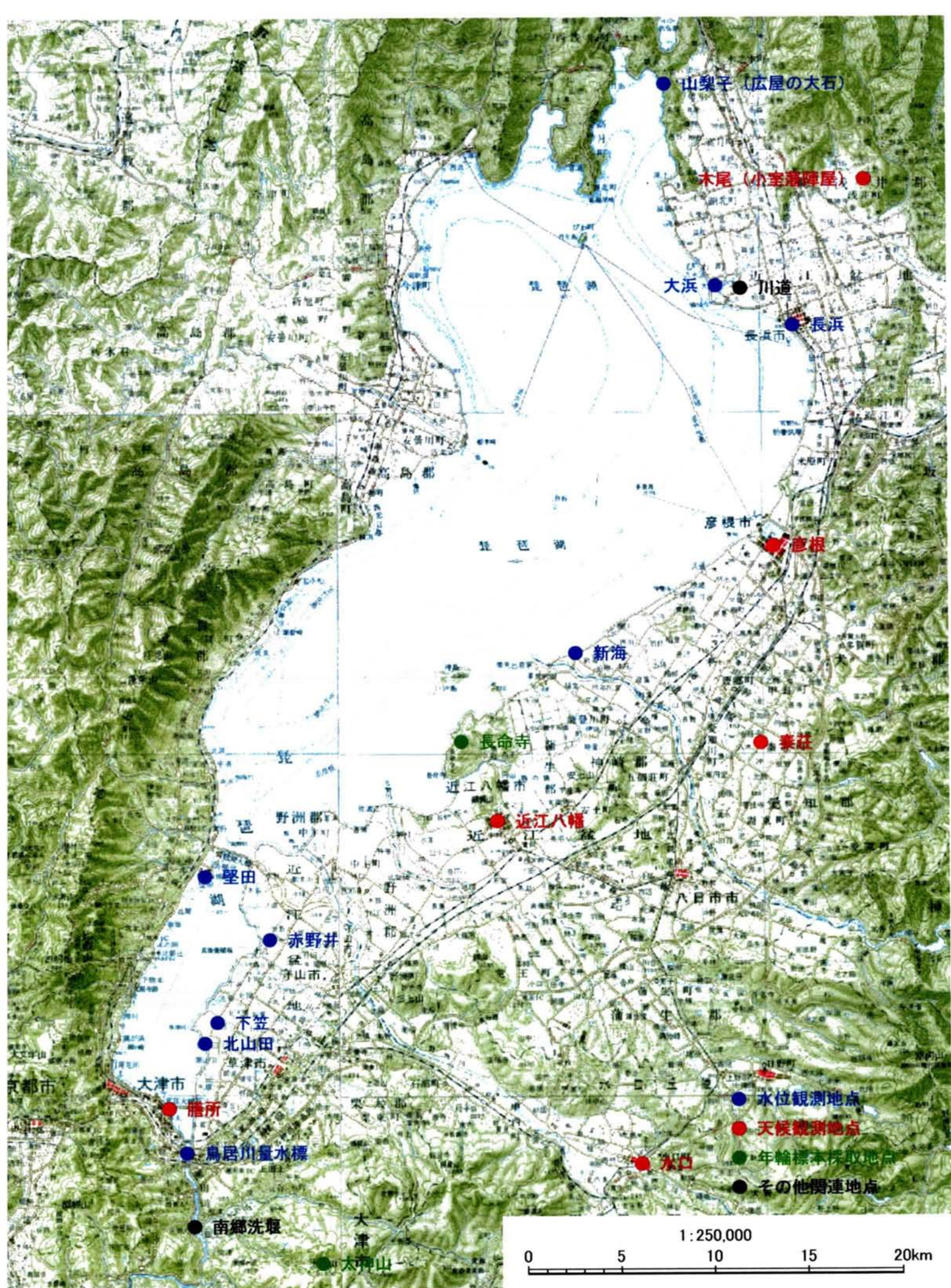


琵琶湖の歴史的水文環境の推定と
その水工計画学的応用に関する研究

平成 15 年 4 月

庄 建治朗



巻頭地図

目次

序論	1
第1章 古記録にみる歴史時代の琵琶湖水位	3
1.1 琵琶湖の歴史洪水記録	3
1.2 幕末～明治期の洪水	11
1.2.1 慶応4(1868)辰年洪水	11
1.2.2 万延元(1860)申年洪水	12
1.2.3 天保7(1836)申年洪水	12
1.3 膳所藩の水位基準	17
1.3.1 幕末期の基準水位	17
1.3.2 天保大浚渫以前の基準水位	20
1.4 その他の水位基準	22
1.4.1 神崎郡新海村の「常水」	23
1.4.2 長浜の定水杭	23
1.4.3 浅井郡大浜村の最低・最高田面	23
1.4.4 滋賀郡堅田村の平均田面	24
1.4.5 野洲郡赤野井村・赤野井新田の最低田面	25
1.5 歴史時代の水位復元	26
1.6 琵琶湖水位の長期的変動	26
1.7 小結	30
第2章 古日記天候記録にみる近世近江の気候変動	33
2.1 琵琶湖流域の古日記天候記録	33
2.2 天候記録の整理	37
2.3 天候記録の一致性の検討	38
2.4 気象観測データとの比較	44
2.4.1 降水量データとの対応	45
2.4.2 気温データとの対応	49
2.4.3 日照時間・曇量データとの対応	49
2.5 古日記による寒暖・乾湿変動の再現	50
2.5.1 寒暖条件の変動	50
2.5.2 乾湿条件の変動	52
2.5.3 気象・水文データの定常性	53
2.6 歴史渇水の評価	56
2.6.1 連続無降雨日数による評価	56
2.6.2 降水量指数(PI)による評価	59
2.7 小結	60

第3章 歴史時代における琵琶湖流域平均降雨量の復元	61
3.1 歴史時代における瀬田川疏通能力	62
3.1.1 明治時代の瀬田川疏通能力	62
3.1.2 江戸時代中～後期の瀬田川疏通能力	64
3.1.3 瀬田川流量曲線の変遷	67
3.2 歴史洪水復元モデル	67
3.3 近年データによるモデルの検証	73
3.3.1 近年洪水への適用	73
3.3.2 入力データに対する推定値の感度	73
3.4 月降水量の復元	78
3.5 小結	81
第4章 樹木年輪を用いた気候変動の再現	83
4.1 年輪幅と気候要素との相関	84
4.1.1 対象試料	84
4.1.2 年輪幅の計測	85
4.1.3 クロスデーティング	86
4.1.4 標準年輪パターンの作成	89
4.1.5 気象データとの相関分析	91
4.2 安定炭素同位体比と気候要素との相関	95
4.2.1 植物の同位体分別作用	95
4.2.2 炭素同位体比の測定	96
4.2.3 測定結果	99
4.2.4 気候要素との相関	100
4.3 樹木年輪による気候要素の復元と検証	104
4.4 小結	105
第5章 誤差を含む歴史洪水データの確率洪水評価への導入	109
5.1 歴史洪水資料の確率分布モデルへの導入法	109
5.1.1 積率法による母数推定	110
5.1.2 最尤法による母数推定	111
5.2 シミュレーションによるモデルの検証	112
5.2.1 母数推定モデル	112
5.2.2 Monte Carlo シミュレーション	113
5.3 結果とまとめ	114
結論	119
参考文献	123

序 論

治水(利水)計画を企画立案する際には、計画の対象とする洪水(濁水)規模をまず決定する必要がある。この計画規模の決定には、過去においては既往最大のものが考えられていたが、近年では社会的要請の度合を超過確率または再現期間で表し、これに対応する洪水(濁水)規模を対象として総合判断を下すのが通常である。超過確率や再現期間と洪水(濁水)規模とは極値確率分布モデルによって対応づけられるが、この確率分布モデル同定の基礎となる観測データが存在するのは多くの場合近年数十～百年分程度であり、計画策定の上で重要となる50年、100年といった大きい再現期間(小さい超過確率)に対応する確率水文量を推定しようとする場合、標本数の不足からくる分布や母数の不確実性が問題となる。その解決法の一つとして、未だ測器観測が行われていなかった歴史時代の水文量を何らかの方法により復元し、これを観測データに追加して大標本を構成することが考えられる。

本研究はこうした立場から、琵琶湖流域を対象として、古文書等の文献や樹木年輪の資料を手懸かりに歴史時代の極値水文量を復元し、水文頻度分析のための標本数を増加させることを目的とするものである。また極値水文量ばかりでなく、これら歴史資料から引き出し得る様々な他の水文量や気候要素をも再現し、歴史時代を含めた水文データの定常性について統計的見地から検討したり、異なる資料から得られた再現結果のクロスチェックを行うことも試みる。これらの再現データは、近年地球規模での気候変動が問題となる中で、気候変化に及ぼす人為的影響を評価したり、将来の変動を予測する際の参照データとしても、とりわけ気候変動シミュレーションモデルの過去の再現検証データとしても有用である。本研究ではさらに、再現された歴史時代の極値水文データを確率分布モデルに導入した場合の母数や確率水文量の信頼性向上への効果について評価検証する。

本研究で対象流域として琵琶湖流域を選んだ最大の理由は、歴史時代の湖水位に関する定量記録の存在である。琵琶湖はいうまでもなく日本最大の湖であり、地理的にも当時の文化の中心であった京都に近い。湖辺には古くから多くの家屋や農地が立地し、また近江商人に代表される商業・交易活動も盛んで交通路としての重要度も高かった。そうした背景から、周辺的生活や産業に重大な影響を及ぼす湖水位の変化(特に上昇)に対する社会的関心は高く、洪水時における田面や住居の浸水記録の他、信頼性の高い定水杭を用いた藩による定期水位観測の記録も入手可能である。これらは歴史時代における数少ない定量的な水文情報として非常に貴重なものである。まず第1章では、こうした定量記録が文献史料の中に見られるようになる江戸時代中期(享保年間)以降について、様々な水位基準によって記された水位記録を整理し、洪水時のピーク水位や普段の平均的な水位(常水位)の変動を現在の水位基準である鳥居川基準水位によって統一的に表現することを試みる。

琵琶湖流域には、水位記録以外にも当時の水文環境を知る手懸かりとなる多くの古記録類が残されている。その一つが日々の天気を記した古日記であり、これは洪水ピーク時などに限られる水位記録の間を補う歴史資料としても注目される。第2章では、流域各地から収集した江戸時代中期～明治時代の8日記について天気記録を整理し、歴史時代における寒暖・乾湿条件の変動を再現したり、歴史濁水の規模を定量的に評価することを試みる。またその結果を用い、水文頻度分析を行う場合に歴史時代のデータが現代のデータと同一母集団に属すると見做し得るかどうか、 t 検定により若干の統計的検

討を加える。

第1章で復元した湖水位は、流域及び湖面への降雨から流入－貯留－流出(又は蒸発)の連続関係を介して決定される水文量であるため、流出河川である瀬田川の疏通能力といった時代により条件の異なる要因に影響される。これは確率分布モデルの標本として水文頻度分析に導入しようとする場合には不都合な性質である。そこで第3章では、第1章で復元した水位データと第2章で整理した天候記録を用い、水文統計解析により適した水文量として流域平均降雨量を逆算するモデルを提示する。そしてそのモデルにより歴史時代における洪水期間の総降雨量や月単位の降雨量を復元する。さらに、雨量観測データの整備された近年の洪水にもモデルを適用し、推定値と観測データとを比較しその再現性を検証する。

第4章では、古記録によって復元した琵琶湖の水文・気候環境を他の資料によって検証するため、樹木年輪に着目する。年輪気候学は、樹木の生長が周囲の気候環境に影響され、それが毎年の年輪として樹木の中に記録されることを利用するものであり、とりわけ数十～数百年程度の時間スケールでの気候復元に有利とされている。本研究では、琵琶湖南岸地域から採取したヒノキ標本について年輪幅と安定炭素同位体比($\delta^{13}\text{C}$)を測定し、様々な気象データとの相関分析を行う。そして相関が認められた気候要素について重回帰分析により過去約300年間に亘る変動を再現し、古記録による再現結果と比較する。

一般に歴史時代のデータは、現代の観測データに比べ信頼性が低く、大きな誤差や誤った情報を含む可能性がある。そのため、歴史時代のデータを確率分布モデルに導入することにより標本数が増加しても、追加されたデータの信頼性によっては、母数や確率水文量の推定精度向上に何ら寄与しない、或いは逆に低下させるということも起こり得ると考えられる。第5章では、本研究で復元した歴史時代の水文データが実際に水文頻度分析に有用かどうかの評価検証を行う。まず断片的で不確定性を伴う歴史時代のデータを観測データとともに極値確率分布モデルに導入する手法について述べ、次に歴史時代の標本を観測データに追加していくことによって母数や確率水文量の推定精度がどの様に変化するか、母数推定法や歴史時代の標本誤差について様々なケースを想定してMonte Carloシミュレーションを行う。そして、どの程度までの標本誤差が確率水文量の推定精度向上に有効か、またその場合の好ましい母数推定法についても検討する。

そして、最後に結論として本研究の成果を総括する。

なお本研究では、系統的・連続的な水文・気象観測データの得られる期間を観測時代若しくは近年時代、それより前の古文書等により何らかの定量情報は得られるものの、断片的で不完全な情報しか得られない期間を歴史時代と称することにする。水位データについては、鳥居川量水標で水位観測が開始される1874年(明治7)以降、気象データについては、滋賀県立彦根測候所(現在の彦根地方気象台)が設置される1893年(明治26)以降が観測時代である。雨量データについては、琵琶湖流域において多数の地点の雨量観測データが整備されている1912年(大正元)以降を観測時代と見做す場合もある。また歴史時代とは、本研究では琵琶湖水位に関する定量記録が得られるようになる1718年(享保3)以後を指すものとする。

第1章 古記録にみる歴史時代の琵琶湖水位

琵琶湖における系統的な水位観測は、1874年(明治7)2月、琵琶湖から瀬田川への流出口に位置する滋賀郡石山村鳥居川(当時)に量水標が設置されたことに始まる。しかし、琵琶湖湖辺地域では、古くから湖水位の上昇による家屋や農地の浸水被害が屢々発生しており、それは日常生活や農作物の収穫高に直接影響を及ぼすことから、とりわけ洪水時の湖水位については人々は大きな関心を寄せていた。江戸時代中期以降になると、不完全ながら古文書等の中に様々な形で湖水位に関する定量的な記録が見られるようになり、これらは地元の郷土史家らの手により調査・収集活動が進められている¹⁾。本章では、これらの記録を用い、琵琶湖水位について定量的な考察が可能となるだけの情報が得られる江戸時代中期、具体的には1718年(享保3)以降の、洪水期を中心とした湖水位の復元を試みる。まず、歴史時代の湖水位が記された記録にはどのようなものがあるのか、整理しておく。

1.1 琵琶湖の歴史洪水記録

古文書等の中に見られる琵琶湖水位に関する定量記録には、大別すると以下のようなものがある。

a) 田面の冠水深記録

明治時代以前の琵琶湖周辺の農地は、毎年のように湖水位の上昇による冠水被害を受けていた。それらの記録は主として、被害に対して年貢米の免除や粃米の拝借などを嘆願した書状であるが、中には田畑の冠水深記録が付されている場合もある。この類の記録は湖辺の多くの村落に残っているが、特に多くの洪水に関する定量記録が現存するものには浅井郡大浜村、滋賀郡堅田村、野洲郡赤野井新田の3箇所がある。これらの地点の冠水深記録を表1.1～表1.3にまとめた。

田面冠水深記録は、水位の基準となる田面高が曖昧であるため信頼性が疑わしい場合もある。また多くの場合、藩に年貢の減免を願い出るといった目的があることから、冠水深が誇張して記録されている可能性もあり、使用に際しては注意する必要がある。

b) 定水杭による観測記録

琵琶湖の水位はその年の農作物の出来高に大きな影響を及ぼすため、湖辺の各藩では常に湖水位に注意を払っており、湖岸に定水杭を設けて水位観測を行っていた例もある。江戸時代の定水杭による水位観測地点としては、膳所藩の北山田・下笠、彦根藩の新海・福堂・長浜、堀田藩の堅田が知られているが、実際の水位観測記録が残っている例は少ない。表1.4、表1.5及び表1.6は、それぞれ北山田・下笠、新海及び長浜の現存する水位記録をまとめたものである。

これらの水位記録は、杭という固定された明確な水位基準を用い、かつ多くの場合寸刻みの目盛によって観測されるため、信頼性は高い。

c) その他の水位基準による観測記録

大石を用いた観測記録(表1.7)、民家の床上浸水深、大黒柱を用いた観測記録などがある。これらの記録も比較的明確な水位基準によっており、ある程度の信頼性が期待できる。

d) 過去の水位との相対比較

古日記等の中には、浸水深について前日からの変化量や、数日、数カ月といったある期間での水位上昇・下降量が記されている場合がある。また、特に大きな洪水については、家屋の壁等に残った痕跡を用いて過去の大洪水と浸水深を比較した記録もある(表1.8)。

以下、ここに整理した記録を用いて歴史時代の湖水位復元を行う。その際、歴史時代の水位記録は上記の通りそれぞれ独自の水位基準を用いているため、異なる記録の間で水位を比較するためにまずこれら水位基準相互間の関係を明らかにしておく必要がある。1874年(明治7)2月4日に鳥居川量水標による水位観測が開始されて以降、この鳥居川の水位が琵琶湖標準水位として通常用いられることから、本研究では歴史時代の各水位基準と鳥居川量水標との関係を推定し、歴史時代の湖水位を全て鳥居川基準水位(BSL + 0m ; TP + 84.371m)で表現することを試みる。そのための足懸かりとして、まず歴史時代において比較的多くの水位記録が得られ、明治時代の洪水との水位比較の記録も残る幕末期の3洪水(慶応4年(1868)、万延元年(1860)、天保7年(1836))についての詳細な水位経過を復元する。次にその結果を利用しながら、長期間に亘る多くの水位観測記録が残り歴史時代の湖水位を考察する際に要となる膳所藩史料の水位記録に用いられた水位基準(北山田・下笠村)と鳥居川量水標との関係を推定する。さらに、湖辺村落の田面高等、他の水位基準についても検討し、最後にそれらの水位記録を総合して江戸時代中期以降約150年間の歴史洪水のピーク水位や迎水位(洪水前の普段の水位)、長期的な水位変動傾向等の復元を行う。

なお、考察に際しては次の二つの仮定を置く。一つは、琵琶湖の水面は常に水平であり同時刻における琵琶湖沿岸の水位は全て等しいとの仮定である。もう一つは、本研究で対象とする期間について地殻変動による水位基準相互間の相対的關係の変化は考慮しなくてよいとの仮定である。前者に関しては、文献2)の鳥居川水位と今津水位の対照図等から両地点の水位差は平常時では概ね数cm程度であることが判り、これは歴史時代の水位推定誤差に鑑みれば十分許容できる範囲内にあるといえる。後者については、国土地理院による明治時代中期以降約100年間の水準測量データによれば、大まかに見て長期的には流域の東北側が相対的に沈降、南西側が隆起する傾向が見られるものの、その変動量は小さい。唯一、1891年(明治24)の濃尾地震の前後の期間において逆に流域の東側が相対的に約30cmと大きく隆起しているが、濃尾地震が琵琶湖流域の近傍で発生した過去最大級の内陸地震であったことを考慮すれば、江戸時代後期～明治時代前期の他の地震の影響はこれよりも小さいと推測され、200～300年程度の時間スケールで見るとこうした影響も歴史時代の水位推定誤差に比べ小さいものと考えられる。

表1.1 浅井郡大浜村の田面冠水深記録

和暦年月日	西暦年月日	最大(最小) 冠水深(尺)	和暦年月日	西暦年月日	最大(最小) 冠水深(尺)
享保3.5.13頃	1718.6.11頃	3.2 (0.7)	宝暦10	1760	1.6 *
享保6.閏7.	1721	3.8 (0.6)	宝暦12	1762	1.9 (0.2) *
享保18.6.4頃	1733.7.14頃	1.3	宝暦14	1764	1.3 *
享保19.5.23頃	1734.6.24頃	1.7	明和2	1765	2.3 (0.5) *
元文1.5.25頃	1736.7.3頃	2.9 (0.9)	明和3	1766	1.8 (0.2) *
" 8.24頃	" 9.28頃	5.4 (3.3)	明和5.6.	1768	4.5 (2.5)
元文2.6.10頃	1737.7.7頃	2.3 (0.5)	明和9.8.	1772	2.6 (0.5)
元文3.6.3頃	1738.7.19頃	6.1 (3.8)	安永2	1773	2.1 (0.3) *
元文5.閏7.23頃	1740.9.13頃	2.5 (0.5)	天明8.6.初旬	1788.7.	2.6 (0.7)
寛保2.5.24頃	1742.6.26頃	2.5 (0.5)	寛政3.5.	1791	2.9 (0.1)
" 6.15頃	" 7.16頃	4.5 (1.6)	寛政5.5.	1793	1.3 (0.1)
延享4.8.28頃	1747.10.2頃	1.3	寛政7.6.8頃	1795.7.23頃	2.2 (0.6)
寛延2.5.25頃	1749.7.9頃	2.0	寛政8.6.9頃	1796.7.13頃	2.5 (0.5)
寛延4.6.26頃	1751.7.18頃	1.3	寛政12.閏4.26頃	1800.6.18頃	1.5
宝暦2	1752	1.1 *	享和1.4.20頃	1801.6.1頃	2.2 (0.5)
宝暦3	1753	1.1 *	享和2.7.1頃	1802.7.29頃	2.6
宝暦4	1754	1.3 *	文化1.9.初	1804.10.	3.5 (1.5)
宝暦6	1756	1.3 *	文化4.5.24頃	1807.6.29頃	3.3 (1.5)
宝暦7	1757	2.5 *	" 6.10	" 7.15	5.8 (4.0)
宝暦8	1758	2.8 (0.6) *			

* は文献3)から引用、他は文献1)から引用〔大浜家文書〕

表1.2 滋賀郡堅田村の田面冠水深記録

和暦年月日	西暦年月日	田面冠水深 (尺)	和暦年月日	西暦年月日	田面冠水深 (尺)
享保6.7.21頃	1721	3.45 *	文政8	1825	3.80
元文2.6.15頃	1737	1.0 *	文政10	1827	3.00
安永7.7~閏7月	1778	2.0 *	文政11	1828	3.50
天明4.6.	1784	4.6 *	文政12	1829	3.10
"	"	3.60	天保元	1830	3.20
天明7	1787	3.70	天保2	1831	3.20
天明8	1788	4.00	天保6	1835	4.30
寛政1	1789	4.60	天保7	1836	6.00
寛政2	1790	3.60	天保9	1838	3.70
寛政5	1793	3.20	天保11	1840	3.70
寛政8	1796	3.40	天保12	1841	4.00
寛政10	1798	4.00	弘化元	1844	3.70
寛政11	1799	3.50	弘化4	1847	3.30
享和1	1801	3.50	嘉永元	1848	4.00
享和2	1802	4.00	嘉永2	1849	3.50
文化2	1805	3.00	嘉永3	1850	4.00
文化4	1807	5.00	嘉永4	1851	3.40
文化8	1811	3.70	嘉永6	1853	3.30
文化9	1812	3.00	安政4	1857	3.30
文化10	1813	3.50	萬延元	1860	4.80
文化12	1815	3.50	元治元	1864	3.30
文政3.5.23頃	1820	2.55 *	慶應2	1866	4.30
"	"	3.70	明治元	1868	6.80
文政5	1822	3.20	明治3	1870	4.00

* は文献1)より引用した田面最大冠水深「本堅田村諸色留帳」、
他は文献2), 4)より引用した田面平均浸水深「辻平吾氏の記録」

表1.3 野洲郡赤野井新田の田面最大冠水深記録 (括弧内は赤野井村本田の最大冠水深)

和暦年月日	西暦年月日	最大冠水深 (尺)	和暦年月日	西暦年月日	最大冠水深 (尺)
弘化3.閏5.30	1846.6.23	2.0 (2.0)	万延1.5.	1860	8.5 (8.5)
弘化4.5.17	1847.6.29	3.0 (3.0)	文久1.5.26	1861.7.3	2.5 (2.5)
嘉永1.6.4頃	1848.7.4頃	4.0 (3.75)	元治1.6.1	1864.7.4	2.0~(1.8~)
嘉永2.6.3頃	1849.7.22頃	(3.5)	元治1.6.10頃	1864.7.13頃	2.6~
嘉永3.6.	1850	4.0 (3.5)	慶應元	1865	2.0~(2.1~)
嘉永6.5.20頃	1853.6.26頃	3.8 (3.7)	明治1.5.10頃	1868.6.29頃	7.3
安政1.6.15頃	1854.7.	1.5 (1.5)	明治2.5.	1869	2.0 (2.8)
安政2.5.25頃	1855.7.8頃	2余 (1.9)	" 7.6頃	1869.8.13頃	2.8~(2.3~)
安政4.閏5.18	1857.7.9	3.8 (3.0)	明治3.6.3頃	1870.7.1頃	1.5 (1.2)
安政5.5.30頃	1858.7.10頃	3.8 (3.5~)	" 7.24頃	" 8.20頃	3.45~(3.6)
安政6.5.29	1859.6.29	2.5 (1.5~)			

文献1)より引用「赤野井共有文書」

表1.4 膳所藩史料の水位記録

年	和暦 月日	西暦 月日	北山田 水位	下笠 水位	年	和暦 月日	西暦 月日	北山田 水位	下笠 水位	年	和暦 月日	西暦 月日	北山田 水位	下笠 水位		
享保6 1721	1/15	2/11	+0.1	+0.1	享保16 1737	12/15	1/12	+0.5		寛延2 1749	7/15	8/27	+3.18	+3.2		
	2/15	3/12	+0.3	+0.4		元文2	1/15	2/14	+0.34		+0.36	8/15	9/26	+1.92	+1.9	
	3/15	4/11	+0.4	+0.5		2/16	3/16	+0.53	+0.55		9/15	10/25	+1.15	+1.2		
	4/15	5/10	+1.0	+0.9		3/15	4/14	+2.53	+2.55		10/15	11/24	+0.5	+0.52		
	5/15	6/ 9	+1.3	+1.3		5/15	6/13	+2.8	+2.83		11/15	12/24	+0.5	+0.55		
	6/15	7/ 9	+0.5	+0.5		6/15	7/12	+3.08	+3.07		12/15	1/22	+0.99	+1.05		
	7/15	8/ 7	+1.0	+1.0		元文3 1738	1/16	3/ 6	+0.83		+1.5	寛延3 1750	1/15	2/21	+0.43	+0.48
	8/15	9/ 6	+0.75	+0.8			2/15	4/ 3	+0.4		+1.55		2/15	3/22	+1.3	+1.34
	9/15	10/ 5	+2.9	+2.9			7/12	8/26	+2.65		+2.76		3/15	4/21	+0.92	+0.97
	享保7 1722	9/15	11/ 4	+2.7		+2.7	8/15	9/28	+3.75		+3.8	4/15	5/20	+1.85	+1.88	
		11/15	1/ 2	+1.35		+1.2	9/15	10/27	+3.0		+3.0	5/15	6/18	+2.0	+2.05	
		12/15	1/31	+0.9		+0.9	寛保3 1743	1/15	2/ 9		+1.1	+1.15	6/15	7/18	+2.65	+2.69
享保8 1723		1/15	3/ 2	+1.0	+1.0	3/15		4/ 9	+1.42	+1.47	7/15	8/16	+1.45	+1.5		
		2/15	3/31	+0.55	+0.6	4/15		5/ 8	+1.55	+1.6	8/15	9/15	+0.48	+0.5		
		3/15	4/30	+0.65	+0.6	5/15	6/ 7	+1.35	+1.55	10/15	11/13	+1.06	+1.08			
		4/15	5/29	+1.4	+1.4	6/15	8/ 4	+3.38	+3.4	11/15	12/13	1.6?	+1.01			
		5/15	6/28	+0.5	+0.6	7/15	9/ 3	+1.15	+1.2	宝暦8 1758	2/15	3/24	+1.5	+1.55		
		6/15	7/27	+0.2	+0.2	8/15	10/ 2	+0.85	+0.9		6/15	7/19	+3.95	+4.1		
		7/15	8/26	+1.5	+1.6	9/15	10/31	-0.1	-0.5	10/15	11/15	+1.6	+1.65			
		8/15	9/25	+1.5	+1.6	10/15	11/30	+0.46	+0.5	宝暦9 1759	1/15	2/12	+0.55	+0.6		
		9/15	10/24	+1.55	+1.5	11/15	12/30	+0.35	+0.4		4/15	5/11	+0.35	+0.45		
	10/15	11/23	+0.65	+0.7	12/15	1/29	+0.1	+0.15	7/15	8/ 7	+0.37	+0.41				
	11/15	12/22	+1.7	+1.7	延享1 1744	1/15	2/28	+0.25	+0.3	宝暦13 1763	2/15	3/29	+2.5	+2.5		
	12/15	1/21	+1.4	+1.4		2/15	3/28	+0.85	+0.9		6/15	7/25	+1.75	+1.8		
享保9 1724	1/15	2/19	+2.0	+2.0		3/16	4/28	+1.25	+1.3		明和8 1771	5/15	6/27	+0.45	+0.65	
	2/15	3/21	+2.3	+2.3	4/15	5/26	+0.93	+0.97	6/15	7/26		-0.3	-0.25			
	3/15	4/19	+2.25	+2.2	5/15	6/25	+1.15	+1.2	7/15	8/25		+0.7	+0.75			
	4/15	5/19	+1.4	+1.4	6/15	7/24	+1.28	+1.25	8/15	9/23	+1.5	+1.55				
	5/15	6/17	+0.2	+0.2	7/15	8/22	+0.95	+1.0	9/15	10/22	+0.2	+0.3				
	6/15	7/16	+0.5	+0.5	8/15	9/21	+1.45	+1.48	安永3 1774	1/15	2/25	+1.4	+1.42			
	7/15	8/15	+0.1	+0.5	9/15	10/20	+0.4	+0.45		3/15	4/25	+1.70	+1.75			
	8/15	9/14	+3.4	+3.4	10/15	11/18	+0.59	+0.65		4/15	5/25	+0.55	+0.7			
	9/15	10/13	+2.2	+2.1	11/15	12/18	-0.1	-0.15	6/15	7/23	+1.5	+1.6				
	10/15	11/12	+1.2	+1.2	延享2 1745	2/15	3/17	+0.3	+0.35	7/15	8/21	+2.15	+2.3			
	11/15	12/12	+0.6	+0.7		3/15	4/16	+1.2	+1.25	10/15	11/18	+0.6	+0.62			
	12/15	1/10	+0.5	+0.5		4/15	5/16	+1.4	+1.45	安永4 1775	1/15	2/14	+0.5	+0.65		
享保16 1731	1/15	2/ 9	+0.5	+0.5	5/16	6/15	+2.75	+2.8	3/15		4/14	+2.1	+2.15			
	2/15	3/10	+0.5	+0.5	6/15	7/14	+4.3	+4.35	4/15		5/14	+1.25	+1.15			
	3/15	4/ 8	+1.0	+0.9	7/15	8/12	+3.15	+3.2	6/15	7/12	+4.7	+4.85				
	4/15	5/ 7	+0.6	+0.45	8/15	9/10	+2.56	+2.6	7/15	8/10	+3.2	+3.25				
	5/15	6/ 6	+0.6	+0.4	9/15	10/10	+2.47	+2.52	10/15	11/ 7	+1.5	+1.6				
	6/15	7/ 5	+0.1	+0.2	10/15	11/ 8	+1.75	+1.8	12/15	1/ 6	+1.5	+1.6				
	7/15	8/ 3	-0.5	-0.4	11/15	12/ 7	+1.15	+1.2	2/15	3/ 4	+1.9	+1.95				
	8/15	9/ 2	-1.0	-1.0	12/15	1/ 6	+0.7	+0.75	安永5 1776	2/15	4/ 3	+2.4	+2.45			
	9/15	10/ 1	-0.5	-0.4	1/15	2/ 5	+1.2	+1.25		4/15	6/ 1	+2.0	+2.05			
	10/15	11/30	+0.1	+0.1	延享3 1748	1/15	3/ 6	+0.7		+0.75	5/15	6/30	+1.8	+1.9		
	11/15	12/30	-0.1	-0.15		7/15	8/20	+0.75	+0.78	7/15	8/28	+1.6	+1.7			
	12/15	1/28	+0.25	+0.15		1/15	2/13	+0.21	+0.24	11/15	12/25	+1.2	+1.3			
享保16 1731	2/15	3/22	+1.3		2/15	3/13	+0.92	+0.97	12/15	1/24	+1.2	+1.25				
	3/15	4/21	+1.4		4/15	5/12	+1.6	+1.65	文化3 1806	1/15	3/ 4	+1.6	+1.65			
	4/15	5/20	+2.3		8/15	9/ 7	+0.1	+0.15		2/15	4/ 3	+2.1	+2.25			
	5/15	6/19	+1.5		9/15	10/ 7	+0.11	+0.15		3/17	5/ 5	+2.3	+2.35			
	6/15	7/18	+2.4		11/15	1/ 3	+1.12	+1.17	5/15	7/ 1	+2.4	+2.45				
	7/15	8/17	+0.6		寛延2 1749	1/15	3/ 3	+0.36	+0.41	6/16	7/31	+1.3	+1.4			
	8/15	9/15	+1.9			2/15	4/ 2	+1.3	+1.34	文化4 1807	8/15	9/16	+3.25	+3.35		
	9/15	10/15	+1.6			3/15	5/ 1	+1.75	+1.8		10/15	11/14	+2.65	+2.8		
	10/15	11/14	+0.6		4/15	5/30	+2.17	+2.22	11/14		12/12	+2.2	+2.25			
	11/15	12/13	+0.6		5/15	6/29	+2.15	+2.2	12/17	1/14	+1.45	+1.65				
					6/15	7/28	+2.2	+2.25	文化8	9/15	10/31	+2.4	+2.6			

文献1)より一部修正して引用 単位：尺

表1.4 膳所藩史料の水位記録(続き)

年	和暦 月日	西暦 月日	北山田 水位	下笠 水位	年	和暦 月日	西暦 月日	北山田 水位	下笠 水位	年	和暦 月日	西暦 月日	北山田 水位	下笠 水位		
天保12 1841	2/15	4/ 6	+2.9		弘化4 1847	5/15	6/27	+3.7	+3.8	安政1 1854	11/15	1/ 3	+2.0	+2.1		
	3/15	5/ 5	+3.8			6/15	7/26	+4.2	+4.3		12/17	2/ 3	+1.2	+1.7		
	4/15	6/ 4	+3.75	+3.8		嘉永1 1848	2/15	3/19	+2.8		+2.9	安政2	5/15	6/28	+1.8	+1.9
	5/15	7/ 3	+4.7	+4.8			3/15	4/18	+3.4		+3.5	1855	6/15	7/28	+1.8	+1.9
	6/15	8/ 1	+3.3	+3.4			4/15	5/17	+3.2		+3.3	安政4	1/17	2/11	+0.7	+0.8
7/14	8/19	+2.4	+2.5	5/15	6/15		+3.6	+3.7	1857	2/17	3/12	+1.4	+1.5			
天保13 1842	9/15	10/18	+1.4	+1.4	6/15	7/15	+5.4	+5.5	4/15	5/ 8	+2.9	+3.0				
	11/15	12/16	-0.15	-0.1	7/15	8/13	+3.3	+3.4	5/15	6/ 6	+3.4	+3.5				
	12/15	1/15	+0.35	+0.4	8/15	9/12	+4.9	+5.0	⑤/15	7/ 6	+3.4	+3.5				
	天保14 1843	1/15	2/13	+0.8	+0.9	9/15	10/11	+4.4	+4.5	6/15	8/ 4	+3.3	+3.4			
2/15		3/15	+0.7	+0.8	10/15	11/10	+3.4	+3.5	7/15	9/ 3	+2.6	+2.7				
3/15		4/14	+0.9	+1.0	11/15	12/10	+2.1	+2.2	8/15	10/ 2	+3.3	(+3.4)				
4/15		5/14	+1.7	+1.8	嘉永2 1849	1/15	2/ 7	+0.8	+0.9	9/15	11/ 1	+2.5	+2.6			
5/14		6/11	+2.17	+2.1		3/15	4/ 7	+2.5	+2.6	10/15	12/ 1	+1.6	+1.7			
6/15		7/12	+3.05	+3.1		4/15	5/ 7	+2.4	+2.5	安政5 1858	1/17	3/ 2	+2.3	+2.4		
7/15		8/10	+2.1	+2.2		4/17	6/ 7	+2.0	+2.1		2/15	3/29	+2.2	(+2.3)		
8/15		9/ 8	+0.83	+0.9	5/15	7/ 4	+4.1	+4.3	3/16	4/29	+2.4	+2.5				
9/15		10/ 8	+0.9	+1.0	嘉永3 1850	1/15	2/26	+1.2	+1.3	4/16	5/28	+1.9	(+2.0)			
10/15		12/ 6	+0.9	+1.0		2/15	3/28	+1.6	+1.7	5/15	6/25	+2.3	+2.4			
11/15	1/ 4	+1.2	+1.3	3/15		4/26	+2.3	+2.4	6/18	7/28	+3.7	+3.8				
12/15	2/ 3	+0.6	+0.8	4/15		5/26	+2.3	+2.4	7/15	8/23	+4.3	+4.4				
弘化1 1844	2/15	4/ 2	+1.5	+1.6	5/15	6/24	+2.7	+2.8	8/15	9/21	+5.2	+5.3				
	3/15	5/ 2	+2.2	+2.3	6/15	7/23	+3.9	+4.0	9/14	10/20	+1.8	+1.9				
	4/15	5/31	+2.8	+3.0	8/15	9/20	+4.□	+5.0	12/15	1/18	+1.□	+1.5				
	5/15	6/30	+3.2	+3.3	10/16	11/19	+3.9	+4.0	万延1 1860	1/15	2/ 6	+1.4	+1.5			
	6/15	7/29	+4.5	+4.□	11/15	12/18	+2.8	+2.9		2/15	3/ 7	+2.7	+2.8			
	7/17	8/30	+2.5	+2.6	12/15	1/16	+2.1	+2.2	3/16	4/ 6	+3.3	+3.4				
	8/14	9/25	+1.9	+2.0	嘉永4 1851	1/15	2/15	+1.8	+1.9	4/15	6/ 4	+4.9	+5.0			
	9/15	10/26	+1.2	+1.3		2/15	3/17	+2.1	+2.3	5/15	7/ 3	+7.4	+7.5			
	10/15	11/24	+0.2	+0.3		3/16	4/17	+2.7	+2.8	6/15	8/ 1	+5.7	+5.8			
	11/15	12/24	+0.6	+0.7		4/15	5/15	+4.35	+4.45	7/17	9/ 2	+3.3	+3.4			
12/15	1/22	+1.0	+1.1	6/15	7/13	+4.1	+4.2	8/15	9/29	+3.6	+3.7					
弘化2 1845	1/15	2/21	+2.1	+2.2	嘉永5 1852	2/15	3/ 5	+1.4	+1.4	9/15	10/28	+2.1	+2.2			
	2/15	3/22	+1.7	+1.8		②/15	4/ 4	+1.5	+1.6	10/15	11/27	+1.1	+1.2			
	3/14	4/20	+2.1	+2.2		3/15	5/ 3	+2.1	+2.2	11/15	12/26	+1.0	+1.1			
	4/15	5/20	+1.6	+1.7		4/15	6/ 2	+2.7	+2.8	文久1 1861	1/15	2/24	+2.1	+2.2		
	5/15	6/19	+1.6	+1.7	5/15	7/ 2	+2.4	+2.5	2/15		3/25	+1.9	+2.0			
	6/15	7/19	+2.0	+2.1	6/15	7/31	+2.3	+2.4	3/16		4/25	+1.7	+1.8			
	8/15	9/16	+3.1	+3.3	7/14	8/28	+1.4	+1.5	4/15		5/24	+1.5	+1.6			
	9/15	10/15	+3.25	+3.3	8/15	9/28	+2.6	+2.7	5/15	6/22	+2.7	+2.8				
	10/15	11/14	+2.3	+2.4	9/15	10/27	+3.6	+3.7	6/15	7/22	+1.4	+1.5				
	11/15	12/13	+1.4	+1.5	10/15	11/26	+2.3	+2.4	文久2 1862	1/18	2/16	+2.1	+2.2			
12/15	1/12	+1.0	+1.1	11/15	12/25	+2.2	+2.3	2/15		3/15	+2.1	+2.2				
弘化3 1846	1/17	2/12	+1.5	+1.6	嘉永6 1853	1/15	2/22	+2.4	+2.5	3/16	4/14	+2.5	+2.6			
	2/14	3/11	+1.45	+1.4		2/15	3/24	+2.5	+2.6	4/15	5/13	+2.9	+3.0			
	3/15	4/10	+3.4	+3.5		3/15	4/22	+2.5	+2.6	元治1 1864	1/15	2/22	+2.1	+2.2		
	4/15	5/10	+4.0	+4.2		4/15	5/22	+3.3	+3.4		8/15	9/15	+1.0	+1.1		
	5/15	6/ 8	+2.9	+3.0	5/18	6/24	+3.9	+4.0	9/15	10/15	+2.6	+2.7				
	⑤/15	7/ 8	+2.6	+2.7	6/15	7/20	+2.7	+2.8	10/15	11/14	+1.7	+1.8				
	6/15	8/ 6	+2.2	+2.3	7/15	8/19	+1.1	+1.2	11/17	12/15	+0.9	+1.0				
	7/15	9/ 5	+3.65	+3.8	8/15	9/17	-0.1	-0.3	12/15	1/12	+1.2	+1.3				
	8/15	10/ 5	+2.6	+2.7	9/15	10/17	-0.7	-0.6	慶応2 1866	5/15	6/27	+3.3	+3.4			
	9/15	11/ 3	+2.1	+2.2	11/15	12/15	-0.4	-0.3		6/15	7/26	+4.5	+4.6			
10/15	12/ 3	+2.1	+2.2	12/15	1/13	+0.8	+0.9	明治1 1868	1/15	2/ 8	+1.3	+1.4				
11/15	1/ 1	+1.7	+1.8	安政1 1854	7/15	8/ 8	+2.1		+2.2	3/16	4/ 8	+2.8	+2.9			
12/15	1/31	+1.8	+1.9		⑦/15	9/ 7	+2.9	+3.0	4/15	5/ 7	+2.7	+2.8				
弘化4 1847	1/15	3/ 1	+1.6		+1.8	8/15	10/ 6	+2.4	+2.5	④/15	6/ 5	+2.9	+3.0			
	2/15	3/31	+3.2		+3.2	9/15	11/ 5	+1.9	+2.0	5/15	7/ 4	+10.3	+10.4			
	3/15	4/29	+4.1	+4.3	10/15	12/ 4	+1.2	+1.3	6/16	8/ 4	+6.3	+6.4				

