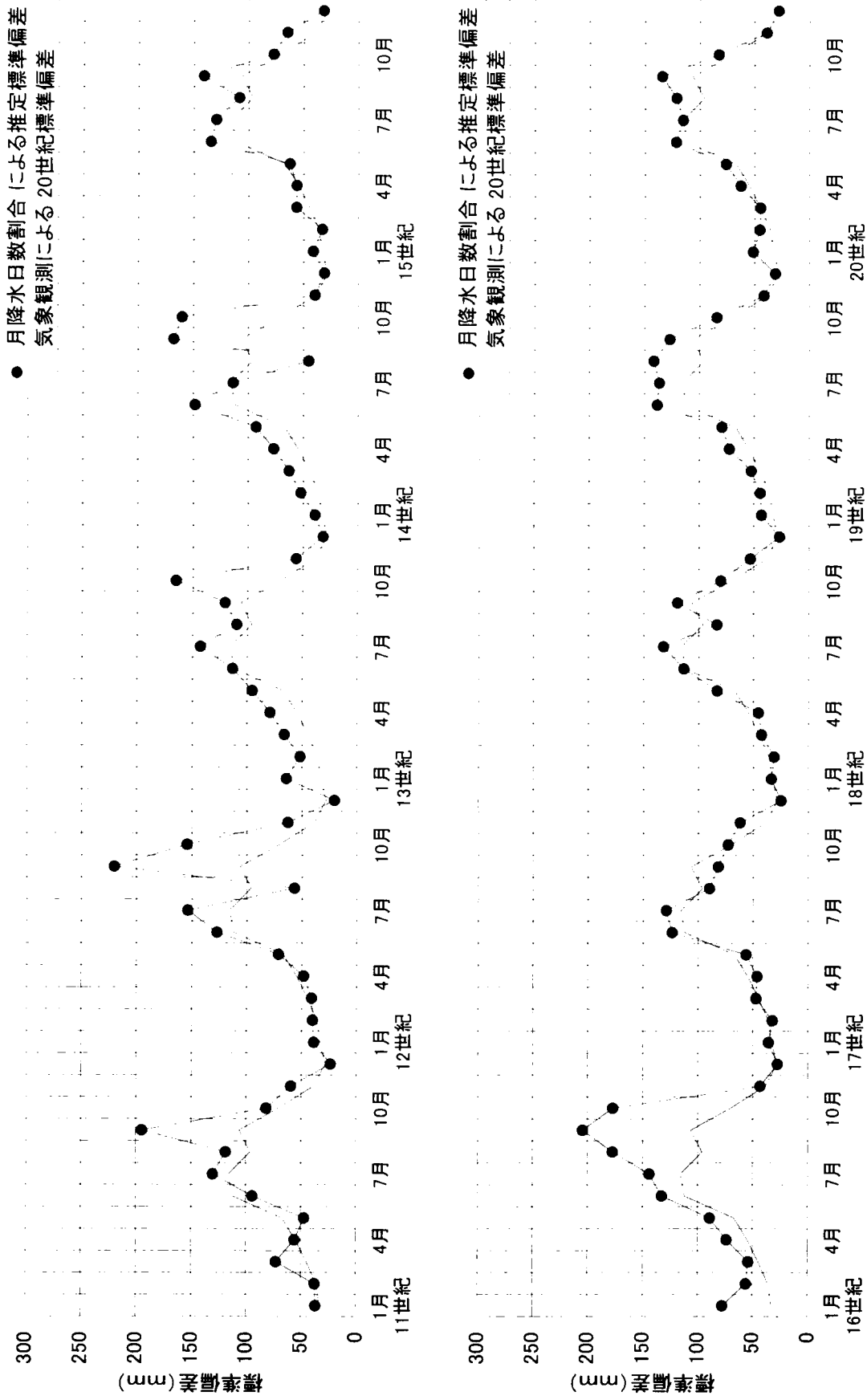


図-Ⅱ-12 京都の月降水量の推定結果(区間平均値)



図一Ⅱ-13 京都の月降水量の推定結果(標準偏差)

表一Ⅱ-8 京都の月降水量の推定結果(区間平均値)

	11世紀	12世紀	13世紀	14世紀	15世紀	16世紀	17世紀	18世紀	19世紀	20世紀	20世紀観測値
1月(0.5mm/日以上)	43.5	41.1	67.3	44.4	49.6	78.1	48.3	43.0	57.6	59.1	55.0
2月(0.5 " )	48.4	51.6	69.1	60.4	56.1	73.2	54.0	48.4	68.4	66.1	64.1
3月(1.0 " )	73.2	81.8	100.0	104.6	89.1	110.2	96.9	92.7	103.4	106.5	107.0
4月(1.0 " )	106.4	108.1	131.1	128.1	118.6	134.3	106.3	117.9	150.3	141.0	140.5
5月(1.0 " )	104.0	123.7	145.5	147.3	128.4	153.0	121.0	137.4	155.0	151.7	149.7
6月(1.0 " )	197.5	214.7	226.3	243.2	222.8	233.5	218.5	223.3	251.2	239.6	238.2
7月(1.0 " )	178.3	165.2	190.1	205.3	187.3	222.7	174.3	191.4	230.6	212.5	212.6
8月(0.5 " )	119.2	89.8	115.3	84.6	127.3	161.5	113.4	114.4	154.1	156.0	151.0
9月(1.0 " )	188.6	199.6	160.2	196.6	165.6	228.5	139.8	157.0	193.9	202.4	198.1
10月(1.0 " )	95.4	138.5	151.0	153.5	111.7	167.5	100.8	111.2	124.2	126.4	122.8
11月(1.0 " )	48.5	46.1	66.6	76.6	58.7	72.8	53.6	64.7	77.3	74.8	74.7
12月(0.5 " )	43.7	31.2	40.0	37.9	39.1	50.9	38.2	38.8	50.7	50.0	50.3
合計(年)	1247	1291	1463	1483	1354	1686	1265	1340	1617	1586	1564