文献1) より一部修正して引用 単位：尺

表1.5 新海村の水位記録

和暦年	西暦年	記録内容〔新海共有文書〕
元文元	一七三六	享保二十一辰年大水、五尺貳寸常水貳高ク御座候、
元文三	一七三八	元文三年年大水、五尺八寸常水二高ク御座候、
明和五	一七六八	(五カ) 明和四子年大水、四尺八寸常水二高ク御座候、

表1.6 長浜の水位記録

和暦年	西暦年	記録内容〔累年日記・役用日記〕
文化四	一八〇七	杭の出づること水天六尺二寸なりき。
天保七	一八三六	杭の出づること水天六尺一寸なり。
万延元	一八六〇	(五月) 十七日杭の出づること水天六尺九寸二分なり。

表1.7 「広屋の大石」による水位観測記録

和暦年	西暦年	記録内容〔年々萬日記〕	生起日
元文三	一七三八	うミの水大增シ、(中略) 広屋之大岩こミ申候、	
寛保三	一七四三	広屋之大石九寸残り申候、	五・二六頃
明和五	一七六八	広屋之大石八寸五分残り申候、	六・五
安永二	一七七三	広屋之大石壹尺貳寸残り申候、	七・一三頃
安永四	一七七五	広屋大岩壹尺貳寸五分残り候、	五・六月

※広屋の大石の石頂高は BSL+2.326m³

表1.8 過去の洪水との水位比較の記録

洪水年	記録内容
一八九六	大正七年四月十六日野洲郡中州村吉川治良左衛門氏ノ報告ニヨレバ左記ノ高水位ハ明治二十九年九月十三日ノ高水位ヨリ記載ノ寸尺低シト云ヘリ
一八八八	萬延元年夏水 三尺七寸五分
一八八五	慶應四年五月 壹尺八寸五分 明治十八年七月 三尺三寸
一八六八	明治元年ノ水位ハ同十八年ノ水位ヨリ二尺高ク慶應二年及萬延元年ハ二三寸低ク天保六年ハ四寸許低シト云ヘリ
一八九六	明治廿九年九月十二日水一丈二尺八寸
一八八五	明治十八年七月三日最高水位廿九年ヨリ三尺五寸八分低
一八六八	明治元年五月廿日最高水位廿九年ヨリ一尺八寸低
一八六〇	万延元年五月十七日最高水位廿九年ヨリ三尺七寸五分低 (大津市下坂本の石碑)
一八六八	前中年より、貳尺老寸計高水御座候〔室昇家文書〕
(明治五)	此先の申年の水より貳尺六寸計り倍水 (平松山田平松之丞氏記録)
一八六〇	去申年川道村観音之開帳之年 (注・天保七年と推測される) 之水二老尺壹寸高ク御座候 (室昇家文書)
(万延五)	(五月十五日) 文化四卯より高サ六寸 (膳所藩史料) 五十年さきの水とは貳尺よ高水也。貳百年此かた二なき大水なり。 (平松山田平松之丞氏記録)
文化四卯	文化四卯秋水より壹尺三寸高水二御座候 (藤本文書)
一八三六	卯年より八四・五寸減下水 (梅原康次家文書)
(天保七)	文化四年の時よりは猶二三寸高しと云ふ。
一八〇七	水嵩は元文三年の時よりは一尺許高しと云ふ。
(文化四)	四月千水之節と八凡七尺斗増水と申候、 (森記録)
	此まへ大水七十六年大水、そのあと問おいて三度こみて又十九年さき中水なり (西願寺記録)
一八〇二	一三・四年之大洪水 (室昇家文書)
一七八九	世上の沙汰に云ふ元文三年の時よりは三寸五分乃至四寸許低し、同元年辰年と同じと。

1.2 幕末～明治期の大洪水

幕末から明治期にかけて、琵琶湖では大洪水が頻発している。湖面が4m近くも上昇し、湖辺地域に未曾有の大災害をもたらした1896年(明治29)の大洪水をはじめ、1885年(明治18)、1884年(明治17)と明治時代に3回、江戸時代末期には、慶応4年(1868)、万延元年(1860)、天保7年(1836)の3洪水が著名である。さらにそれ以前では、文化4年(1807)、元文3年(1738)、元文元年(1736)等に大洪水の記録がある。これらのうち、1874年(明治7)以降については鳥居川量水標によって毎日の水位観測が行われており、詳細な水位変化を知ることができるが、それ以前については水位記録があるのは多くの場合ピーク時のみ、或いは精々それに加え洪水前の水位(迎水位)が得られるのみである。しかし、洪水規模が一定以上に達し、周囲に深刻な浸水被害が生ずるようになると情報量は急激に増大し、中には日々の水位変化を克明に記した記録も現れるようになる。また、時代が近年に近くなるほど、今日に残る記録の量が增大するのは言うまでもない。本節では、幕末～明治期の大洪水について水位記録を整理し、鳥居川での水位観測開始以前にあって比較的詳細な水位記録が残っている慶応4年(1868)、万延元年(1860)、天保7年(1836)の3洪水についてピーク水位及びその前後の期間の水位経過を検討する。

1.2.1 慶応4(1868)辰年洪水

幕末～明治期における大洪水のピーク水位を比較した記録には、前出表1.8に示したようなものがある。これらのうち、1885年(明治18)、1896年(明治29)の2洪水については鳥居川量水標による水位観測データがあるため、これらの洪水との水位比較記録が見出されれば、それ以前の歴史時代における洪水についても鳥居川基準で水位を表現することが可能となる。1885年及び1896年の両洪水について、古記録から抽出した水位に関する記述を毎朝6時の鳥居川量水標による水位観測データとともに表1.9及び表1.10に示す。これらを利用し、まずは歴史時代の大洪水の中でも近年に最も近く、情報量の多い慶応4年(1868)洪水のピーク水位について検討する。

古記録中に見られる慶応4年(1868)洪水に関する水位記録をまとめたものを表1.11に示す。ここで表1.9～表1.11中にある「岳記録」は、3洪水とも同一人物(青野久七)の記述によるものであり、ここに出てくる「庭」、「床」、「大黒柱の石すえ」はそれぞれ同一であると考えられる。そこで、「岳記録」の1885年7月4日と慶応4年5月21日(1868年7月10日)の記述を見ると、ともに「大黒柱の石すえ」による水位の記録があり、これらを比較すると両洪水のピーク水位差1尺9寸(0.58m)が得られる。また、表1.8中の右欄に示した3つの記録(「琵琶湖治水沿革史」・「大津市下坂本の石碑」)を用いると、ピーク水位差はそれぞれ1尺4寸5分(0.44m)、2尺(0.61m)、1尺7寸8分(0.54m)となる。そこで、これら4つの記録による値が同程度の精度であると仮定して単純に平均すると、ピーク水位差1尺7寸8分(0.54m)が得られる。1885年の最高水位は7月4日の8尺9寸5分(2.71m)であるから、これを加算すると慶応4年(1868)のピーク水位は鳥居川基準で1丈7寸3分(3.25m)と求められる。

なお、1896年の最高水位は9月12日午後1時から2時にかけての12尺4寸(3.76m)とされているが、11日深夜から12日早朝にかけて強風によって湖面が大きく上下し、鳥居川では一時的に水位が4mを超えたことが知られている。それ故、どの時点をピークとするかは記録によって解釈が異なる可能性

表1.9 1896年(明治29)洪水に関する水位記録

月日	記録内容(岳記録)	鳥居川六時水位(目)
九・七	十時二床ノ上へ上リ俄力洪水ニテ、右七日夜十二時頃二八二尺五寸斗床ノ上ニテ	一・六八
八	八日九日追ヒ々増水、	二・六九
九		三・〇一
一〇	午後二八入口ノ鴨居ノ下一尺二三寸明キ、	三・二七
一一		三・五二
一二	水天ノ頂上八九月十二日、庭ニテ五尺七八寸アリ、	三・六九
一三	十三日より引口ニ相成、	三・七三
一四	十四日より晝夜二寸位宛引ク、	三・七〇
一〇・一		二・六二
二	床ノ上水十月二日ニ相引申候事	(一・〇六)
三		二・五二
一二	庭水十月十二日ニ相引申候	二・二一
一三		二・一五

表1.10 1885年(明治18)洪水に関する水位記録

月日	記録内容(岳記録)	鳥居川六時水位(目)
七・一	午後より大雨ニテ内之庭へ水はいり、	二・一五
二	朝二床之上へ上り、	二・五八
三		二・五八
四	頂上大黒柱の石すえの上より壹尺二寸五分あり、	二・七一
五	五日より少々斗ツ、水引	二・六七
九	ゆか之上之水引	二・五八
一〇		二・五五
一八	庭之水引	二・三五
一九		二・二九

があり、湖面が水平との仮定も成立しないため、同様の手法で1896年洪水との水位比較記録を用いて水位推定を行うことは適切でないと考えられる。

1.2.2 万延元(1860)申年洪水

万延元年(1860)洪水に関する水位記録をまとめたものを表1.12に示す。さきと同様に表1.8中の3つの記録(「琵琶湖治水沿革史」・「大津市下坂本の石碑」)より万延元年(1860)洪水と1885年(明治18)洪水とのピーク水位差を求めると、それぞれ4寸5分(0.14m)、2~3寸(0.06~0.09m)、1寸7分(0.05m)となり、万延元年(1860)洪水のピーク水位は8尺6寸6分(2.62m)と推定される。

なお、表1.8の「室界家文書」及び「平松山田平松之丞氏記録」には慶応4年(1868)洪水とのピーク水位差がそれぞれ2尺1寸(0.64m)、2尺6寸(0.79m)と記されており、これと(1)の結果を用いるとピーク水位は8尺3寸8分(2.54m)と求められる。しかし、両記録でのピーク水位差の齟齬は5寸(0.15m)とやや大きく、さらに水位推定の基準となる慶応4年(1868)洪水のピーク水位自体が誤差を含んだ推定値であることから、この推定方法は信頼性が低いと考え採用しないこととした。

1.2.3 天保7(1836)申年洪水

天保7年(1836)洪水に関する水位記録としては表1.13に示したようなものが得られている。

表1.8中に「(明治18年の水位より)天保六年八四寸(0.12m)許低シ」との記述があるが、天保6年

表1.11 慶応4(1868)辰年洪水に関する水位記録

和暦月日	西暦月日	記録内容(市田日記)	和暦月日	西暦月日	記録内容(市田日記)
五・七	六・二六	夜中夕立雷鳴二聲 家内へ水入	六・五	七・二四	晴 水貳寸引中敷九寸
八	二七	朝陰り又降出入 水少々引候處昼時よりまた々々増	六	二五	陰ル 水壹寸五分引七寸五分
九	二八	雨止ミ 水増中敷一様なる	七	二六	雨降 水五分引七寸也
一一	三〇	雨降 水五六分増	八	二七	晴 水壹寸五分引五分
一二	七・一	昨夜大雨今朝小雨降 水三寸増中敷二而八寸五分有	九	二八	晴 水壹寸引四分五分
一三	二	昨夜降通し 水七寸増中敷二而壹尺六寸余	一〇	二九	晴 水貳寸引式寸五分(中略) 七ツ時夕立水四寸増壹寸引
一四	三	雨降 水貳寸五分増壹尺八寸五分なる	一一	三〇	昨夜より今朝霖雨 昨朝より水壹寸五分増四寸
一五	四	雨降 水八寸五分増式尺七寸二成	一二	三一	晴 水壹寸五分引式寸五分
一六	五	水壹寸増式尺八寸二なる	一三	八・一	晴 水壹寸五分引壹寸三なる
一七	六	陰り 水昨朝同様 壹寸引	一四	二	晴 水庭中引
一八	七	陰り 水壹寸引	一七	五	晴 昨日雨二而水同様也
一九	八	水貳寸増(中略) 田庭二而水朝七寸五分夕壹尺	一八	六	晴 水壹寸五分引
二〇	九	晴 水田庭貳寸増壹尺式寸 本家中敷三尺三寸床之上壹尺九寸(中略) 昼壹寸増	一九	七	水壹寸引
二二	一〇	晴 水同様五分引	和暦月日	西暦月日	記録内容(森日記)
二三	一一	水五分引(中略) 水夕方五分引	五・二二	七・一	今朝より水俄二五寸計殖
二四	一二	晴 水壹寸引	二三	二	追々洪水二相成又々五寸計相増
二五	一三	晴 水壹寸五分引 庭七寸五分	一九	八	水相増又五寸計殖
二六	一四	晴 水貳寸引 田場五寸五分	二〇	九	水者壹寸計相増
二七	一五	晴 水壹寸五分引 田場四寸	二二	一一	水壹寸五分計引
二八	一六	晴 水貳寸六分引 田場壹寸四分	二三	一二	水今日壹寸計引
二九	一七	晴 水壹寸五分引	和暦月日	西暦月日	記録内容(宮西 上田氏記録)
三〇	一八	陰ル 水本家中敷貳尺也	五・二三	七・二	雨降續く。萬延元年申年より。今朝にて込水二寸斗高く成。
六一	一九	朝四ツ六分二入水壹寸五分引中敷壹尺八寸五分	一九	八	居宅之庭二込上ケ水七寸餘御座候
二	二〇	晴 水壹分(ママ) 五分引中敷壹尺七寸	五・二三	七・二	昨日より今朝迄二二寸計も込水減候得共、暮方二八又候増水、
三	二二	晴 水貳寸引中敷壹尺五寸	一九	八	今朝より増水三寸、都合五寸増水也。
四	二三	晴 水貳寸五分引中敷壹尺三寸五分床板限二なり申	一九	八	

表1.11 慶応4(1868)辰年洪水に関する水位記録(続き)

和暦月日	西暦月日	記録内容(岳記録)	和暦月日	西暦月日	記録内容(駒井正見家文書)
五・五	六・二四	五月節句ニ此町内え兩はしハ水はいり、	五・五	六・二四	五月節句迄ニ込水畑へ上り、
八	二七	夜五ツ時の庭えはいり、	一二	七・一	朝手前之門へ上り、
一〇	二九	三寸ふへ	一四	三	手前牀へ三寸程上り、
一一	三〇	又三寸増、	一五	四	水頂上
一五	七・四	夜五ツ時二床の上え上り、	一八	七	昼迄老寸七分程引、
一九	八	大黒柱の石すゑの上より二尺八寸つき、	一九	八	六寸五分込上り、村中牀の二度上げ、水頂上ニ而手前牀之上ニ八寸五分有り、
二二	一〇	頂上(大黒柱石すゑ)三尺一寸五分つき、	二二	一一	朝四分程引、
六・四	一三	床の上水引、	二六	一五	日和五寸引、
一三	八・一	庭の水引、	六・四	二三	朝迄老尺八寸引、
和暦月日	西暦月日	記録内容(室昇家文書)	一九	八・七	十九日迄三尺六寸引、
五・一三	七・二	本家五六寸入、	七・七	二四	七月七日迄二四尺三寸引、
一九	八	老尺八寸入、	一四	三一	十四日迄二五尺三寸引、
和暦月日	西暦月日	記録内容(膳所藩史料)	一五	九・一	雨ふり四寸込返し、
閏四・一五	六・五	定水高 三尺 下笠村	一八	四	二度ニ老尺六寸込返し、又々畑へ上り、
五・一五	七・四	同 式尺九寸 北山田村			
		下笠村定水老丈四寸高			
		北山田村定水老丈三寸高			
六・一六	八・四	当月定水六尺四寸高改 下笠村 定水六尺三寸高改 北山田村			

表1.12 万延元(1860)申年洪水に関する水位記録

和暦月日	西暦月日	記録内容
四・一五	六・四	一定水 五尺高下笠村 四尺九寸北山田村 〔膳所藩史料〕
五・五	二二	昨夜大雨庭え水入ル 今朝晴雨不定度々庭水入 〔市田日記〕
六	二四	今朝も庭水入 〔市田日記〕
一一	二九	雨ふり昼後辰巳風烈敷水式寸引く夕方サキ風相成又々水増ス 〔市田日記〕
		大風雨而込水家にはへはいり、 〔駒井正見家文書〕
		未之中刻大方南風もやミ候、暫之間込水五寸計殖候、同申下刻大寸き風と相成、其時又五六寸計殖候、(中略)、本家(中略)三寸計も間御座候、 〔室昇家文書〕
		五月朔日よりふりだし、同十一日迄二壹尺五寸水増、(中略)、同日八ツ時よりヒツ時半迄二四五寸水引、 〔奥野記録〕
一一	三〇	晴昨夜より追々水増庭え入内庭而六寸三分入ル 〔市田日記〕
		十二日朝前七ツ半時より八壹尺水増し、 〔奥野記録〕
一五	七・三	昨日より水増事三寸文化四卯より高サ六寸一定水より七尺五寸高シ 下笠村 北山田村 七尺四寸高 〔膳所藩史料〕
		和暦月日
		西暦月日
		記録内容
五・一六	七・四	込水頂々而、手前家へもにはへ三寸程はいり、 〔駒井正見家文書〕
		上込水ノ重畳也、凡一丈余水也 〔大洪水・凶悪天象大概悉記〕
一八	六	水壹寸余引ク 〔市田日記〕
二〇	八	十七日十八日十九日小雨少々ツ、水引候所、廿日大夕立降り、又候元の通水増、 〔藤本文書〕
二二	一〇	廿二日迄四寸計引候、 〔室昇家文書〕
二七	一五	廿七日頃八重畳ト八一尺計り引水也、 〔大洪水・凶悪天象大概悉記〕
二九	一七	同十八日より御天氣相成、同晦日迄中十二日の間壹尺貳寸水引下ケ 〔奥野記録〕
六・三	二〇	六月三日迄又壹尺三寸計引候、 〔室昇家文書〕
五	二二	六月五日迄一天無雲打続、依之込水も凡尺式尺余引、 〔大洪水・凶悪天象大概悉記〕
一〇	二七	東風小烈シク、止哉否哉大雨、一夜凡五寸余又々込水也、 〔大洪水・凶悪天象大概悉記〕
一五	八・一	一當月定水見改 五尺八寸高 下笠村 五尺七寸高 北山田村 〔膳所藩史料〕

表1.13 天保7(1836)申年洪水に関する水位記録

和暦月日	西暦月日	記録内容(市田日記)
七・八	八・一九	朝横町迄押水参り昼時手前溝一杯ニ相成暮時表一面ニ相成溝之内敷石一杯ニ相成
九	二〇	今朝水軒下一杯ニ相成段々庭へ入暮時老寸
一〇	二一	天晴 庭の水老寸五分(中略) 昼時老寸七分
一一	二二	天晴 庭の水老寸三分(中略) 昼老寸五分
一二	二三	天晴 朝水老寸老分 昼時老寸 暮時七分
一三	二四	天晴 朝水三分(中略) 老式分暮ニ引
一四	二五	天晴 水軒限ニ相成
一五	二六	天晴 水溝ノ内敷石限ニ相成
一六	二七	雨天昨夜より雷鳴長し 水追々引街道處々出候処昼時より又々相増溝内敷石一杯ニ相成
一七	二八	天陰折々小雨 水軒半分乘
一八	二九	天晴 水日前
一九	三〇	水少々引沙也
二〇	三一	雨天 水大ニ引
二一	九・一	天晴 水溝切ニ相成
和暦月日	西暦月日	記録内容(膳所藩史料)
六・一五	七・二八	一定水高五尺五寸 北山田村
七・一六	八・二七	一同 五尺六寸 下笠村
八・一五	九・二五	一定水高 六尺五寸五分 北山田村 一定水高 六尺九寸 下笠村 高五尺七寸五分北山田村
和暦月日	西暦月日	記録内容(室昇家文書)
七・八	八・一九	朝門口迄水来候、
一〇	二二	十日過迄込水来ル、居屋敷産処迄一尺二三寸水間有、
一六	二七	十六日三寸込返ス

(1835)には顕著な洪水の記録がないことから、これは天保7年(1836)の誤りと思われる。そうすると、天保7年(1836)洪水のピーク水位は、1885年(明治18)洪水の8尺9寸5分(2.71m)よりも4寸(0.12m)だけ低い8尺5寸5分(2.59m)と求められる。

一方、表1.8中「室昇家文書」の記録に出てくる「去申年川道村観音之開帳之年」とは天保7年(1836)を指すものと考えられ(嘉永元(1848)年は川道村観音の開帳年にあたらない)、この記録によれば天保7年(1836)洪水と万延元年(1860)洪水とのピーク水位差は1尺1寸(0.33m)であるから、これと(2)の推定結果を用いると天保7年(1836)のピーク水位は7尺5寸6分(2.29m)と求められる。これはさきの推定値と約1尺(0.30m)も異なっている。

そこでまた別の手懸かりとして、「膳所藩史料」の万延元年5月15日(1860年7月3日)と天保7年7月16日(1836年8月27日)の水位記録を参照すると、両日の水位差は8寸～8寸5分(0.24～0.26m)と得られる。ここで、万延元年(1860)洪水における水位のピークは5月16～17日であるが、5月15日から16日の間に顕著な水位変化があったとする記録は見あらず、15日にはほぼピーク水位に達していたと考えられる。一方、天保7年(1836)は、「市田日記」(表1.13)等よりピーク時(7月10日)から膳所藩の水位記録がある16日の間に2寸(0.06m)程度以上の水位低下があったと推測されるため、両洪水のピーク水位差は約6寸(0.18m)かそれ以下ということになる。故に天保7年(1836)洪水のピーク水位は、約8尺6分(2.44m)かそれ以上と推定される。

さらに、表1.6の長浜での水位観測記録によれば、これら両洪水のピーク水位差は8寸2分(0.25m)で

あり、これを採用するとピーク水位は7尺8寸4分(2.38m)と求められる。

こうして4通りの推定値を比較すると、ばらつきはやや大きいですが、これらを単純に平均した8尺5分(2.44m)程度を天保7年(1836)洪水のピーク水位と考えて大過なさそうである。

図1.1～図1.5は、以上の結果と表1.11～表1.13の記録、及び明治時代の洪水については鳥居川量水標の水位データを用いて、上述5洪水についてピーク水位から前後約2カ月間の水位経過を復元したものである。図1.3～図1.5については、水位記録の得られた日を黒丸で表し、得られなかった部分を破線でつないでいるが、特に水位上昇期は深刻な浸水被害が生ずる水位に達するまでは水位記録の得られない場合が多く、実際には図1.1や図1.2と同様にピーク前で急激な水位上昇を示した可能性もある。

1.3 膳所藩の水位基準

これまで、歴史洪水でも水位記録が比較的多く残されている幕末期の特に大規模な3洪水を中心に見てきたが、本節以下ではその他の歴史洪水についてピーク水位や迎水位の復元を試みる。中規模程度の洪水では、洪水間での水位比較を行った記録が存在しないため、田面の冠水深記録や定水杭による観測記録を手懸かりにして水位推定を行うことになる。その際に、膳所藩の定水杭は、それを用いた観測記録が豊富に残っていること、また測定値の信頼性が高いことから非常に重要となるものである。

膳所藩では、北山田村と下笠村(ともに現在の草津市)に定水杭を設置し、原則として毎月15日に水位観測を行っていた。水位観測に用いられた定水杭は図1.6に示すように寸刻みの目盛を持っており、また同日に2箇所で行われていることから、測定値にはかなりの精度が期待できる。膳所藩史料「郡方日記」には、途中多く欠落を含むものの、享保6年(1721)から明治元年(1868)までの期間に断続して72年531回分の水位観測記録が記載されており、歴史時代にあつてこの様な長期に亘って一定の基準を使用した水位記録は極めて貴重である。これを表の形にまとめたものが前出表1.4である。

前にも述べたように、歴史時代の水位観測には現在とは異なる独自の水位基準が用いられており、他の水位基準による観測記録や近代以降の水位データと客観的に比較するためには、水位基準相互の関係、就中現在の水位基準である鳥居川量水標との関係をまず明らかにしておく必要がある。膳所藩の定水杭と鳥居川量水標との関係についてはこれまでも幾つかの考察^{10),11),12),13)}がなされているが、ここではその後新たに得られたデータも加えて再検討してみたい。

1.3.1 幕末期の基準水位

湖面が水平であることを仮定できる場合、異なる2つの水位基準の関係を求めるには、両者で同時に水位観測が行われた日を探し、それらの観測値の差をとればよい。しかし、膳所藩による水位観測記録が残るのは明治元年(1868)以前、鳥居川量水標で水位観測が始まるのは1874年(明治7)であり、これらの水位観測には重複する期間がない。従って、両者の水位観測値を直接比較することはできない。

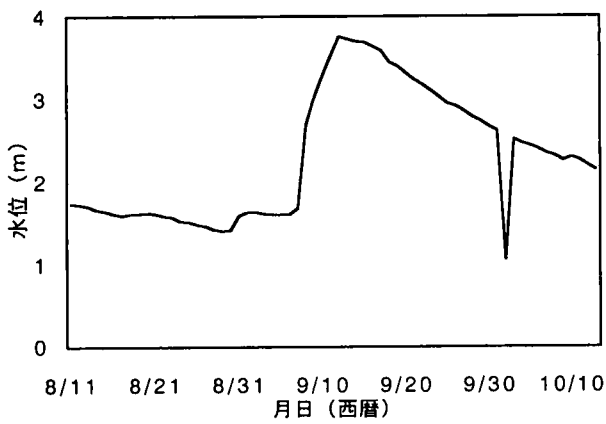


図1.1 1896年(明治29)洪水の水位経過

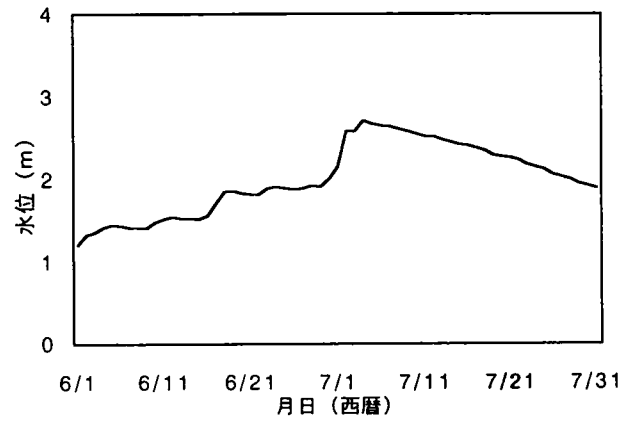


図1.2 1885年(明治18)洪水の水位経過

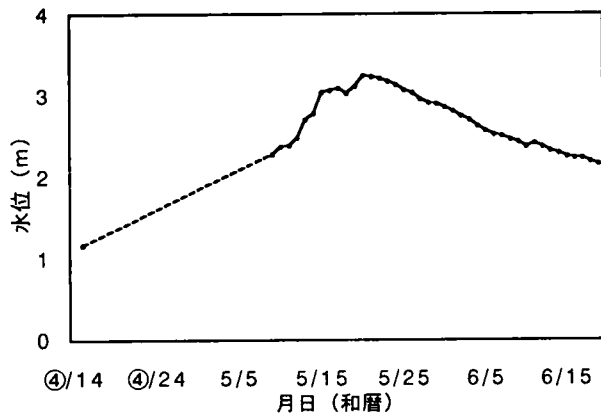


図1.3 慶応4年(1868)洪水の水位経過

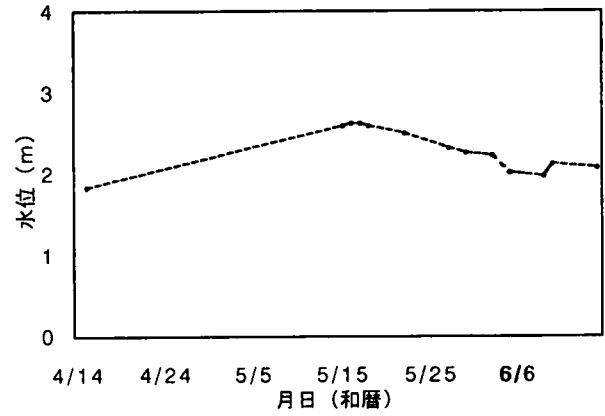


図1.4 万延元年(1860)洪水の水位経過

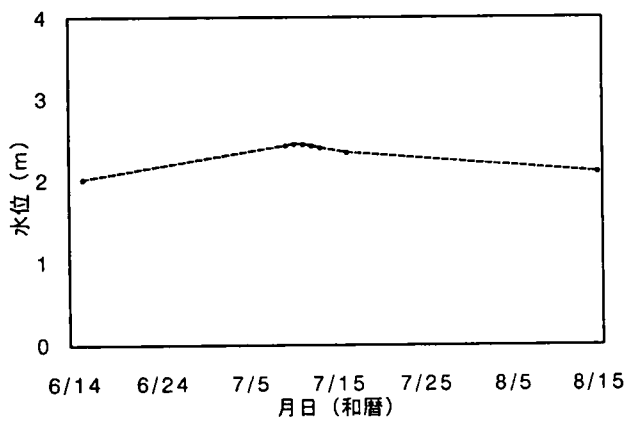


図1.5 天保7年(1836)洪水の水位経過

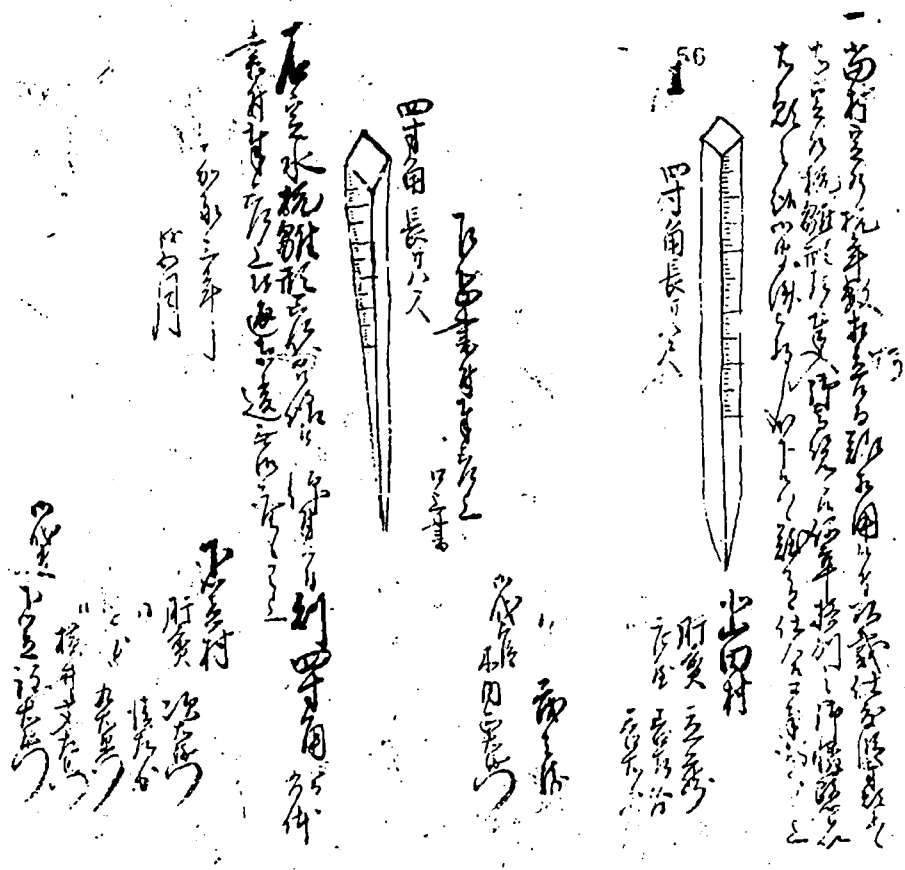


図1.6 水位観測に用いられた定水杭（「膳所藩史料」より）

が、1.2 で江戸時代末期の3洪水についてはピーク水位を鳥居川水位で求めることができたため、膳所藩の水位記録の中にこれらの水位を観測したものがあれば、水位から観測値を差し引くことによって膳所藩の基準水位を鳥居川基準で表現することができる。そうした推定法としては以下の3通りが考えられる。

まず、慶応4年(1868)洪水については、1.2 ではピーク水位を10尺7寸3分(3.25m)、その生起日を5月20日前後と推定した。膳所藩の水位記録が残るのは5月15日であるため、まず15日からピーク水位となる20日までの水位上昇量を知る必要がある。表1.11の「市田日記」によれば、15日に「中敷」に2尺7寸(0.82m)だった水位が20日には3尺3寸(1.00m)になりさらに昼1寸(0.03m)増えたとあり、この間の上昇量がおよそ7寸(0.21m)だったことが分かる。少なくとも5寸(0.15m)程度の水位上昇があったことは他の記録からも明らかである。上昇量を7寸(0.21m)とすれば、15日の水位は10尺3分(3.04m)となり、下笠村及び北山田村における観測値1丈4寸(3.15m)、1丈3寸(3.12m)をそれぞれ差し引けば、基準水位は下笠村 -3寸7分(-0.11m)、北山田村 -2寸7分(-0.08m)と求められる。

一方、万延元年(1860)洪水については、ピーク水位の生起は5月16～17日であり、膳所藩の観測記録があるのは5月15日であるが、15日から16日にかけて水位が大きく上昇したとの記録が見あたらないことから、15日には概ねピーク水位に達していたと考えられる。それ故、ピーク水位の推定値8尺6寸6分(2.62m)から下笠村、北山田村それぞれの観測値7尺5寸(2.27m)、7尺4寸(2.24m)を差し引くこと

で基準水位が求められる。その結果は下笠村1尺1寸6分(0.35m)、北山田村1尺2寸6分(0.38m)となり、さきの慶応4年5月15日(1868年7月4日)の記録を用いた推定値と大きく異なる。

そこで、さらに膳所藩の慶応4年6月16日(1868年8月4日)の水位観測記録を利用して基準水位の推定を試みる。表1.11「市田日記」によれば、6月14日時点でのピーク時からの水位低下量は3尺4寸(1.03m)程度と見積もられ、さらに16日から19日までに2寸5分(0.76m)ほど低下したことがわかる。また、同じく表1.11「駒井正見家文書」には6月19日までに3尺6寸(1.09m)引いたと記されていることから、両記録を併せ考えると、6月16日時点でピーク時からの水位低下量は3尺3寸5分(1.02m)程度と推定できる。従って、6月16日の水位は鳥居川基準で7尺3寸8分(1.02m)前後ということになり、これから同日の下笠村及び北山田村における観測値6尺4寸(1.94m)、6尺3寸(1.91m)をそれぞれ差し引くと、下笠村9寸8分(0.30m)、北山田村1尺8分(0.33m)となる。これは万延元年(1860)年5月の水位記録から推定した値に非常に近い結果である。

よって、慶応4年5月15日(1868年7月4日)の水位観測値は誤りである可能性がある。図1.6にも示されている様に、膳所藩の定水杭は長さが8尺(2.42m)しかなく、この時には杭は先端まで水中に没していた筈であり、下笠村1丈4寸(3.15m)、北山田村1丈3寸(3.12m)という観測値がどのようにして観測されたものかは定かでないが目分量又は推測による値である可能性もある。ともかく以上から、他の2通りの方法で求めた値を平均して、基準水位を下笠村1尺7分(0.324m)、北山田村1尺1寸7分(0.355m)、平均1尺1寸2分(0.339m)と推定するのが妥当と考えられる。

1.3.2 天保大浚渫以前の基準水位

図1.7は、膳所藩による北山田村及び下笠村での水位観測値を年毎に平均しグラフに表したものである。これを見ると、1820～1830年頃を境に湖水位が急激に上昇しているように見える。膳所藩の水位記録の残る期間を1721～1830年と1831～1868年の2つに分け、それぞれの期間に含まれる全ての水位観測記録を単純に平均して比較してみると、北山田村では1尺5寸2厘(0.455m)から2尺3寸(0.697m)へ、下笠村では1尺5寸7分2厘(0.476m)から2尺3寸9分2厘(0.725m)へと、約8寸(0.243m)上昇していることになる。

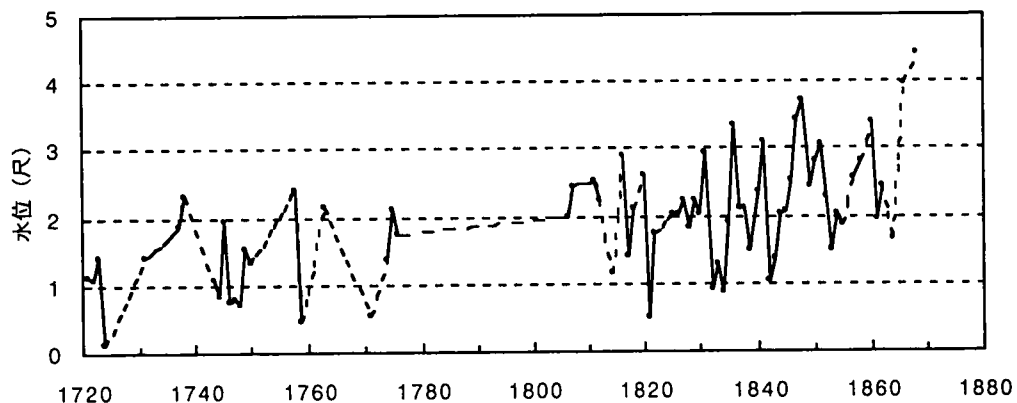


図1.7 膳所藩の水位記録(年毎に平均)

一方で、琵琶湖の流出河川である瀬田川では天保2年(1831)と天保4年(1833)の2度にわたって大規模な浚渫が行われ、それに伴い湖辺に59箇所へのぼる新田集落が成立し明治にかけて石高を増加させており¹⁴⁾、これは浚渫による瀬田川疏通能力の増大によって湖水位が低下したことを示している。この一見相反する2つの事実を矛盾なく説明するため、水位観測値が増大したように見えるのは湖水位上昇のためではなく逆に水位低下を受けて基準水位自体が引き下げられたためであるとの仮説が立てられている^{10),12)}。本研究でもこの仮説を採ることとし、天保大浚渫以前の基準水位について以下考察する。

天保年間以前についても表1.8と1.2の結果を用いれば、文化4年(1807)洪水など幾つかの大洪水についてはピーク水位を鳥居川基準で求めることが可能である。しかし、表1.8にはそれらの洪水と鳥居川量水標による水位観測データが得られる明治時代の洪水とを直接水位比較した記録はなく、幕末期の洪水を間に介した間接的な推定となるために推定誤差は大きくならざるを得ない。また、そのようにしてピーク水位を求めたとしても、そもそもそれらの洪水を膳所藩の水位基準により観測した記録が現在のところ見出されていないため、(1)と同様の手法によって基準水位を求めることは不可能である。そこで、ここでは他の手懸かりとして「広屋の大石」による水位観測記録を用いる。

「広屋の大石」とは、伊香郡木之本町山梨子の琵琶湖畔に現在も存在する大岩のことである。村の古老によれば、この岩は少なくとも明治時代以降に移動されたことはなく、また測量によってその石頂高はBSL(鳥居川基準水位)+2.326mと求められている³⁾。山梨子集落の横井孫右衛門は、洪水時にこの大岩がどこまで水に浸かったかを「年々萬日記」の中に記しており、これらの観測記録は定水杭ほどではないにせよ、固定した明確な水位基準を用いているため歴史時代としてはかなり高い精度を有するものと思われる。

現在のところ、この広屋の大石による水位観測記録には前出表1.7に示した5例が見つかったが、その中の一つに安永4年(1775)洪水に関する次の様な記録がある。

海之水も春より高水の方ニ而、五月・六月満水、広屋大岩老尺貳寸五分残候、 [年々萬日記]¹⁾



図1.8 現状の「広屋の大石」

「広屋大岩壱尺貳寸五分残」とあることから、この時の水位は広屋の大石の石頂高 BSL + 2.326m から 1 尺 2 寸 5 分 (0.379m) だけ低い 1.947m ということになる。また、「五月・六月満水」とあることから、安永 4 年 (1775) 5 ~ 6 月中はほぼピーク水位のまま推移したと考えてよいであろう。そこで、この期間に膳所藩によって水位観測が行われていれば、ピーク水位 1.947m からその水位観測値を差し引くことにより基準水位が得られる。この時期の膳所藩の水位記録としては、安永 4 年 6 月 15 日 (1775 年 7 月 12 日) のものが残っており、それによると北山田村で 4 尺 7 寸 (1.424m)、下笠村で 4 尺 8 寸 5 分 (1.470m) であるから、基準水位は北山田村 0.523m、下笠村 0.478m と求められる。或いは 6 月 15 日の水位がピーク水位でなかったとするなら、この値よりその分だけ低い値となるであろう。

広屋の大石と膳所藩の水位観測が重複している例には、上に示した他にもう 1 例ある。次にその記録を用い、同様の手法で基準水位を求めて上の推定値を検証する。ここで用いるのは、寛保 3 年 (1743) 洪水に関する次の様な記録である。