(単位;mm)

表一Ⅱ-9 京都の月降水量推定結果(標準偏差)

	11世紀	12世紀	13世紀	14世紀	15世紀	16世紀	17世紀	18世紀	19世紀	20世紀	20世紀観測値
1月(0.5mm/日以上)	36.5	38.5	64.1	39.1	41.0	77.3	35.8	33.7	43.0	51.2	32.6
2月(0.5 " )	37.2	39.8	51.6	52.1	32.8	56.0	32.3	31.0	44.3	45.0	35.7
3月(1.0 " )	72.5	40.7	65.8	62.8	56.2	53.8	47.0	42.6	52.5	44.4	44.6
4月(1.0 " )	55.6	47.9	78.7	76.6	56.1	73.7	46.1	45.3	72.5	62.4	54.5
5月(1.0 " )	46.8	71.0	95.0	92.6	62.3	88.9	56.1	82.9	79.3	76.0	66.9
6月(1.0 " )	93.8	126.9	113.2	148.2	134.2	132.5	123.3	113.2	138.2	121.5	112.0
7月(1.0 " )	130.2	153.6	142.7	113.6	129.4	144.0	128.8	132.0	136.3	115.2	115.4
8月(0.5 " )	118.4	56.8	109.6	44.9	108.4	177.3	89.5	83.2	141.6	121.2	96.0
9月(1.0 " )	194.6	220.0	120.6	167.8	140.8	204.2	81.5	119.1	127.0	134.2	106.2
10月(1.0 " )	81.5	154.4	165.2	160.3	77.2	177.1	72.5	80.0	84.2	82.5	70.1
11月(1.0 " )	59.4	62.7	56.1	39.4	64.7	43.4	61.9	53.2	41.3	38.8	38.7
12月(0.5 " )	23.2	20.1	31.4	30.8	31.9	27.4	24.6	26.6	31.1	28.1	28.0

(単位;mm)

見てみると、11世紀が50%、12世紀が51%、13世紀が46%、14世紀が50%、15世紀が48%、16世紀が46%、17、18世紀が48%、19、20世紀が47%となっており平均48%±3%となっている。また、9月降水量を1としたときの6月降水量を見てみると、20世紀の1.18に対してその他の世紀では1.56~1.02、平均1.26となっている。すなわち、20世紀に見られた京都の降水量の季節変化が、11世紀以後のすべての世紀でも共通して見られることが分り、このことにより京都の降水量の季節変化はこの1000年間ほとんど変わっていないといえよう。

つぎに表-II-8から3ヵ月降水量と年降水量を求め、これらの長期傾向変動について検討する。それぞれの3ヵ月降水量の1000年間平均値を1として変動の様子を示すと、図-II-14のようになる。この図には、3ヵ月降水量変動の近似直線式も示してある。近似直線勾配を見ると7~9月と年降水量が0.019、1~3月が0.022、4~6月が0.020、10~12月は0.012となっており、10~12月以外はおおよそ0.02となっている。このように11世紀以後の京都の3ヵ月降水量および年降水量は、すべて増加傾向にある。

そこでつぎに年降水量の増加量を求めておく。表-II-8の年降水量をプロットすると図-II-15のようになる。20世紀区間にプロットした二つの点は年降水量の観測値1564mmと月降水日数割合の観測値から古記録と

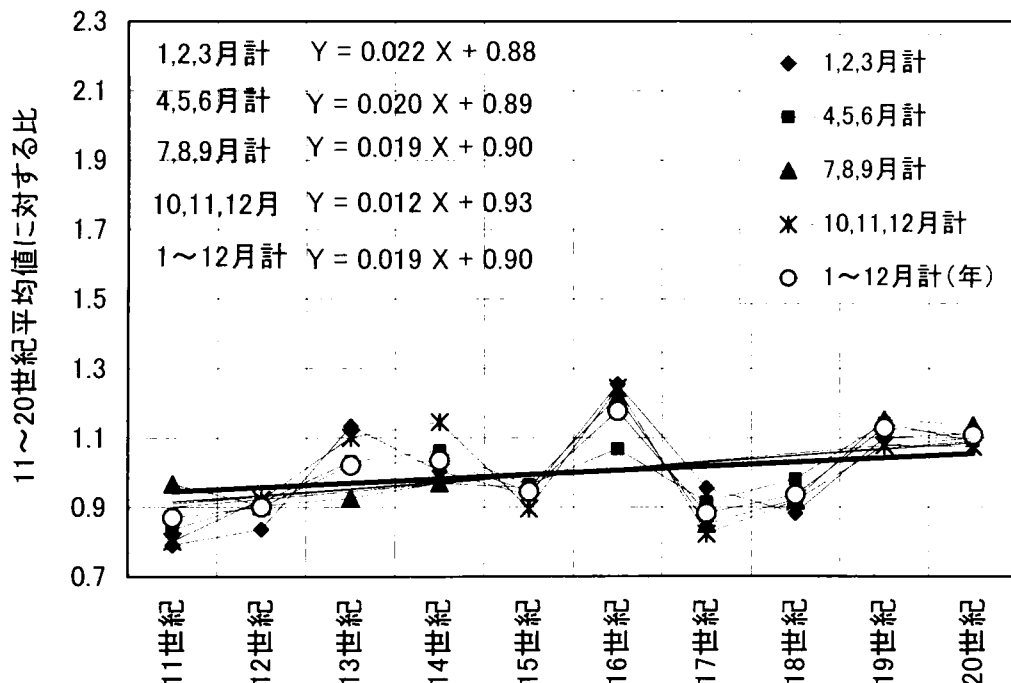


図-II-14 京都の3ヵ月降水量と年降水量推定値の経年変化



同じ方法により推定した年降水量 1586 mm を示す。図に示した近似直線式は後者の値を用いて求めたものである。近似直線の勾配から京都の年降水量は一世紀当り 26.7mm の割合で増加していることが分る。近似直線式を用いると 11 世紀の京都の年降水量は 1314mm となり、20 世紀の年降