一、閏四月より雨ふり、海水増シ、広屋之大石九寸残り申候、盆迄右之水四尺計引キ申候、

[年々萬日記] ¹⁾

さきほどと同様に考えれば、洪水時の水位は BSL + 2.326m から 9 寸 (0.273m) だけ低い 2.053m ということになる。そしてそれが盆 (旧暦 7 月 15 日) までに 4 尺 (1.212m) ばかり引いたということであるから、7 月 15 日における水位は 0.841m と計算できる。そして丁度同じ日に膳所藩による水位観測が行われており、その記録によると北山田村で 1 尺 1 寸 5 分 (0.348m)、下笠村で 1 尺 2 寸 (0.364m) となっている。よって基準水位は、北山田村 0.493m、下笠村 0.478m と求められ、前の推定とほぼ一致した結果が得られた。そこで、ここでは両推定結果の平均をとり、北山田村 0.508m、下笠村 0.478m、平均 0.493m を天保浚渫以前における膳所藩の基準水位とする。

1.4 その他の水位基準

歴史時代には、膳所藩の水位基準以外にも 1.1 でも述べた通り様々な基準によって水位観測が行われている。本節では、それらのうち歴史時代の湖水位を求める上で有用な幾つかの水位基準を取り上げ、鳥居川量水標との関係について考察する。その際に用いる手法は、前節と同様である。即ち、鳥居川量水標との関係が既知の水位基準と、対象とする未知の水位基準とで水位観測の重複している日が見出されれば、湖水面が水平との仮定の下に、

$$(\text{既知の基準水位}) + (\text{既知の基準による観測値}) - (\text{未知の基準による観測値}) = (\text{未知の基準水位})$$

として基準水位が求められる。

1.4.1 神崎郡新海村の「常水」

新海村の「常水」とは、水位観測のために彦根藩内に設置された定水杭の一つで、寸単位の目盛が刻まれた杭の挿し絵や説明が「新海共有文書」に記されている。この「常水」による水位観測の記録は表1.5に示す通り3例しか見つかっていないが、このうち明和5年(1768)洪水の記録が広屋の大石の水位観測記録と重複している。このときの観測値は広屋の大石で-8寸5分(-0.258m)、「常水」で4尺8寸(1.454m)であるから、「常水」位は、

$$2.326 - 0.85 \times 0.303 - 4.8 \times 0.303 = 0.614\text{m}$$

重複が見られるのはこの1例だけのため、他の記録でこの推定値を検証することはできないが、この結果を用いれば元文元年(1736)洪水のピーク水位は2.19m、元文3年(1738)洪水は2.37mと求められる。

1.4.2 長浜の定水杭

彦根藩内には新海村の他、長浜にも定水杭が設置されており、これによる水位観測記録は表1.6に示す通り3例が見つかっている。このうち天保7年(1836)、万延元年(1860)の両洪水については、1.2よりピーク水位がそれぞれ8尺5分(2.439m)、8尺6寸6分(2.624m)と推定されており、ここから両洪水の長浜での水位観測値6尺1寸(1.848m)、6尺9寸(2.091m)をそれぞれ引くと基準水位が計算できる。

$$\text{天保7年(1836)} \quad 2.439 - 6.1 \times 0.303 = 0.591\text{m}$$

$$\text{万延元年(1860)} \quad 2.624 - 6.9 \times 0.303 = 0.533\text{m}$$

但し、1.2から明らかな様に、天保7年(1836)洪水のピーク水位は推定値の信頼性が万延元年(1860)洪水に比べてかなり低いため、ここでは平均をとらず後者の推定値BSL + 0.533mを採用する。この結果を用いると、文化4年(1807)洪水のピーク水位は2.41mと求められる。

1.4.3 浅井郡大浜村の最低・最高田面

「大浜家文書」¹⁾には、享保3年(1718)から文化4年(1807)まで90年間に亘る洪水時の田面冠水深の記録が残されている。田面の標高は同一村内でも場所によって異なるため、冠水の深さも当然ながら村内の田面で一定ではなく、「大浜家文書」には冠水深の最大値と最小値が冠水田面の面積とともに記載されている。表1.1は最大・最小冠水深の記録を洪水毎にまとめたものであり、最大冠水深は大浜村で最も低い田面が、最小冠水深は最も高い田面がそれぞれ水位観測の基準になっていると考えることができる。なお、表1.1では、冠水面積が小さく明らかに冠水していない田面が存在すると考えられる洪水については最小冠水深の記載を省略してある。

表1.1に記載の洪水のうち、元文元年(1736)、元文3年(1738)の両洪水は新海村「常水」、明和5年(1768)洪水は広屋の大石、文化4年(1807)洪水は長浜の定水杭によってそれぞれピーク水位が観測されており、また元文2年(1737)洪水についてはピーク水位の生起日が膳所藩の観測記録(北山田村・下笠村平均+3.075尺)のある6月15日にほぼ一致すると思われる。そこで、これら5洪水の最大冠水深の

記録から最低田面高を推定する。

元文元年(1736)	$0.614 + 5.2 \times 0.303 - 5.4 \times 0.303 = 0.554\text{m}$
元文2年(1737)	$0.493 + 3.075 \times 0.303 - 2.3 \times 0.303 = 0.728\text{m}$
元文3年(1738)	$0.614 + 5.8 \times 0.303 - 6.1 \times 0.303 = 0.523\text{m}$
明和5年(1768)	$2.326 - 0.85 \times 0.303 - 4.5 \times 0.303 = 0.704\text{m}$
文化4年(1807)	$0.533 + 6.2 \times 0.303 - 5.8 \times 0.303 = 0.655\text{m}$

よって、これらの平均をとってBSL+0.633mを大浜村の最低田面高とする。同様に最高田面高は、

元文元年(1736)	$0.614 + 5.2 \times 0.303 - 3.3 \times 0.303 = 1.190\text{m}$
元文2年(1737)	$0.493 + 3.075 \times 0.303 - 0.5 \times 0.303 = 1.273\text{m}$
元文3年(1738)	$0.614 + 5.8 \times 0.303 - 3.8 \times 0.303 = 1.220\text{m}$
明和5年(1768)	$2.326 - 0.85 \times 0.303 - 2.5 \times 0.303 = 1.310\text{m}$
文化4年(1807)	$0.533 + 6.2 \times 0.303 - 4.0 \times 0.303 = 1.200\text{m}$

これらの平均をとり、BSL + 1.239mを大浜村の最高田面高とする。大浜村の田面冠水深記録を用いて水位推定を行う際には、推定の信頼性を少しでも高めるため、最大・最小冠水深の記録がともに得られる場合にはそれぞれの記録から求められる水位推定値を平均することにする。

1.4.4 滋賀郡堅田村の平均田面

「琵琶湖治水沿革誌」^{2),4)}には、滋賀郡堅田村辻平吾氏の報告として、天明4年(1784)から明治3年(1870)までの43洪水について田面の平均浸水深が記載されている。それらの記録を、「本堅田村諸色留帳」¹⁾所載の堅田村田面最大冠水深の記録と併せて表1.2に示す。「辻平吾氏の報告」に平均浸水深の記録がある洪水のうち、「膳所藩史料」、「大浜家文書」等からピーク水位が推定可能なものを以下に列挙し、それぞれから堅田村の平均田面高を推定してみる。

天明8年(1788)	$1.436 - 4.0 \times 0.303 = 0.224\text{m}$
寛政5年(1793)	$1.148 - 3.2 \times 0.303 = 0.179\text{m}$
寛政8年(1796)	$1.391 - 3.4 \times 0.303 = 0.360\text{m}$
享和元年(1801)	$1.345 - 3.5 \times 0.303 = 0.285\text{m}$
文化4年(1807)	$2.412 - 5.0 \times 0.303 = 0.897\text{m}$
天保7年(1836)	$2.440 - 6.0 \times 0.303 = 0.622\text{m}$
天保15年(1844)	$1.582 - 3.7 \times 0.303 = 0.461\text{m}$
弘化4年(1847)	$1.627 - 3.3 \times 0.303 = 0.627\text{m}$
嘉永元年(1848)	$1.991 - 4.0 \times 0.303 = 0.779\text{m}$
嘉永3年(1850)	$1.839 - 4.0 \times 0.303 = 0.627\text{m}$
万延元年(1860)	$2.620 - 4.8 \times 0.303 = 1.166\text{m}$
慶応4年(1868)	$3.250 - 6.8 \times 0.303 = 1.190\text{m}$

上から明らかな様に、田面高の推定値は参照する洪水によってかなりのばらつきがある。全体的に浸水深の大きい洪水になるほど推定値が大きくなる傾向があり、これはこの記録が「平均」浸水深の記録であることと関係していると考えられる。即ち、洪水の規模が大きくなるほど当然広い面積に亘って浸水し、それだけ浸水の浅い部分の面積も大きくなるため、浸水深を平均すると実際の水位よりも小さくなるということが考えられるからである。そうすると、水位基準となる平均田面高が洪水規模により異なるということになるが、ここでは浸水深4尺未満の洪水のみを対象とすることにする。これは、浸水深が概ね4尺以上となる場合に田面高推定値のばらつきが特に大きくなっており、またそのような大規模洪水は他により信頼性の高い水位記録が得られる場合が多いためである。上記のうち4尺未満の洪水は5例であるため、これらについての田面高推定値を平均したBSL + 0.382mを堅田村の平均田面高とする。但し、浸水深4尺未満に限定しても田面高推定値のばらつきはかなり大きい(即ち水位基準の信頼性が低い)ため、他の方法で水位推定が可能な場合にはその推定値を優先する。

1.4.5 野洲郡赤野井村・赤野井新田の最低田面

赤野井新田は天保の大浸淫以後に拓かれた湖辺の新田の一つで、「赤野井共有文書」¹⁾には、弘化3年(1784)から明治3年(1870)迄の期間について洪水時の田面冠水深が記録されている。表1.3は、それら最大冠水深の記録を赤野井村本田の最大冠水深とともにまとめたものである。これらのうち膳所藩の水位記録等との間に重複が認められるのは、弘化4年(1847)5月、嘉永3年(1850)6月、万延元年(1860)5月の3回である。弘化4年(1847)5月と嘉永3年(1850)6月については2つの記録の観測日に数日程度のずれがあると考えられるが、当時の天候記録等から2洪水ともに2つの記録の観測日の間に大きな水位変化は無かったものと判断される。そこで上記3洪水から赤野井新田の田面高を推定すると、

弘化4年(1847)	$0.339 + 3.75 \times 0.303 - 3.0 \times 0.303 = 0.567\text{m}$
嘉永3年(1850)	$0.339 + 3.95 \times 0.303 - 4.0 \times 0.303 = 0.324\text{m}$
万延元年(1850)	$2.624 - 8.5 \times 0.303 = 0.048\text{m}$

同様に赤野井村本田は、

弘化4年(1847)	$0.339 + 3.75 \times 0.303 - 3.0 \times 0.303 = 0.567\text{m}$
嘉永3年(1850)	$0.339 + 3.95 \times 0.303 - 3.5 \times 0.303 = 0.476\text{m}$
万延元年(1850)	$2.624 - 8.5 \times 0.303 = 0.048\text{m}$

万延元年(1860)の大洪水を参照した場合の推定値が他の2例と大きく異なるが、この場合もこうした大洪水を対象から除外することとし、他の2通りの推定値を平均して、BSL + 0.445m、BSL + 0.521mをそれぞれ赤野井新田及び赤野井村本田の最低田面高とする。これも水位推定の際、赤野井新田・本田の冠水深記録がともに得られる場合には、それぞれの記録から求められる水位推定値を平均することにする。

1.5 歴史洪水の水位復元

以上、歴史時代における主な水位基準と、現在の水位基準である鳥居川量水標との関係について考察した。この結果を用いて、各水位基準による観測記録を鳥居川水位に換算し、歴史洪水のピーク水位を可能な限り復元してみた。さらに、可能な場合には湖水位がピークに達する1カ月程度前の水位(迎水位)をも併せて推定した。迎水位は、後ほど湖水位から洪水期の降雨量を推定する際に必要となるものである。ピーク水位、迎水位とそれらの生起日、及び水位推定に用いた水位基準をまとめたものが表1.14である。また、図1.9はこれら推定結果に近年の観測データを付加し、1718年(享保3)から1993年迄約270年間の各年の最高水位を棒グラフで表したものである。

1.6 琵琶湖水位の長期的変動

歴史時代における琵琶湖水位の記録は多くは洪水時のピーク水位に関するものであるが、膳所藩の水位記録は原則として毎月15日(旧暦)の定期観測記録であるため、これより歴史時代における平常時の湖水位(常水位)を知ることができる。「膳所藩史料」には、享保6年(1721)から明治元年(1868)まで148年間に亘る水位記録があり、そのうち10カ月以上の観測記録が残るのは27年分、9カ月以下は45年分である。これを年毎に平均し、1.3の結果を用いて鳥居川水位に換算して年代を横軸にとったグラフにプロットしたところ、図1.10の様になった。1874年(明治7)以降の期間についても、毎月15日(西暦)の鳥居川量水標による観測データを年毎に平均し、図に付け加えた。

元禄12年(1699)の河村瑞賢による瀬田川浚渫以降、18世紀には元文2年(1737)、天明5~6年(1785~1786)と2度の小規模な浚渫が行われているが、それにもかかわらず瀬田川の疏通能力が時代とともに低下し続けたことは古記録にも記されており、図に見られる18世紀から19世紀前半にかけての水位の上昇傾向はそれに符合したものとなっている。また、古記録には天保年間の瀬田川大浚渫(1831~1833年)によって瀬田川疏通能力が大きく改善されたことも記されているが、江戸時代末期が多雨期と重なったためかそれに対応する湖水位の大幅な低下はこの図からは読みとれない。それ以降では、明治元年(1868)の瀬田川浚渫、1900年(明治33)に始まる瀬田川改修工事と南郷洗堰の設置に対応する水位低下が見られ、その後も改修事業の進行に伴ってさらに低下傾向が続いている。

常水位を年代の関数として表すため、1721~1889年の期間について年毎の平均水位に観測月数に比例した重率をつけて回帰計算を行った。但し、天保の大浚渫(1831~1833)と明治元年(1868)の瀬田川浚渫の前後で期間を分割し、天保大浚渫以降の2つの期間については短いので回帰計算を行わず、観測月数に比例した重率をつけて平均値を計算した。その結果、次の常水位曲線が得られた。

$$\begin{cases} \bar{H} = -4.012 + (2.816 \times 10^{-3})Y & (1721 \leq Y \leq 1831) \\ \bar{H} = +1.071 & (1834 \leq Y \leq 1868) \\ \bar{H} = +0.836 & (1874 \leq Y \leq 1899) \end{cases} \quad (1.1)$$

表1.14 歴史洪水の水位推定

和暦年	西暦年	ピーク水位				迎水位			
		水位(m)	和暦月日	西暦月日	水位基準	水位(m)	和暦月日	西暦月日	水位基準
享保3	1718	1.53	5/13頃	6/11頃	大浜				
享保6	1721	1.64～	閏7/16頃	9/7頃	膳所・比	0.80	7/15	8/7	膳所
享保13	1728	廿四五ヶ年以来之大洪水							
享保18	1733	1.03	6/4頃	7/14頃	大浜				
享保19	1734	1.15	5/23頃	6/24頃	大浜				
元文元	1736	2.19	9/9頃	10/13頃	新海				
元文2	1737	1.42	6/15頃	7/12頃	膳所	1.35	5/15	6/13	膳所
元文3	1738	2.37	6/3頃	7/19頃	新海	0.63	4/22	6/9	郷堺(大浜)
元文5	1740	1.39～	閏7月下旬	9月	大浜				
寛保2	1742	1.86	6/15頃	7/16頃	大浜	1.39	5/24頃	6/26頃	大浜
寛保3	1743	2.05	5/26頃	7/17頃	広屋	0.93	閏4/15	6/7	膳所
延享2	1745	1.80～			膳所				
延享4	1747	1.03	8/28頃	10/2頃	大浜	0.72	7/15	8/20	膳所
寛延4	1751	1.03	6/25頃	7/17頃	大浜				
宝暦2	1752	0.97			大浜				
宝暦3	1753	0.97			大浜				
宝暦4	1754	1.03			大浜				
宝暦6	1756	1.03			大浜				
宝暦7	1757	1.39			大浜				
宝暦8	1758	1.71～			膳所				
宝暦10	1760	1.12			大浜				
宝暦12	1762	1.25			大浜				
明和元	1764	1.03			大浜				
明和2	1765	1.36			大浜				
明和3	1766	1.24			大浜				
明和5	1768	2.07	6/5頃	7/18頃	広屋				
明和9	1772	1.41	8月	9月	大浜				
安永2	1773	1.96	7/13頃	8/30頃	広屋				
安永4	1775	1.95	5～6月	6～7月	広屋				
天明4	1784	1.47			堅田				
天明7	1787	1.50			堅田				
天明8	1788	1.44	6月初旬	7月	大浜				
寛政元	1789	2.25	閏6/7頃	7/29頃	比較				
寛政2	1790	1.47			堅田				
寛政3	1791	1.39	5月	6月	大浜				
寛政5	1793	1.15	5月	6月	大浜				
寛政7	1795	1.36	6/8頃	7/23頃	大浜				
寛政8	1796	1.39	6月上旬	7月	大浜				
寛政10	1798	1.78			彦根				
寛政11	1799	1.44			堅田				
寛政12	1800	1.09	閏4/26頃	5/19頃	大浜				

※ 比：水位の相対比較の記録

表1.14 歴史洪水の水位推定（続き）

和暦年	西暦年	ピーク水位				迎水位			
		水位(m)	和暦月日	西暦月日	水位基準	水位(m)	和暦月日	西暦月日	水位基準
享和元	1801	1.35	4/20頃	6/1頃	大浜				
享和2	1802	十三・四年之大洪水							
文化元	1804	1.69	9/1頃	10/4頃	大浜	0.97	8/8頃	9/11頃	比
文化2	1805	1.29			堅田				
文化4	1807	2.41	6/10	7/15	長浜	1.66	5/24頃	6/29頃	大浜
文化8	1811	1.50			堅田				
文化9	1812	1.32～			膳所				
文化10	1813	1.44			堅田				
文化12	1815	1.44			堅田				
文政3	1820	1.63～			膳所				
文政5	1822	1.65～			膳所				
文政8	1825	1.53			堅田				
文政10	1827	1.36～			膳所				
文政11	1828	1.51～			膳所				
文政12	1829	1.64～			膳所				
天保元	1830	1.51～			膳所				
天保2	1831	1.72～			膳所				
天保6	1835	1.81～			膳所				
天保7	1836	2.44	7/10	8/21	比	2.02	6/15	7/28	膳所
天保9	1838	1.50			堅田				
天保11	1840	1.60～	7/1頃	7/29頃	膳所				
天保12	1841	1.78～	5/18頃	7/6頃	膳所	1.48	4/15	6/4	膳所
天保15	1844	1.58～	6/15頃か	7/29頃か	膳所				
弘化2	1845	大洪水	6月	7月					
弘化4	1847	1.63	6/15頃か	7/26頃か	膳所	1.48	5/15	6/27	膳所
嘉永元	1848	1.99	6/15頃	7/15頃	膳所	1.45	5/15	6/15	膳所
嘉永2	1849	1.63	6/3頃	7/22頃	赤野井	1.61	5/15	7/4	膳所
嘉永3	1850	1.84	8/15頃	9/20頃	膳所				
嘉永4	1851	1.67～			膳所				
嘉永5	1852	洪水	8月末	10月					
嘉永6	1853	1.70	5/20頃	6/26頃	赤野井	1.35	4/15	5/22	膳所
安政4	1857	1.60	閏5/18	7/9	赤野井	1.38	5/15	6/6	膳所
安政5	1858	2.05	7/29頃	9/6頃	膳所・他	1.48	6/18	7/28	膳所
万延元	1860	2.62	5/16～17	7/4～5	比	1.84	4/15	6/4	膳所
文久元	1861	1.32	5/26	7/3	赤野井				
元治元	1864	1.35	6/10頃	7/13頃	赤野井				
慶応元	1865	1.19			赤野井				
慶応2	1866	2.64	8/8頃か	9/16頃か	比				
慶応4	1868	3.25	5/20	7/9	比	1.23	閏4/15	6/5	膳所
明治2	1869	1.34	6～7月初頃	7～8月	赤野井				
明治3	1870	1.63	7/21頃	8/17頃	赤野井	0.98	6/2頃	6/30頃	赤野井

※ 比：水位の相对比较の記録

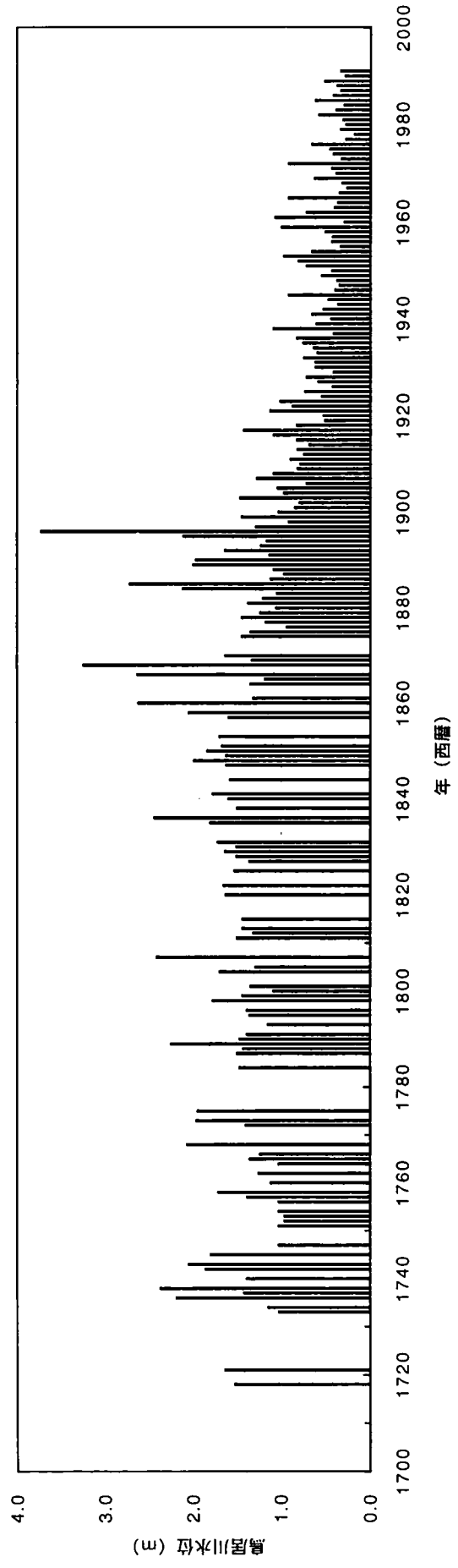


图1.9 推定年最高水位

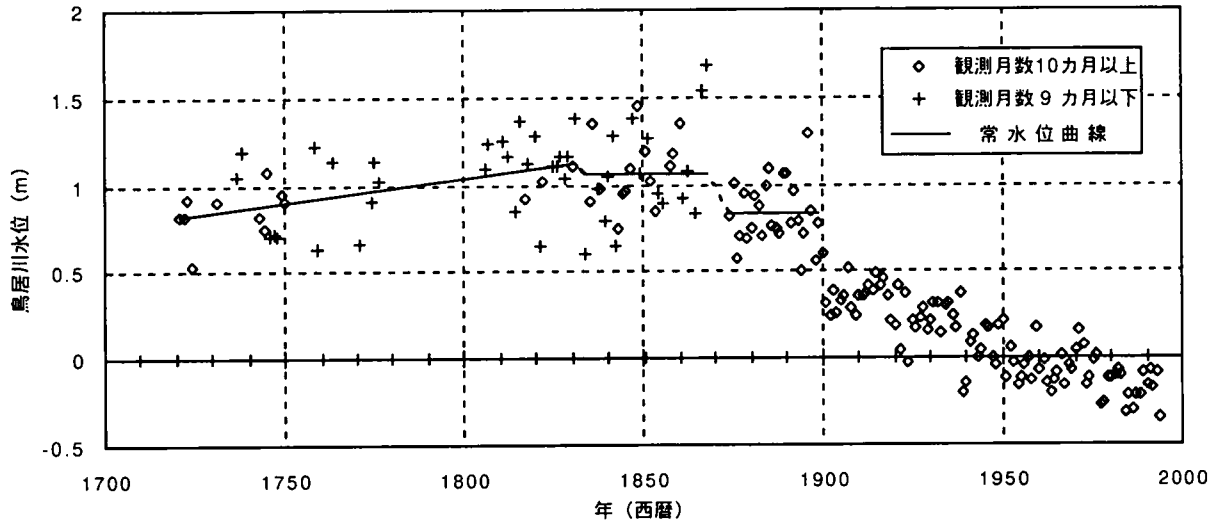


図1.10 常水位の変動

ここに、 \bar{H} は鳥居川基準での常水位(m)、 Y は西暦年である。この常水位曲線は、後ほど第3章において瀬田川疏通能力の変遷について考察する際に使用する。

1.7 小 結

本章では、歴史時代における琵琶湖流域の水文環境を考える上で最も重要な水水量である琵琶湖水位に着目し、洪水期を中心に江戸時代中期以降の水位変動を文献資料から再現することを試みた。まず、歴史洪水の中でも詳細な水位記録が残る江戸時代末期の3回の大洪水について、明治時代との水位比較の記録や日記等に記された浸水記録等からピーク水位やその前後の期間の水位変化を復元した。次にその結果を用いて、歴史時代の水位基準の中でも最も多くの水位記録が残る膳所藩の定水杭(北山田・下笠村)と、現在の水位基準である鳥居川量水標との関係について考察し、さらにその他の定水杭や冠水深記録が残る湖辺各地の村落の田面高について検討した。そしてこれらの水位基準を手懸かりに、様々な水位観測記録を総合して歴史洪水のピーク水位、迎水位や常水位の長期的変動を復元した。これらの結果は、次章以降で歴史時代の流域平均降雨量を再現したり、近年の観測データとともに洪水頻度分析を行う際に利用する。

復元した歴史時代の水位データを利用する際には、これらが近年の観測データに比して大きな誤差を含んでいることに留意しなければならない。本章での水位復元の過程から明らかな様に、まず幕末期の大洪水については、鳥居川量水標による水位観測データが得られる明治期の洪水と直接水位を比較した記録が複数得られ、水位推定の誤差は数 cm 程度以下と考えられる。その他の歴史洪水については、歴史時代の水位基準から水位を求めなければならないため、水位観測値の精度に加え推定した基準水位自体の信頼性も問題になる。膳所藩の記録等、定水杭を用いた水位観測の記録は高い観測精度が期待でき、基準水位の推定誤差も小さいと考えられ、復元した水位の誤差は数 cm から 10 数 cm 程度

と考えられるが、田面冠水深記録の場合は、1.4 から明らかな様に田面高の推定値自体に大きな誤差が含まれている可能性があり、水位観測の信頼性も低いため、復元した水位の誤差は数10cm程度になる場合もあると考えられる。

その他、ピーク水位については観測日とピーク水位の実際の生起日とのずれによる誤差にも注意する必要がある。田面冠水深記録等には、記録されている冠水深が水位ピーク時に観測されたものであることが明記されているものは少なく、本章では前後の記録等から判断し適宜ピーク水位と見做して扱っている場合も多い。それらがもしピーク時以外の水位を記録したものであれば、復元されたピーク水位の値は実際よりも小さく、誤差は負の偏りを持つことになる。

こうした様々な誤差を含む標本を洪水頻度分析に用いた場合に確率分布モデルの同定パラメータや確率水文量の信頼性に及ぼす影響については、第5章で検討する。

第2章 古日記天候記録にみる近世近江の気候変動

前章では、歴史時代における琵琶湖流域の水文環境を調べるための資料として、古文書等に残された琵琶湖水位の記録に着目し、これらを整理総合して江戸時代中期以降約 300 年間の洪水時におけるピーク水位や常水位の変動を復元した。これら水位の記録は、定量的な情報の少ない歴史時代において非常に貴重な水文資料であるが、幾つか問題点もある。一つは、水位観測の精度が近代以降の観測データに比べて低く、記録の信頼性が疑わしい場合があることであり、この点については前章でも検討を加えた。いま一つは、歴史時代において水位の記録が残されるのは多くは洪水時の田畑や家屋が浸水するような場合に限られ、観測時代のような連続したデータが望めない点である。歴史時代で唯一連続的な水位観測記録として膳所藩史料の記録があるものの、これも月一回観測に過ぎず、しかも欠落が多い。さらに、湖水位は琵琶湖からの流出河川である瀬田川の状態に左右され、前章でも述べた通り江戸時代においても河床への土砂堆積や川浚え等に伴って瀬田川の疏通能力は変動していたため、復元された水位データもその影響を受けており、期間を通じて条件の等しい均質なデータではないという問題点もある。

そこで本章では、こうした問題点を補う歴史時代の資料として古日記の天候記録に着目する。藩による公用日記、社寺等の日誌や、武士や商人等による私的な日記まで含め、歴史時代の日記は日本各地に残されており、これら古日記の天候記載部分を取り出すことにより、毎日の晴雨等の気象概況や、日記によってはその時間変化や降雨の強弱、風向、寒暖等の状況も知ることができる。こうした記録は江戸時代後期になると量的にもかなり充実するようになり、日本では特に近世小氷期の気候環境を復元するための有力な資料として、その利用方法については主に地理学者によって研究が進められてきた^{15),16),17),18)}。本章では、琵琶湖流域各地の古日記から天気に関する記録を収集整理し、まずその信頼性、気象データとの対応関係について検証する。そして、江戸時代中期から現代に至る迄の近江地方における気候環境の変化について、そこから知り得ることをまとめてみる。

2.1 琵琶湖流域の古日記天候記録

樹木年輪、氷床コア等とともに、人類の文字による記録は過去の環境を知るための重要な手懸かりである。古気候の復元に利用される文書記録には様々なものがあり、例えば桜の開花記録、湖沼や河川の結氷記録、米の収穫高記録等、その年のある気候要素を間接的に反映すると考えられる自然現象に関する記録もそこには含まれる。そうした中で古日記の天候記録は、気象現象そのものの記録であり、しかも日単位での連続的な記録が全国各地で得られるという特徴を持ち、特に利用価値が高い。

著者は琵琶湖流域の気候・水文環境の復元を目的として、流域各地に散在する古日記の天候記録の整理収集作業を進めてきた。現在整理が完了したのは図 2.1 に示す 8 つの日記で、享保 16 年 (1731) から 1912 年 (明治 45) 迄の延べ約 283 年分である。その間には未だ天候記録が見つかっていない空白期間

も含むが、江戸時代末期等については流域内の複数地点での日記が並行して得られ、記録の信頼性を相互に検証したり、天気空間的分布について検討したりすることもある程度可能である。これらの日記の記録された地点、記録者等の概要は以下の通りである。なお、各日記の地点の位置関係は巻頭地図に示す。

a) 知則日記（彦根市立図書館所蔵）

彦根藩の蔵手代知則の46歳より83歳に至る迄の私的な日記である。享保16年(1731)から明和5年(1768)迄38年間に亘り、その間天候記録の欠落は比較的少ない。毎日の天気変化が時間経過とともに非常に詳細に記述されている。図2.2は、寛延2～3年(1749～1750)分の冊子の表紙と第1頁の写真である。また、天候記録の例として寛延2年1月(旧暦)分の記録を表2.1に示す。

b) 小室藩日記（東浅井郡浅井町佐治重宗氏所蔵）

現在の東浅井郡浅井町に陣屋を置いた小室藩小堀氏の主に日常の藩政を記した日記。滋賀県立図書館に複製本とマイクロフィルムが保管されている。天候記載は延享3年(1746)から小室藩が改易となる前年の天明7年(1787)迄42年間ほぼ連続しており、その間欠測は非常に少ない。一日の天気概況が1語で簡略に記されている場合が多い。寛延2年1月(旧暦)分の天候記録を知則日記と並べて表2.1に示す。

c) 市田清兵衛文書「日記」（滋賀大学経済学部附属史料館所蔵）

市田清兵衛家は近江八幡の呉服・小間物商で、次第に繊維、穀物、金物等種々の産物を行商で扱う様になった。また上州高崎に支店を出し、質屋、蓑商等も営んだ^{19),20)}。近江商人市田家に関する文書は滋賀大学経済学部附属史料館に一括して保管されており、その中には文化元年(1804)から1906年(明治39)迄約100年間に及ぶ当主数代の日記が存在する。これだけの長期に亘る連続した日記は珍しく、とりわけ第10代当主直良(諦定)の日記は文政6年(1823)から明治3年(1870)迄途中4年間の中断を挟み44年分に及び、その間毎日の天気が丁寧な筆跡で記録されている。

ただ、日記の記録者はしばしば上州高崎の支店へ出張し、特に文化～天保年間(1804～1844)頃には毎年のように出かけており、旅行中の数カ月間は旅先の天候しか知ることができない。また、京、名古屋、伊勢参り等にも時折出かけ、近江八幡を不在にすることがある。

d) 山村日記（水口町立水口図書館所蔵）

現在の甲賀郡水口町に藩庁を置いた水口藩の掛屋(金融業)で、大庄屋を勤めた山村家の当主3代に亘る日記。文化13年(1816)から1876年(明治9)迄61年間に亘り1年1冊ずつ書き続けられたと見られるが、中には逸失したものもあり、現存するのは44年分である²¹⁾。ほぼ毎日の天気が記録されているのは文政10年(1827)年以降の42年分である。一日の天気概況の他、降雨や降雪があった場合にはその降り始めの時間帯等、その日の概略の天気変化も知ることができる。

また、この付近には伊賀街道の横田川の渡し場があり、日記にはその大雨増水時における川留め・川明けの時刻が克明に記されている。これも当時の出水の状況を知ることのできる資料として興味深い。

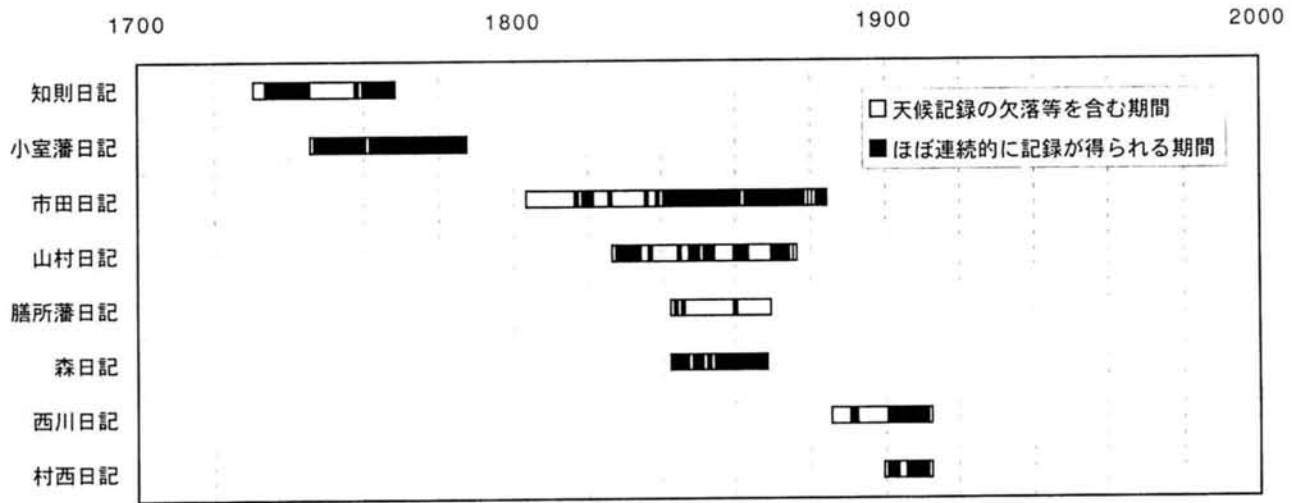


図2.1 各日記の天候記載期間

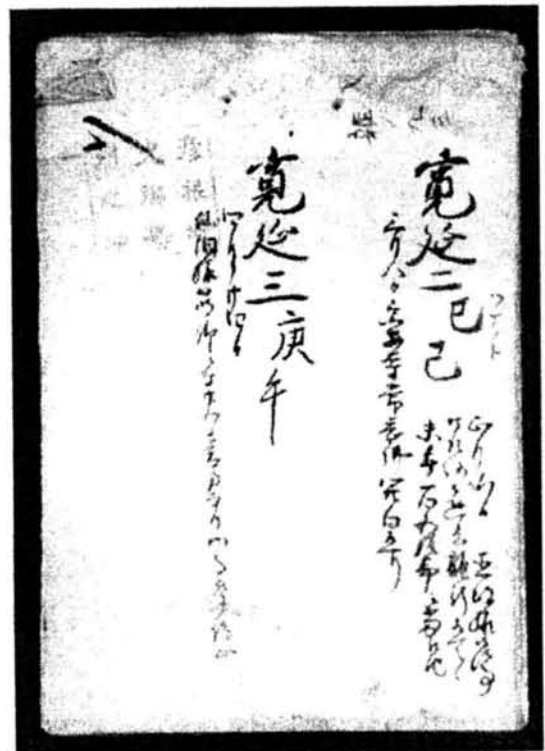
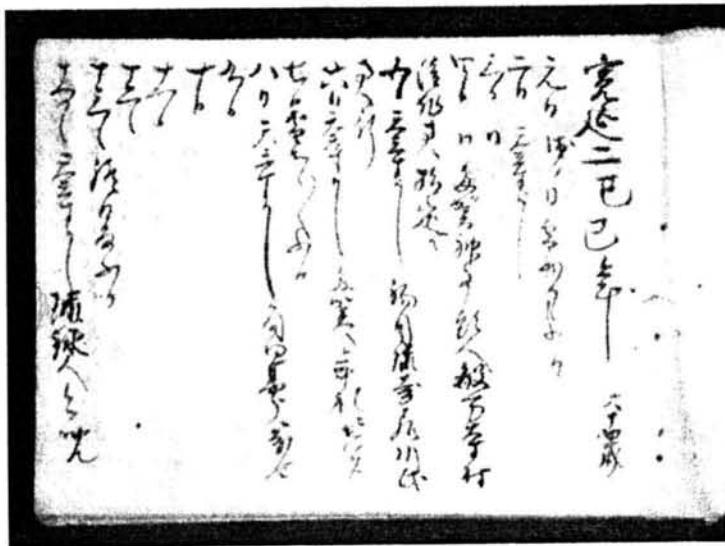


図2.2 「知則日記」寛延2～3年(1749～1750)の冊子の表紙と第1頁

表 2.1 天候記録の例（「知則日記」及び「小室藩日記」寛延2年（1749）1月）

和暦月日	西暦月日	知則日記	小室藩日記
一・一	二・一七	雪少しふる	天気吉
二	一八	天気よし	快晴
三	一九	同	快晴
四	二〇	同	快晴
五	二一	天気よし	晴昼より曇
六	二二	天気よし	晴
七	二三	雪ちらゝゝふる	雪降
八	二四	天気よし	晴
九	二五	天気よし	曇
一〇	二六	天気よし	晴
一一	二七	終日雨ふる	雨降
一二	二八	天気よし	晴
一三	二九	天気よし	雨降
一四	三〇	雪ちらゝゝふる	晴
一五	三一	同	曇
一六	一	雪ちらゝゝとふる	曇
一七	二	殊之外ひへ申事也	晴
一八	三	同断	曇
一九	四	天気よし・・・四ツ過より	快晴
二〇	五	大雨ふる	雨天昼より晴
二一	六	少しふる	雨天
二二	七	折々雨ふる	雨降
二三	八	天気よし	晴
二四	九	天気よし・・・八ツ前より	昼より雨晴
二五	一〇	大雨ふる	曇
二六	一一	西風強ク吹キ折々雨ふる	曇
二七	一二	今日も風吹ク	晴
二八	一三	天気よし	晴
二九	一四	天気よし	晴風強
三〇	一五	雨天なり不晴	雨天風強

e) 森五良兵衛日記（近江八幡市立資料館所蔵）

近江八幡を本拠として江戸・大坂にも出店を構えた呉服太物商森五良兵衛家^{19),20)}の数代に亘る日記。安永元年（1772）から明治中頃まで100年以上に亘って記録されていたと見られるが、現在残存し、連続した天候記録が得られるのは天保14年（1843）から明治元年（1868）迄の26年間である。欠測は少なく、毎日の天気概況が朝、昼、夜に分けて記されており、詳細な天気変化を知ることができる。ただ筆跡は非常に個性的で難解である。

f) 膳所藩史料「郡方日記」（滋賀県立図書館所蔵）

膳所藩史料は、現在の津江市に位置した膳所藩の藩政に関する史料で、元禄3年（1690）から明治初頭迄約2世紀に亘る膨大な記録が270余巻に纏められており、その中に藩政日記や地方行政に関する郡方日記も含まれている。日記中に天気が継続的に記録されるようになるのは天保14年（1843）以降であるが、これらは既に断簡となって他の無関係な文書中に無秩序に挟み込まれており、欠落していたりもはや日記の年月が判別できなくなったものも少なくない。天気は日付の直後に1語で簡略に記されてお

り、記録者は月毎に交代していたと見られる。

また、この日記には、前章でも参照した北山田村・下笠村での毎月の水位観測の記録も含まれている。水位記録は途中多く欠落を含むものの、享保6年(1721)から明治元年(1868)迄の期間に72年分得ることができ、歴史時代における客観的な湖水位の観測記録として極めて貴重である。

g) 西川伝右衛門文書「本家日誌」(滋賀大学経済学部附属史料館所蔵)

西川伝右衛門はもと近江八幡を本拠とする行商人であったが、江戸時代前期に蝦夷地に進出し、松前を拠点として忍路・高島の漁場経営等も代々手掛ける様になった^{19),20)}。滋賀大学経済学部附属史料館が所蔵する西川伝右衛門家に関する文書群の中に、近江八幡の本店の日誌が含まれており、これより1886年(明治19)から1912年(明治45)迄途中数年間の欠落を挟み約18年分の天候記録を得ることができる。滋賀県において気象観測データが得られるのは1893年(明治26)10月以降であるため、日記の大部分はその期間と重複しており、観測データとの対応関係が検証可能なものとして重要である。また、1892年(明治25)頃から座敷に設置した寒暖計を用いての気温観測記録が見られる様になり、1905年(明治38)頃からはほぼ毎日の観測記録が残されている。

h) 村西文書「日記帳」(滋賀大学経済学部附属史料館所蔵)