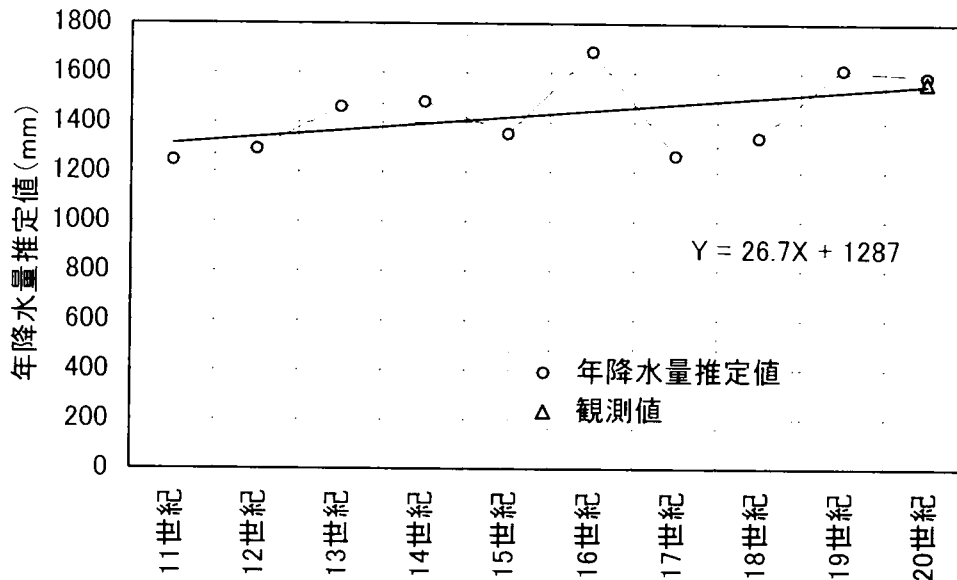


図 - II - 15 京都の年降水量推定値の経年変化

水量は 1554mm となるから、11 世紀の年降水量は 20 世紀の年降水量よりも 240mm 少なかったことになる。いま京都の 20 世紀の年降水量観測値を小さい方から順に並べると、第 1 位が 881mm、第 20 位が 1332mm となるから、11 世紀の年降水量推定値 1314mm は、20 世紀の年降水量で見ると少ない方から数えてほぼ 20 番目に相当していることになる。

京都の 3 ヶ月降水量および年降水量が、以上述べたように 11 世紀から 20 世紀にかけて増加傾向にあるという本論の推定結果については、この後さらに既往の他の研究結果とも比較し検証することにする。

また、表 - II - 8 から冬季 12~3 月の 4 ヶ月降水量を求めてみると、11~20 世紀の 1000 年間の平均降水量は 251mm となっている。一方、第 I 編の図 - I - 13(a)~(e)を見ると、11 世紀以後 1953 年までの京都の 12 月から 3 月の日最低気温月平均値はすべて 1.35℃以下となっていることから、1953 年以前の京都では 12~3 月の冬季は降水量の大部分が降雪によりもたらされていたであろうということが分る。

冬季降水量が降雨によるものか降雪によるものかは、水の貯留施設を持たない時代にあつては、水資源としての価値が異なってくる。つまり降雪の場合は、降雪、積雪、融雪、流出という一連の過程を経て下流に到達する

ことになるから、降雪から流出までに時間遅れが生じることになり、これが下流で水利用するものにとっては大変都合のよい場合もある。ところが、琵琶湖・淀川流域のように湖水による貯留機能が大きく、降雪量も多い流域では事情はもう少し複雑で、琵琶湖流域の降雪・降水量の時空間分布は琵琶湖に流入する融雪水量の時間分布を規定し(宮井ほか、1984)、それはまた年間の琵琶湖の水位変動の初期値を規定することになる。またその初期値は、その年の琵琶湖周辺の治水(宮井ほか、1995)や水環境と下流淀川の治水、利水と密接に関係してくるのである。

京都の冬季4ヵ月降水量そのものは、20世紀末で目立った変動は見られないが、急速な温暖化の影響により、冬季の降雪と降雨の割合は変化していると思われる。京都だけでなく同様のことは琵琶湖流域でも生じていると考えられ、こうした降雪から降雨への変化が冬季降水の水資源としての価値や琵琶湖の水管理、水環境などに極めて大きな影響を与えるものと推察される。

## 第 5 章 京都とブリテンの降水量変動の比較

### 第 1 節 京都、イングランドおよびフィラデルフィアの降水量変動の特徴と相互関係

本節では降水量観測値を用いて京都、イングランドおよびフィラデルフィアの降水量変動が相互に関係を有していることを示し、この結果を踏まえて京都とブリテンの古気候の降水量変動を比較することにより、本論の降水量推定結果の検証を行う。

京都の観測降水量としては 1881～2002 年までの 122 年間の値を用い、イングランド(England and Walse)の観測降水量としては 1727～1976 年までの 250 年間の値(Lamb, 1977)を用いる。京都の観測点は北緯 35° 東経 136° に位置し、イングランドの観測点はほぼ北緯 52° 東経 0° に位置している。二つの観測点は、経度方向に 136°、緯度方向に 17° 離れているが、共に偏西風帯に属している。

京都とイングランドの降水量変動の間にどのような関係があるかは未知であるから、両者の関係については試行錯誤により検討しなければならない。そこで常道に従い、大スケール空間における気候の相関関係については、長時間スケールの平均値と変動に着目して考察することとする。