滋賀大学経済学部附属史料館が所蔵する泰荘の商人村西茂左衛門に関する文書群の中に、「日記帳」として1900年(明治33)11月から1912年(明治45)2月迄、途中1年間の欠落を挟み10年4カ月分の天候記録が含まれている。欠測は非常に少なく、日内の概略の天気変化なども記されている。これも西川伝右衛門日記と同じく明治時代後期の日記で、気象観測データとの比較検証が可能である。

2.2 天候記録の整理

上記の各日記について、まず毎日の記録から天候に関する記述をそのまま抜き出し、表形式で日毎に入力整理した。また、旧暦(太陰太陽暦)で表記された日付を新暦(グレゴリオ暦)に変換した²²⁾。

これらの日記はいうまでもなく記録者はそれぞれ異なり、或いは同一日記の中でも記録者が交代している場合もあるが、天気の判定基準や記載の仕方は記録者によってそれぞれ異なると考えられる。本研究の場合、同一記録者による連続した日記は長くても40年程度であるため、長期に亘る気候変動を検討しようとする場合には、必然的に異なる記録者による天候記録をつなぎ合わせて用いなければならない。そこで天候記録を気候復元に用いるに先立ち、記録者によってそれぞれ異なる天候記載の形式を統一するため、全ての日記について日毎の天候記録の内容からその日を代表する一つの天気を決定し、次に示す14種類の代表天気に分類することにした。

快晴・・・快晴、美晴、上天気、極上天気、等
晴・・・晴、晴天、天晴、天気、天気よし、等
曇・・・曇、曇天、天陰、等

小雨・・・小雨、少々雨、微雨、細雨、はらはら雨、折々雨、等
俄雨・・・俄雨、夕立、白雨、時雨、しまけ、等
雨・・・雨、雨天、降、等
終日雨・・・終日雨降、昼夜降続、等
大雨・・・大雨、強雨、車軸の如き雨、等
小雪・・・小雪、少々雪、薄雪、ちらちら雪、等
俄雪・・・俄雪、飛雪、等
雪・・・雪、雪天、雪降、等
大雪・・・大雪、等
霰・・・霰、雨雪交る、等
その他・・・霰、雹、等

なお、同一日に複数種類の天気が記されている場合には、原則としてより悪天と考えられる方(或いはより出現頻度が低いと考えられる方)の天気を優先させることにした。代表天気に置換することにより、元の記録に日内の天気変化が記されている場合や、風の向きや強さ、雷、降霜、結氷、寒暑の程度等、代表天気に含まれない気象現象に関する情報が含まれている場合、そうした情報が失われてしまうことになるが、日記によって詳細さの程度が異なる記録を統一的に扱う上ではこれはやむを得ない処理と考えられる。図2.3に各日記における代表天気の構成比率を10年間毎に集計した結果を示す。この図に見られる様に、特に「曇」及び「小雨・俄雨」の比率については同じ期間・近接した地点でも日記により大きな差異があり、特に短時間又は微小な降水が記録に残されるか、或いは「曇」など降水が無かったものとして記録されるかは日記や記録者により大きく異なると推測される。この点については次節でさらに考察する。

2.3 天候記録の一致性の検討

古日記の筆者は、武士や公家から商人、農民、宗教者、学者、文化人等多岐に亘るが、通常これら記録者は気象の専門家ではなく、また日記も気象現象の記録自体を主目的としたものではない。それ故、古日記の天気記録はそれぞれ記録者の主観や生活様式を反映したものとなっている。例えば、天気記録が一日のある時点での天気を記したものなのか、或いは一日を通じての天気変化を考慮し総合的に判断して記したものなのか定かでないことは少なくない。また、深夜の降水まで見落とさずに記録されているかどうかなど、記載の精度や信頼性も記録者により異なると考えられる。

天候記録からそうした記録者による条件の違いを取り除き、天候復元の客観性を高めていくためには、同一地点について複数の日記を収集し、その信頼性を相互に比較検証することが不可欠である。しかし、現実には目的とする地域・期間について得られる古日記の量には自ずと限界があり、単独の記録から天候復元を行わざるを得ない場合も多い。本研究でも、対象とする期間のうち同一地点について複数記録者による天候記録が得られる期間は延べ約28年、異なる地点から複数記録者による天候

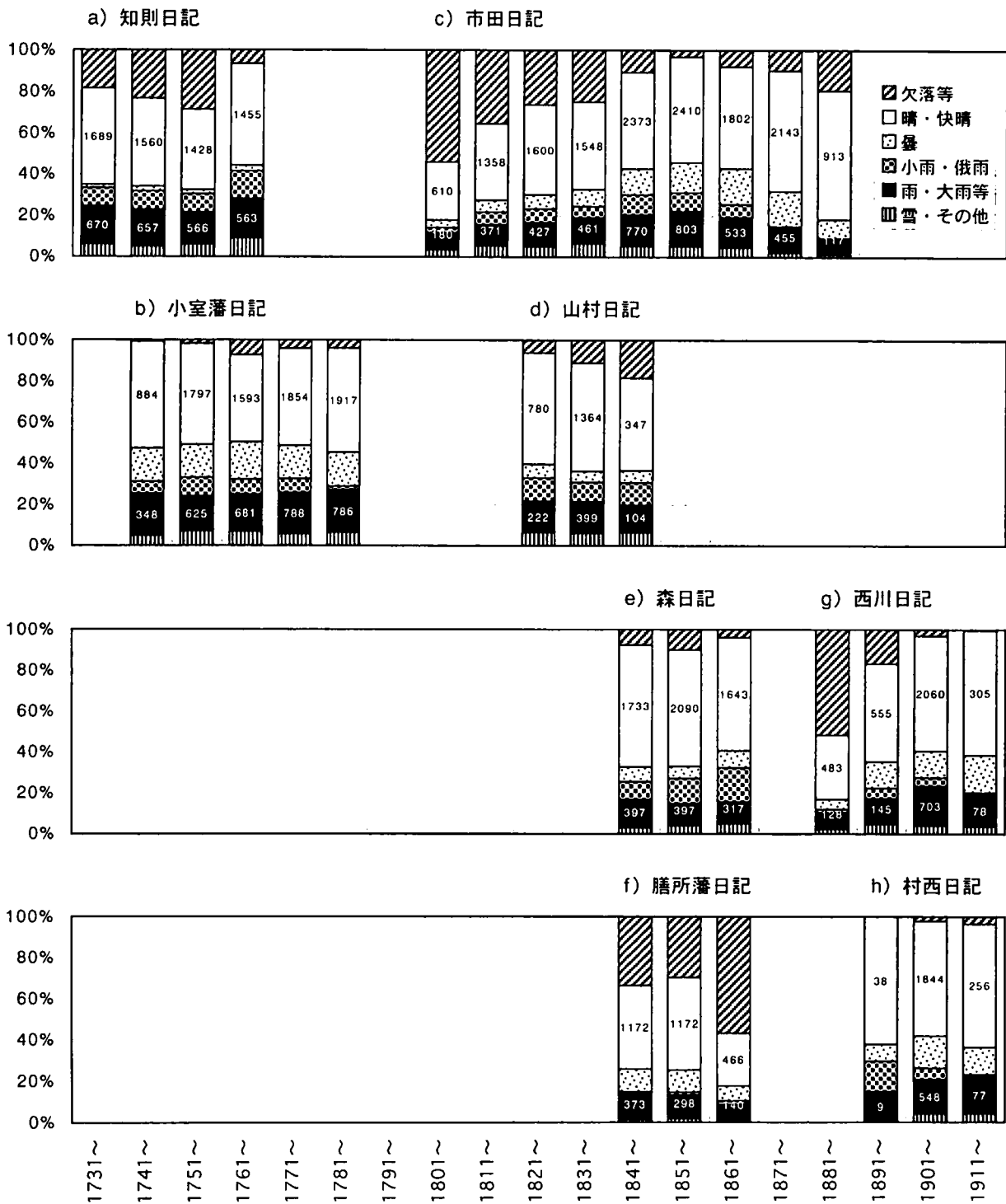


図2.3 各日記における代表天気の種類構成比（グラフ中の数字は標本日数）

記録が得られる期間は約54年であり、これに対し単一の記録しか得られない期間は約73年ある。

そこで本節では、単独の記録から気候復元を行う場合の可能性と問題点について検討するため、本研究で複数記録者による日記が並行して得られる期間について、その天候記録を相互に比較し両者の記録がどの程度一致しているかを調べておくことにする。ここで用いる日記・記録者の組み合わせと期間は以下の通りとする。

a) 小室藩日記（1770～1786）

小室藩日記には、明和7年(1770)と8年(1771)、天明2年(1782)と4～6年(1784～1786)の6年分について2名の記録者による日記が並行している期間があり、延べ968日分の天候記録が重複している。両者の天候記録は、多くの日で記述が全く同じであったり非常に類似しているが、筆跡や天気以外の記録内容から異なる記録者がそれぞれ独立に記録したものと推測される。但し記録者に関する詳しい情報は無い。これにより同じ日記中の異なる記録者による記録の一致性を見ることができる。

b) 市田日記「直良」と「直廉」（1847～1854）

市田清兵衛日記は市田家の当主によって代々書き継がれた日記であるが、弘化4年(1847)から安政元年(1854)迄は、第10代当主直良と第11代直廉の日記が並行しており、延べ1990日分の天候記録が重複している。直廉は直良の養子にあたり、a)と同様同じ日記中の異なる記録者による天候記録が比較できる。

c) 市田日記と森日記（1843～1869）

江戸時代末期には、市田日記と森日記、山村日記、膳所藩日記の4日記が並行している期間があるが、ここでは最も長い期間記録が連続している市田日記と、他の3日記との組み合わせについて検討する。なお、直良と直廉の記録が重複している期間についてはより欠測の少ない直良の記録を用いることにする。

市田日記と森日記の天候記録は、天保14年(1843)から明治元年にかけて延べ4218日分が重複している。ともに近江八幡の商家の日記であり、同一地点の天候記録の一致性を見ることができる。

d) 知則日記と小室藩日記（1746～1769）

知則日記と小室藩日記の天候記録は、延享3年(1746)から明和5年にかけて延べ5607日分が重複する。知則日記の記録者が在住した彦根と小室藩が所在した木尾(現東浅井郡浅井町)とは南北に約20km離れており、異なる地点間での天候記録の比較である。

e) 市田日記と山村日記（1827～1844）

市田日記と森日記の天候記録は、文政10年(1827)から天保14年にかけて延べ3162日分が重複する。市田日記が記された近江八幡と山村日記が記された水口とは約20km離れている。

f) 市田日記と膳所藩日記（1843～1855）

市田日記と膳所藩日記の天候記録は天保14年(1843)から安政元年にかけて延べ2668日分が重複する。

近江八幡と膳所(現大津市)とは約25km離れている。

g) 西川日記と村西日記(1900~1912)

西川日記と村西日記の天候記録は、1900年(明治33)から1912年(明治45)迄の13年間に延べ3521日分が重複している。西川日記が記された近江八幡と村西日記が記された秦荘とは約15km離れている。

これら各組み合わせについて、まず14種類に分類した毎日の代表天気を比較し、対象とする総日数に占める代表天気が一致する日数の割合を求めてみた。なお、計算は月(新暦)毎に分けて行い、またc)~e)についてはデータ日数が多いため期間を2分した(前半期間をc1)等、後半期間をc2)等と表記)。その結果を図2.4に示す。a)において一致率が特に高くなっているが、他は何れも一致率40~60%程度で、2つの日記の記録地点が離れるほど低くなるとは必ずしもいえない。このことから、天気記録の不一致は、記録地点による天気の空間的な相違よりも、寧ろ記録者間での観測精度や天候判断・記載基準の相違によるところが大きいと推測される。但し、離れた2地点間で比較した場合(d)~g))には冬季においてやや一致率が低くなる傾向があり、これについては対象地域の北部が冬の季節風の影響を受けやすいため、南部と天気の異なる日数が冬季に多くなる²⁴⁾ことが関係していると考えられる。

上記では単純に代表天気の一致する割合を計算したが、その結果は本研究において天候記録の信頼性を評価する指標としては、実はあまり意味をなさない。何故なら、その値は代表天気をどのように区分したかによって変化し、しかも実質的には全体の中で大きな構成比率を占める「晴」の一致率によって決定されるからである。一方、水文学への応用可能性という観点からすれば、最も重要なのは降水現象を正しく捉えているかどうかであって、例えば「快晴」と「晴」の相違などはあまり問題にならない。そこで次に、降水が観測されたか否か(雨・雪の別やその強弱等を問わず、何らかの降水現象が記録されているか否か)のみに着目し、その一致性を調べた。図2.5は、同じくa)~g)の10通りの組み合わせについて、両記録者とも降水を観測している日数、一方の記録者のみ降水を観測している日数、両記録者とも降水を観測していない日数をそれぞれ月毎に求め、その構成比率を表したものである。記録の組み合わせや時期により大きなばらつきがあるが、全体で平均すると、総日数のうち両記録者で一致して降水を観測している日数が約22%、一致して観測していない日数が約57%であり、残り約21%が両記録者で降水の有無が一致しない日数となった。対象地域内で天気は空間的に一様であり(暖候期についてはそう見做してよい²⁴⁾)、且つ降水の有無の不一致は全て降水を記録しなかった側の「見落とし」による(実際には無かった降水現象を「誤認」して記録することはない)ものと仮定すると、総日数の少なくとも約43%は何らかの降水現象があり、そのうちの半数程度は2つの記録の一方にしか記されていないということになる。即ち、1つの天候記録のみを用いた場合には、総降水日数の四分の一程度は見落とされていることを覚悟しなければならないということになる。

a)~g)の記録の組み合わせについて個別に見ていくと、まずf)では、総日数のうち膳所藩日記のみに降水が記録されている日数が年間を平均して約7%なのに対し、市田日記のみに降水が記録されている日数は約36%と圧倒的に多い。このことから、上と同じ仮定を置くなら、膳所藩日記よりも市田日記の方が降水の「見落とし」が少なく、降水観測精度が高いといえることができる。同様にd)、e)についても、f)ほどの差はないが小室藩日記よりも知則日記の方が、市田日記よりも山村日記の方がそれぞれ降水の「見落とし」が少なく降水観測精度が高いと考えられる。その他の組み合わせではこの様

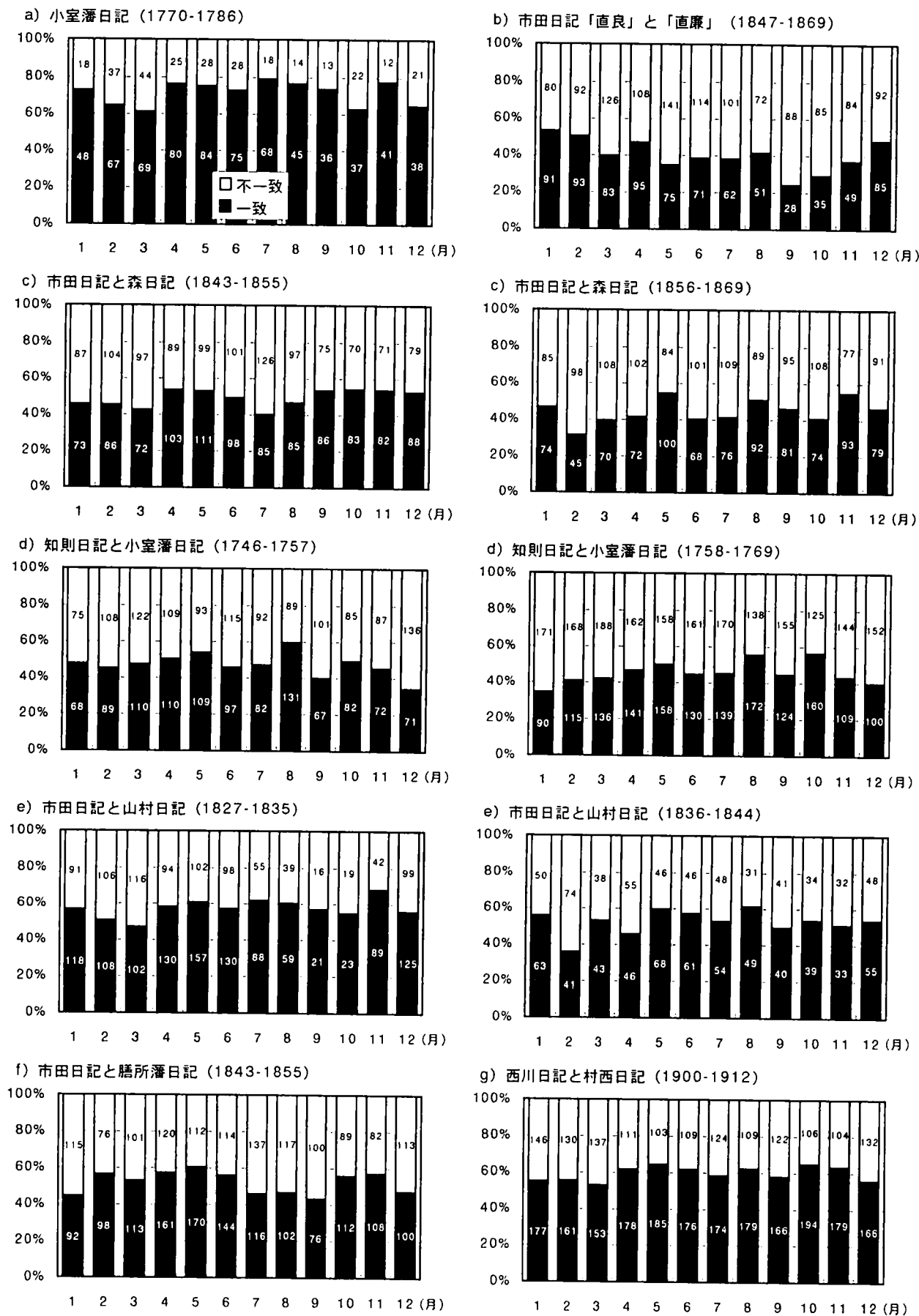


図2.4 各日記の月別の代表天気の一一致率 (グラフ中の数字は標本日数)

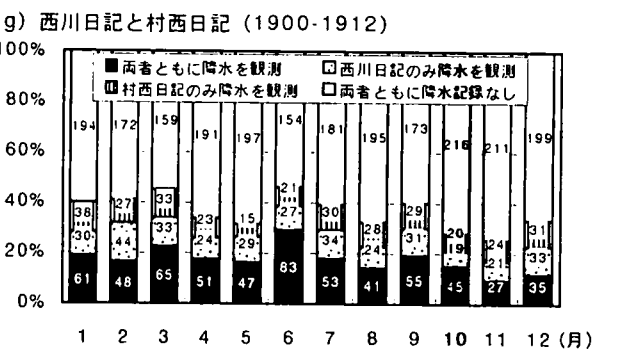
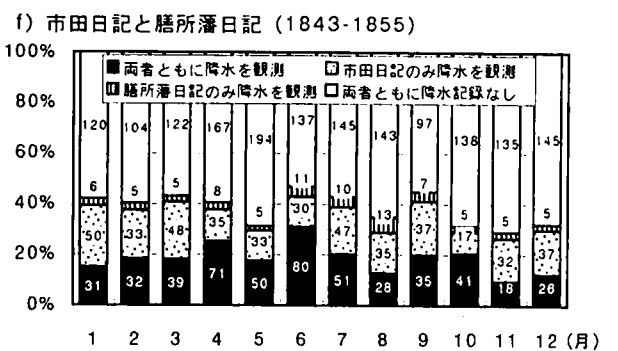
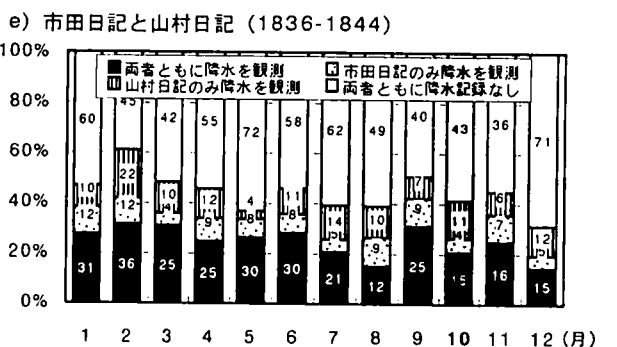
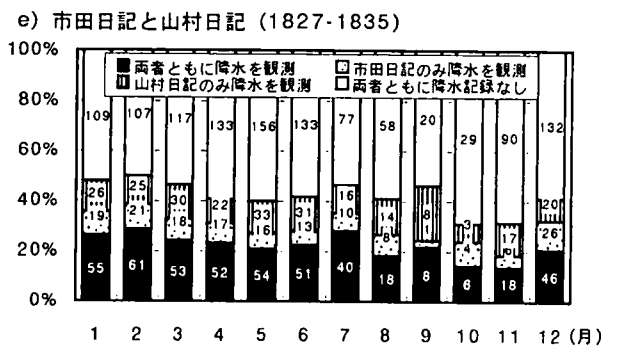
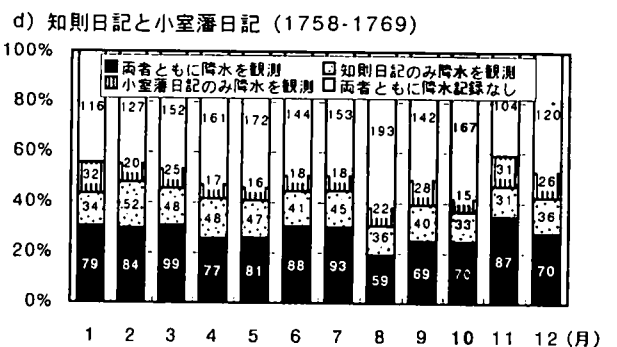
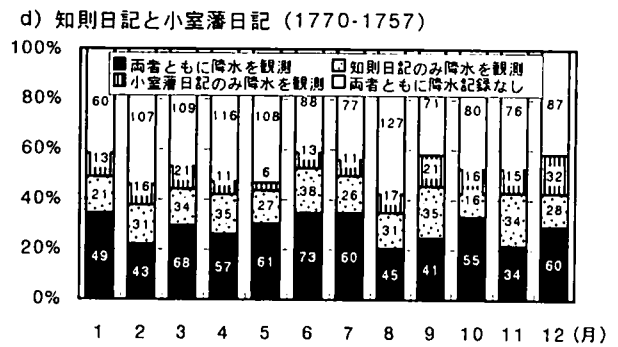
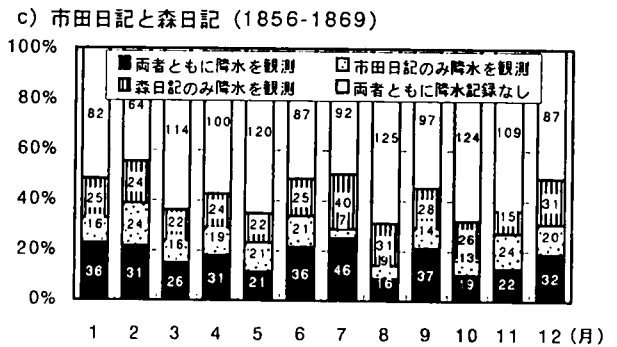
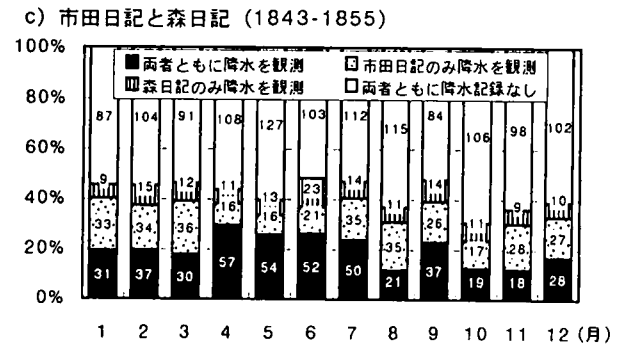
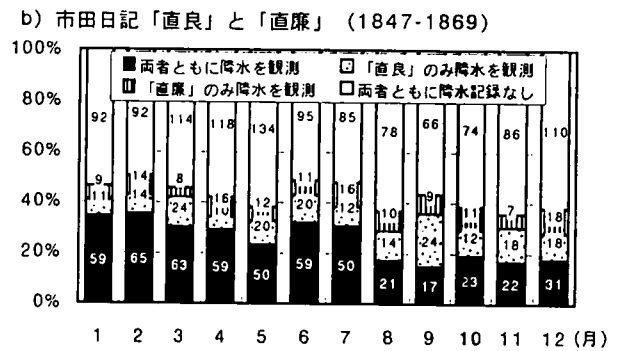
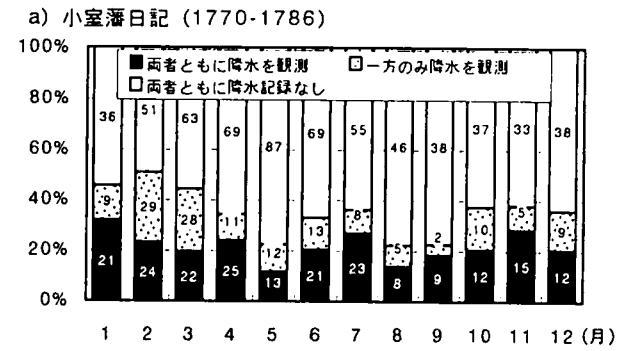


図2.5 各日記の月別の降水観測日の一致率 (グラフ中の数字は標本日数)

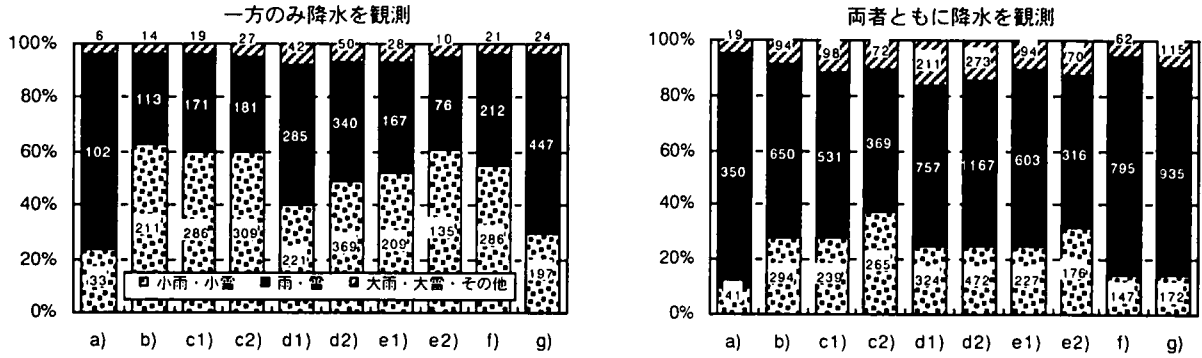


図 2.6 一方のみ降水を記録している場合、両者ともに降水を記録している場合それぞれについての降水記録の代表天気の内訳 (a) ~ g) は図 2.4、図 2.5 と同じ、グラフ中の数字は標本日数

な明瞭な降水観測精度の差は見出されなかった。

次に、どの様な降水現象にこうした「見落とし」が起こるのかを見るため、やはり a) ~ g) の 10 通りの組み合わせについて、一方の記録のみで降水が観測された場合と両記録で一致して降水が観測された場合とに分け、降水を観測した記録が属する代表天気の内訳を比較してみた。図 2.6 は、各ケースについて「小雨(俄雨を含む)・小雪(俄雪を含む)」、「雨・雪」、「大雨(終日雨を含む)・大雪」に大別しそれぞれの構成比率を表したものである。この結果が示す様に、一方の記録のみで降水を観測した場合にはその降水記録のうち「小雨・小雪」が概ね 40~60% を占めるのに対し、2つの記録で一致して観測した場合には 10~30% 程度となり、代わって「雨・雪」が 50~60% 程度以上を占めている。即ち、短時間の又は弱い降水ほど見落とされることが多く、「見落とし」が起こる降水現象のうち半分程度を占めていることがわかる。しかし一方で、「雨・雪」も一方の記録でしか観測されなかった降水の 40~60% 程度を占めており、ある程度まとまった降水であっても単一の天候記録しか参照しなかった場合には見落とされる可能性が小さくないことを示唆している。これらの点に関しては、次節で観測データを用いてさらに検討する。

2.4 気象観測データとの比較

滋賀県における近代的な気象観測は、1880 年(明治 13)1 月に滋賀県庁内の観測所において雨量観測が開始されたのが嚆矢とされる。しかし、その観測データは今や所在不明で、集計されたものの一部を文献⁴⁾に見かけるに過ぎない。今日でも入手可能な気象データは、1893 年(明治 26)10 月 1 日の滋賀県立彦根測候所(現在の彦根地方气象台)による観測開始以降のものである。本研究で収集した古日記のうち、西川日記と村西日記は明治時代後期の日記であり、ともに 1900 年(明治 33)から 1912 年(大正元)にかけて彦根における気象観測データの期間と重複している。そこで本節では、これら 2 つの日記の天候記録と気象観測データとを比較し、両者の対応関係について検討する。既に見てきた様に古日記はそれぞれ記録者により天候の判断基準・記載方法が異なるため、ここで得られた対応関係が直ちに他の日記に敷衍できるというものではないが、古日記天候記録から気候変動を再現する際に一応の

目安として知っておくことは有益と考えられる。

天気と密接な関係を有し、気象台設置当初から観測が行われていた気象要素としては、降水量、気温、日照時間、雲量の4種がある。表2.2は、西川日記と村西日記それぞれについて、各代表天気に対応するこれら4種のデータ(日単位のもの)の平均値と標準偏差をまとめたものである。なお、代表天気「俄雪」は上記2つの日記には1度も出現しないため省略し、また「大夕立」(大夕立、大白雨、等)は「俄雨」と区別して計算した。以下それぞれの気象要素との対応関係について順次見ていくことにする。

2.4.1 降水量データとの対応

古日記の天気記録には、「小雨」、「大雨」等として降水量の大小に関連する表現が出現する。代表天気「小雨」、「雨」、「大雨」に対応する日降水量(日界は22時)の平均値は、表2.2に示す通り西川日記ではそれぞれ6.4、14.1、31.6mm、村西日記ではそれぞれ5.9、15.3、42.9mmであった。吉村²⁵⁾は、「小雨」、「雨」、「大雨」に対応する降水量の比をおおよそ1:2:5と見積もったが、それとほぼ符合する結果である。

降水に関連する他の代表天気について見ていくと、まず「俄雨」については、対応する日降水量の平均値は「小雨」に近い値となっている。つまり、「俄雨」は日降水量という観点では「小雨」と同等といえる。「大夕立」は、西川日記では「雨」に近く、村西日記では2例のみであり参考にならないが「小雨」や「俄雨」よりも小さい。降水量の観測地点と西川日記、村西日記の記録地点とはそれぞれ約20km、10km離れており、「大夕立」は非常に局地性の強い現象であることからこの様な結果になったとも考えられる。「終日雨」は、西川日記では「大雨」に近いが、村西日記では「雨」に近い。また、どちらの日記についても「雪」や「小雪」は「雨」や「小雨」より、それぞれやや小さい降水量となっている。

しかし、表2.2から明らかな様に、上記何れの代表天気についても、対応する日降水量の標準偏差は非常に大きく、日によって大きなばらつきがあることが分かる。その点についてさらに詳細に見るため、代表天気「小雨」、「雨」、「大雨」及び「無降水」(「快晴」、「晴」、「曇」の和)について、対応する日降水量の相対度数分布をそれぞれ求めてみた(図2.7)。西川日記では全ての代表天気、村西日記でも「大雨」を除く全ての代表天気について0~5mmの階級が最頻値となっており、「大雨」等といった表現があっても日降水量としては非常に小さい場合も少なくないことが分かる。しかしその一方で、「無降水」とされた日でも1割程度の日数で5mm以上の降水量が観測されており、降水の「見落とし」もかなりの日数存在すると推察される。そこで、「快晴」、「晴」、「曇」の各代表天気について、降水量が0.1、1、5、10mm以上となった日数の比率をそれぞれ計算してみた(表2.3)。3つの代表天気を合計した場合で見ると、2つの日記で結果は非常に近く、日降水量0.1mm以上を降水日と定義すれば降水の「見落とし率」は約37%、1mm以上と定義すれば約23%ということになる。水越²⁶⁾は、近代の学者・作家の日記の天気記録と気象データとの比較により、古日記における降水現象の記載率を約70%と推定しているが、ここでもそれに近い結果となった。

ともかく以上から、古日記の降水に関する記録は、同じ表現であっても対応する降水量は日によって大きなばらつきがあり、記録をそのまま日毎の降水量に換算することには無理があることが明らかになった。1カ月或いはそれ以上といった期間について集計したものを考えることによって、初めて定

表2.2 各代表天気に対応する気象データの平均値と標準偏差

a) 西川日記

代表天気	快晴	晴	曇	小雨	俄雨	大夕立	雨	終日雨	大雨	小雪	雪	大雪	霰	その他
日数	48	2372	581	127	39	8	739	7	37	26	114	1	14	8
降水量 (mm)	5.0	1.4	3.6	5.6	6.1	19.5	14.1	39.1	31.6	2.9	8.4	2.8	9.0	5.6
平均気温 (°C)	10.2	5.1	8.2	9.5	9.0	20.5	15.4	27.2	29.4	6.0	8.7	—	10.5	8.8
日照時間 (hr)	14.5	13.3	14.0	16.4	19.4	23.8	14.9	18.3	19.2	2.5	1.2	2.3	3.3	4.7
平均曇量 (%)	7.4	8.2	7.9	7.3	7.4	2.1	6.6	4.5	5.9	1.2	1.5	—	1.9	2.9
日照時間 (hr)	8.1	7.2	3.3	3.5	5.1	5.1	1.5	0.0	1.5	4.8	2.5	4.8	1.9	3.3
平均曇量 (%)	3.4	3.5	3.2	3.3	3.3	2.8	2.4	0.0	2.3	2.7	2.3	—	1.7	2.1
平均曇量 (%)	49	49	79	80	68	75	89	96	90	66	82	68	85	64
平均曇量 (%)	26	27	19	21	21	21	14	7	16	17	16	—	11	30

(上段：平均値、下段：標準偏差)

b) 村西日記

代表天気	快晴	晴	曇	小雨	俄雨	大夕立	雨	終日雨	大雨	小雪	雪	大雪	霰	その他
日数	102	2036	576	132	61	2	554	64	14	37	100	0	8	2
降水量 (mm)	0.6	1.2	4.0	5.4	7.2	1.6	15.3	15.4	42.9	3.6	9.2	—	9.4	12.1
平均気温 (°C)	2.3	4.3	9.0	7.7	14.5	2.2	15.6	17.2	24.0	3.4	8.7	—	8.2	15.9
日照時間 (hr)	11.3	13.5	12.8	14.6	18.8	26.1	14.9	13.7	20.5	1.7	1.1	—	2.9	8.6
日照時間 (hr)	6.5	8.2	7.5	7.1	8.7	0.4	6.9	6.0	3.3	1.2	1.7	—	1.5	11.8
日照時間 (hr)	8.9	7.3	2.7	3.1	5.6	8.0	1.3	0.3	0.3	2.9	2.4	—	1.5	2.4
平均曇量 (%)	2.3	3.4	2.5	3.0	3.1	0.9	2.1	1.5	0.7	2.0	2.3	—	1.8	4.2
平均曇量 (%)	32	49	81	80	65	77	90	96	98	77	84	—	82	92
平均曇量 (%)	22	27	17	19	21	9	14	14	3	14	14	—	15	15

(上段：平均値、下段：標準偏差)

表2.3 「無降水」(快晴、晴、曇)の各代表天気に対する降水の「見落とし率」

a) 西川日記

	快晴	晴	曇	合計
0.1mm	52.1	31.2	55.6	36.3
1mm	39.6	18.6	38.9	22.9
5mm	22.9	7.9	18.8	10.3
10mm	14.6	4.0	10.0	5.3

(%)

b) 村西日記

	快晴	晴	曇	合計
0.1mm	14.7	29.2	69.6	37.2
1mm	9.8	17.1	47.7	23.4
5mm	3.9	6.9	21.9	9.9
10mm	1.0	3.3	12.0	5.0

(%)

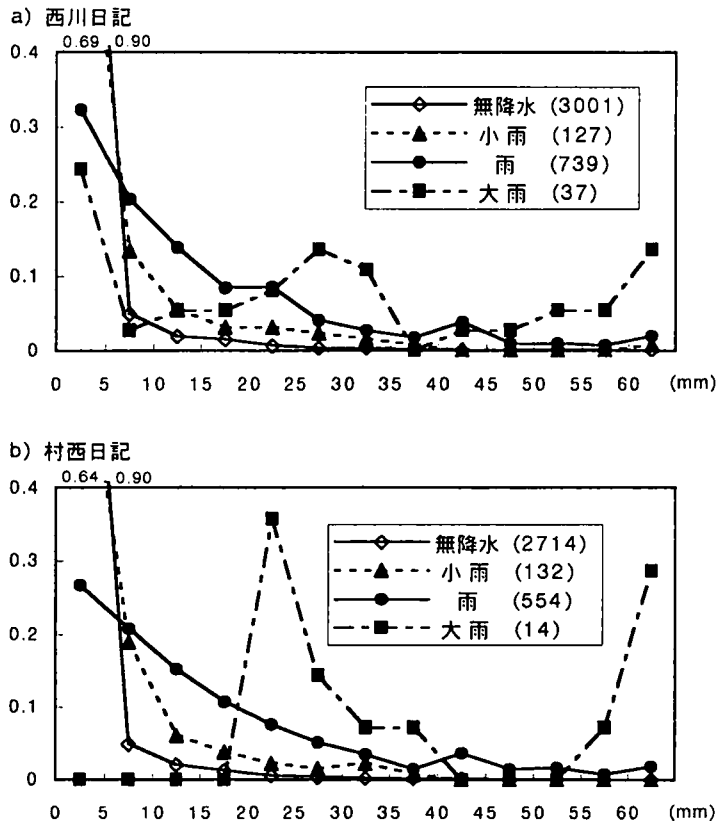


図2.7 各代表天気に対する日降水量の相対度数分布（凡例の括弧内の数字は標本日数）

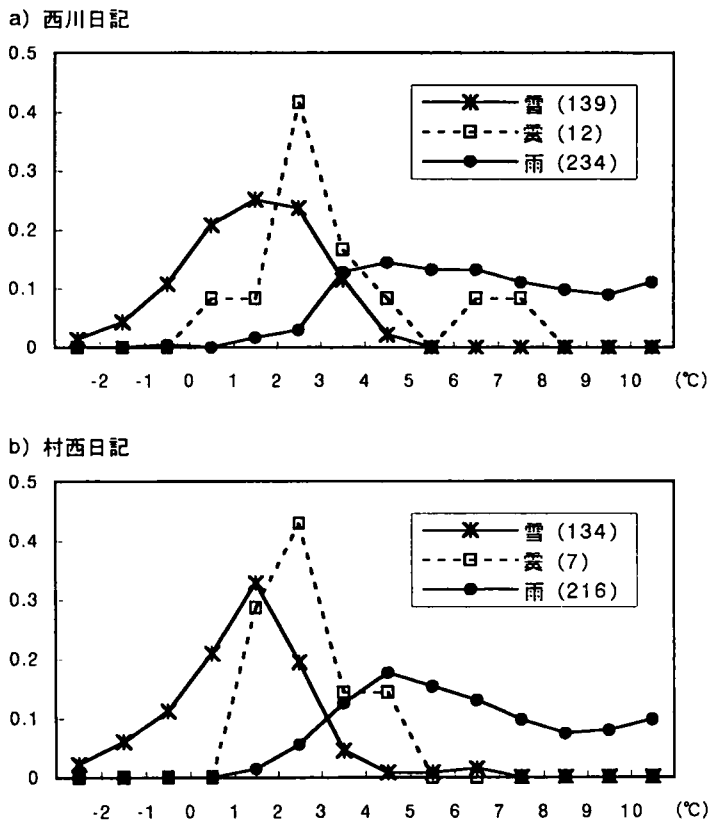


図2.8 各代表天気に対する日平均気温(12~3月)の相対度数分布（凡例の括弧内の数字は標本日数）

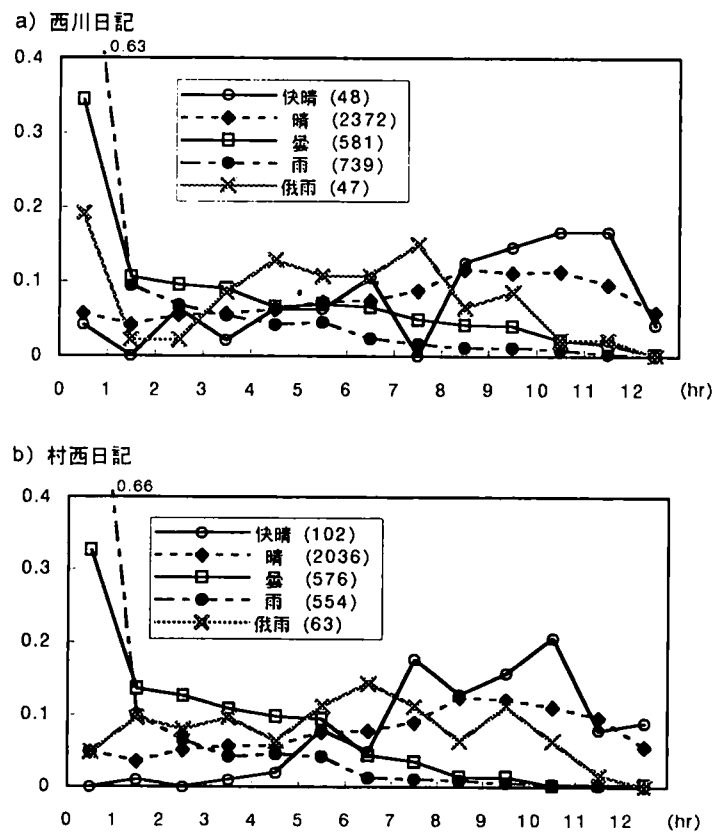


図2.9 各代表天気に対する日照時間の相対度数分布（凡例の括弧内の数字は標本日数）

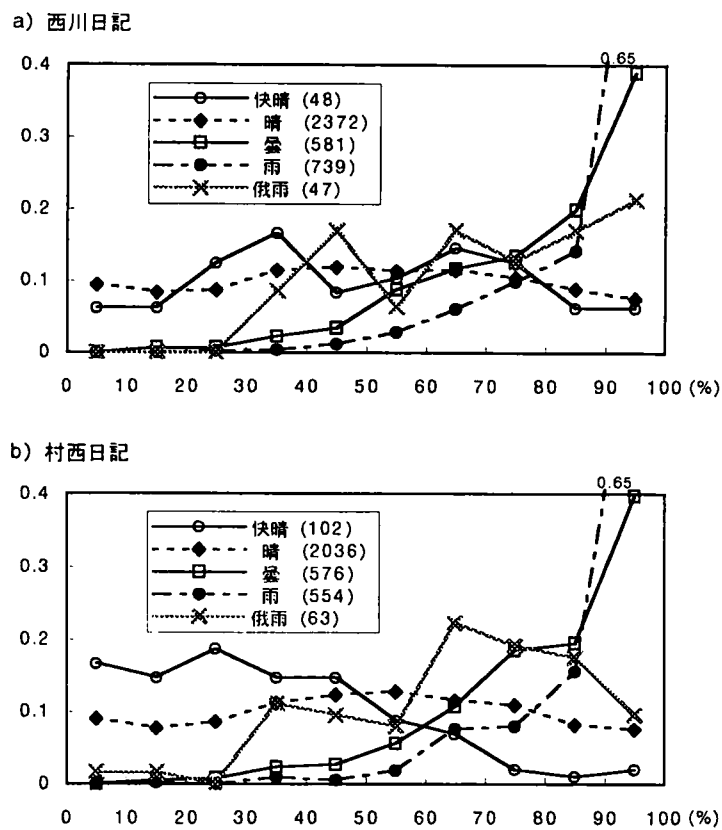


図2.10 各代表天気に対する日平均曇量の相対度数分布（凡例の括弧内の数字は標本日数）

量的な議論が可能になり得る情報であるといえる。

2.4.2 気温データとの対応

古日記中の気温に関連する記録としては、まず「甚暑」、「冷氣」、「嚴寒」等といった暑さ寒さを記録者の感覚でそのまま記したものがあげられる。しかし、次節でも見る様に、これらの表現は記録者による個人差が非常に大きく、記録者により、また同じ記録者でも時期により記載の基準が一定していないため、これを定量化して気温変動と結びつけるのは非常に難しい。

他の気温と関連する情報としては、冬季に限られるが降雪に関する記録がある。即ち、冬季の降水が雨となるか雪となるかは主としてその時の気温に依存するため、雨か雪かを調べることによって冬季の寒暖条件をある程度推定することができる。図2.8には、西川日記と村西日記それぞれの12~3月(新暦)の天候記録について、「雨」、「雪」、「霽」の日に対応する日平均気温の相対度数分布を示した。なお、ここでは降水の強弱は問題としないことから、「雨」には「小雨」、「俄雨」等の降雨を意味する代表天気を全て含め、同様に「雪」には降雪を意味する代表天気を全て含めた。また、「霽」とは本来雨と雪が交じって降る現象のことであるが、ここでは雨がその日のうちに雪に変化した場合など、雨と雪が両方降った日を全てこれに含めることにした。

結果は、図2.8に示す様に、どちらの日記についても「雪」、「霽」、「雨」の最頻値はそれぞれ1~2、2~3、4~5℃の階級で一致し、2~3℃を境界として「雪」と「雨」は明確に分離することが分かった。このことは、降雪日数と降雨日数の比といったものが冬季の気温変動を復元する有用な指標となり得ることを示唆している。

2.4.3 日照時間・雲量データとの対応

古日記中における「快晴」、「晴」、「曇」等の天気の記載は、その日の日照時間や雲量に関連していると考えられる。これらの対応関係が明らかになれば、水文学的な見地からは例えば歴史時代における蒸発散量を見積もる場合などに利用できる可能性がある。図2.9及び図2.10は、西川日記と村西日記の天候記録について、代表天気「快晴」、「晴」、「曇」、「雨」及び「俄雨」の日に対応する日照時間及び日平均雲量の相対度数分布をそれぞれ示したものである。これらの図及び表2.2から読みとれる様に、当然ではあるが「快晴」、「晴」、「曇」、「雨」の順に日照時間は減少し、雲量は増大している。また、「俄雨」は「晴」と「曇」の中間的な日照時間・日平均雲量となっていることが分かる。しかし、これらの代表天気は度数分布図で見ると重なり合っている部分が大きく、「雪」・「雨」と気温との関係の様に境界となる値を決めることはできない。特に「晴」は日照時間、雲量とも全範囲に広く分布しており、「快晴」と「晴」は殆ど区別がつかない。

2.5 古日記による寒暖・乾湿変動の再現

本節では、前節までの結果を踏まえ、古日記の天候記録から導かれる様々な指標を用いて江戸時代中期以降における近江地方の寒暖・乾湿条件について知り得るところをまとめてみる。

2.5.1 寒暖条件の変動

古日記から得られる気温に関連した情報としては、まず記録者が感じた暑さや寒さをそのまま記した記録がある。暑さ又は暖かさを示す表現としては、「暑気」、「蒸暑」、「甚暑」、「暖気」、「溫和」、「長閑」、寒さ又は涼しさを示す表現としては、「寒気」、「厳寒」、「冷氣」、「涼」といった語が古日記中には見られる。ここでは、暑さ又は暖かさを示す記録のある日数と寒さ又は涼しさを示す記録のある日数との差をとり、それを寒暖指数と定義する。図2.11 a)、b) は、夏季(6~8月)、及び冬季(前年12~当年2月)それぞれ3カ月間についての寒暖指数の経年変動を日記毎に表したものである。なお、天候記録の欠落が対象期間中で15日(期間の約6分の1)を超える場合は対象から除いた。寒暖指数は夏の暑さ又は冬の暖かさを表す指標となることが期待されるが、図からも明らかな様にこれらの記録は記録者の感覚のみに基くもので基準が一定しておらず、記載が省略されることも多いため、長期に亘る気温変動をこれから再現することは到底できない。

より客観性の高い情報として、冬季に限られるが降雪に関する記録を利用する方法がある。その有用性については前節でも確かめた通りである。まず、各古日記から12~3月の天気欠測が20日以下の年について、寒候期の総降雪日数を求め、その経年変化を調べた(図2.11 c))。なお、ここでは俄雪や霰等も含め、何らかの降雪やそれに類する現象が記録されている日は全て降雪日として扱い、また1894年以降の観測時代については彦根地方気象台で観測された雪日数のデータ²⁷⁾を使用している。図2.11 c) では近年の方が歴史時代よりも全体に降雪日数が増えているが、これは古日記よりも気象台の方が降雪の観測精度が高く、僅かな降雪まで漏らさずに拾い出されているためであり、単純に両者を比較することはできない。

そこで、次に積雪の記録に着目し、近年と歴史時代とを積雪量で比較することを試みた。図2.11 d) は、毎年(寒候年)の最大積雪深を各古日記及び彦根気象台の観測データ²⁷⁾から抽出し、その経年変化を表したものである。積雪は局地性が強いいため、異なる地点間で比較を行う場合には注意を要するが、例えば気象台の観測データによれば最近50年間で積雪が50cmを超えた年は5年で、最大積雪は1952年の78cmであるが、これに対し同じ彦根で18世紀中期に記された知則日記には、積雪が約90cm(3尺)に達する年がしばしば見られる。また、彦根より南方で降雪がより少ないと考えられる近江八幡の記録である市田日記でも、19世紀中期には積雪が1m前後に達する年がかなりの年数見られ、これらの時期が現代より積雪が多く寒冷な冬であったことは明らかと思われる。一方、この図では18世紀前半は現代よりも積雪が少ない時期であった様に見えるが、これらの古日記の記録地点は全て彦根気象台よりも雪の少ない地域に位置すること、また古日記から求められる最大積雪深は欠測等により実際よりも小さくなる可能性があることを考慮すると、この時期が現代よりも温暖な冬であったとはこれからは断定できない。

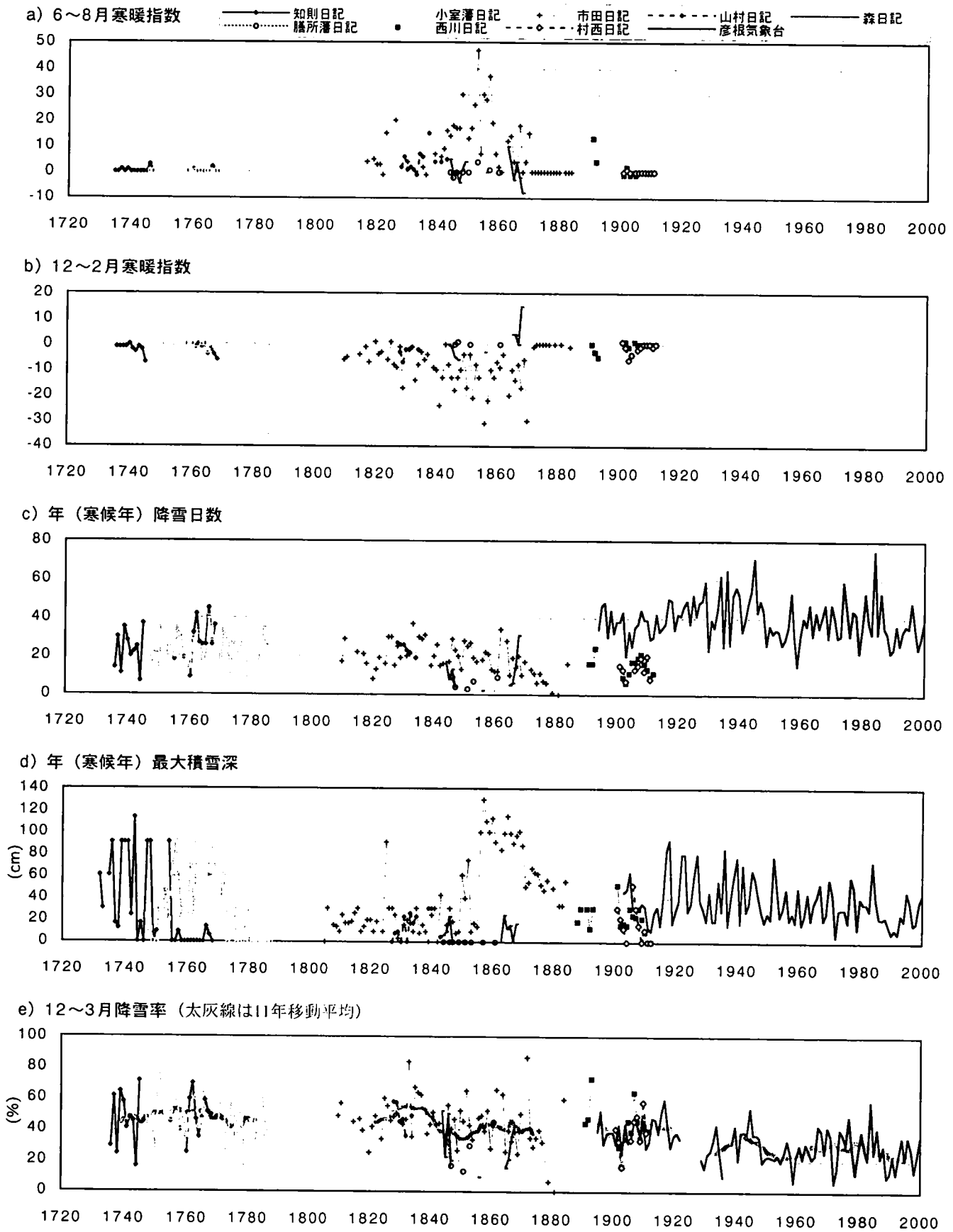


図2.11 占日記による寒暖変動の再現

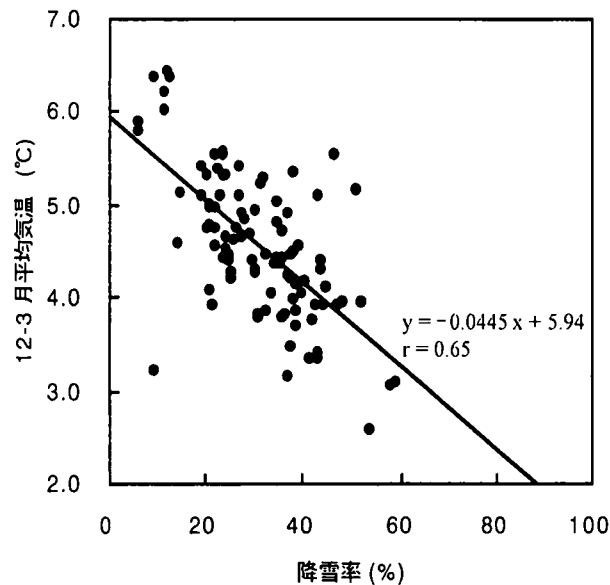


図 2.12 降雪率と 12～3 月平均気温との相関

これらの点は、降雪率を見ることでより明瞭になる。降雪率は冬期間の総降水日数に占める降雪日数の比率で定義され、気温観測の行われていない歴史時代における冬の寒さを表す指標として用いられている²⁸⁾。各古日記及び彦根気象台の観測データから求めた 12～3 月の降雪率の経年変化を図 2.11 e) に示した。なお、ここでは霰や、雨と雪の両方が観測されている日は 0.5 日分の降雪とし、霰は降雪と同様に扱った。図から明らかな様に降雪率の変動は異なる記録間で一致性が非常に高く、冬期間の寒暖傾向を表す信頼性の高い指標であることが判る。降雪率の 11 年移動平均値の変動(太灰線)は、18 世紀中期から 20 世紀初頭迄は 40～50% 付近で上下を繰り返しながらも傾向的には大きな変動は見られないが、その後 20 世紀に入ってから低下し、近年の少雪傾向が顕著に表れている。気象台の観測データを用いて降雪率と 12～3 月平均気温との間の相関関係を調べたところ、両者の相関係数は 0.65 で、降雪率 10% の差が平均気温 0.44℃ の変動に対応していることが分かった(図 2.12)。知則日記及び気象台の観測データからは 18 世紀中期及び最近 50 年間の降雪率の平均値はそれぞれ 46.8%、26.5% と求められ、両者の間には約 20% の差があることから、200 年間で彦根における冬季の平均気温は約 0.9℃ 上昇したと推定される。

2.5.2 乾湿条件の変動

古日記の天候記録からは、降雨(降雪)の有無の他、記録者にもよるがその時間経過や強弱の程度に関する情報が得られる場合も多い。但し、古日記から得られる情報は定性的・主観的であり、降水量と結びつけ得る天候記録もせいぜい「小雨」、「雨」、「大雨」の 3 種類に分類できる程度である。その上、前節でも見た通りそれらと日降水量との対応関係は必ずしも明瞭とはいえない。しかし、こうした定性的で曖昧さを含む情報であっても、ある程度以上の長さの期間に亘って集計することにより、その期間の総降水量をある程度反映した指標が得られる可能性がある。吉村²⁵⁾は、「小雨」、「雨」、「大雨」にそれぞれ 1、2、5 の重率をつけて降水日数を積算すると、その値が総降水量とよい対応を示すことを

見出した。これはPI(Precipitation Index, 降水量指数)と呼ばれている。ここでは、降水日数とPIの2つの指標により、天候記録から江戸時代中期以降の乾湿条件の変動を再現してみる。

各季節別(前年12~2、3~5、6~8、9~11月)と年間(1~12月)の降水日数及びPIの経年変化を表したものが図2.13及び図2.14である。なお、歴史時代については期間中の欠測が季節別の場合には15日、年間の場合には60日を超える年は除外してある。観測時代については彦根地方気象台の降水量データを用い、日降水量1mm以上を降水日として降水日数を求めた。また、PIは2.4.1の結果を考慮し、日降水量1mm以上10mm未満を「小雨」、10mm以上30mm未満を「雨」、30mm以上を「大雨」として計算した。2.4.1で見た通り、古日記の天気記録では降水の「見落とし」があるため、図2.13では観測時代の降水日数の方が歴史時代よりも全体的に大きくなっている。2.4.1において西川日記及び村西日記についての1mm以上の降水の記載率はそれぞれ77.1%、76.6%と求められたことから、ここでは観測データから求めた降水日数に記載率0.77を乗じることによって古日記と条件を同じにすることができると考えた。図2.13にはそれを細線で表示している。何れの季節についても、古日記から求めた降水日数と観測データから求めた降水日数に0.77を乗じた値とはほぼ同程度の水準で、長期に亘る傾向的な変動は認められないが、19世紀末から20世紀初頭にかけての期間や1990年代などに降水日数の少ない乾燥した時期のあることが読みとれる。1870~80年代にも顕著な少雨の期間が認められるが、この時期の市田日記は、同じ天候記述が長期間連続するなど不自然な点があり、天候記録の信頼性に疑問がある。

2.5.3 気象・水文データの定常性

治水計画における基本高水の決定等を目的とした水文頻度分析は、通常数十~百年程度の観測データに基づきデータの定常性を前提として行われる。しかし、本研究の様に300年近くという長期のデータを対象とする場合には、この定常性を前提してよいか否かは重要な問題である。気温変動については、数百年程度の時間スケールで見ても20世紀後半が異常な高温の時期であったことが樹木年輪等の資料から明らかにされつつあり^{29),30)}、降水量の変動についてもこうした温暖化の影響について様々な観点から論じられている。本節では、古日記の天候記録から近江地方における18世紀以降の乾湿・寒暖条件を再現し、その変動傾向について検討してきたが、こうした変動が統計的に有意なものかどうか確かめておくことは次章以降の考察を進める上でも有益であろう。ここでは、再現した降雪率と降水日数について観測地点が同じ彦根気象台と小室藩日記のデータを比較し、18世紀後半から20世紀の気温・降水量の変化について t 検定により統計的考察を加えてみる。

まず、小室藩日記と気象台の観測データそれぞれから求めた降雪率の従う分布の平均値は等しいと仮説を立て、この仮説を t 分布により検定した。その結果、 t 値は7.9となって危険率5%の水準で(1%でも)仮説は棄却され、冬季の気温変動が非定常的であることが統計的にも示された。

次に降水日数について、冬(前年12~2月)、春(3~5月)、夏(6~8月)、秋(9~11月)の各季節別と年間(1~12月)のそれぞれについて同様に仮説を立てて t 分布検定を行った。なお、気象台のデータについては古日記の降水記載率として0.77を乗じた値を用いた。計算の結果、 t 値はそれぞれ1.9、0.1、3.1、2.9、3.0となり、夏、秋、年間については危険率5%で(1%でも)仮説は棄却されたが、冬と春については棄却されなかった。

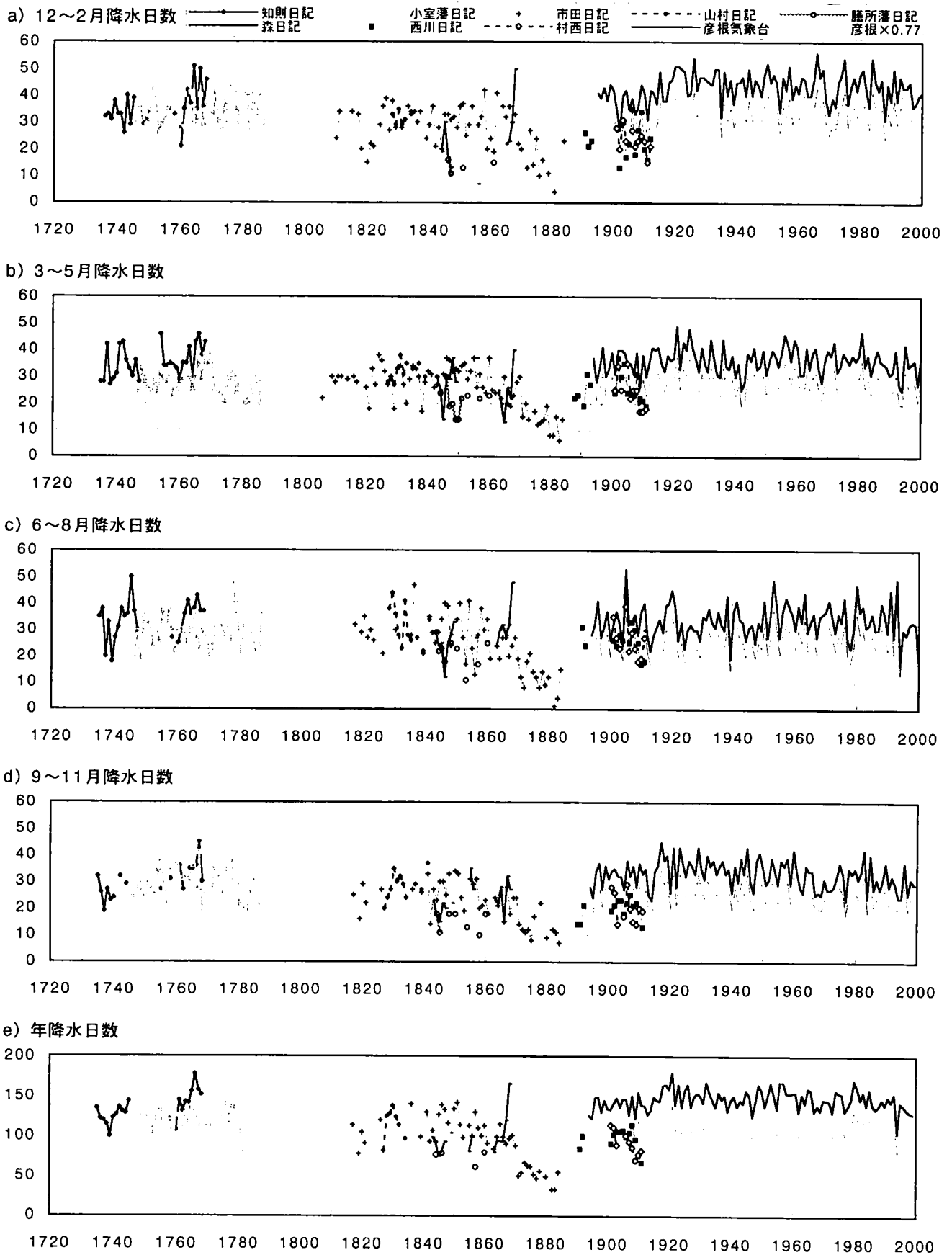
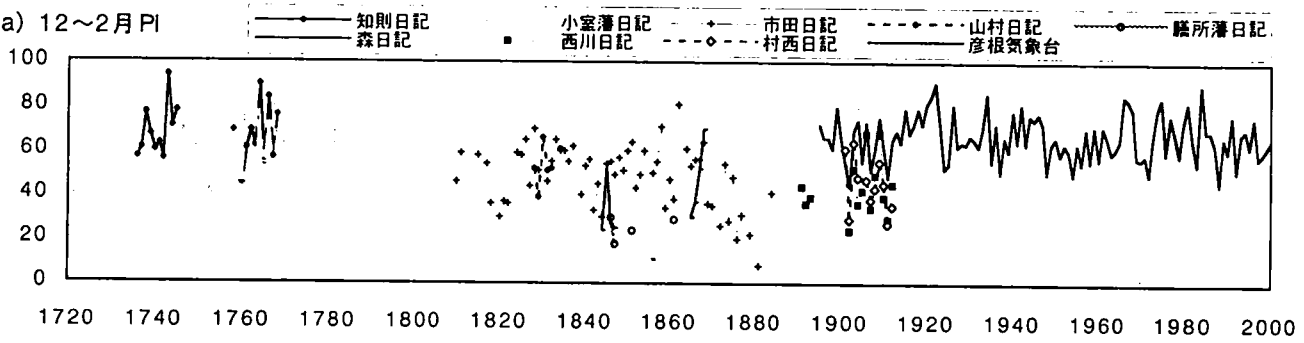
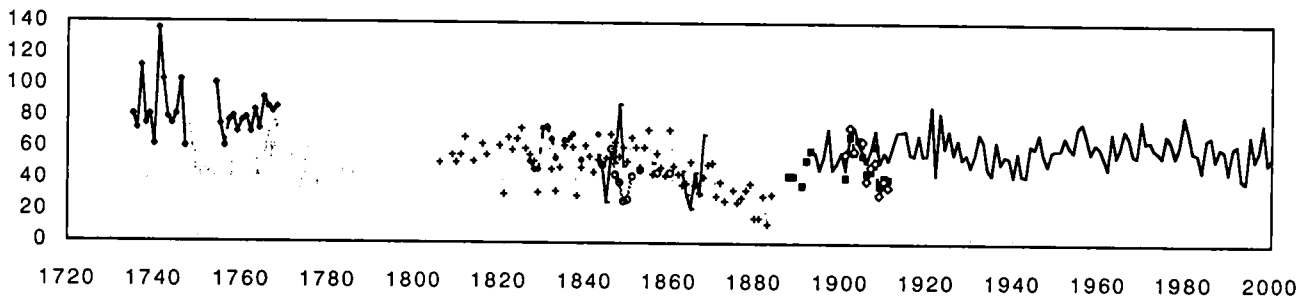


図2.13 降水日数の経年変動

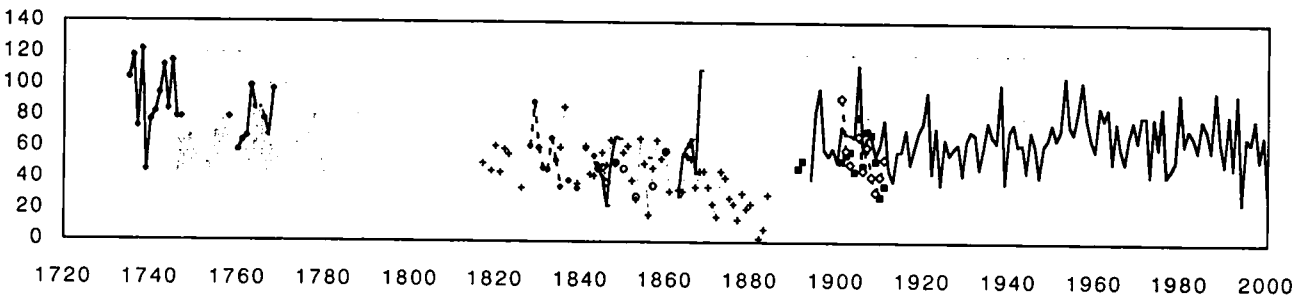
a) 12~2月PI



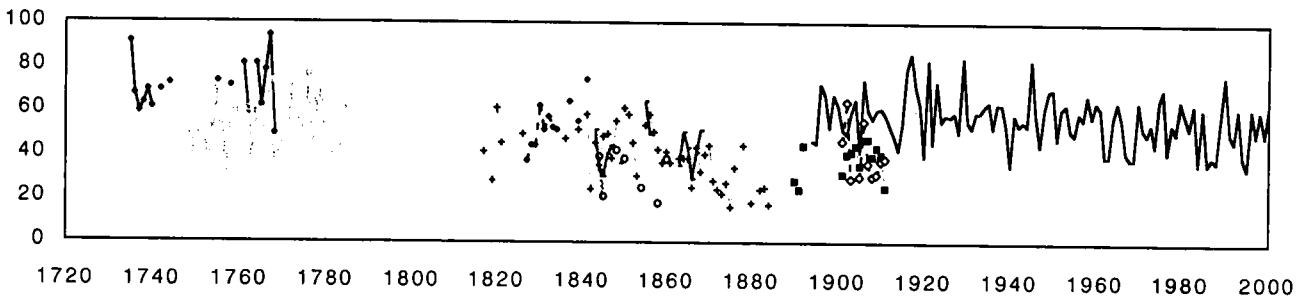
b) 3~5月PI



c) 6~8月PI



d) 9~11月PI



e) 年間PI

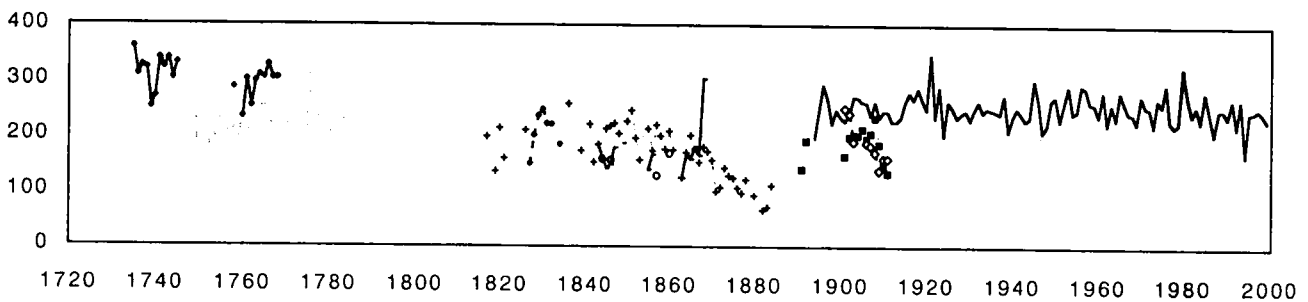


図2.14 PIの経年変化

既に見てきた通り、降水現象の観測精度は古日記によって差があるため、小室藩日記から再現した降水日数と、西川日記と村西日記から求めた降水記載率 0.77 を気象台のデータに乗じた値とが同条件といえるかどうかについては議論の余地があろう。それ故、これだけの結果から歴史時代のデータを含む水文頻度分析に定常性を仮定できるか否かの結論を出すには少々無理があるが、少なくとも何れの季節についても降水日数における λ 値は降雪率におけるそれよりかなり小さくなっており、これは降水が気温変動と比較して非定常性の弱い現象であることを示唆しているといえる。

2.6 歴史渇水の評価

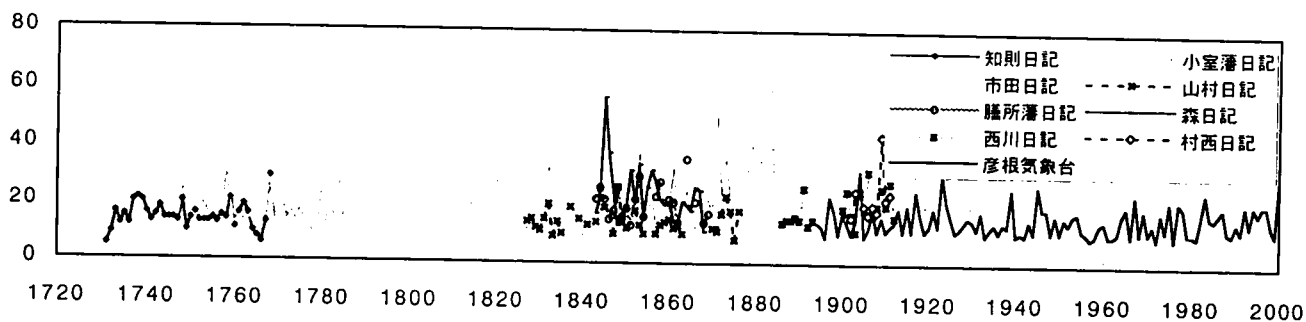
古文書等には、歴史時代の琵琶湖渇水について様々な記録が残されている。例えば江戸時代中期以降の大旱魃としては、明和 7 年 (1770)、文政 4 年 (1821)、嘉永 6 年 (1853) 等が著名で数多くの記録がある。これらについて古記録では、「湖水一丈減水」、「百日間雨無し」、「松七分通り枯ル」といった記述で渇水の深刻さを表現しているが、こうした記述から渇水規模を客観的に表し相互に比較することは容易ではない。本節では、本章で収集整理した古日記の天候記録を用い、次に示す 2 つの指標により古記録に残る江戸時代中期以降の琵琶湖の歴史渇水の規模を定量的に評価することを試みる。

2.6.1 連続無降雨日数による評価

いうまでもなく渇水とは少雨の状態が長期間持続する現象のことであるから、渇水の深刻さは無降雨状態の連続した日数によって評価できるものと考えられる。図 2.15 a) は、各日記について代表天気「快晴」、「晴」、「曇」の日が最も長く連続する期間を年毎に求め、その長さを経年的に表したものである。なお、観測時代については彦根地方気象台の観測データを用い、日降水量 1mm 未満を無降雨日として連続無降雨日数を求めた。また、歴史時代において天候記録が欠落している日は降雨が無かったものと見做したが、期間中に欠測が 6 日以上含まれる場合には計算対象から除外することにした。

図 2.15 a) より、渇水時には 30 日程度全く降雨のない日が連続することが分かる。しかし、中には他と比べて連続無降雨日数が極端に大きい年があり、これは期間中に実際にはあった降雨を日記の記録者が見落とししたことによる可能性も考えられる。2.4.1 で検討した通り、古日記では 1mm 以上の降水の 20~25% 程度が見落とされていると推定されるからである。特に短時間又は小規模の降雨については、それが記録に留められるかどうかは記録者に大きく依存すると考えられることから、次に無降雨に「小雨」まで含めることとし、各日記について代表天気「快晴」、「晴」、「曇」、「小雨」(又は「俄雨」)の連続する日数の最大値を年毎に求めた(図 2.15 b))。「小雨」(「俄雨」)迄含めると渇水時には 40 日以上も無降雨(「小雨」以下)状態が続くことが分かるが、この場合にも日記によって値が極端に大きい場合があり、やはり記録者による降雨の見落としが影響している可能性がある。

a) 年最大連続無降雨日数



b) 年最大連続「小雨」以下日数

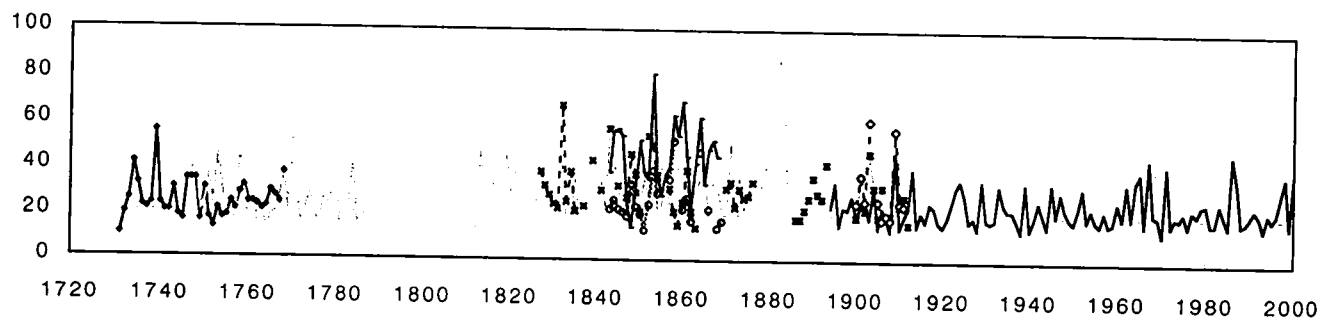
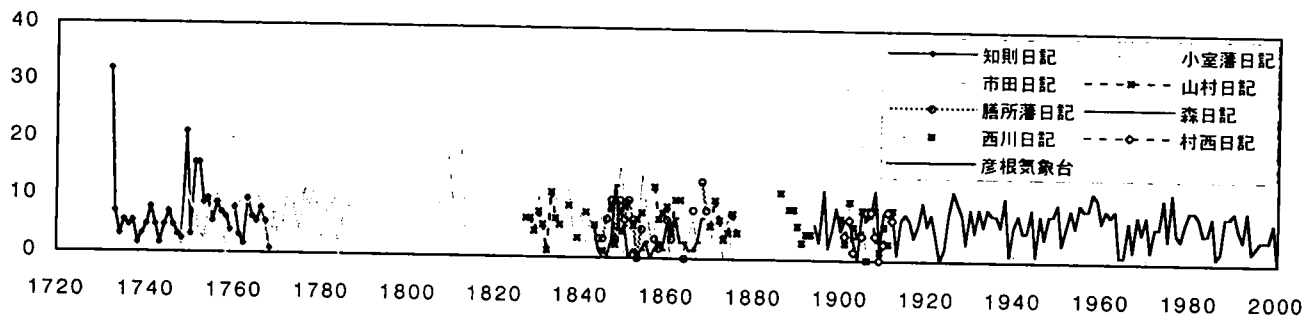
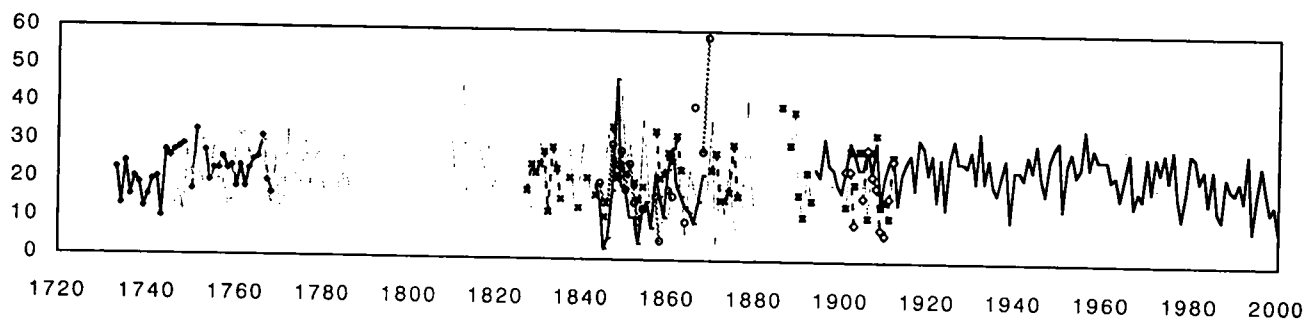


図2.15 年最大連続無降雨日数の経年変化

a) 基準化年最小30日間PI



b) 基準化年最小60日間PI



c) 基準化年最小90日間PI

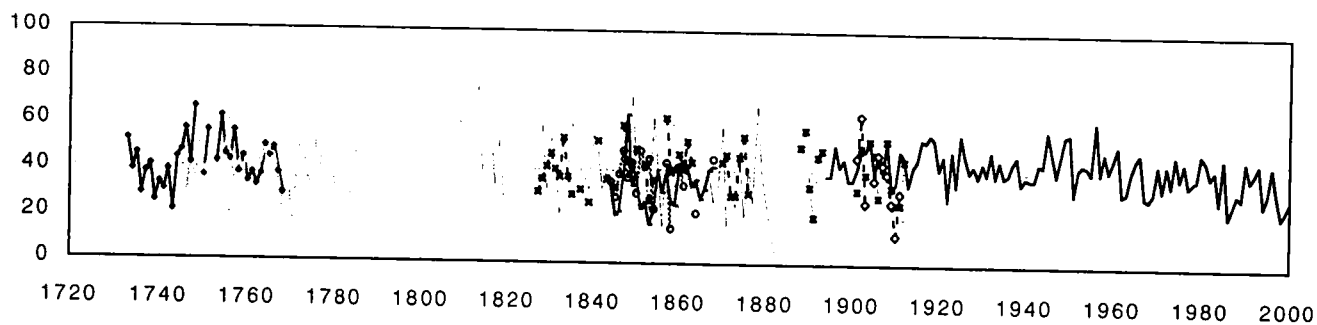


図2.16 基準化年最小PIの経年変化

2.6.2 降水量指数 (PI) による評価

年最大連続無降雨日数(「小雨」以下日数)によって渇水強度を評価した場合、日記の記録者による降雨の見落とし、記載漏れが結果に大きな影響を及ぼすことがあることから、ここではもう一つ別の指標によって評価することを試みる。2.5.2 では天候記録を用いて降水量の大小を評価する指標としてPIを導入したが、ここでもこの手法を援用することにする。

各日記について、代表天気「小雨」又は「俄雨」(「小雪」・「俄雪」も含む)に1、「雨」(「雪」等も含む)に2、「大雨」又は「終日雨」(「大雪」も含む)に5の重率をつけて任意の30、60、90日間の積算値をとり、その値が最小となる期間を年毎に求めた。なおその際、観測時代については彦根気象台の日降水量データを用いて2.5.2と同じ基準によりPIを計算した。また、歴史時代において天候記録が欠落している日は無降雨と見做し重率を0としたが、欠測の日数が期間の6分の1(30日なら5日、60日なら10日、90日なら15日)を超える場合には計算対象から除外することにした。

さらに、「小雨」、「大雨」等に対応する降水量は日記の記録者により異なると考えられるため、異なる日記間でPIを比較するためにはこの条件の違いを取り除く必要がある。そのためここでは、日記毎に(同じ日記でも途中で記録者が交代したことが明らかな場合にはその記録者毎に)全期間を通してのPIの平均値が等しくなるよう(この場合は彦根気象台と等しくなるよう)年最小PIに適当な定数を乗じ、基準化を行うことにした。基準化した年最小30、60、90日間PIの経年変化を図2.16 a)、b)、c)にそれぞれ示す。年最小PIの値が小さいほどその期間中の雨が少なく、渇水が深刻だったことを表すと考えられる。