まず、イングランドの年降水量時系列と京都の年降水量時系列を標準

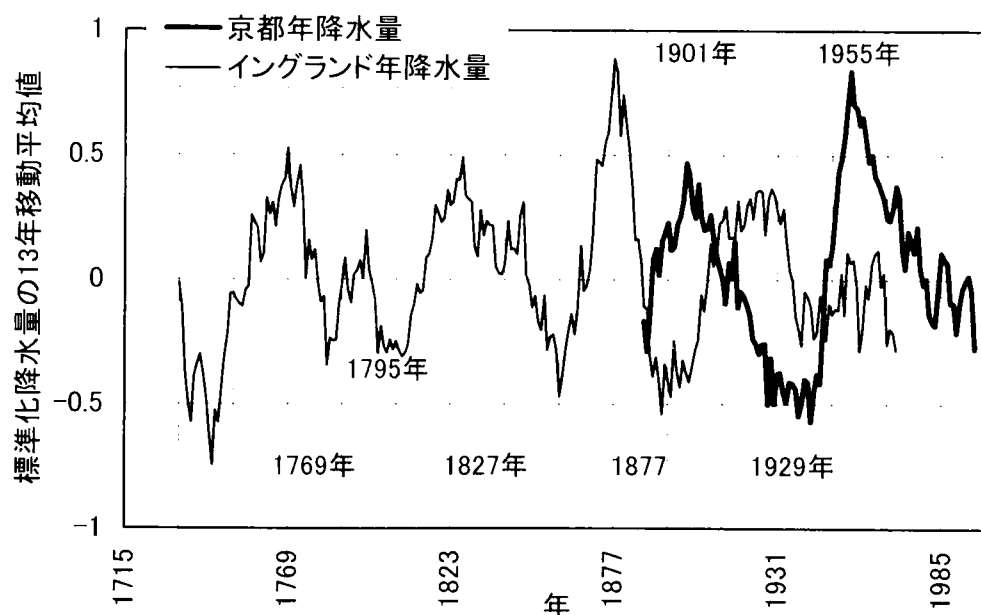


図 - II - 16 京都とイングランドの年降水量変動の比較

化し、それらの 13 年移動平均値を比較する。その結果を図 - II - 16 に示す。この図から、両者の移動平均値には極大値のあることが分る。京都の観測期間が短いので極大値生起年の周期性についてはよく分らないが、極大値間隔は 54 年となっている。イングランドの極大値生起年は図に示したとおり、1769 年、1827 年、1877 年、1929 年となっており、1769 年と 1827 年の間隔が 58 年で少し長いが、すべての極大値間隔を平均すると 53.3 年となり、京都の極大値間隔 54 年とほぼ等しい。ただし、1769 年と 1827 年の中間にある 1795 年の極大値は小さいので無視している。

図 - II - 16 の京都とイングランドの降水量変動を見ると、イングランドの 1805 年から 1895 年の変動の形が、京都の変動の形に似ていることに気づく。京都の 1955 年の極大値を 78 年左に平行移動してイングランドの 1877 年の極大値に重ねると、京都の 1901 年の極大値はイングランドの 1827 年の極大値の左側に 4 年ずれるが、両者はほぼ重なるように見える。つまりイングランドと京都の年降水量変動の間には一定の位相差のあることが窺われる。

そこでイングランドと京都の他に第三の地点として、北緯 40° 西経 75° でやはり偏西風帯に属しているフィラデルフィアを選び、この 1738 年から 1967 年まで 230 年間の観測降水量を用いて、その 3 ヶ月降水量 (Lamb, 1977) の 13 年移動平均値の周期性について調べてみる。3 ヶ月降水量のうち、極大値生起年の周期性が認められるのは 6、7、8 の 3 ヶ月降水量だけであることが分ったので、これを図 - II - 17 に示す。図の白丸の部分は、欠測年

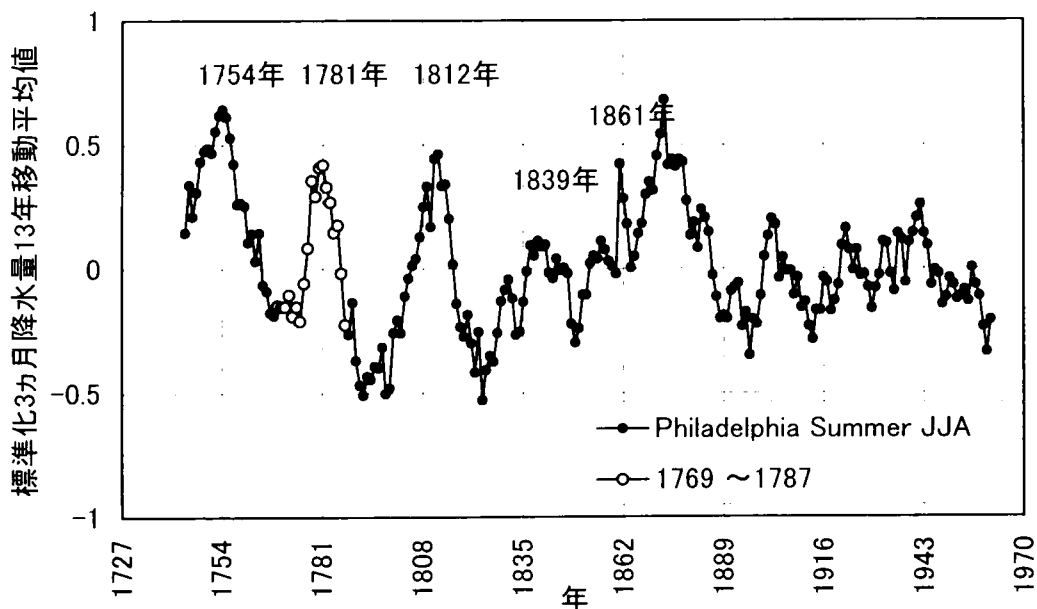


図 - II - 17 フィラデルフィアの夏季 3 ヶ月降水量

があるため 13 年分より少ないデータで移動平均値を求めた区間を示す。この図に見られる極大値の内、周期性の窺われるものだけを抽出すると 1754 年、1781 年、1812 年、1839 年、1861 年となり、これらの間隔を平均すると 26.8 年となる。これは 2 倍すると 53.6 年となり、京都およびイングランドの極大値間隔にほぼ等しくなる。