図2.15、図2.16ともに、日記によって結果が大きく異なる年が見受けられ、渇水規模について正確な判断をするためには2つ以上の日記を用いて比較検証する必要があることが判る。本研究では記録が欠落していたり、単一の記録しか得られない期間もあり、資料の量は必ずしも十分とはいえないが、図2.15、図2.16に共通して渇水傾向が顕著な時期(複数の記録で検証できるもの)をあげると、1770年前後、1845年頃、1855年頃、1910年頃等がある。年最大連続無降雨日数及び「小雨」以下日数、基準化年最小30、60、90日間PIの5つの指標でそれぞれ抽出した上位20位迄の渇水事例を表2.4にまとめた。この中で、複数の日記によって確認できる渇水年は、1832、1843、1853、1864年の4例である。なお、1870～80年代の市田日記では非常に多くの年が渇水年として表中に抽出されているが、前にも述べた様にこの時期の市田日記は天候記録の信頼性に疑問があり、注意を要する。また、彦根気象台の降水量データを使用した場合、古日記よりも観測精度が高く降雨の「見落とし」が無いことから、これら5つの指標では極端な値が現れにくく、そのため表中に抽出された観測時代の渇水は歴史時代に比べ相対的に少なくなっているものと考えられる。

古文書等には琵琶湖地域で大旱魃のあった年として、1770～71、1832～33、1843～44、1853、1855、1892年等が記録されている。1770年(明和7)は6月下旬頃から旱天が続き、翌年1月までに湖水は「常水より壹丈六尺ひき」⁹⁾、「百年以来之渇水」¹⁾であったとある。翌1771年(明和8)も6月頃から「土用迄照込」⁹⁾た。1853年(嘉永6)は6月末に大雨が数日続いた後日照りとなり、「百日間雨無し」、「地中四五寸カワク」、「松七分通り枯ル」等様々な記述が見られる⁶⁾ことから、前代未聞の大旱魃であったことが窺える。他には1832年(天保3)7月14日～8月24日、1833年(天保4)7月、1843年(天保14)7～8月、1844

年(弘化元)8月等が歴史上の旱魃として記録に残されている⁶⁾が、これらの多くは対応する期間が表2.4中に抽出されており、古記録に残る歴史上の渇水がある程度定量的に評価されたといえる。

2.7 小 結

本章では、琵琶湖流域各地に散在する歴史時代の日記から毎日の天気に関する記録を収集整理し、まずその信頼性や気象データとの対応関係について考察した。そしてその結果を用いて江戸時代中期以降の寒暖・乾湿条件を再現し、さらに琵琶湖の歴史渇水についてその規模を定量的に評価することを試みた。また、気候変動の統計的有意性についても検討した。

古日記天候記録の長所は、気象現象について日単位での連続した記録が各地で得られることであるが、反面その記述は定性的・主観的であり、誤りを含む可能性も小さくない。同時期における複数の天候記録の比較からその観測精度は記録によってかなりの差があり、また明治時代の観測データとの比較から降水の20~30%程度が古日記では見落とされていることが推測された。一方、天候記録の雨・雪の別は気温データと密接な関係を有することが明らかになったため、天候記録から降雪率を求めることによって冬季の気温変動再現を試みた。その結果、彦根における200年間の気温上昇量は約0.9℃と推定され、これは t 分布検定により統計的に有意な変動であることが確かめられた。これに対し、再現した降水日数について t 検定を行った結果から、降水現象は非定常性が比較的弱いことが示唆された。

以上、古日記の天候記録から過去約300年間に亘る琵琶湖流域の気候・水文環境の変化を概観することができた。こうした結果は、近年の気候変動を長期的視野で客観的に見つめ直したり、気候変動に及ぼす人為的影響を評価したりする際に有用な情報を提供するものと期待される。ただ、本研究の所期の目的であった歴史資料の土工計画学的応用という観点から見た場合、本章の再現結果は必ずしも極値確率分布モデルの標本として水文頻度分析へ導入するのに適した形とはなっていない。これは、記録内容が定性的で観測データと同条件の下での比較が難しいという古日記天候記録の性質に起因しているといえる。そこで本研究では、古日記天候記録の連続性と前章で扱った琵琶湖水位記録の定量性という両者の長所を利用し、これらのデータから確率分布モデルの標本に適した水文量として琵琶湖流域平均降雨量を推定するモデルを開発した。その詳細は次章で述べる。

第3章 歴史時代における琵琶湖流域平均降雨量の復元

第1章では、歴史時代における琵琶湖の水文環境を知るための手懸かりとして古文書等に残された湖水位の記録に着目し、それらを整理して洪水時のピーク水位等を現在の水位基準である鳥居川水位で表現することを試みた。しかし既に述べた通り、湖水位を決定づける主要因の一つである瀬田川の疏通能力は時代によって大きく変化しているため、過去から現在に至る琵琶湖の水文環境を同じ条件の下で客観的に比較するためには、復元した水位データからこうした時代により条件が異なる要因を取り除く必要がある。例えば、水位データを流域平均の期間雨量といった水文量に変換しておくことができれば、確率分布モデルの標本として水文頻度分析に導入する際にも有用である。

ところで琵琶湖の水位は、流域からの流入量と瀬田川への流出量(及び湖面降雨・湖面蒸発)の収支関係によって決まる。即ち、流入量(及び湖面降雨)と流出量(及び湖面蒸発)の差だけ湖の貯水量は変化し、貯水量の変化に応じてその分だけ湖水位は上下する。瀬田川への流出量は、琵琶湖からの流出口に位置する鳥居川量水標付近の湖水位によって一意的に決まるため、歴史時代における湖水位と瀬田川流量との関係(瀬田川 $H-Q$)及び湖水位と琵琶湖貯水量との関係(琵琶湖 $H-V$)が既知であり、湖面蒸発量を何らかの方法で見積もることができれば、水位データから流入量(湖面降雨を含む)が逆算される。さらに、流域への降雨と湖への流入とを関係づける適切な流出モデルを設定することにより、降雨量を定量的に推定することも原理的には可能である^{3),31),32)}。

ところが、この手法を歴史時代に適用しようとする際に問題となる点がある。歴史時代における水位データの不連続性である。歴史時代において水位記録が残されるのは、農地や民家が水没する様な大規模洪水時などに限られ、多くの場合は洪水時のピーク水位、或いはそれに加え洪水生起前の水位(迎水位)が得られるのみである。同一の迎水位とピーク水位であっても、その間の水位経過(或いは降雨波形)には様々なケースが考えられ、当然それに応じて逆算される総流入量や総降雨量は異なったものとなる。

そこで本研究では、歴史時代の水位データを補う資料として古日記の天候記録に着目し、前章において収集整理を行った。古日記天候記録は、降水の有無、さらにはその強弱や時間変化など、降水現象そのものに関する情報が日単位で得られるという利点を持つが、その反面記述内容は定性的で、筆者の主観に左右されやすいという欠点があり、それを降水量等と直接結びつけるのは困難である。しかし、毎日の天候記録から降雨波形のおおよその形状を推測することは可能であり、水位データから流入量や降雨量を逆算する際に洪水期間中の経過を知るための有力な資料になると考えられる。

本章では、まず歴史時代における琵琶湖の水理を考える上で極めて重要な瀬田川疏通能力の時代による変遷について検討し、次に水位記録と古日記の天候記録から歴史時代の琵琶湖流域平均降雨量を推定するモデルを提示する。そして、そのモデルにより実際に歴史上の様々な琵琶湖洪水について総降雨量の復元を行い、さらに観測データの整備された近年の洪水にも適用してモデルの推定精度を検証する。また、膳所藩の水位観測記録を用い、洪水期以外についても同モデルを適用して歴史時代の概ね月単位の流域平均降雨量の復元を試みる。

3.1 歴史時代における瀬田川疎通能力

瀬田川は広大な琵琶湖から発する唯一の流出河川である。1904年(明治37)に南郷洗堰が完成し人工的に流量調節が行われる様になる迄は、瀬田川の流量は専ら琵琶湖の水位によって決まり、また瀬田川からの流出流量が湖水位の変化を決定づけていた。

1900年(明治33)4月に始まる瀬田川改修工事の結果、瀬田川の疏通能力は大きく変化する。その前後の期間の流量曲線($H-Q$)の変遷については、瀬田川流量の実測データを基に詳細な検討が加えられている³³⁾が、明治時代前期以前については流量観測が行われておらず、流量曲線について十分検討されていない。しかし、瀬田川改修以前においても、河床への土砂堆積や天保の大浚渫を始めとする数回の川浚え等によって瀬田川疏通能力は大きく変化していたことが知られており、そうした資料は湖辺村落等に古記録として残されている。

江戸時代中期以降については、膳所藩による月1回の水位観測記録があり、かなり信頼性の高い水位データを得ることができる。また、1874年(明治7)以降は鳥居川量水標によって毎日の水位が観測されている。水位変化が明らかであれば、琵琶湖 $H-V$ を介して流出量と流入量の差を逆算することができる、これより流量データがなくとも水位-流量関係についてある程度の情報を得ることができる。以下、明治時代及び江戸時代中~後期の瀬田川疏通能力について順に見ていくことにする。

3.1.1 明治時代の瀬田川疎通能力

明治時代の瀬田川改修工事着手前における流量曲線は、1891~1897年(明治24~30)の流量実測データから次の様に算定されている³³⁾。

$$Q = 52.72(H + 0.938)^2 \quad (3.1)$$

ここに、 H は鳥居川水位(m)、 Q は瀬田川流出流量(m^3/s)である。

明治時代前期については流量データは存在しないが、1874年(明治7)2月には鳥居川量水標で水位観測が開始され、それ以降は1日1回の水位観測データが得られる。この水位データを用い、ここでは以下に述べる方法により水位-流量関係について検討する。

ある日の湖水位を H_1 、翌日の水位を H_2 とすると、流入-貯留-流出の連続関係から次式が成り立つ。

$$V(H_1) - V(H_2) = \sum Q_{out} - \sum Q_{in} + \sum E$$

ここに、 V は琵琶湖貯水量(m^3)であり、水位 H の関数として表される。また、 $\sum Q_{out}$ 、 $\sum Q_{in}$ 、 $\sum E$ はそれぞれ水位 H_1 から H_2 に達する間の総流入量(湖面降雨を含む)、総流出量、湖面蒸発量である。 $\sum Q_{out}$ を時間(s)で除することによりその間の平均流出流量が得られるので、 $\sum Q_{in}$ 、 $\sum E$ 及び $V(H)$ の関数形を知ることができれば、流量データがなくとも水位データのみから瀬田川 $H-Q$ を推定することができる。なお、ここで琵琶湖 $H-V$ に用いる水位 H は厳密には琵琶湖平均水位であり、琵琶湖の水面は完全には水平でないことから通常これは瀬田川 $H-Q$ に用いる鳥居川水位よりも数~10数cm程度高

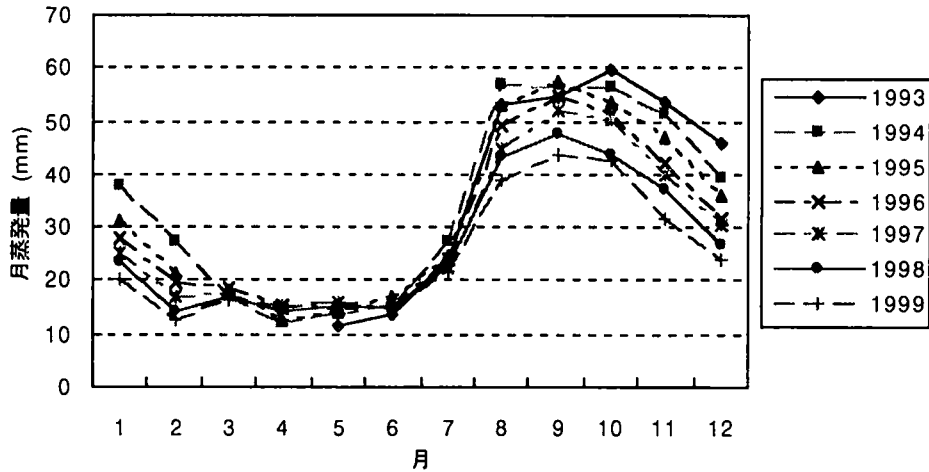


図 3.1 琵琶湖月蒸発量 (1993～1999 年)

表 3.1 月毎の天気別平均日蒸発量 (1993～1999 年)

天気	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
晴天	1.1	0.7	0.8	0.6	0.7	0.8	1.2	2.0	2.3	2.0	1.8	1.0
曇・雨他	1.2	0.9	0.5	0.4	0.3	0.4	0.6	1.2	1.6	1.6	1.4	1.4
全体	1.2	0.8	0.6	0.5	0.5	0.5	0.8	1.7	1.9	1.8	1.6	1.2

(単位：mm)

い²⁾。しかし、ここで重要なのは貯水量そのものでなくその変化量であるため、琵琶湖 $H-V$ の水位 H に鳥居川水位を代用しても實際上結果に何ら影響を及ぼすことはないものと考えられる。

a) 琵琶湖 $H-V$

琵琶湖水位と貯水量との関係(琵琶湖 $H-V$)については、建設省近畿地方建設局琵琶湖工事事務所³⁾が戦後の干拓による変化前のものでして次式を算定している。

$$V(H) = (23.5528 H^2 + 718.4235 H) \times 10^6 \quad (3.2)$$

江戸時代以前においても、新田開発やデルタの成長等による湖盆形状の変動が知られているが、その変動量を定量的に評価することは困難であり、また総貯水量に比して非常に小さく無視しても差し支えないと考えられるため、本研究では上式が歴史時代においても適用可能なものとする。

b) 湖面蒸発量

1993～1999年の月毎の琵琶湖湖面蒸発量の観測値(バルク法、安曇川沖と雄琴沖の2点単純平均値、水資源開発公団関西支社による観測データ)を図3.1に示す。この図から明らかな様に、湖面蒸発量は毎年規則的な変動をしている。春から初夏にかけては蒸発量は1日あたり1mm以下であり、これは流出量に比べ非常に小さい値であるが、9月から11月にかけては日蒸発量が数mm程度になることもあ

り、これは水位から流量を逆算する際に無視できない大きさである。湖面蒸発量は表面水温や日射量、風速等をパラメータとしてモデル化される³⁴⁾が、歴史時代においてこれらの値を知るのは不可能であるため、ここでは古日記の天気記録のみを用いて蒸発量を見積もることとする。表3.1は、1993～1999年の日単位の湖面蒸発量データから、「晴天」、「曇・雨他」、及びそれら両方を含めた「全体」それぞれの場合に対応する日蒸発量の平均値を月別に計算したものである。なお、ここでは彦根地方気象台の観測データにより日平均雲量8.5未満且つ日降水量1mm未満の場合を「晴天」とし、その他の全ての場合を「曇・雨他」とした。この表により、観測月(新暦)と天気に応じて日単位の蒸発量を求めることにする。天気記録が得られない場合には天気を考慮せずに全ての日蒸発量データを月別に平均した値(表の最下段)を用いる。

最後に流入量であるが、降雨量観測の行われていない歴史時代においてこれを見積もるのは非常に困難である。しかしながら、渇水期は流出量に対し流入量が相対的に小さく、渇水期の水位データを用いることにより、流入量が未知であってもその影響を小さくできるものと考えられる。図3.2は、鳥居川量水標で水位観測が開始された1874年から瀬田川改修工事が始まる前年の1899年までの期間を約5年毎に分割し、それぞれ流入量が相対的に小さい(水位低下が大きい)期間について、日毎に水位 $H = (H_1 + H_2)/2$ を横軸に、水位データから逆算した流出流量と流入流量の差 $Q_{out} - Q_{in}$ を縦軸にとりプロットしたものである。但し、明治時代前期の水位データとして現在得られるのは鳥居川1箇所のみでの1日1回観測のデータであるため、水位観測値は風による吹き寄せや静振等、局地的・一時的な現象の影響を受け易い。流量逆算値は僅かな水位観測値のゆらぎによって大きな影響を受けるため、ここでは毎日の水位データを5日移動平均により平滑化した値を計算に用いた。また、1890年4月以降については、琵琶湖第一疏水が開通し毎秒約 8.3m^3 (300立方尺)の引水を行っているため、その分を計算された $Q_{out} - Q_{in}$ から差し引いている。

図3.2のグラフ中の破線は、明治時代後期における流量曲線((3.1)式)を表したものであり、d)、e)については流量曲線が破線の位置にあったことが瀬田川流量の実測データにより確かめられている。これらの場合にはやはりプロットの分布の上端付近を流量曲線の破線が通っており、プロットの破線から下方へ離れている分がその時の流入流量に相当すると考えられる。一部のプロットが破線の上にあるのは、水位データが1地点での瞬時値であるため、5日移動平均によっても局地的・一時的な現象の影響による水位データのゆらぎが完全に除去されず、 $Q_{out} - Q_{in}$ が過大に計算されたためであろう。また、水位が大きくなるにつれプロットが破線から離れていくように見えるのは、そうした大きい水位が実現するのは通常洪水直後であることから、流入量も相応に大きい値をとるためと考えられる。いずれにせよ、d)、e)のグラフにおけるプロット分布と破線の位置関係を、同じ条件で計算されたa)、b)、c)のグラフと比較することにより、瀬田川疏通能力の時間的変化をある程度把握することができる。これらの図を比較する限り、両者の位置関係に明確な時期による変化は認められず、瀬田川改修工事以前は明治時代を通じて疏通能力に大きな変動はなかったと考えてよさそうである。

3.1.2 江戸時代中～後期の瀬田川疏通能力

江戸時代においても瀬田川疏通能力に幾度かの変動があったことが知られている。そのうち最も大

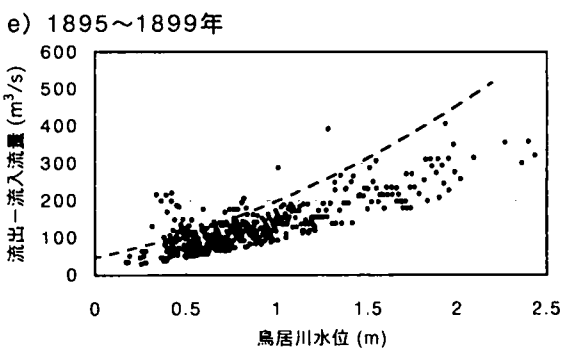
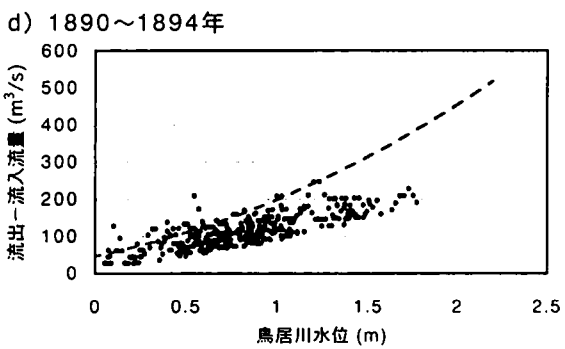
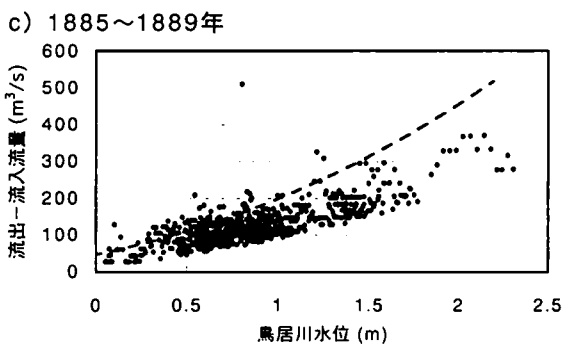
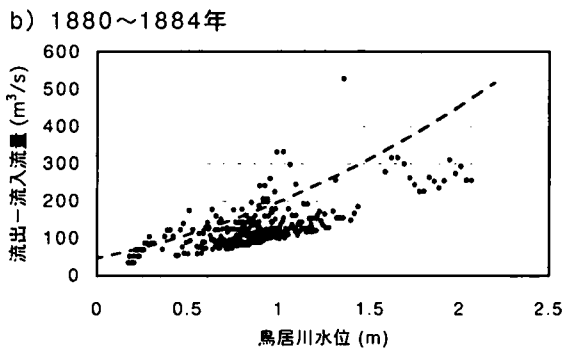
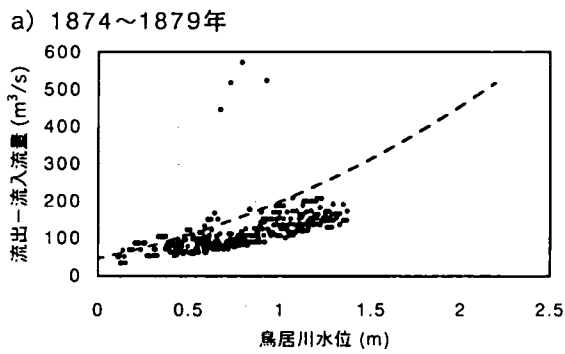


図3.2 明治時代の水位-流量関係

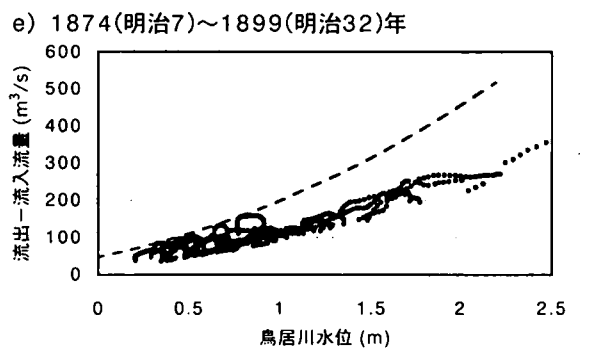
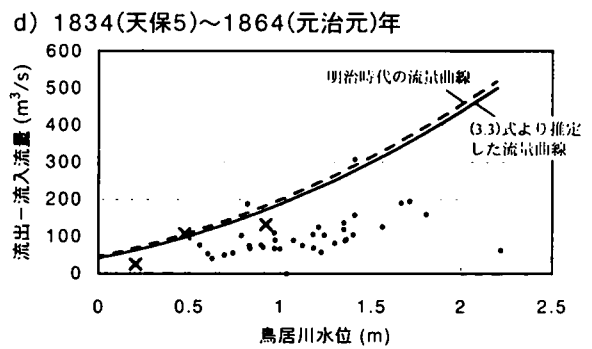
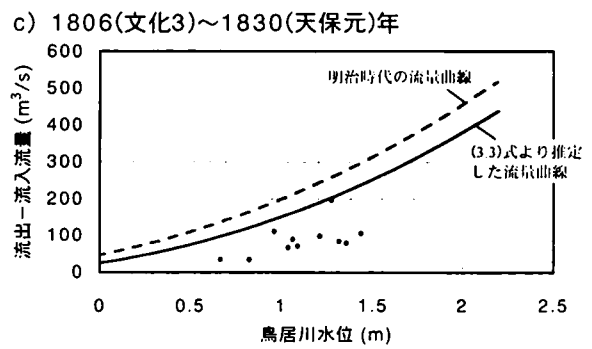
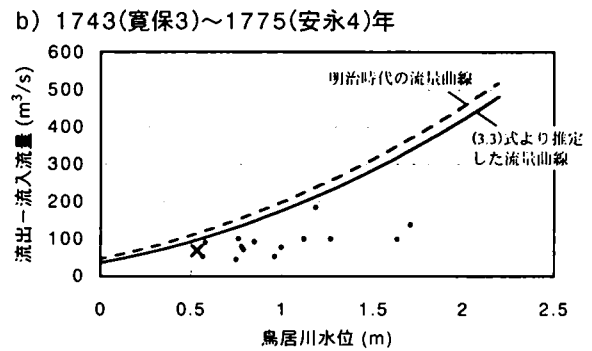
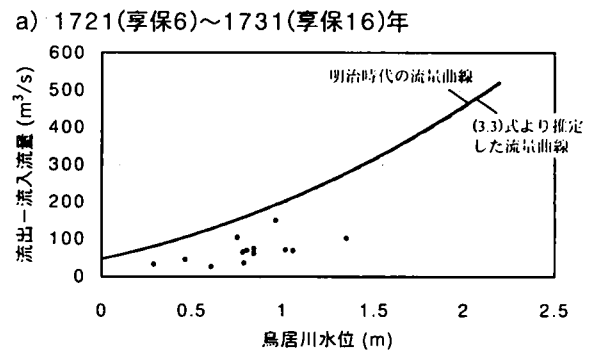


図3.3 江戸時代中期~明治時代の水位-流量関係

きなものは天保2年(1831)、天保4年(1833)の2度にわたる瀬田川大浚渫で、これにより琵琶湖水位は大きく低下し湖辺の低地に新田開発が盛んに行われる契機となった。それ以前にも、例えば天明元年(1781)の瀬田川浚渫の嘆願書の中には、

(前略)勢多堀有之候節ハ、湖水一日一夜_二ハ、壹寸五分より貳寸計も水引申候様_一、老人共申伝承り罷在候、其後年数相立_二随ひ、又々湖水引下、諸川々より駆出し、砂溜り所々出来仕、又ハ引水下悪敷、(中略)、六年以前(中略)、春夏兩度砂取普請仕候由、(中略)、其節ハ、湖水昼夜_二四分、天氣相続候得ハ、昼夜_二一寸計も水引申候様_一申伝罷在候、(後略)

〔北村文書・用留〕¹⁾

とあり、土砂の堆積により徐々に低下していた疏通能力が浚渫により幾分改善された様子が記されている。因みに、1日で1寸5分(4.5cm)、2寸(6.1cm)、4分(1.2cm)、1寸(3cm)の水位低下は、流出流量(流出-流入流量差)に換算するとそれぞれおよそ380、510、100、250m³/sとなる。

鳥居川量水標設置以前の琵琶湖水位は、洪水時については浸水記録等からある程度定量的な推定が可能であるが、平水時や濁水時の水位記録は非常に少ない。そうした中で、膳所藩による水位観測の記録は、洪水時以外における継続的で信頼性の高い水位記録として非常に重要である。膳所藩の記録についての詳細は既に第1章で述べた。

図3.3は、膳所藩史料の水位観測記録から水位低下が顕著な(即ち流入量が小さい)期間を抽出して3.1.1と同様の計算を行い、水位 H (北山田村と下笠村の平均水位を1.3の結果を用い鳥居川基準に換算)と流出-流入流量差 $Q_{out} - Q_{in}$ の関係をプロットしたものである。但し、膳所藩による水位観測は毎月1回であるため、ここでは H_1 から H_2 までの期間は約30日間となっている。

江戸時代中期から後期にかけての瀬田川疏通能力が天保2、4年の浚渫によって大きく変化したことは既に述べたが、他に元文2年(1737)、天明5年(1785)にも小規模な浚渫が行われている。これらの疏通能力への影響は限定的であったとされている³⁵⁾が、ここでは一応これらのことも考慮し、江戸時代中~後期を次の4つの期間に分割して計算した(図3.3 a)~d))。

- a) 元文2年の浚渫以前(1721~1731年)
- b) 元文2年の浚渫以後(1743~1775年)
- c) 天保の大浚渫以前(1806~1830年)
- d) 天保の大浚渫以後(1834~1864年)

これらの期間が連続していないのは、その間の膳所藩の水位記録が欠落しているためである。また、図3.3 e)には、比較のため明治時代(1974~1999年)についても鳥居川量水標の水位データを用い、a)~d)と同様に30日間の水位低下量から流出-流入流量差を逆算しプロットしたものを示す。

流入流量が不明確である以上、グラフの各プロットは流出流量の下限値を示す意味しか持たない。従って、これだけのデータ数では確実なことは言えないが、図3.3 a)~c)のプロットの分布の上端はd)、e)と比較して明治時代の流量曲線を示す破線から離れた下方に位置しており、多くの古記録にも記されている通り天保浚渫以前の瀬田川疏通能力は浚渫以後よりも小さかった可能性が大きい。天保浚渫以後の江戸時代末期(図3.2 d))については明治時代と同程度の疏通能力であったと考えられる。

なお、図 3.3 b)、d) 中の×印は、それぞれ明和 8 年 (1771)、嘉永 6 年 (1853) の大干魃の期間に対応するプロットである。これらの時期は流域で無降雨状態が長期間続いたことが古記録に明記されており、流入流量は非常に小さいと考えられる。それ故、流量曲線はこれらのプロットの近傍を通ると考えられる。

3.1.3 瀬田川流量曲線の変遷

水位データから流出量や流入量、さらには降雨量を逆算するためには、琵琶湖水位と瀬田川流出流量とを関係づける流量曲線 ($H-Q$) が明らかでなければならない。しかし、これまで見てきた通り、歴史時代においては流量データは存在せず水位データしか利用できない上、そのデータ数も流量曲線の関数形を同定するには不足である。そのためここでは、流量曲線の関数形には明治時代後期のもの ((3.1) 式) を用い、(3.1) 式から常水位の変化分だけ平行移動させることによって歴史時代の流量曲線を求めることにする。即ち、明治時代以前には流量曲線の関数形を大きく変化させるほどの大規模な工事はなく、疎通能力の変動は 1.6 で求めた琵琶湖の常水位の変動にそのまま反映されているであろうと考え、次の仮定を置く。

仮定： 瀬田川 $H-Q$ 式を常水位基準に書き直したものは、歴史時代と明治後期とで同一である。

明治時代後期の常水位は、(1.1) 式によれば 0.836m であるが、文献等^{2),4)}では一般的に BSL + 2.75 尺 (0.833m) が用いられている。この数値を使用すると明治時代後期の $H-Q$ 式 (3.1) は、常水位からの水位を H' と表せば (即ち $H' = H - \bar{H}$)、

$$Q_{out} = 52.72 (H' + 1.771)^2$$

と書き直される。これが歴史時代にも成り立つとするのであるから、 $H' = H - \bar{H}$ より歴史時代の $H-Q$ 式は以下の様に表される。

$$Q_{out} = 52.72 (H - \bar{H} + 1.771)^2 \quad (3.3)$$

ここに、 \bar{H} は鳥居川基準で表した常水位であり、(1.1) 式により求める。

上式を用いて、a) ~ d) の各期間について期間の中央の年における常水位を計算し、その年の流量曲線 ((3.3) 式) を記入したものが図 3.3 a) ~ d) 中の実線である。図中の実線は破線よりもプロットの分布の上端に近いところを通っており、他に有力な推定方法が見あたらない現時点では、歴史時代における瀬田川流量曲線の設定として (3.3) 式が妥当であることが確かめられたといえよう。

3.2 歴史洪水復元モデル

本節では、歴史時代の水位記録と古日記の天候記録を用い、流入 - 貯留 - 流出の連続関係を基礎に

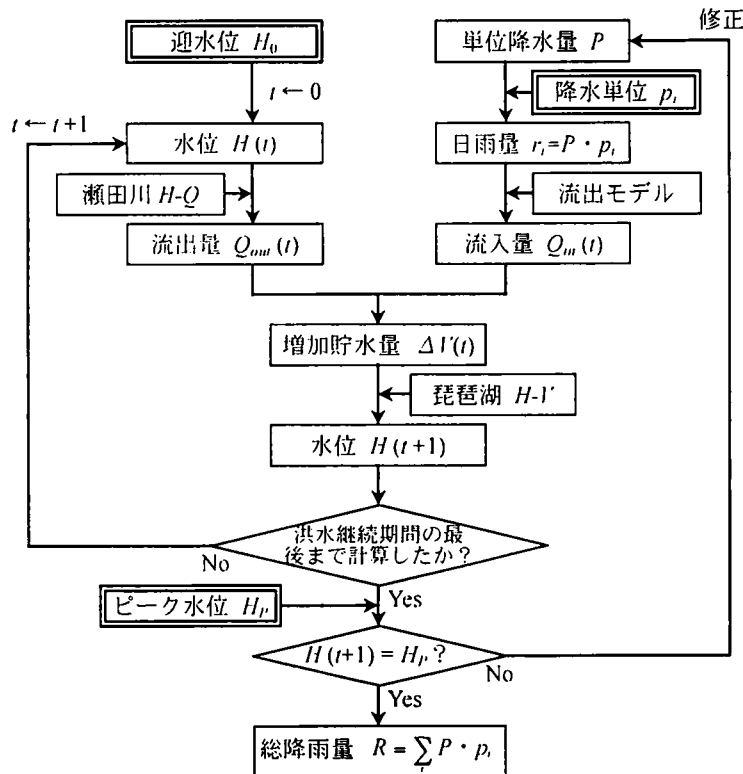


図 3.4 歴史洪水復元モデルのフローチャート

洪水期間の流域平均総降雨量を推定するモデルを提示する。その手法は、まず天候記録から洪水期間中のハイトグラフの概形を作成し、それが実際に何 mm の降水量に対応するかは迎水位とピーク水位の条件に適合するよう試行錯誤的に水位変化を計算することによって求めるというものである。図 3.4 にそのフローチャートを示す。以下、モデルの具体的手順と設定について述べる。

a) 洪水継続期間の設定

通常の河川では、上流の降雨が水位上昇に影響する期間は数時間～数日程度であり、大河川でも通常は 2 日間程度の降雨量の確率評価を基に基本高水が算定される。これに対し洪水時の琵琶湖は、その流出能力に比べ流入量が圧倒的に大きく、上昇した湖水位はかなりの長期間に亘ってその影響を残す。よって、琵琶湖の治水を考える上では、20 日間以上といった長期間の総降雨量が重要な水水量となる。本研究では、膳所藩による水位観測が原則月一回であり、歴史時代における水位データが概ね 30 日間隔で得られるという事情を勘案して、洪水継続期間は 30 日間を基本とする。水位がピークに達する 30 日前を迎水位とし、迎水位からピーク水位に達するまでの 30 日間を洪水継続期間に設定して、この期間に対する流域平均総降雨量を推定する。ただ、必ずしもピークの 30 日前の水位が得られるとは限らないので、その場合にはピークから約 20～40 日程度前の水位が得られるならこれを迎水位とし、この迎水位からピーク水位までの期間を洪水継続期間とする。適当な迎水位が得られなければ、洪水継続期間を 30 日間とし、迎水位は常水位で代用する。この場合常水位は (1.1) 式により計算する。

b) ハイエトグラフの割り付け

前章で収集整理した古日記の天候記録をもとに、洪水継続期間について日単位のハイエトグラフを作成する。これには、2.5.2で述べたPIの手法を援用する。即ち、古日記の降雨の記録を3段階に分類し、「小雨」、「雨」、「大雨」に1:2:5の雨量比が成り立つものとする。この雨量比は、記録者の主観や誤りを含む個々の記録をある期間に亘って集計したときに意味を持つものであって、これをそのまま日雨量の比と見做すのは必ずしも妥当ではないが、同一人物が同一時期に記した記録については概ね天候判断基準は一定していたと考えられ、同一の洪水内での比較を行う限りにおいては一応の目安になるものと思われる。ここでは「小雨」1回を単位とし、「小雨」に1、「雨」に2、「大雨」に5の降水単位を洪水継続期間の各日に割り付けることによってハイエトグラフを作成することにした。なお、天候記録が欠落している日については顕著な降水現象は見られなかったと仮定し、降水単位は0としておく。

表3.2は、万延元年(1860)洪水について、収集した4つの天候記録とそれをもとに割り付けた降水単位の例を示したものである。2.3でも検討したが、この例からも明らかな様に、同一期間について複数の天候記録が得られる場合、それらの記録内容が一致しないことも少なくない。記録地点が相互に離れている場合には、実際に地点によって同一日の天候が異なることは当然あり得るが、ここではできるだけ多くの史料記録を利用して流域を代表する日々の天候を推定するという立場をとることにする。そのため、ここでは天候は流域内で一様なものと仮定し、記録間で記述内容が異なる場合には以下の基準によって処理することにした。

- ・降雨の強弱や時間変化など、より詳細な記述を含む方を優先する。
- ・記述の詳細さが同程度と判断されるときは、より悪天(あるいはより出現頻度が低いと考えられる天気)の方を優先する。

なお、降り始めや降り終わりの時刻等、降雨の時間変化を詳細に記した記録もあるが、こうした情報は夜間の降雨については正確さを欠く場合が多く、均質な情報を連続して得るのは難しい。また、降雨の強さが3段階であるのに対して時間単位のみを細かくすることにどの程度意義があるのかも疑問である。そのため、ここでは原則としてそうした天気の時変化は考慮せず、一日のうちの最も強い降雨状態でその日を代表させることにした。但し、「時雨」、「夕立」等、短時間且つ局地的な降雨であることが明らかな場合は「小雨」に、「終日雨降」等、長時間降り続いたことが強調されている場合には「大雨」に分類することにした。

この段階ではまだ「小雨」1回に相当する降水量(本研究ではこれを**単位降水量**と呼ぶ)は未知であり、これは以下に述べる手順により迎水位とピーク水位の条件に適合する最適な値を推定する。ここでは仮に単位降水量 P に適当な初期値を与えておく。そうすると、 T 日間の洪水継続期間の第 i 日に割り当てた降水単位を p_i ($i=0, 1, 2, \dots, T$)とすれば、第 i 日の流域平均降雨量 r_i は $r_i = P \cdot p_i$ で与えられる。

c) 迎水位及びピーク水位

歴史時代における迎水位(H_0)、ピーク水位(H_p)、及びそれらの生起日のデータには、表1.14の推定結果を利用する。なお、歴史時代においては水位の生起時刻は通常不明であるが、以降の計算で時刻の設定が必要となるため、ここでは便宜上、迎水位、ピーク水位ともに生起時刻を12時としておく。

表 3.2 万延元年(1860)洪水の天候記録

和暦月日	西暦月日	膳所藩史料 (大津市)	山村日記 (水口町)	森五良兵衛日記 (近江八幡市)	市田清兵衛文書 (近江八幡市)	降水 単位
四・一五	六・四	雨	雨天折々晴	朝吉少々小雨 昼同 夜同	陰り追々晴ル	1
一六	五	晴	天気	上天気也終日 朝吉 昼同 小雨 降又明ル 夜同	晴夕小雨ふり又晴ル	1
一七	六	雨	昼後雨 ^二 成	終日雨 朝雨 昼同 夜同	昼時分より雨ふり	2
一八	七	雨	曇天 入梅 ^二 入	朝吉 昼同 夜	陰り夕刻快晴	0
一九	八	曇	天気 四ツ時過雨 ^二 成	朝吉 昼同 夜同	晴	1
二〇	九	雨	雨天	朝雨 昼同 夜同	雨ふり	2
二一	一〇	曇	曇天 折々雨降	朝くもり 昼雨 夜同	晴	1
二二	一一	晴	曇天	朝より昼迄吉 昼より曇	快晴	0
二三	一二	雨	雨天 昼後快晴	朝雨 昼雨 昼後より晴ル 夜同	雨ふり	2
二四	一三	雨	曇天 夜 ^二 入雨	朝よし可成天キ	陰り	1
二五	一四	雨	雨天	朝雨 ^二 成 昼雨 夜同	雨ふり	2
二六	一五	曇	曇天 昼後雨	朝吉快晴 昼同 夜同	快晴	0
二七	一六	晴	曇天 昼後雨	朝雨吉 昼同 夜雨中	昼後より雨天也	0
二八	一七	曇	曇天	朝吉 昼同 夜同	晴	0
二九	一八	雨	雨天	朝吉 昼同 夜同	晴	0
五・一	一九	雨	雨天	朝雨終日降候	雨ふり	2
二	二〇	雨	雨天	朝雨終日降候	雨ふり	5
三	二二	曇	雨天 夜 ^二 入大雨	朝雨終日降過し 夜同	晴雨不定	0
四	二三	雨	雨天 折々晴	朝初よし 昼後雨 夜雨	昨夜大雨	5
五	二四	雨	雨天 昼後晴	朝雨大雨出水 夜雨 夜稲光少々	晴雨不定折々雨ふり	2
六	二五	快晴	雨天	朝吉今日初而天気 ^二 成夜不降	今朝雷鳴 快晴	0
七	二六	雨	雨天	朝吉快晴 昼後より雨 ^二 成	雨天折々雨降り	1
八	二七	雨	雨天	朝暫天キ 昼前より雨 終日不晴	陰り折々雨ふり	1
九	二八	雨	雨天	朝暫天キ 昼前より雨 終日不晴	雨ふり	1
一〇	二八	風雨	雨天	大風雨 ^二 而又々出水 朝雨四ツ時 より大異風 夕方押 ^二 成	雨ふり 昼後辰巳風烈敷水式寸計引く ……夕方サキ風 ^二 相成又々水増ス	5
一一	二九	晴	天気	朝快晴 昼同 夜同 七ツ時少々曇 り候へ共不降	晴 昨夜より追々水増庭江入	0
一二	三〇	曇	曇天 昼後雨	朝吉 昼同 夜同	晴雨不定	5
一三	七・一	朝お役所裏へ水七八寸斗入	曇天 昼後雨	朝お役所より小雨暫時 夜	雨ふり……水追々増	1
一四	二	雨	雨天	朝お役所より水増事三寸 文化	折々雨ふり	2
一五	三	雨	雨天	朝くもり不降 昼同 今日八終日 不降	折々雨ふり 水追々増	0
一六	四	曇	曇天 冷氣	朝吉今日も終日不降……昼頃 より曇り申候	今朝晴又陰ル	0
一七	五	曇	曇天			0

表 3.3 タンク定数一覧

		長期流出モデル (1/day)				洪水時 モデル (1/hr)
流域		野洲川	姉川	安曇川	その他	全流域
面積 (km ²)		387	367	315	2101	3170
第1段	A1	0.1751	0.2000	0.2000	0.2000	0.2000
	A2	0.1998	0.1700	0.1700	0.1667	0.1667
	A3	0.0999	0.0800	0.0800	0.0833	0.0833
	A4	0.1786	0.2000	0.2000	0.2313	0.2300
第2段	B1	0.0600	0.0400	0.0400	0.0600	0.0500
	B2	0.1041	0.0700	0.0800	0.1347	0.1500
第3段	C1	0.0021	0.0300	0.0400	0.0111	0.0600
	C2	0.0034	0.0400	0.0600	0.0312	0.0600
第4段	D	0.0010	0.0010	0.0010	0.0010	0.0010

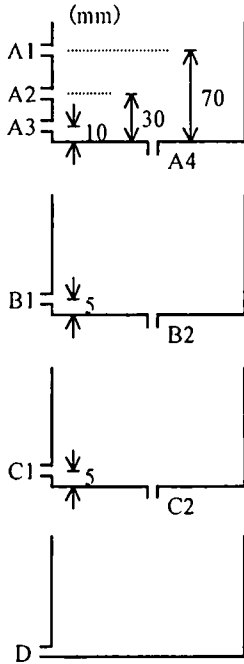


図 3.5 流出計算に用いるタンクモデル

d) 水位変化の計算

以上の手順により得られたハイトグラフ及び迎水位のデータから、迎水位 H_0 を起点として洪水継続期間における水位変化を計算する。時刻 $t+1$ における水位 $H(t+1)$ は、

$$V(H(t+1)) = V(H(t)) + \sum Q_{in}(t) - \sum Q_{out}(t) \tag{3.4}$$

なる連続式を $H(t+1)$ について解くことにより求められる。ここに、 $\sum Q_{in}(t)$ 、 $\sum Q_{out}(t)$ はそれぞれ時刻 t から $t+1$ までの間の流入量及び流出量、 V は貯水量である。 Q_{out} 、 V の算定にはそれぞれ (3.3) 式、(3.2) 式を適用する。なお、湖面からの蒸発量は洪水期においては瀬田川流出量に比して非常に小さく、本モデルではこれを無視し得るものとした。

(3.4) 式を解くためには、さらに流域の流出モデルを設定し $\sum Q_{in}(t)$ を計算する必要がある。

e) 流出モデル

琵琶湖への流入量の計算には、琵琶湖総合水管理研究委員会^{34),37)} が琵琶湖流域の長期流出モデル及び洪水時流出モデルとしてタンク定数を同定した4段タンクモデルを用いる。歴史時代と現代とでは流域の植生や土地利用は変化しているが、ここではそれらの流出特性への影響は小さいと仮定し、近年の観測データにより同定されたタンク定数が歴史時代にもそのまま適用可能とする。図 3.5 及び表 3.3 にタンクモデルの構成及びタンク定数を示す。

長期流出モデルでは、流域を分割し4通りのタンク定数を設定しているが、ここでは流域内の降雨分布を考慮していないため、全流域に一樣に降雨があったものとして計算する。第 i 日 12 時から翌日 12 時迄の降雨量を $(r_i + r_{i+1})/2$ (mm) で与えてこれを各最上段タンクへの入力とし、12 時を区切りとして日単

位で計算する。タンクモデルの流出孔 (A1~A3、B1、C1、D) からの出力の総計 y_i (mm) には2日迄の時間遅れを考慮し、次式³⁴⁾により第 i 日12時から翌日12時迄の流出高 q_i (mm) を求める。

$$q_i = \frac{1}{4} y_i + \frac{1}{2} y_{i-1} + \frac{1}{4} y_{i-2}$$

なお、蒸発散量は歴史時代についてモデル化するのは困難なので、ここでは近年の観測データを参考に夏季の流域平均蒸発散量を 3mm/day と見積もり、これを晴天 (又は快晴) の天候記録のある日のみ各最上段タンク (空の場合にはその下のタンク) から差し引くことにした。

琵琶湖への流入は各流域からの流出と湖面への直接降雨の和であるから、 $\sum Q_m(t)$ は次式により算定される。

$$\sum Q_m(t) = \left\{ \sum_k A_k q_{ki} + 680 \cdot (r_i + r_{i+1}) / 2 \right\} \times 10^3 \quad (\text{m}^3/\text{day})$$

ここに、 A_k (km²) は流域 k の面積、 q_{ki} (mm) は第 i 日12時から翌日12時迄の間の流域 k からの流出高であり、680 (km²) は琵琶湖湖面積である。

次に、洪水時流出モデルは、全流域とも同一のタンク定数を使用し、計算時間単位は1時間である。歴史時代について時間単位の降雨波形を把握するのは不可能であるため、ここでは日雨量を単純に24等分することで時間単位の雨量に置き換えることにした。なお、洪水時モデルでは蒸発散及び時間遅れは考慮しない。

洪水時モデルが1~数日程度の洪水期間を前提としているのに対し、本研究では洪水期とはいえ約30日間という長期に亘る流出計算を行う必要がある。それ故、本モデルでは基本的に長期モデルを流出計算に用い、洪水ピーク前後の期間のみ洪水時モデルを使用するものとする。具体的には、長期モデルに並行して洪水時モデルも稼働させておき、長期モデルによる流入流量の計算値 (日平均値) が 600m³/s を上回った場合のみ、その日の流入量を洪水時モデルによる計算値に置き換えるものとする。各タンクの初期水位は、第1、第2タンクについては0、第3、第4タンクについては100mm とし、可能な限り洪水継続期間開始の10日程度前からタンクモデルを稼働させておく。

f) 単位降水量の修正

d) で設定した関係式 (3.4) を利用して、迎水位 H_0 を起点に日ステップで水位変化を計算し、洪水継続期間の最終日における水位を求める。計算された最終水位がピーク水位 H_p に一致しない場合、b) で仮定した単位降水量が適切でなかったと考えられる。その場合には単位降水量 P の値を適当に修正して再度水位計算を行い、最終水位が H_p に一致するまでこれを繰り返す。

g) 流域平均総降雨量の算定

ピーク水位の条件に適合する単位降水量 P が得られれば、次式により第0日12時から第 T 日12時迄の流域平均 T 日間総降雨量 R_T が算定される。

$$R_T = P \cdot \left(\frac{P_0}{2} + \sum_{i=1}^{T-1} P_i + \frac{P_T}{2} \right)$$

本モデルを表 1.14 の各洪水に適用した。その結果得られた各年の洪水継続期間に対する総降雨量を図 3.6 に示す。なお、1896 年以降については、雨量観測データから毎年の流域平均 (1896～1911 年は流域内 10 箇所、1912 年以降は 45 箇所のティーセン平均) 30 日間降雨量の年最大値を求め、グラフに追加した。さらに、琵琶湖の歴史洪水の中でも代表的な 8 つの大洪水について、復元された毎日の降雨量、水位及び流入・流出流量を天気概況とともにまとめたものが図 3.7 である。ここに天気記号が 2 段になっているものは、1 日のうちに複数の天気が順に、あるいは交互に出現したことを表している。図中にも示した様に、推定された単位降水量は概ね 10～15mm 程度であるが、洪水によってかなりのばらつきがある。天候 (降雨の強弱) の判断基準は記録者や時代によって大きく異なり、定量的な水位の情報を用いることで初めて洪水間での規模の比較が可能になったことが分かる。

3.3 近年データによるモデルの検証

本節では、前節で提示した歴史洪水復元モデルを降水量データの整備されている観測時代の洪水に適用し、モデルの有効性について検証する。

3.3.1 近年洪水への適用

歴史洪水復元モデルを、1912～1980 年の 69 年間の各年最大出水のうち、融雪の影響があると思われる 2 洪水を除外した 67 洪水に適用した。ここで、洪水継続期間には流域平均 30 日降水量が年最大となる期間をとり、降水単位の割り付けは大津の日降水量データより以下の基準に従って行った。

日降水量 0.5mm 未満	…… 0 (無降雨)
0.5mm 以上 10mm 未満	…… 1 (小雨)
10mm 以上 30mm 未満	…… 2 (雨)
30mm 以上	…… 5 (大雨)

また、歴史時代と近年時代とでは瀬田川の流出条件が大きく異なるため、水位データには観測値をそのまま用いるのではなく、観測された水位及び流出量から逆算した流入量のデータをもとに洗堰設置前の瀬田川疎通能力の条件に換算した値³⁾を用いた。

流域平均 30 日降雨量のモデルによる推定値と観測値 (流域内 45 箇所のティーセン平均雨量) との関係、散布図として図 3.8 に示す。推定値と観測値との相関係数は 0.95、推定値の平方根平均 2 乗誤差 (RMSE) は 36.0mm であった。なお、30 日雨量 500mm 以上の 13 洪水に限定した場合には推定値の RMSE は 25.8mm となり、本モデルはとりわけ大規模洪水に対する再現性が良好である。

3.3.2 入力データに対する推定値の感度

前節で提示した歴史洪水復元モデルは、迎水位、ピーク水位及び毎日の降水単位を入力としてある

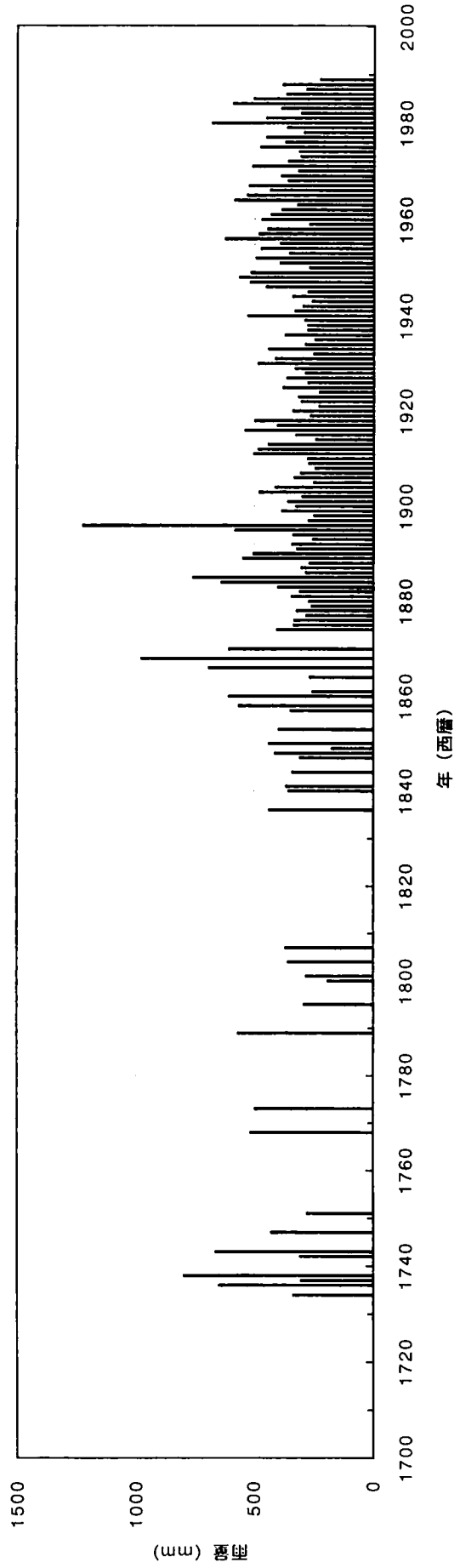


图3.6 推定洪水流域平均総降雨量

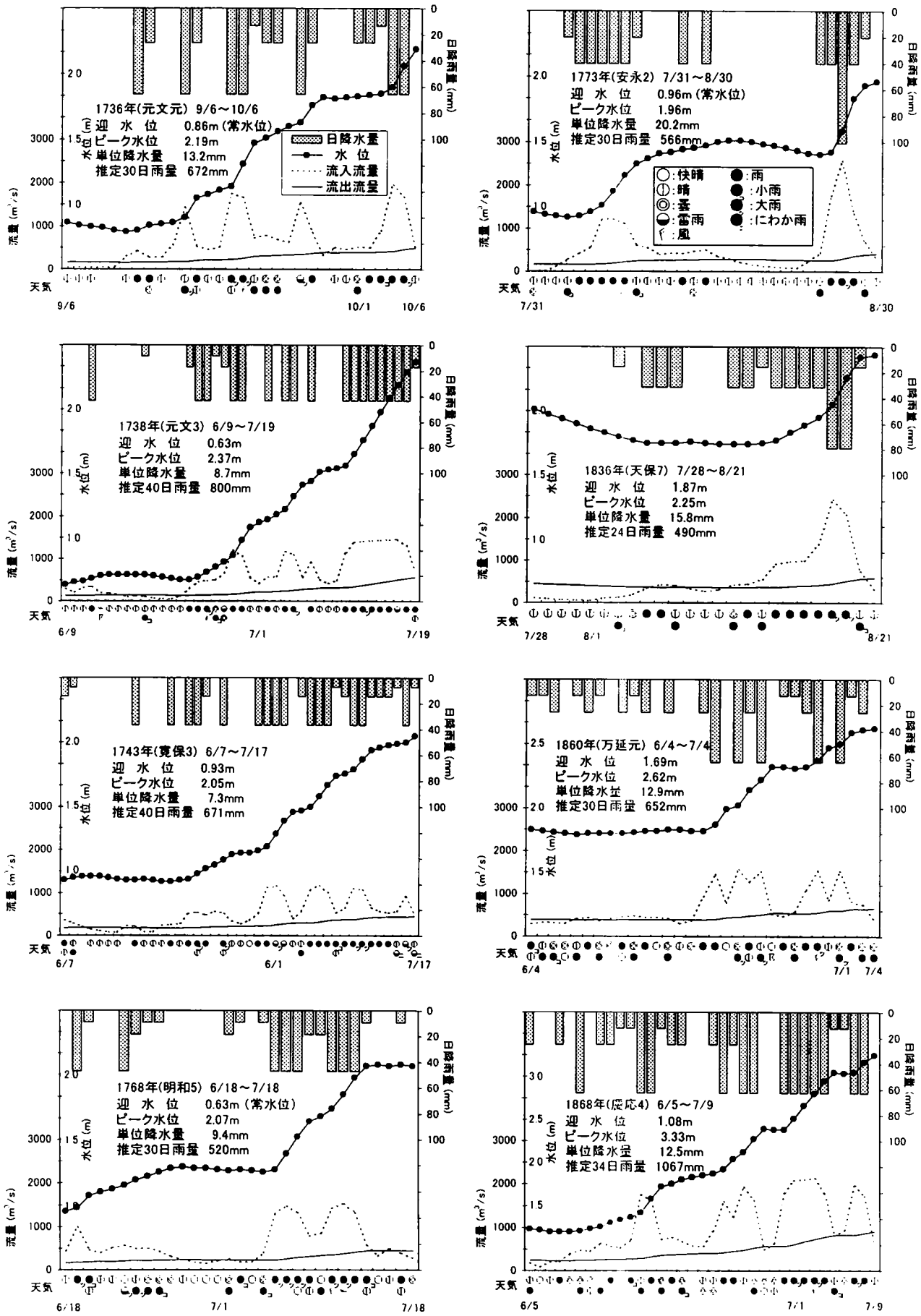


図3.7 歴史洪水の復元例

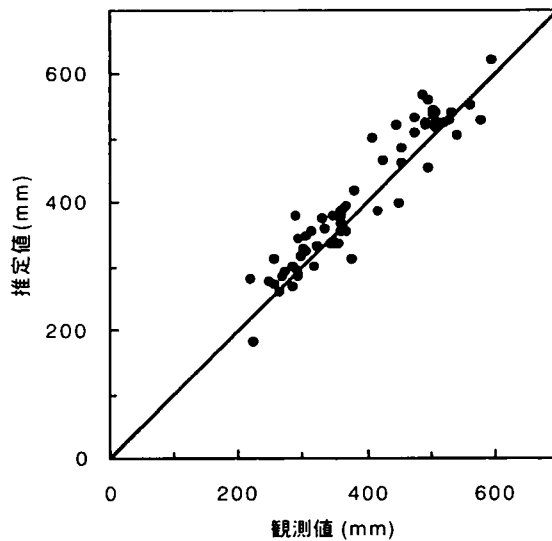


図 3.8 流域平均 30 日雨量のモデル計算による推定値と観測値との比較

期間に亘る総降雨量を推定するものである。しかし、その基礎となる歴史時代の水位や天候のデータは古文書等の資料から復元されたものであるため、近年の観測データとは異なり入力データ自体が大きな誤差を含む場合も少なくない。ここでは、入力データの誤差がモデルの推定精度に及ぼす影響を評価するため、迎水位、ピーク水位（最終水位）、及び降水単位の各要素を様々に変化させて近年洪水にモデルを適用し、得られた推定 30 日雨量を比較した。対象洪水やその他の条件は 3.3.1 と同様である。

まず迎水位、ピーク水位のデータをそれぞれ、 -30cm 、 -10cm 、 $+10\text{cm}$ 、 $+30\text{cm}$ だけ変化させ、得られた推定値をもとの推定値と比較した。その結果を図 3.9 a)、b) に示す。次に降水単位については、以下の 4 通りのケースを想定し、それぞれについて降雨量推定を行った。

ハイレト既知 …… ハイレトグラフの形状が既知としたケース。日降水量に比例した降水単位を割り付ける。

もとのモデル …… 3.3.1 で用いたモデル。降雨を 3 段階とし、 $1:2:5$ の降水単位を割り付ける。

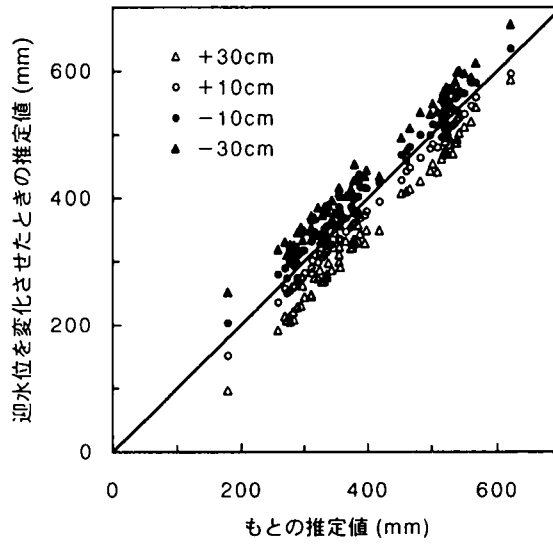
降雨の有無のみ既知 …… 降雨の有無は既知であるが、その強さ等の情報は得られないとしたケース。
日降水量 0.5mm 以上の日に 1、 0.5mm 未満の日に 0 を割り付ける。

ハイレト未知 …… 降雨の有無も不明としたケース。毎日に一律 1 を割り付ける。

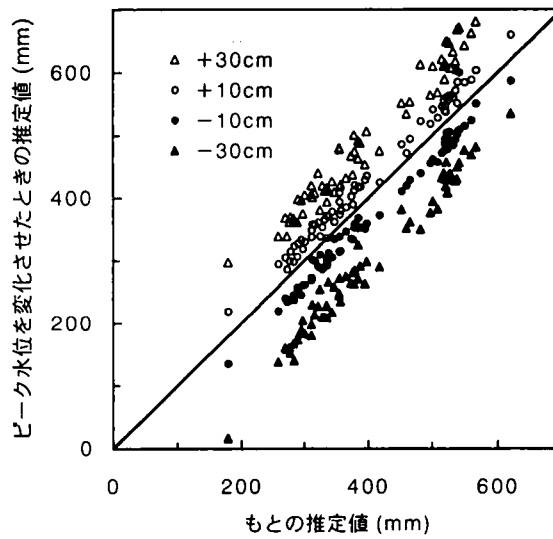
ハイレト既知のケースについての推定値と他の各ケースの推定値とを比較したものを図 3.9 c) に示す。

以上を整理し、上記各ケースについて、推定値のもとの推定値（但し、c) ではハイレト既知のケースでの推定値）からの変化量を取り、近年 67 洪水に対する平均値と平方根 2 乗平均値を計算した。その結果を表 3.4 に示す。a)、b) より、降雨量の推定値は迎水位に対して負、ピーク水位に対して正の応答関係を有していることがわかる。また c) より、降雨波形に関する情報が完全に与えられるハイレト既知のケースから、情報量が少なく降雨の集中度を考慮しないケースになると、推定値が大きくなる

a) 迎水位を変化させた場合



b) ピーク水位を変化させた場合



c) 降水単位の設定を変化させた場合

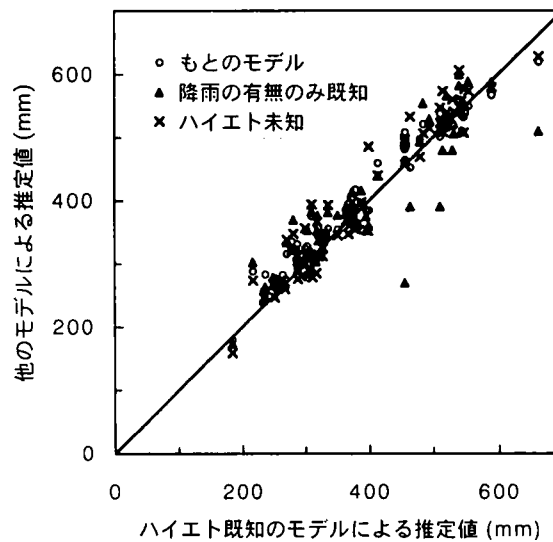


図3.9 入力データの変化に対する推定30日雨量の変化

表 3.4 流域平均 30 日雨量推定値の変化量の平均値と平方根 2 乗平均

a) 迎水位	-30cm	-10cm	+10cm	+30cm
	44.7 46.6	16.2 18.0	-16.8 17.8	-50.2 51.9
b) ピーク水位	-30cm	-10cm	+10cm	+30cm
	-103.3 105.1	-33.9 35.3	31.3 33.1	92.0 94.4
c) 降水単位	もとのモデル	降雨の有無のみ	ハイレト未知	
	13.0 26.4	6.6 47.6	12.7 33.2	

上段：変化量の平均値 (mm)

下段：平方根 2 乗平均 (mm)

傾向のあることが読みとれる。但し、特に降雨の有無のみ既知としたケースにおいて推定値が非常に小さくなる場合があるが、これには本研究で流域の流出モデルとして性質の大きく異なる 2 つのモデルを併用したことが関係していると推測される。即ち、本モデルでは一律に流出流量 $600\text{m}^3/\text{s}$ 以上で洪水時モデルに切り替えるよう設定したため、降雨パターンを変化させることで洪水時モデルの適用される期間が大きく変化する場合があります、その場合には同一の水位の入力に対しても総降雨量の推定値は大きく変動し得ると考えられるからである。こうした降雨波形の入力に対する不安定性の改善は今後の検討課題である。

入力データの 3 要素を比較すると、ピーク水位が推定値の変動に及ぼす影響が最も大きく、正確なピーク水位の復元が信頼性の高い降雨量推定を行う上で重要であるといえる。他方、迎水位は推定値への影響が比較的小さく、特に大規模洪水に対しては、迎水位を常水位で代用したときの誤差はさほど大きくないものと考えられる。

3.4 月降水量の復元

3.2 で提示した手法は、水位データと天候記録が得られれば洪水期でなくとも適用可能である。膳所藩史料には洪水期以外についても月一回の水位観測記録が記されているため(表1.4)、これを 3.2 のモデルに導入し、第 2 章で収集した天候記録を用いて歴史時代の月毎の降雨量を復元した。その結果が図 3.10 である。但し、このモデルでは積雪・融雪の過程がモデル化されていないため、冬季には適用できない。それ故、11~4 月は除外し、無雪期(5~10 月)についてのみ復元を行った。ここで、膳所藩の水位観測は原則として毎月旧暦の 15 日であるため、復元した降雨量の月界は必ずしも新暦に換算した場合の月界と一致していない。

さらにこの結果を用いて、夏季(7~9 月)3 カ月間降雨量の経年変化を表したものが図 3.11 である。1874 年以降については、鳥居川量水標の毎月 15 日の水位データを用いて同様の手法により月毎に流域平均降雨量を計算し、7~9 月の 3 カ月を合計した。図中で 3 カ月降雨量が最も大きかった年は 1896 年(明

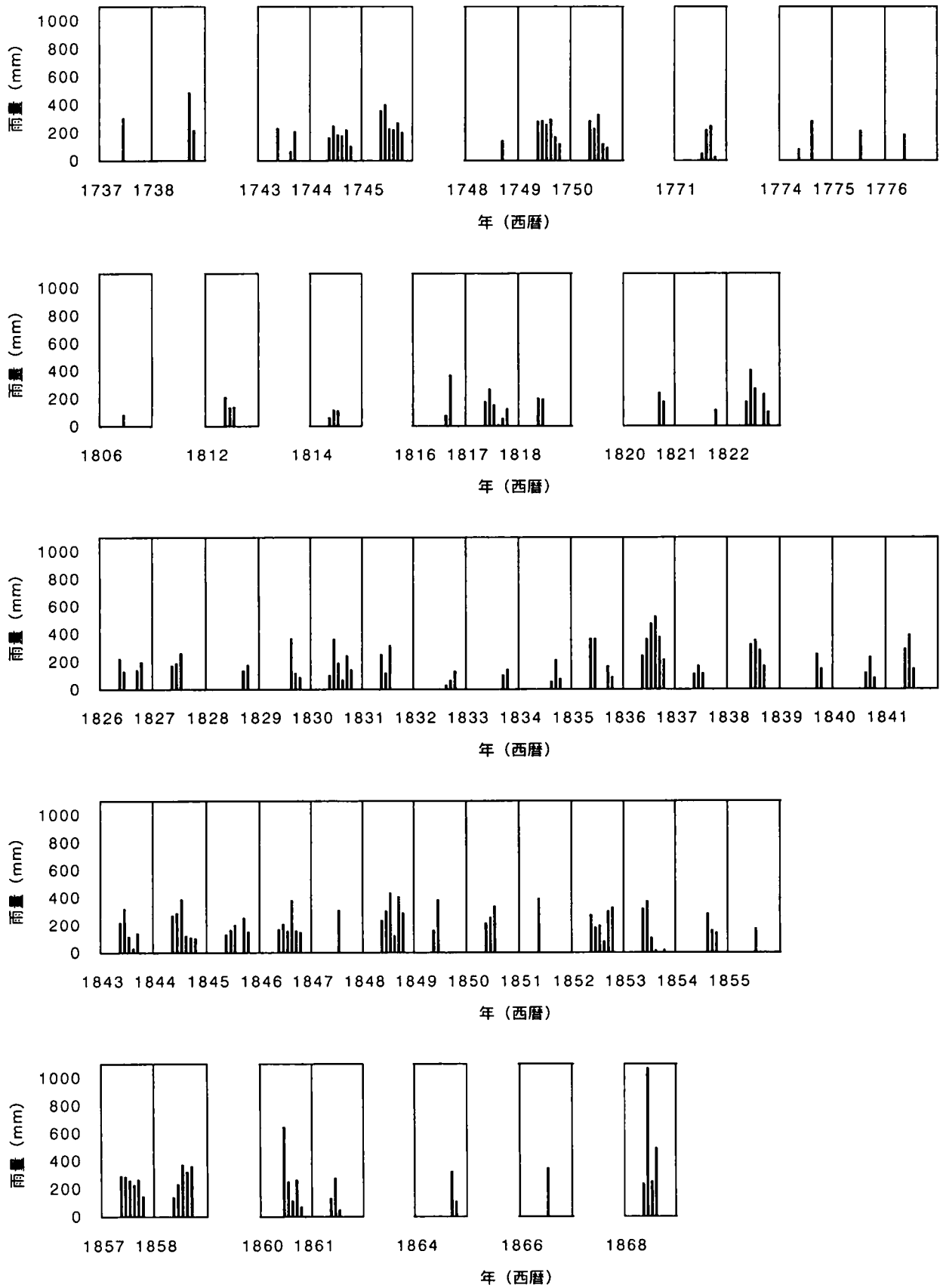


図3.10 歴史時代の月降水量の復元

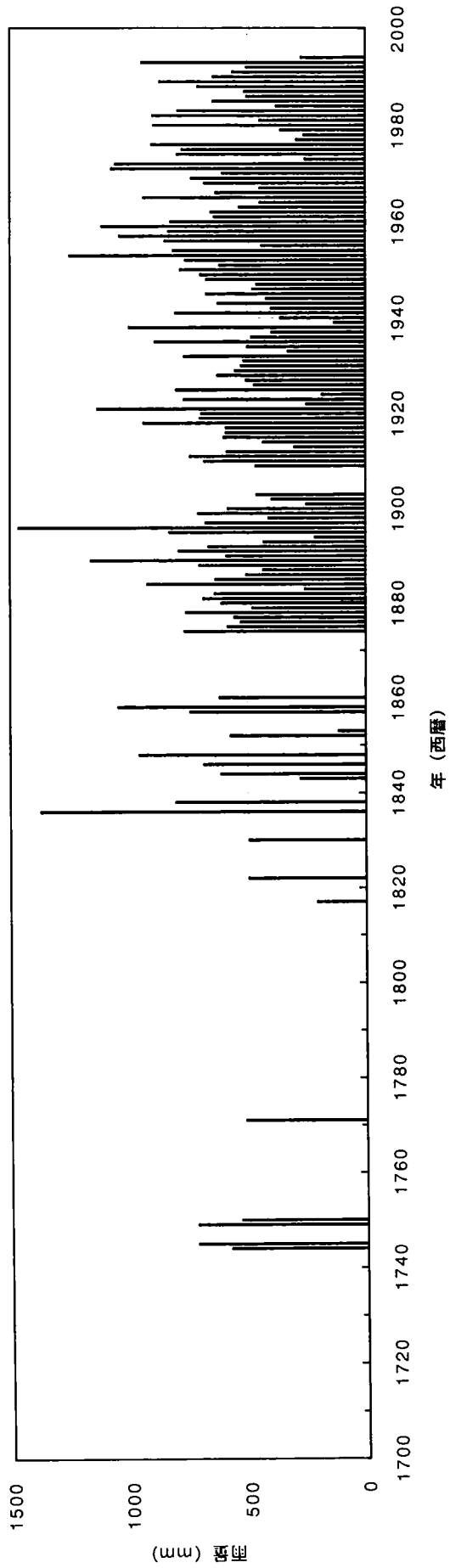


图3.11 推定7~9月流域平均総降雨量

治 29) であり、この年は夏からの多雨傾向に加えて9月上旬の台風に伴う豪雨により湖水位は急激に上昇し、一時は4mにも達する未曾有の大洪水が生じた年として知られている。また、冷夏で大飢饉が各地で発生した年とされる天保7年(1836)もこれに匹敵する降雨量が推定されているが、この年は1896年ほどの極端な水位上昇の記録はないことから、集中豪雨というよりも長雨が夏季に長期間降り続いた様子が窺える。

歴史時代において3カ月間に亘り水位記録と天候記録の両方が連続するケースは限られているため、このグラフにはデータの欠落が非常に多い。図中では欠落になっているが、琵琶湖で1896年に次ぐ大洪水が発生した明治元年(1868)も上記2例に近い降雨量であったと思われる。また、2.6でも触れた大旱魃の年であった嘉永6年(1853)は図3.11でも極端な少雨になっており、この年は過去約300年間のデータのある年の中で3カ月降雨量が最も小さい。

3.5 小 結

本章では、まず歴史時代における琵琶湖の水理を考える上で極めて重要な瀬田川疏通能力の時代による変遷について考察した後、第1章で整理した琵琶湖水位データと第2章で収集した流域各地の天候記録を用いて流入-貯留-流出の連続関係から歴史時代の流域平均降雨量を逆算するモデルを提示した。そしてそのモデルを江戸時代後期(享保年間以降)に適用し、洪水期間の流域平均総降雨量や月単位の流域平均降雨量の復元を試みた。また、観測データの整備された近年の洪水にもモデルを適用し、その推定精度を検証した。

観測時代の67洪水に本モデルを適用したところ、推定値と観測値との相関係数は0.95で、特に大規模洪水について再現性が良好であった。但し、これは入力データとなる水位及び毎日の天気が正確に与えられている場合の結果であり、実際に歴史時代に適用する場合には、モデル計算の過程で生ずる誤差に加えて入力データ自体に含まれる誤差も考慮する必要がある。そこで次に、入力データとなる迎水位、ピーク水位及び降水単位の与え方を様々に変化させ、それにより30日間降雨量の推定値がどのような影響を受けるかを同じ67洪水について検討した。その結果、ピーク水位データの信頼性がモデルの推定精度にとって最も重要であることが示された。第1章での考察から、歴史時代における水位の推定誤差は、特に多くの水位記録の残る幾つかの大規模洪水で数cm以下、定水杭による水位観測記録に基づく場合には数~十数cm程度、水位記録の信頼性が低い場合には数十cm程度と見積もられた。ピーク水位にそうした誤差が含まれているものとするれば、迎水位やその他の誤差要因も考慮すると、3.3の結果から30日降雨量の推定誤差は30~200mm程度になるものと推測される。

本章の降雨量復元の目的は、歴史時代のデータを近年の測器データに追加して洪水頻度分析に導入し、確率分布モデルの標本数を増加させることにあった。しかし、上記の様な誤差を含む標本が追加されることにより、逆に同定された母数や確率水文量の信頼性が低下する可能性も当然考えられる。この問題については第5章でMonte Carloシミュレーションにより検討する。だがその前に、次章では樹木年輪資料から歴史時代の気候復元を行い、本章や前章の古記録による再現結果とのクロスチェックを行う。

第4章 樹木年輪を用いた気候変動の再現

本章では、琵琶湖周辺に生育する樹木の年輪から過去の気候変化を再現する手法について検討する。樹木年輪は、堆積物や氷床コア等と並び、観測測器によるデータが得られない時代における気候や周辺環境の変動を復元するための資料として広く用いられている。年輪を数えることで比較的容易に正確な年代が決定でき、しかも環境変化が1年単位で推定可能であることが樹木年輪資料の大きな利点である。

温帯地域においては、通常樹木は毎年春の始めに成長を開始し、夏の終わりには休止する。樹木の幹には、春先から夏の初めにかけては成長が大きく密度の小さい早材(春材)が、夏に入ると成長が鈍り密度を増した晩材(秋材)が形成される。この早材と晩材の組が年輪であり、これは1年1層ずつ外側に向けて形成されていく。一見早材と晩材の単調な繰り返しに過ぎない年輪であるが、詳細に見ればその幅に広狭の変動のあることが分かる。これは樹木の生長に影響を及ぼす周辺環境が年毎に変動しているためである。

樹木は光合成によって生長する。光合成は、太陽光・二酸化炭素・水の三要素に加え、主に気温が支配する葉緑素の活性に左右される。それ故、樹木の生長は生育する地域の気候条件に大きく影響され、気候条件の共通する地域内であれば異なる個体間で年輪幅が共通の変動傾向を示すことが期待される。この性質を利用し、年輪幅の変動パターンを相互に照合(crossdating)することによってその年輪の形成された年代を求め、遺跡や建築物等の年代決定に応用することを目的とした学問分野が年輪年代学(dendrochronology)であり、一方年代が既知の年輪からその年輪が形成される背景となった気候環境を読み取ることが目的とした学問分野が年輪気候学(dendroclimatology)である。

樹木年輪から気候環境を復元するためには、樹木の生長を決定づける気候因子が少数で、両者の関係が単純なモデルで説明されることが必要である。それ故、年輪気候学の手法は、ある季節の降水量や気温がそのまま樹木生長の制限要因となる乾燥地域や寒冷地域に適し、アリゾナなど北米の乾燥地域やヨーロッパのアルプス地域において発展を遂げてきた。これに対し、気候が比較的温和で地形が複雑な日本では、広域的な気候要因よりも気候以外の局地的・個別的要因が樹木の生長に強く影響する場合が多く、樹木年輪から広い地域に共通の変動傾向を見出すことは難しいと従来考えられてきた。そのため、幾つかの先駆的な研究は見られるものの、年輪研究が一個の学問体系として大成する迄にはなかなか至らなかった。しかし近年になり、遺跡から柱根、木簡といった木製遺物が相次いで出土するという背景もあって、主として考古学の分野から樹木年輪の利用が見直されるようになり、幾つかの樹種について年輪年代学の基礎となる暦年標準パターン(master chronology)が確立されるなど、日本においても年輪研究は漸くその体系を整えつつある。さらに年輪幅ばかりでなく、年輪中の元素組成や同位体組成($\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 等)、年輪密度等を用いた分析も盛んに行われる様になり^{39),40),41),42)}、その目的も年代決定や気候復元の他、大気汚染や酸性雨といった環境因子を評価する指標としても利用されるなど、幅広い分野で注目され研究が進められてきている。

本章では、前章まで主に古記録を用いて検討してきた琵琶湖の歴史的水文・気候環境を自然科学的資料により客観的に検証する目的で、琵琶湖南岸の2箇所の地域から採取したヒノキ標本より年輪幅及

び安定炭素同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$) を測定し、それらのデータにより琵琶湖流域における 18 世紀以降の気候環境の再現を試みる。そして古記録による再現結果との照合を行う。

4.1 年輪幅と気候要素との相関

まず、樹木年輪試料から得られる最も基本的な情報である年輪幅に着目し、その気候との関連性について検討する。樹木の生長は、その地域の気候条件に加え、樹木周辺の地形や土壌、隣接する樹木の伐採・倒木といった局所的・個別的な要因や、樹木自体の樹齢による生長特性の変化等、数多くの要因が複雑に影響しあって決定される。それ故、まず測定した年輪幅のデータからこれら局所的・個別的な要因を可能な限り除去し、気候要因による影響のみを抽出する操作が必要になる。そのためには、年輪幅時系列からその個体特有の生長量の傾向的変動を除去し(基準化)、さらに同一地域に属する多数の個体を平均することによってその地域を代表する典型的な年輪幅変動パターンを求める。これは標準年輪幅変動曲線、或いは標準年輪パターンなどと呼ばれ、年代決定や気候復元の際に最も基礎になる時系列データである。次に、この標準年輪パターンと様々な気象データとの相関分析を行い、年輪幅と高い相関を示す気候要素を抽出する。以下にその具体的手順を述べる。

4.1.1 対象試料

本研究で使用する試料は、琵琶湖の南岸に位置する太神山(TNK と表記)、長命寺(CHM と表記)の2地域(巻頭地図 参照)から採取した。太神山は4地区、長命寺は2地区に分かれる。これら試料採取地区の詳細な位置図を図4.1に示す。それぞれの地区の概要は以下に述べる通りである。

- ・太神 A、B、C 地区 大津市上田上森町太神山、大津営林署地内の国有林である。A 地区は谷筋乃至北西に面した斜面、B 地区は尾根線上、C 地区は北東に面した斜面中腹から谷筋にかけて分布する。
- ・太神 F 地区 太神山頂近くの不動寺周辺の一帯である。峰を挟んで南北両側の緩斜面からなる。
- ・長命寺 A、B 地区 近江八幡市長命寺町、奥島山の西側斜面に位置する。A、B 地区とも大津営林署地内の国有林である。

これらの地区から採取した試料の一覧を表4.1に示す。試料数は、太神地区が38、長命寺地区が12であり、年輪数は太神地区がおよそ150~300、長命寺地区が70~80程度である。樹種はヒノキ(*Chamaecyparis obtusa*)である。

なお、本研究では全て地上高0~0.5m程度の伐根標本を使用している。一般に、年輪幅を測定する試料には胸高以上の樹幹部分が適しており、根元付近は根張りの影響で年輪形状が不整形になっているため取り扱いが難しいとされている⁴³⁾。しかし一方で、根元付近の伐根試料であれば木材伐採後の切り株から円盤標本を比較的容易に入手できるという利点がある。伐根試料であっても、多数の標本を採取しそれらを平均することで個体的特徴は相殺され、その地域の環境変動を表す共通の年輪幅変動を抽出することは可能と考えられる。

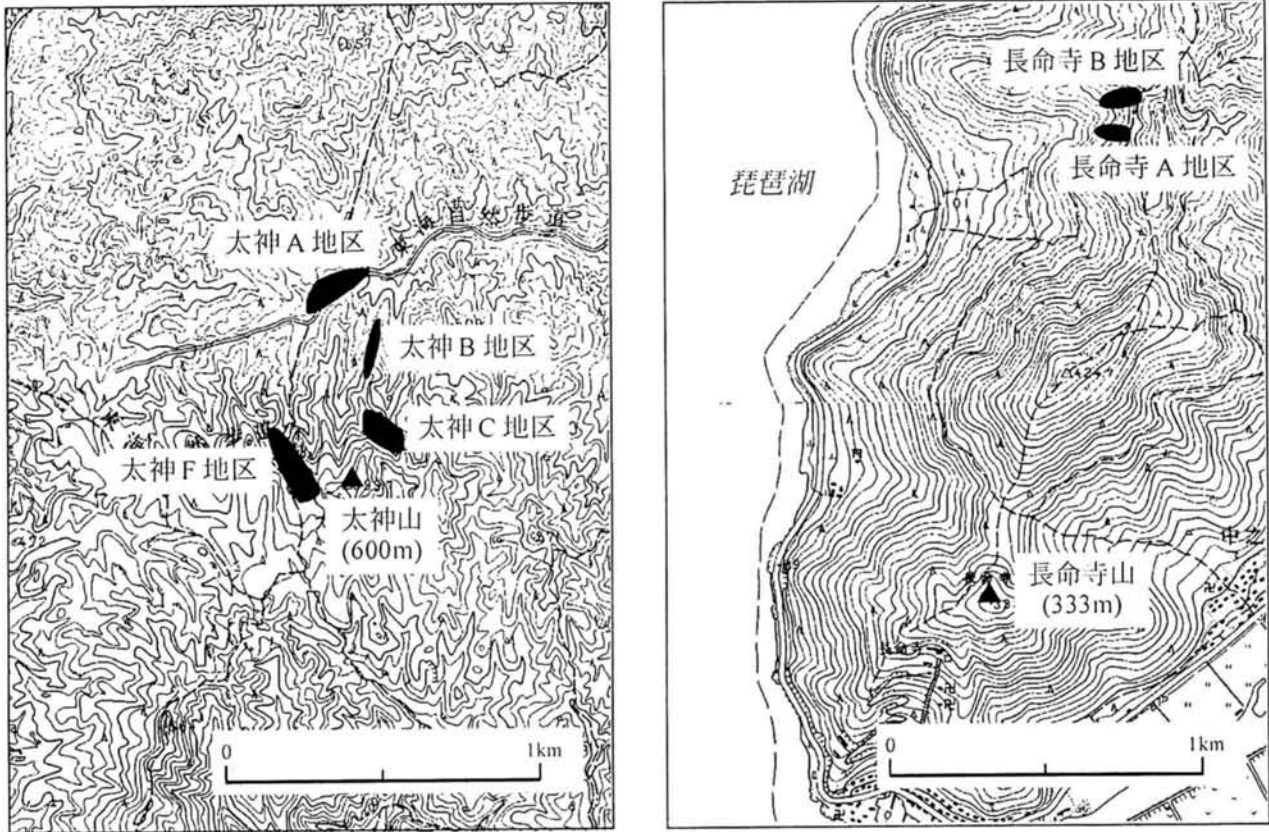


図 4.1 試料採取地区位置図

4.1.2 年輪幅の計測

現生木から試料を採取する方法としては、標本抜きとり器(生長錐)によって棒状標本を採取する方法と、本研究の様に円盤状輪切り標本(円盤標本)を採取する方法とがある。円盤標本は樹幹断面全体を観察することができるため、年輪数の計数誤りが起こりにくく、また年輪幅を測定する測線を任意に設定できるという利点がある。本研究で用いる試料は伐根試料であることから、年輪の形状は同心円状でなく、根張りによる著しい歪みを有している。そのため、年輪の全体形状を見ながら次のような原則に従って各個体につき2~4本の測線を設定することにした。