そこでつぎに、京都、イングランド、フィラデルフィア三地点の降水量変動の極大値生起年の関係について、つぎのような検討をする。縦軸に経度  $x$ 、横軸に時間  $t$  をとり、この  $x-t$  平面上に三地点の極大値生起年をプロットすると図 - II - 18 が得られる。三地点の極大値生起年を通る勾配の等しい近似直線を求めると、直線勾配として  $x/t = 1.78^\circ / \text{年}$  が得られる。つまり、京都、イングランド、フィラデルフィア三地点の極大値生起年の間にはそれぞれの地点の経度差に比例した位相差のあることが分る。

図 - II - 18 には、京都の極大値生起年が東経  $136^\circ$  線を挟んで二つずつ示してある。上側の値は極大値生起年の 1901 年と 1955 年の間隔 54 年を外挿したもので、下側の値はフィラデルフィアまたはイングランドの極大値生起年を出発点として、直線  $x/t = 1.78^\circ / \text{年}$  と東経  $136^\circ$  の交点として求めたものである。二つの値には 1 年から 3 年程度の誤差があるが、よく一致しているといえよう。この図によると、京都では既に生起済みの三つの極大値に加えて、これから生起するであろう極大値として 2009 年または 2006 年の極大値のあることが分る。

さてつぎに、偏西風帯を東西方向に伝播し、かつ降水量変動に関係が

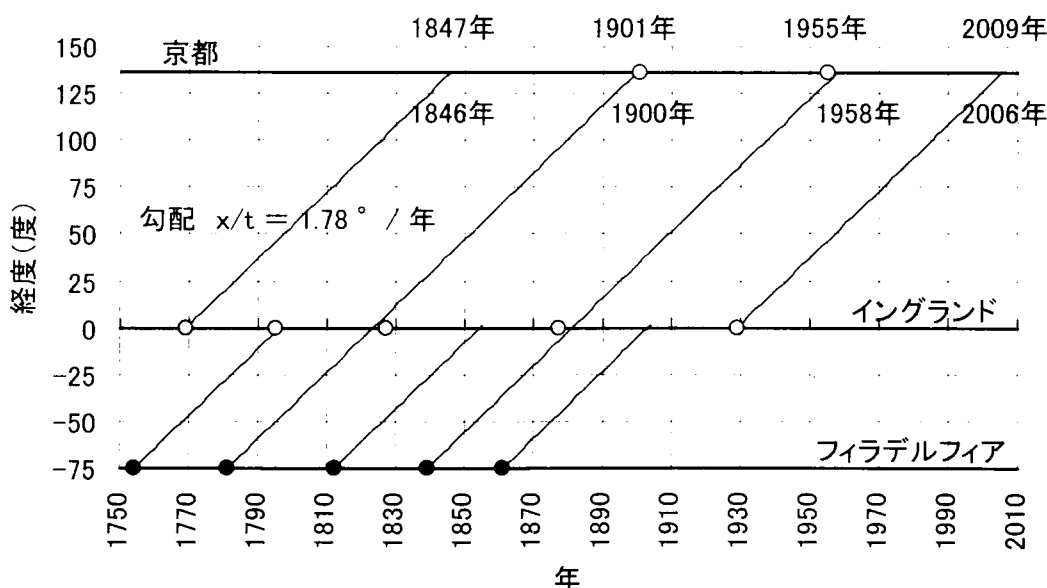


図 - II - 18 降水量極大値の特性直線

あると思われる大気の擾乱としてどのようなものがあるか検討してみよう。図－Ⅱ－18 で表される降水量極大値生起年の周期と特性直線が、いま考えている大気の擾乱の波動特性にそのままあてはまると仮定すると、擾乱の伝播速度  $x/t$  と波長  $L$  はつぎのようになる。ただし簡単のために、偏西風帯の代表緯度を北緯  $45^\circ$  としておく。

$$x/t = 1.78^\circ / \text{年} = 0.004 \text{ (m/sec)}$$

$$L = 54 \text{ 年} \times 1.78^\circ / \text{年} = 7559 \text{ (km)}$$

すなわち、いま考えている大気の擾乱は波長が地球の半径と同程度で、東進速度が偏西風速より極めて遅いという二つの特徴をもっている。このような特徴を備えた大気の擾乱としてはロスビー波が知られている。そこで、いま考えている大気の擾乱をロスビー波と仮定し、その固有速度を求め、東進速度が偏西風速よりはるかに遅い理由について調べてみよう。

ロスビー波の相対速度は、偏西風速とロスビー波の固有速度との差として表される。

$$c_r = U - \beta (L_r / 2\pi)^2$$

$c_r$  ロスビー波の相対速度(東進をプラス)

$U$  偏西風速

$L_r$  ロスビー波の波長

$\beta$  ロスビー因数

この式にロスビー因数  $\beta$  として北緯  $45^\circ$  の値  $1.619 (10^{-13} \text{ cm}^{-1} \text{ sec}^{-1})$  を代入し、 $L_r = L$  とおくと、

$$c_r = U - 23.4 \text{ (m/sec)}$$

となる。いま考えている大気の擾乱の東進速度は上で見たように  $0.004 \text{ (m/sec)}$  であるから、この擾乱がロスビー波であるとすると、

$$0.004 = U - 23.4 \text{ (m/sec)}$$

が成り立たなければならない。

つまり、いま考えている擾乱は固有速度  $23.4$  (m/sec) で西進しようとするが、それとほぼ等しい偏西風速  $U$  により流されて速度  $0.004$  (m/sec) の極めてゆっくりとした速度で東進していると考えることができよう。

以上、京都、イングランドおよびフィラデルフィアの降水量観測値から、降水量の極大値生起年について図 - II - 18 に示したような関係を見出すことができた。しかし、本論の古気候の降水量推定結果を検証するうえで必要となる京都とイングランドの観測降水量の長期傾向変動については、京都の観測期間が短すぎることもあり、有意な関係を見出すことができなかった。

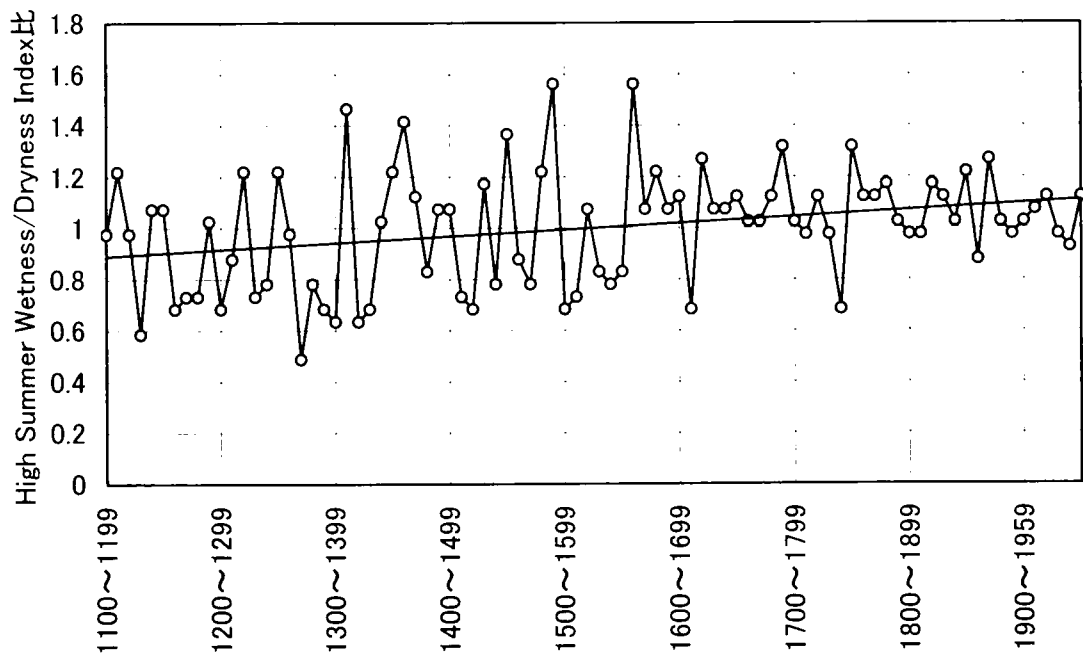
## 第 2 節 京都とブリテンの降水量変動の比較

本節では、京都の降水量推定結果を検証するために、京都とブリテンの降水量変動を比較し両者の傾向変動がきわめてよく似ていることを示す。

ブリテンの古気候の降水量推定結果としては12世紀以後の7、8月の乾燥/湿潤インデックス(Lamb、1966)を用いる。乾燥/湿潤インデックスとは、7月と8月の月降水量を大の月、普通の月、小の月の3段階に分け、普通より雨の多かった大の月にはインデックス1を与え、普通の月にはインデックス1/2を与え、普通より雨の少なかった小の月にはインデックス0をそれぞれ与えることにしたもので、インデックスの大小により7、8月の2ヵ月降水量の多い、少ないを定性的に表そうというものである。

いまブリテンの乾燥/湿潤インデックスが1100～1959年の10年ごとに86個与えられており、これを平均すると10.2となるから、この860年間では大の月の方が小の月より少し多かったことになる。乾燥/湿潤インデックスの傾向変動、つまり7、8月の2ヵ月降水量の傾向変動を見るために、インデックス平均値を1として10年ごとのインデックスをプロットすると図－Ⅱ－19のようになる。図に示した近似直線勾配が正となっていることから、ブリテンの7、8月の2ヵ月降水量は12世紀以後増大傾向にあることが分る。

そこでつぎに、京都の古気候の降水量推定結果とブリテンの乾燥/湿潤インデックスを比較する。京都の降水量推定結果としては図－Ⅱ－14を用

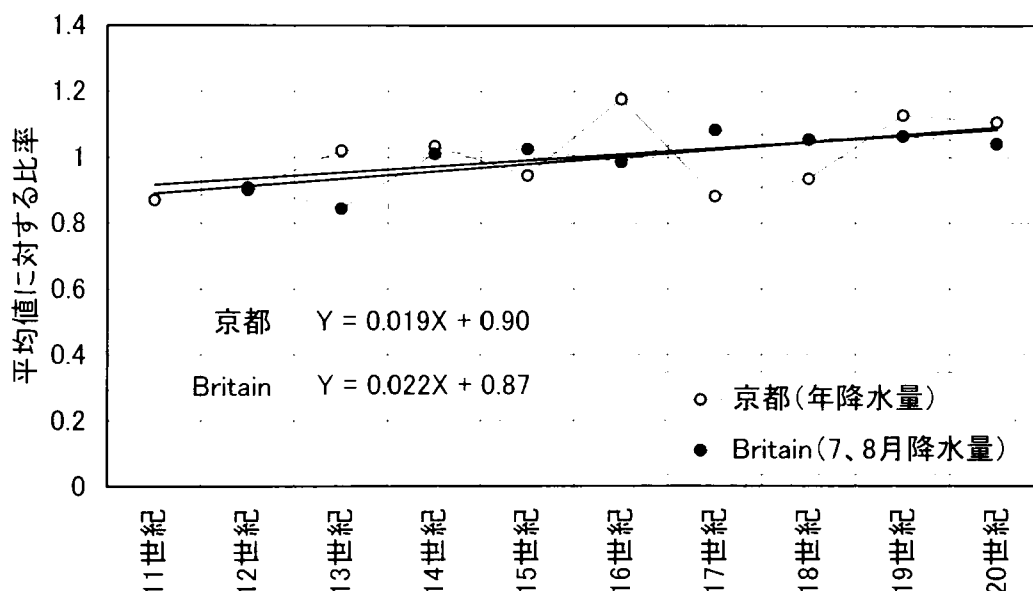


図－Ⅱ－19 ブリテンの7、8月の乾燥/湿潤インデックス



い、ブリテンの降水量推定結果としては図－Ⅱ－19 から求めた乾燥/湿潤インデックスの 100 年区間平均値を用いる。比較の便のためにそれぞれの平均値を 1 として一つの図にすると図－Ⅱ－20 が得られる。ただし、ブリテンのインデックスは 11 世紀の値が与えられておらず、また 20 世紀の値としては 1959 年までの 60 年間の値しか与えられていないので、図－Ⅱ－20 では 11 世紀の値として 12 世紀からの外挿値を、また 20 世紀の値としては 60 年間の平均値をそれぞれ用いることにした。

さて図－Ⅱ－20 を見ると、京都の年降水量の近似直線とブリテンの乾燥/湿潤インデックスの近似直線はよく一致していることが分る。11 世紀降水量に対する 20 世紀降水量の比を求めてみると京都の年降水量では 1.18、ブリテンのインデックスでは 1.22 となっている。すなわち、京都においても、またブリテンにおいても、20 世紀の降水量は 11 世紀の降水量の約 20% 増となっていることが分る。



図－Ⅱ－20 京都とブリテンの降水量推定結果の比較

図－Ⅱ－14 には京都の年降水量の他に、3 ヶ月降水量の近似直線も示してある。これらの近似直線勾配を見ると 0.022、0.020、0.019、0.012 となっており、切片は 0.88、0.89、0.90、0.93 となっている。また図－Ⅱ－20 からブリテンの乾燥/湿潤インデックスの勾配は 0.022 で、切片は 0.87 であることが分るから、京都の 11 世紀以後の 3 ヶ月降水量も年降水量と同様に、ブリテンの乾燥/湿潤インデックスの傾向変動と大変よく似ていることが分る。

以上、11 世紀以後 1000 年間の京都の 3 ヶ月降水量と年降水量の推定

結果を、広大な空間を隔てたブリテンの7、8月の乾燥/湿潤インデックス、つまり7、8月の降水量推定結果と比較し、両者の傾向変動が非常によく似ていることを見出した。このことにより、京都の降水量が11世紀以後増加傾向にあるという本論の推定結果を検証することができたと考えている。またこうした知見は、大スケールの気候系の構造理解のためにも大変有用な知見であると考えている。

## 第 6 章 まとめ

第 II 編では古記録を用いて京都の月降水量と年降水量を推定する方法を研究した。本論で用いた古記録は京都で記された日記体の古記録である。古記録の降水記録は記録者の主観的な記録であり、近代的な観測記録のように一定の測定下限値を設定して測定した記録ではない。したがって、同じ日に同じ場所で記された記録であっても、記録者が異なれば記録の内容も異なってくる。古記録を用いる研究では、このような記録から降水量推定に有用な水文データを得るにはどのようにすればよいかということが大きな問題となる。

これを解決するために、本論では、期間の重複をいとわずできるだけ多数の古記録を収集し、これらの記録の降水有りの日を 1、降水無しの日を 0 として、古記録を 0 と 1 の二値時系列に変換することにした。そしてこれをベルヌーイの試行列と考えて、その 1 の出現割合をもって月降水日数割合と定義することにした。記録者の異なる数多くの古記録から得られた試行列からこの定義にしたがって求められた月降水日数割合は、古記録の記録者に共通の判定基準により判定された降水有りの日数から求まる月降水日数割合となっているからである。本論では、この月降水日数割合を降水量推定のための水文データとして用いることにした。

11 世紀以後の京都の月降水量と年降水量を推定した結果、つぎのようなことが分った。京都の月降水量の季節変化、つまり年間の降水量の月配分は、11 世紀からの 1000 年間、われわれの経験した 20 世紀の季節変化とほとんど変わっていないが、降水量は 11 世紀からの 1000 年間、増加傾向にあることが分った。増加の程度は 3 ヶ月降水量が 1000 年間で 18～22% 増、年降水量が 18% 増である。これを降水量で見ると 11 世紀の年降水量は 1314mm で、100 年当たり 26.7mm ずつ増加した結果、20 世紀には 1554mm になったと推定される。

このような推定結果を既往の他の研究結果と比較し検証した。ブリテンの古気候の乾燥/湿潤インデックスを用いて、11 世紀以後の 1000 年間の 7、8 月降水量の傾向変動を求めた結果、ブリテンの 7、8 月降水量は増加傾向にあり、増加の程度は 22% であることが分った。このように、京都の年降水量と 3 ヶ月降水量の 1000 年間の傾向変動が、ブリテンの 7、8 月の 2 ヶ月降水量の傾向変動と極めてよく似ていることを見出すことができたことにより、本論の京都の降水量推定結果が検証されたものと考えられる。

## おわりに

気候変動の予測は、気候シミュレーションモデルの組み立てから始められる。このような予測に用いられるシミュレーションモデルは、気候の自然変動および人為的変動の時空間分布を適切に再現するものでなければならない。

気候の自然変動は、火山噴火、太陽活動など気候系に対する外部強制力が変化した結果起こることもあれば、大気と海洋といった気候系内部の要素間の相互作用の結果起こることもある。こうした地球の気候系の構造を数学的に表現したものが気候シミュレーションモデルである。気候の自然変動は人為的影響を受ける前の気候変動、すなわち古気候の変動に他ならないと考え、このモデルは、過去の気候系の内部および外部の変動要因を入力したときには、古気候の時空間分布を適切に再現できるものでなければならない。

本論では、気候シミュレーションモデルを検証するための古気候の時間分布データを提供することを考えて研究を進めた結果、京都の冬季気温について 11 世紀以後の数十年から 100 年の区間における気温平均値を推定することができた。また降水量については、11 世紀以後の 100 年ごとの区間平均月降水量と年降水量を推定した。

ところが上述したように、自然変動をより良く再現するモデル作りのためには、京都一地点の気候変動の時間分布を知るだけでは十分でなく、気候変動の空間分布についても知っておかなければならない。気候変動の時間分布と空間分布の両方を知ってはじめて、気候変動を、それを引き起こした原因との関係において理解することが可能となり、気候系の構造についての理解を深めてはじめて、気候シミュレーションモデルの改良と精度の向上が図れるからである。

本論では京都の古気候の推定結果を検証するために、ヨーロッパの古気候との比較をしたが、こうした比較により京都の冬季気温と降水量変動が広大な時空間を隔てたヨーロッパの古気候と密接な相関関係を有していることが明らかとなった。一例を挙げるとつぎのようなことが挙げられよう。本論の結果によると、小氷期と称される寒冷な気候は、ヨーロッパでは長期間継続したが京都では短期間で終わる。ところがこのような違いがあるにもかかわらず、小氷期の最中に出現した 1501～1550 年の温暖化は京都、ブリテン、ジャーマニの三地点において共通に、しかも同時に見られている。また降水量については、京都の年降水量と 3 ヶ月降水量が 11 世紀から 20 世紀にかけて増加傾向にあるという本論の結果と同様の傾向が、イングランド

の夏季の2ヵ月降水量についても見られることが明らかとなった。

このように本論は、単に京都一地点の古気候の時間分布を推定しただけに留まらず、その空間分布についてもさまざまな知見を提示することができた。このような本論の推定結果を手掛かりにして、今後さらに気候系の構造についての理解が深まり、気候シミュレーションモデルの一層の精度向上が図られることを期待している。

古記録は日々の天候記録の宝庫である。本論は、この宝庫を開く鍵を提示することができたと考えている。古記録が今後さらに活用され科学の進歩に一層貢献することを願ってやまない。

## 謝辞

本研究をすすめるにあたり、京都大学防災研究所水資源研究センター長池淵周一教授には、多大の御助言と御指導、御激励をいただきました。心から厚くお礼申し上げます。

また、諏訪大社の古記録の閲覧につきましては、諏訪大社権禰宜宮坂清様に、京都の古記録等の閲覧、貸出しにつきましては、株式会社井筒社長井筒與兵衛様に、それぞれ大変お世話になりました。心からお礼申し上げます。

## 参考文献







(古記録名 その3)

番号	古記録の名称	西暦(年)					復刻版の出版等に関する情報
		1651 ~ 1700	1701 ~ 1750	1751 ~ 1800	1801 ~ 1850	1851 ~ 1872	
86	蔡親日記	○					第26巻, 臨川書店
87	蔡親日記	○					第26巻, 臨川書店
88	蔡親日記	○					第26巻, 臨川書店
89	蔡親日記	○					第26巻, 臨川書店
90	蔡親日記	○					第26巻, 臨川書店
91	蔡親日記	○					第26巻, 臨川書店
92	蔡親日記	○					第26巻, 臨川書店
93	蔡親日記	○					第26巻, 臨川書店
94	蔡親日記	○					第26巻, 臨川書店
95	蔡親日記	○					第26巻, 臨川書店
96	蔡親日記	○					第26巻, 臨川書店
97	水越 允治 (水越, 1985, 1986, 1989, 1992, 1992)			○	○		第26巻, 臨川書店
98	親王日記						第26巻, 臨川書店
99	親王日記						第26巻, 臨川書店
100	親王日記						第26巻, 臨川書店
101	親王日記						第26巻, 臨川書店
102	親王日記						第26巻, 臨川書店
103	親王日記						第26巻, 臨川書店
104	親王日記						第26巻, 臨川書店
105	親王日記						第26巻, 臨川書店
106	親王日記						第26巻, 臨川書店
107	親王日記						第26巻, 臨川書店
108	親王日記						第26巻, 臨川書店

- 荒川秀俊（1955）：気象変動論（気象学講座第10巻）、地人書館、82p.
- Lamb, H.H. (1966) : The changing climate. METHUEN & Co. Ltd., London, 214 p.
- Lamb, H.H. (1977) : Climate : Present, Past and Future. Volume 2. METHUEN & Co. Ltd., London, 800 p.
- 池淵周一、宮井宏、友村光秀（1984）：琵琶湖大浦川流域の積雪・融雪・流出解析、第28回水理講演会論文集。
- 池淵周一、庄建治朗、宮井宏（1995）：琵琶湖の歴史洪水の復元とその定性的検証、水文・水資源学会誌、第8巻、第1号。
- 宮井宏（1996）：古文書にみる淀川流域の大旱魃とその周期性、水利科学、No.3、Vol.40.
- 気象庁編（1996）：地球温暖化の実態と見通し、気象庁、598p.
- 宮井宏（1999）：古記録を用いた京都の冬季気温の推定、地学雑誌、Vol.108、No.3(964).