- ・ 測線は東西南北の4方位を基本とする。
- ・ 但し、年輪形状の歪みが著しい場合には、できるだけ形状の整った部分を通るように適宜方向を変更する。それが困難な場合にはその方向の測線を省略する。
- ・ 樹木の肥大生長の方向と一致するよう、年輪の接線方向に対し直交するように必要に応じて曲線状に設定する。
- ・ 相互に比較するため、各個体2本以上設定し、それらの間の角度は少なくとも45度以上開いているようにする。

表 4.1 採取試料一覧

試料名	測線数	年輪数	伐採年	樹種	備考	試料名	測線数	年輪数	伐採年	樹種	備考
TNK-A1	3	159	1994	ヒノキ	偽年輪あり?	TNK-C5	2	164	1994	ヒノキ	偽年輪あり? 偽年輪あり? 偽年輪あり? 偽年輪あり? 偽年輪あり? 偽年輪あり? 偽年輪あり? 偽年輪あり? 偽年輪あり? 偽年輪あり? 偽年輪あり? 偽年輪あり? 偽年輪あり? 偽年輪あり? 偽年輪あり? 偽年輪あり? 偽年輪あり?
TNK-A2	2	177	1994	ヒノキ		TNK-C6	2	177	1994	ヒノキ	
TNK-A3	3	163	1994	ヒノキ		TNK-C7	2	188	1994	ヒノキ	
TNK-A4	4	143	1994	ヒノキ		TNK-C8	3	179	1994	ヒノキ	
TNK-A5	2	144	1994	ヒノキ		TNK-C9	3	179	1994	ヒノキ	
TNK-A7	3	166	1994	ヒノキ		TNK-C10	2	202	1994	ヒノキ	
TNK-A8	3	164	1994	ヒノキ		TNK-F1	2	228	1993?	ヒノキ	
TNK-A10	3	171	1994	ヒノキ		TNK-F2	3	220	1993	ヒノキ	
TNK-A11	3	165	1994	ヒノキ		TNK-F3	2	153	1993?	ヒノキ	
TNK-A12	2	158	1994	ヒノキ		TNK-F4	4	135	1993	ヒノキ	
TNK-A16	3	93	?	ヒノキ		TNK-F10	2	224	1993?	ヒノキ	
TNK-A17	2	136	1994	ヒノキ		TNK-F11	2	292	1993?	ヒノキ	
TNK-A18	2	115	1994	ヒノキ		TNK-F14	2	272	1993	ヒノキ	
TNK-A21	2	170	1994	ヒノキ		CHM-A1	2	75	1994	ヒノキ	
TNK-B1	2	189	1994	ヒノキ		CHM-A4	2	77	1994	ヒノキ	
TNK-B2	3	154	1994	ヒノキ		CHM-A6	2	73	1994	ヒノキ	
TNK-B3	3	159	1994	ヒノキ		CHM-B1	2	76	1994	ヒノキ	
TNK-B4	2	164	1994	ヒノキ		CHM-B7	2	75	1994?	ヒノキ	
TNK-B5	3	176	1994	ヒノキ	CHM-B10	2	76	1994	ヒノキ		
TNK-B6	3	196	1994	ヒノキ	CHM-B13	4	75	1994	ヒノキ		
TNK-B7	2	137	1994	ヒノキ	CHM-B14	3	76	1994	ヒノキ		
TNK-C1	2	180	1994	ヒノキ	CHM-B22	4	74	1994	ヒノキ		
TNK-C2	2	182	1994	ヒノキ	CHM-B23	3	76	1994?	ヒノキ		
TNK-C3	2	177	1994	ヒノキ	CHM-B28	2	74	1994	ヒノキ		
TNK-C4	3	180	1994	ヒノキ	CHM-B30	2	67	1994	ヒノキ		

測線設定の例を図 4.2 に示す。測線を設定した試料は木工用サンダーで表面を研磨し、年輪境界が鮮明に見えるようにした。次に、読みとり中の計数間違いを防ぐため、年輪に外側から番号をうち、5層ごとに印をつけた。

準備ができた試料は、マイクロスコブ (Keyence VH-6100、図 4.3 参照) により測線に沿って 1/100～1/50mm の精度で外側から順に年輪幅を読みとった。ここで年輪幅とは、具体的には隣接する晩材外縁間の距離のことであり、毎年の早材形成開始から晩材形成終了までの生長量に相当する。年輪幅の計測値を年輪幅数値データ (略して年輪データ)、それを年代順に並べたデータの時系列を年輪幅変動パターン (年輪パターン) と称することにする⁴⁴⁾。

4.1.3 クロスデーティング

年輪を計数する際には一対の早材と晩材の組をもって 1 年分とするが、中には何らかの突発的な環境

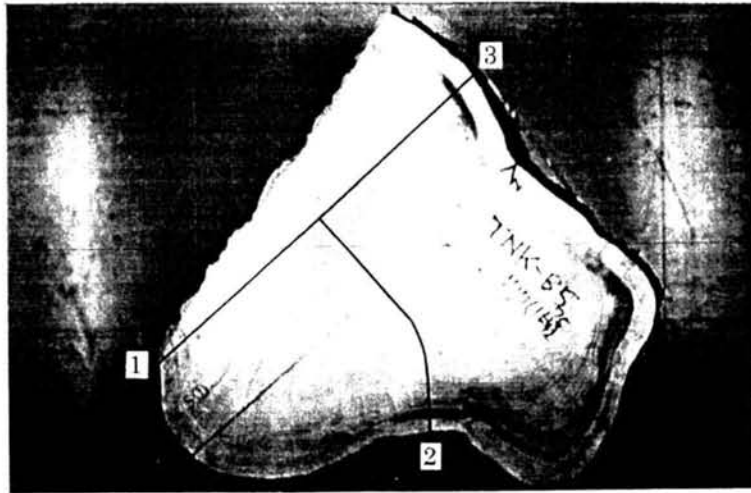


図 4.2 測線設定の例 (TNK-B5)



図 4.3 マイクロスコープ (Keyence VH-6100)

変化等により早材の中に晩材に似た細い線が入ったり (偽年輪)、逆に本来あるべき年輪が一部欠けている場合がある (欠損輪)。時には年輪が全周に亘って消失していることもある (消失輪)。これらを見落として誤って年輪を数えると、その前又は後の期間の年代が1年ずれてしまうことになる。本研究では円盤標本を用いているため、全周に亘る年輪形状が観察でき、偽年輪や欠損輪の確認は比較的容易であるが、それでも中には1年分に数えるべきかどうか判断に迷う年輪を含む試料が少なからずあった。そこで次に、これら個々の年輪パターンを年代が確実な他の年輪パターンと照合し、2つの変動パターンに年代のずれがないかを確認する。この作業をクロスデーティングといい、これにより偽年輪や欠損輪が検出できる他、伐採年が不明であったり年代が確かでない年輪パターンの年代を確定することができる。クロスデーティングの方法には、前後に比べて異常な年輪幅を示す部分を指標にしてグラフを目視で比較する方法 (スケルトンプロット法) など様々なものがあるが、本研究では相互相関係

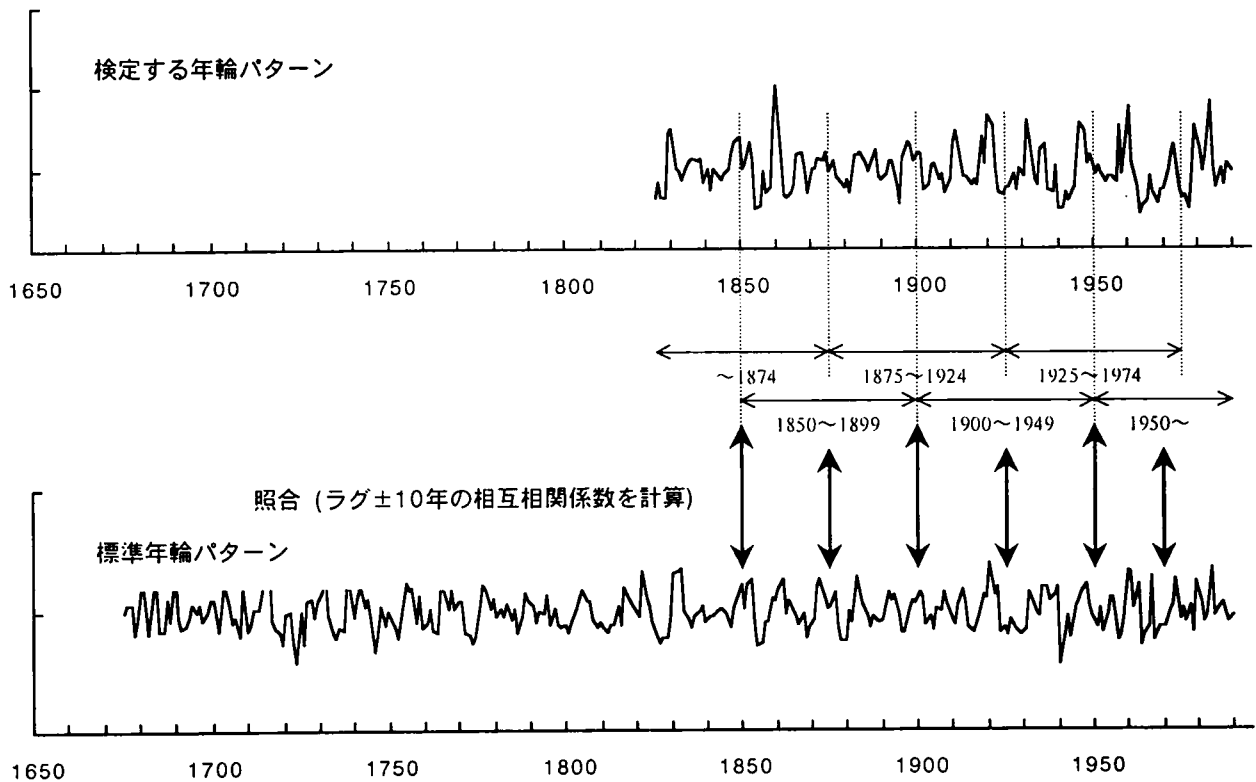


図 4.4 COFECHA プログラムによるクロスデーティングの概念図

数を用い統計的手法によって照合する。即ち、2つの年輪パターンを1年ずつずらしながら相関係数を計算していけば、2つの変動パターンが一致する時に相関係数が最大となることを利用する方法である。なお、相互相関係数を用いて照合する場合には、予め年輪パターンから長期変動成分を除去しておく必要がある。何故なら、長期変動成分には樹木固有の樹齢による生長量の変動(生長曲線)が多く含まれており、短期変動成分のみを用いた方が、変動パターンが一致した時の相互相関係数の最大値が明瞭に表れるからである。年輪パターンから生長曲線を取り除く操作を基準化(standardization)という。

本研究では、これら一連の操作をルーチン的に行う COFECHA プログラム⁴⁵⁾を利用した。このプログラムはアリゾナ大学年輪研究所⁴⁶⁾により無償で配布されており、その処理手順の概要を述べると以下のようになる。

- 1) まず、全ての年輪パターンをスプライン関数により基準化する⁴⁷⁾。ここでスプライン関数のフィルタ長は初期設定では32年であるが、状況に応じ適宜変化させることができる。
- 2) 基準化した年輪パターンを平均し、仮の標準年輪パターンを作成する。現時点では仮の標準パターンには年代の間違った試料も含まれているが、ここではそうしたものは全体の試料数に比べ少数であるため、クロスデーティングのみに用いる仮の標準パターンとしては実用上差し支えないと考えられる。
- 3) 個々の年輪パターンについて検定する区間を取り出し、2)で作成した仮の標準年輪パターンとの相互相関係数をラグ±10年の範囲で計算する。検定する区間の取り方は、初期設定では25年毎に長さ50年の区間をとる設定になっている(図4.4)。この設定は、目的・状況に応じ適宜変化させるこ

とができる。検定した区間の年代が正しければラグ0で相互相関係数が最大になると期待される。

- 4) ラグ0で相互相関係数が最大でない場合、また最大であっても相関係数が予め設定した有意水準を満たさない場合など、仮の標準年輪ハターンとの照合に何らかの問題がある試料・区間が自動的にリストアップされる。

プログラムの出力結果と年輪標本とを見比べながら、年代がずれている試料や偽年輪・欠損輪が見出されればそれらのデータを修正する。そして再びプログラムにかけ、修正を繰り返しながら気象データとの相関分析に用いる最終的なデータを得る。なお、年代が正しいことが判っている試料でも標準年輪ハターンとの相関が低く、ラグ0で相互相関係数が明確な最大値をとらないものもある。こうした試料は局地的・個別的要因の年輪幅に及ぼす影響が大きく、気候要因との相関は低くなる可能性が大きい。こうした試料も COFECHA プログラムではリストアップされるため、その出力結果を参照しながら気象データとの相関分析への使用に適していないと判断されるものは除外することにした。この結果、太神地域は31個体63測線、長命寺地域は8個体16測線となった。

ところで、本研究で用いた試料の中には、どういふ訳か1854年と1855年の年輪幅が例年の半分程度しかないものが多く含まれている。こうした試料では1854年の晩材が異常に薄いため偽年輪の可能性が疑われたが、クロスデーティングの結果、偽年輪ではなく2年分の年輪として扱うべきであることが判った。即ち、この地域には1854年と1855年の生長量が通常の前半分程度しかない樹木が多数存在するということになる。その原因ははっきりしないが、1854年は6月に伊賀上野を震央とするM7クラスの内陸地震が発生し、大津でも膳所城の高塀が倒壊した等の被害記録が残っている¹⁾。このときの大津での震度は6に近かったと推定されていることから⁴⁸⁾、地震動によって根に傷害が発生し、それによって樹木の生長が阻害されたという可能性も考えられる。この様に歴史地震の記録が樹木年輪中に残されているとすれば災害史研究の上でも興味深い⁴⁹⁾。

4.1.4 標準年輪パターンの作成

図4.5にも見られる様に、年輪幅データは、個体毎に絶対値も変動幅も時期によって大きく変化する。これは主として樹木の生長速度が樹齢によって変化するためと考えられる。気象データとの比較を行うためには、予め年輪データからこうした個体的特徴を除去しておく(基準化)必要がある。基準化の方法には、COFECHAプログラムで採用されているスプライン関数法その他、多項式法、指数式法、移動平均法といった様々なものがある。本研究では根元付近の不整形年輪が多い伐根試料を用いているため、樹齢による年輪幅変動は極めて不規則且つ個体毎の差異も大きい。よって、試料毎に柔軟に対応できる移動平均法を用いることにした。

移動平均法では、1年づつずらしながら連続する n 年間の年輪データの単純平均をとり、その値を平均をとった期間の中央の年に割り当てることによって得られる時系列データを生長曲線と考える。そして、この生長曲線を基準にして、次式により基準化を行う。

$$X_{(n)} = \frac{x}{\bar{x}_n}$$

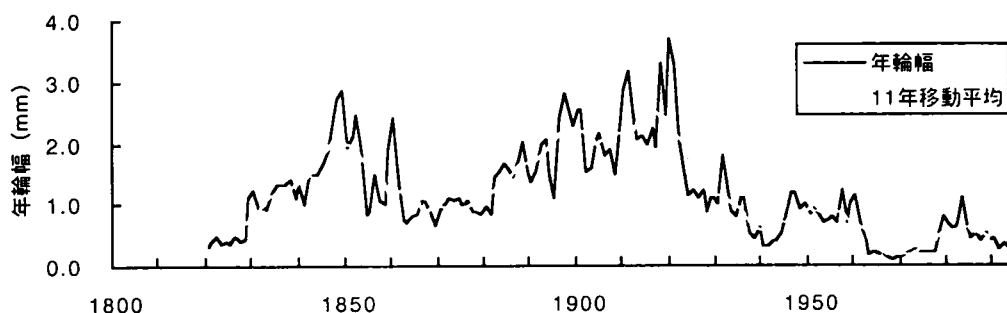


図 4.5 年輪パターングラフと生長曲線の例 (TNK-B5 測線1)

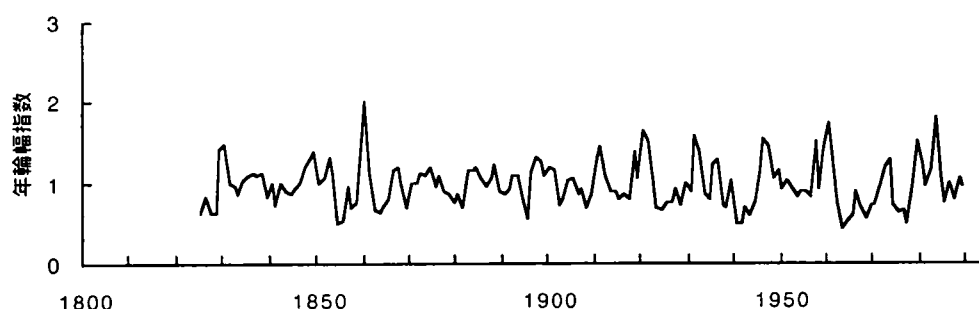


図 4.6 基準化年輪パターングラフの例 (TNK-B5 測線1)

ここに、 x は年輪幅、 \bar{x}_n は n 年間移動平均値である。基準化された年輪幅 $X_{(n)}$ は年輪幅指数 (ring index) と呼ばれる。

移動平均法による基準化の欠点は、平均をとった年数よりも長い周期の変動成分が、それが気候要因によるものであっても機械的に除去されてしまうことである⁵⁰⁾。それ故、平均をとる年数をあまりに短くすることは好ましくないが、逆に長すぎると、生長速度の急激な変化に対応しきれない場合がある。そのことも考慮し、本研究では移動平均をとる年数 n は 11 とした。なお、試みに $n = 5, 21, 41$ についても分析を行ったが、個体相互間や気象データとの相関性は結果的には何れも大きな差異は見られなかった。年輪パターングラフに生長曲線を書き加えたグラフの例を図 4.5 に、基準化年輪パターングラフの例を図 4.6 に示す。

基準化した測線毎の年輪パターンは個体毎に平均し、まず個体を代表する年輪パターンを求めた。地域を代表する標準年輪パターンはこれらをさらに平均することによって得られるが、ここで問題となるのは、どの範囲迄を同一地域と見做して平均化できるかという点である。具体的には、約 30km 離れた太神地域と長命寺地域とを同一地域と見做してよいかという問題である。そこで、太神 A、B、C、F、長命寺 A、B の 6 地区について、各地区の地区内に属する個体の年輪パターンを平均し、そうして得られた地区毎の代表パターン相互間の相関性について調べた。相関性を検定する指標としては、相関係数の他、年輪年代学では相関係数の有意性を評価するため次式による t 分布検定がよく用いられる。

$$t_0 = |r| \sqrt{\frac{N-2}{1-r^2}}$$

ここに、 r は相関係数、 N は相関係数の計算に用いた年輪数である。 t_0 は自由度($N-2$)の t 分布に従うから、帰無仮説を検定するには、 t 分布表より適当な有意水準 α における t の限界値 t_α を求める。これを基準にして、 $t_0 > t_\alpha$ であればその有意水準で帰無仮説は棄却され、相関があるという対立仮説が採択される。ヨーロッパにおける年輪年代学研究では、自由度が60以上の場合、 t_α として3.5を用いるのが一般的であり、この基準は日本においても有効であるとされている⁴⁴⁾。このときの危険率は0.1%である。

6つの地区についての代表年輪パターン相互間の相関係数及び t 値を表4.2に示す。この結果を見ると、太神地域内又は長命寺地域内で比較した場合に比べ、太神地区と長命寺地区の間で比較した場合の相関は相対的に低いことが判る。このことから、これら2箇所の地域を同一地域として扱うのは必ずしも適当でないと判断される。よって、太神地域、長命寺地域それぞれ別個に個体を平均し、2つの標準年輪パターンを求めた。それぞれの標準年輪パターングラフを図4.7に示す。

ところで、ここで一つ留意する必要があるのは、個体により年輪数がまちまちであるため、標準年輪パターンを作成するもとなった個体数は時期により異なっているということである。本研究でもそうだが、一般に時代を遡るにつれて個体数は減少し、地域の代表パターンとしての信頼性が低くなっていく可能性がある。

4.1.5 気象データとの相関分析

気候は樹木の生長を左右する最も重要な環境要因の一つであるが、その影響の仕方は樹木の生育する立地環境により様々である。一般的には、乾燥地域では降水量、高緯度寒冷地域では気温が、それぞれその地域における樹木生長の制限要因となり、年輪幅と高い相関を持つことが期待される。しかし、気温、降水量ともに樹木の生長にとって比較的恵まれた環境にある上、地形が複雑で種々の自然災害の多発する日本では、樹木生長は気候以外の要因からも大きな影響を受け、気候要因との関係は多様且つ複雑である。過去の研究でも、地域により、降水量が最も決定的な気候要素となる場合、最高気温が年輪変動と高い相関を示す場合、気温と降水量のみならず風が生長に大きな影響を及ぼす場合など、様々なケースが報告されている⁵¹⁾。ここでは、気温、降水量及び降水日数について、4.1.4で得られた標準年輪パターンと観測データとの相関分析を行い、太神地域及び長命寺地域の年輪生長を決定づける気候要素について検討する。

a) 使用気象データ

標準年輪パターンと比較する気象データには、太神地域に対しては大津の月降水量及び月平均気温データを用いた。長命寺地域に対しては、近江八幡が最寄りの観測地点であるが観測期間が短いため、約20km離れている彦根の観測データを用いることにした。降水日数データは、日降水量データから1mm以上の降水のあった日数を月毎に集計することによって得た。データの期間は、大津の降水量データが1896年から1994年の99年間、降水日数データが1892年から1995年迄の1年間の欠測を含む

表 4.2 地区代表パターン相互間の相関

	TNK-A	TNK-B	TNK-C	TNK-F	CHM-A
TNK-B	0.59 9.12				
TNK-C	0.50 7.18	0.57 9.36			
TNK-F	0.59 9.13	0.59 9.85	0.52 8.41		
CHM-A	0.26 2.17	0.47 4.25	0.42 3.68	0.26 2.15	
CHM-B	0.35 3.03	0.39 3.44	0.32 2.71	0.45 3.99	0.62 6.24

(上段：相関係数、下段： t 値)

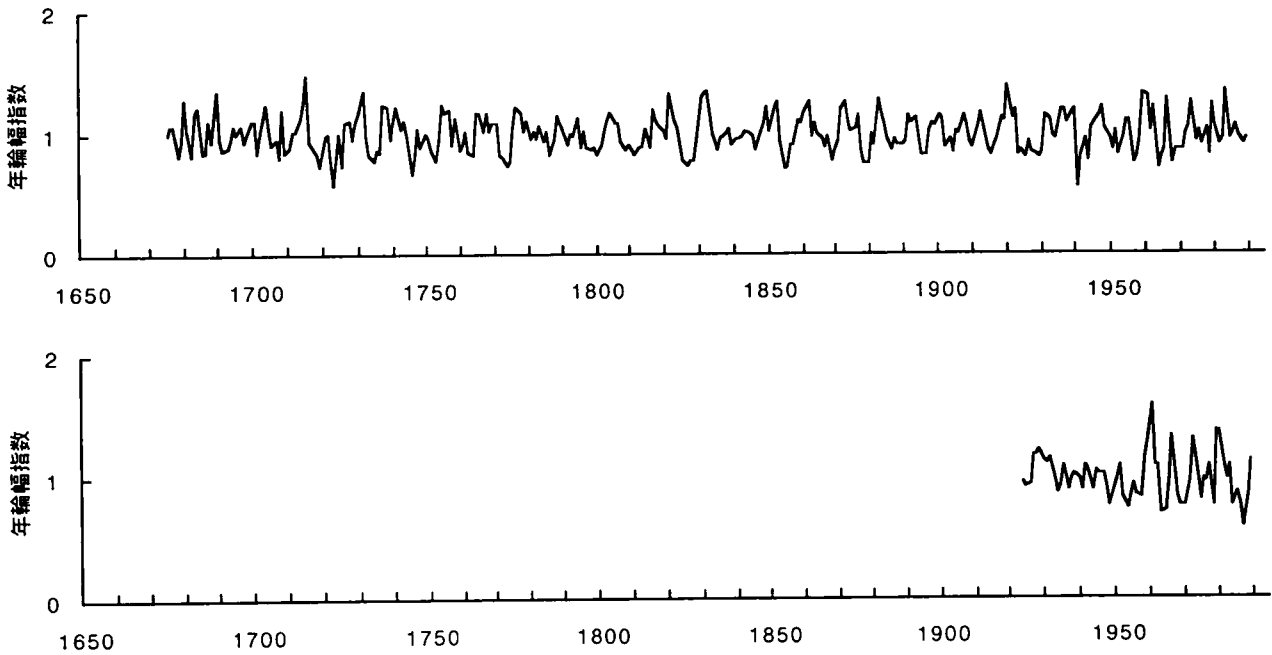


図 4.7 標準年輪パターングラフ

104 年間、気温データが 1906 年 6 月から 1994 年の 88 年 7 カ月間であり、彦根の観測データは何れも 1894 年以降の 102 年間である。

b) 気温との相関

年輪データと月単位の様々な期間平均気温との相関係数及び t 値を計算した結果が表 4.3 a)、表 4.4 a) である。これらの表では、最上段に 12 カ月の月別平均気温との相関係数及び t 値、第 2 段には 1~2 月、2~3 月、等の 12 通りの 2 カ月間の平均気温との相関係数及び t 値を示し、同様に 3 カ月間平均気温

表4.3 年輪幅指数と各気候要素との相関(太神地域)

	1月～	2月～	3月～	4月～	5月～	6月～	7月～	8月～	9月～	10月～	11月～	12月～
a)												
1カ月	0.12	0.32	0.23	0.21	0.02	-0.08	0.01	0.20	0.10	0.16	0.05	-0.10
平均気温	1.08	3.08	2.13	1.93	0.16	0.70	0.12	1.83	0.93	1.48	0.41	0.86
2カ月	0.26	0.33	0.27	0.15	-0.04	-0.04	0.11	0.17	0.15	0.11	-0.03	-0.15
平均気温	2.44	3.16	2.51	1.34	0.34	0.32	1.04	1.57	1.42	1.05	0.26	1.41
3カ月	0.29	0.33	0.21	0.08	-0.02	0.06	0.13	0.19	0.13	0.05	-0.10	-0.14
平均気温	2.76	3.22	1.97	0.73	0.18	0.50	1.17	1.78	1.19	0.42	0.88	1.25
b)												
1カ月	0.17	0.04	0.03	0.09	-0.18	-0.20	-0.13	0.04	-0.03	0.03	0.04	0.10
降水量	1.69	0.34	0.29	0.86	1.79	1.98	1.30	0.37	0.26	0.32	0.34	0.98
2カ月	0.13	0.04	0.09	-0.08	-0.25	-0.24	-0.08	0.01	-0.01	0.05	0.08	0.06
降水量	1.26	0.42	0.83	0.76	2.49	2.42	0.79	0.05	0.05	0.44	0.81	0.59
3カ月	0.12	0.09	-0.05	-0.20	-0.27	-0.19	-0.08	0.02	0.01	0.08	0.07	-0.05
降水量	1.13	0.86	0.52	2.00	2.70	1.87	0.77	0.18	0.06	0.77	0.68	0.46
c)												
1カ月	0.05	0.12	-0.01	0.25	-0.10	-0.13	-0.16	0.01	0.00	-0.02	0.01	0.00
降水日数	0.45	1.18	0.10	2.54	0.99	1.26	1.59	0.06	0.04	0.24	0.13	0.03
2カ月	0.11	0.08	0.16	0.10	-0.16	-0.23	-0.13	0.00	-0.02	-0.01	0.01	0.00
降水日数	1.07	0.78	1.58	0.93	1.54	2.28	1.26	0.02	0.19	0.10	0.10	0.05
3カ月	0.09	0.20	0.07	-0.01	-0.24	-0.19	-0.11	-0.01	-0.01	-0.01	0.00	-0.08
降水日数	0.89	1.96	0.70	0.14	2.37	1.87	1.08	0.11	0.10	0.07	0.01	0.73

(上段：相関係数、下段：t 値)

表4.4 年輪幅指数と各気候要素との相関(長命寺地域)

	1月～	2月～	3月～	4月～	5月～	6月～	7月～	8月～	9月～	10月～	11月～	12月～
a)												
1カ月	0.16	0.33	0.38	-0.07	-0.17	-0.05	-0.01	-0.14	0.00	0.20	0.18	-0.11
平均気温	1.32	2.84	3.32	0.57	1.37	0.40	0.12	1.15	0.02	1.64	1.48	0.88
2カ月	0.28	0.42	0.20	-0.14	-0.14	-0.04	-0.09	-0.08	0.11	0.22	0.04	-0.23
平均気温	2.38	3.75	1.66	1.13	1.17	0.30	0.69	0.65	0.89	1.85	0.28	1.90
3カ月	0.38	0.30	0.10	-0.14	-0.11	-0.09	-0.07	0.03	0.17	0.10	-0.11	-0.22
平均気温	3.29	2.56	0.80	1.16	0.87	0.75	0.55	0.22	1.38	0.84	0.87	1.81
b)												
1カ月	0.27	-0.04	-0.03	0.14	0.09	-0.13	-0.22	0.27	0.14	0.13	0.24	0.13
降水量	2.30	0.29	0.24	1.17	0.75	1.05	1.78	2.30	1.14	1.04	1.99	1.08
2カ月	0.18	-0.05	0.09	0.17	-0.06	-0.23	0.00	0.26	0.21	0.22	0.24	0.26
降水量	1.47	0.37	0.71	1.38	0.52	1.94	0.01	2.14	1.73	1.85	1.98	2.16
3カ月	0.13	0.06	0.13	-0.02	-0.18	-0.08	0.07	0.30	0.27	0.24	0.32	0.19
降水量	1.03	0.46	1.03	0.12	1.48	0.63	0.59	2.56	2.28	2.00	2.76	1.54
c)												
1カ月	0.15	-0.12	-0.11	0.22	0.10	-0.11	-0.10	0.17	0.18	-0.05	0.13	0.19
降水日数	1.26	0.98	0.85	1.80	0.79	0.87	0.79	1.36	1.49	0.42	1.03	1.58
2カ月	0.04	-0.16	0.08	0.24	-0.02	-0.15	0.05	0.24	0.10	0.06	0.21	0.28
降水日数	0.34	1.30	0.65	1.99	0.12	1.22	0.40	2.02	0.84	0.48	1.75	2.31
3カ月	-0.02	0.00	0.12	0.10	-0.07	-0.02	0.14	0.18	0.16	0.16	0.28	0.21
降水日数	0.18	0.03	1.01	0.80	0.56	0.18	1.11	1.46	1.28	1.35	2.32	1.70

(上段：相関係数、下段：t 値)

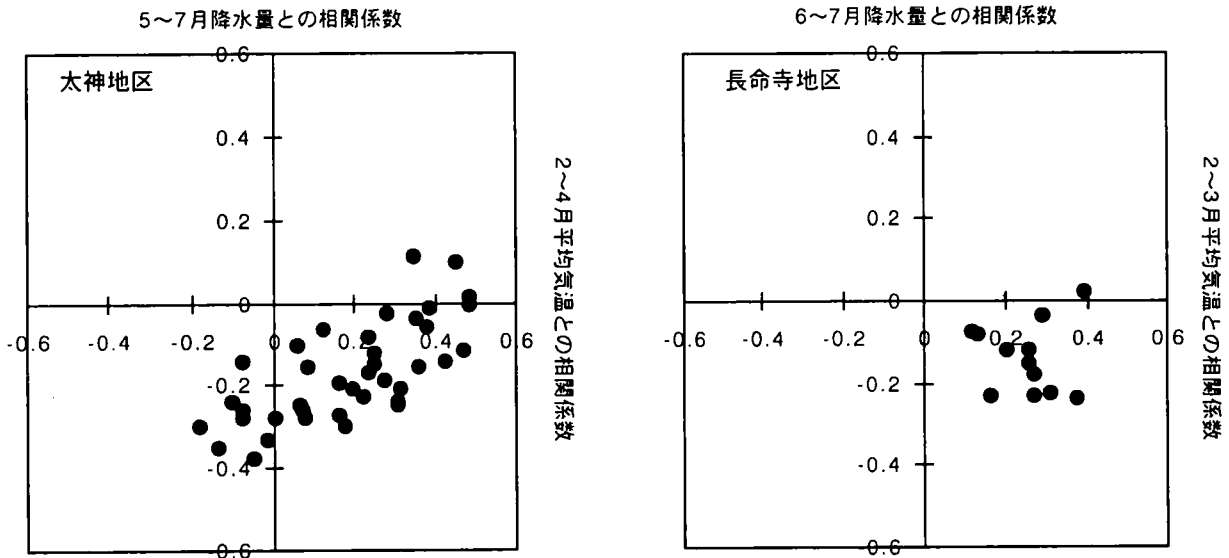


図 4.8 個体毎の年輪幅指数と気温及び降水量との相関係数

まで計算し示した。なお、相関の計算は6カ月間平均気温まで行った。その結果、相関係数及び*t*値が最も大きいのは、太神地域については2~4月の3カ月平均気温(相関係数0.33、*t*値3.16)、長命寺地域については2~3月の2カ月平均気温(相関係数0.42、*t*値3.75)であった。

ヒノキは、通常5月初旬頃から急激に肥大生長を開始し、6月下旬には既に年間生長量の60~70%の生長を完了する。そして7月になると生長速度が鈍り始めて晩材形成期に入り、9月には晩材の形成もほぼ終わり生長を停止する。従って、年輪幅の大部分は5月から7月の2カ月余の間に形成されることになる。早材の生長開始に必要な条件は平均気温が15℃に達することであるとされている⁵²⁾ことから、春先の気温はその年の生長開始の時期に決定的な影響を与えられ、この時期の平均気温と年輪幅が正の相関関係にあるという計算結果とよく符合している。

c) 降水量及び降水日数との相関

降水量と降水日数についても月平均気温と同様に6カ月迄の期間合計値を求め、それぞれ年輪データとの相関係数及び*t*値を計算した(表4.3 b)、c)、表4.4 b)、c))。降水量について見ると、最も相関係数の絶対値及び*t*値が大きくなるのは太神地域については5~7月の3カ月降水量(相関係数-0.25、*t*値2.49)であり、ここでは相関係数は負の値となっている。長命寺地域については6~7月降水量(相関係数-0.23、*t*値1.94)の他、8~1月の6カ月降水量(相関係数0.39、*t*値3.38)との相関が高かった。降水日数については、上に述べた降水量と対応する期間の他に、両地区とも4月降水日数との間に高い相関を示した。

降水量は樹木の生長に不可欠な土壌水分を供給する重要な気候要素であり、豊富な降水量は通常は樹木の生長を促進する効果をもたらすが、必要以上に土壌水分が増加すると却って生長を阻害する場合もあるといわれている。5~7月は梅雨期と重なりもともと土壌水分は十分にあるため、この時期の降水は、土壌水分補給によるプラス要因としてより、寧ろ早材形成期に日照不足をもたらすマイナス

要因として作用すると考えれば、年輪幅ととの間の逆相関関係が理解できる。

以上、太神、長命寺両地域に共通して年輪幅と相関をもつ気候要素として、早春(太神地域では2~4月、長命寺地域では2~3月)の気温と初夏(太神地域では5~7月、長命寺地域では6~7月)の降水量(又は降水日数)が見出された。図4.8は、2~4月(長命寺地域は2~3月)平均気温との相関係数を横軸に、5~7月(長命寺地域は6~7月)降水量との相関係数を縦軸にとり、両者の関係を個体毎にプロットしたものである。これらのグラフから、上記2つの気候要素と相関をもつ点は全ての個体で共通するものの、特に太神地域については、気温と高い相関を示すものから降水量との相関が高いもの、両者の中間的なものまで、気候要素との相関係数はかなり広い範囲に分布している様子を読み取ることができ、同一地域内であっても影響を受けやすい気候要素は個体によって差があることが判る。その個体近傍の地形や土壌といった局所的な条件の違いが反映されているものと思われる。

4.2 安定炭素同位体比と気候要素との相関

前節では、太神地域及び長命寺地域に共通して年輪幅と相関のある気候要素として、早春(2~4月又は2~3月)の気温と初夏(5~7月又は6~7月)の降水量が見出された。しかし、この地域の樹木生長が主としてこれら2つの気候要素で説明されるものとすれば、本章の目的である気候要素の再現という観点からするならば、年輪幅という1つの説明変数に対して目的変数となる気候要素は2つとなり、それぞれの気候要素の変動を推定するのは通常不可能である。だが、もしここで年輪幅とは別に何かもう一つの時系列データが得られ、それが上記2つの気候要素と相関を持つものであれば、説明変数は2つとなり、それぞれの気候要素を説明する関係式を導くことが可能となる。そうした観点から、本節では樹木年輪から得られる年輪幅以外の情報として年輪セルロース中の安定炭素同位体比($\delta^{13}\text{C}$)に着目し、その気候要素との関連性について分析を試みた。

セルロースは木材を構成する最も主要な化学成分であり、年輪形成時に樹木の細胞壁として合成され、年輪間を移動しない。従って、高い時間分解能を持ち、古環境解析のための試料として適している。また、樹木は光合成の過程で質量数の小さい炭素を選択的に固定することが知られているが、その分別を左右する樹木の生理条件⁵³⁾は日照、湿度といった気象条件に大きく依存し、樹木の水利用効率とも関係することが多くの研究により報告されている^{54),55),56),57),58)}。これらのことから、樹木年輪の炭素同位体比が年輪形成当時の気候条件を反映していることは十分予想される。

4.2.1 植物の同位体分別作用

自然界に存在する炭素は、質量数の違いに応じて、 ^{12}C や ^{13}C などの種類があり、存在量の約99%は ^{12}C で占められる。元素の同位体組成を表すとき、通常、酸素では $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 、炭素では $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ といった具合に、最も存在度の大きい同位体に対する、対象とする同位体の比で表す。しかし、本研究の様に同位体比の変動を問題にする場合は、同位体比の絶対値よりも、各元素ごとに定められた国際標準物質

を用い、標準物質の同位体比からの試料の同位体比の千分偏差を示すのが普通である。 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ の炭素同位体比の場合、 $\delta^{13}\text{C}$ と表し、標準物質としてPDB (Peedee 層のベレムナイト化石)を用いて次式から求める。

$$\delta^{13}\text{C} = \left\{ \frac{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{sample}}}{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{standard}}} - 1 \right\} \times 1000 \quad (\text{‰})$$

$\delta^{13}\text{C}$ の値は、試料の同位体比が標準物質のそれより大きければ正の値を、小さければ負の値をとる。 $\delta^{13}\text{C}$ が0‰ということは、試料の同位体比が標準試料のそれに一致していることを意味する。

植物は光合成の過程で ^{13}C より ^{12}C を選択的に固定し、大気中の ^{13}C 濃度に比べ、木材に含まれる ^{13}C は2%近く低くなっている。これを植物の同位体分別作用という。植物は光合成過程の違いからC3植物とC4植物とに分類され、同位体分別の機構もそれぞれ異なる。本研究で測定対象としているヒノキはC3植物に属する。

Farquhar *et al.*⁵⁹⁾は、C3植物の $\delta^{13}\text{C}$ 値は大気と細胞内の CO_2 分圧の比と大気中 CO_2 の $\delta^{13}\text{C}$ によって決定されるとして、次式を提案した。

$$\begin{aligned} \delta^{13}\text{C} &= \delta^{13}\text{C}_a - a - (b - a) C_i / C_a \\ C_i &= C_a - A / g \end{aligned} \quad (4.1)$$

ここに、 a は大気中での $^{12}\text{CO}_2$ と $^{13}\text{CO}_2$ の拡散の違いによる同位体分別を示す定数、 b は光合成の炭酸還元作用する酵素による同位体分別を示す定数、 C_a 、 C_i はそれぞれ大気と気孔内の CO_2 濃度、 A は光合成速度、 g は気孔内の大気と細胞の境界における CO_2 拡散のコンダクタンスである。

この式によれば、例えば光合成速度 A の値が大きいき、 C_i/C_a は小さくなり、植物中の炭素同位体比は大気中のそれに近づき $\delta^{13}\text{C}$ は大きくなる。 A や g の値は日照、湿度といった気象条件によって変化することから、樹木に固定される炭素の同位体比もこれら気象条件に影響されると予想される。

4.2.2 炭素同位体比の測定

木材には様々な成分が含まれているが、主成分はセルロース(α -セルロース)、ヘミセルロース、リグニンの3種類である。各成分間で炭素同位体組成に違いのあることが確かめられており、また木材内の部位によって各成分の含有率は異なる。従って、 $\delta^{13}\text{C}$ を測定する際には、各成分が混在する木材試料をそのまま測定するのではなく、単成分を測定の対象とする必要がある。セルロースは、木材の主成分の中でも含有率が約40~50%と最も大きく、且つ単離処理も比較的簡便である。よって、本研究では同位体比を測定する成分としてセルロースを選択した。

木材中からセルロースのみを分離するには、他の主成分であるヘミセルロース及びリグニンを化学的手法で溶脱する必要がある。そのため、まずマイクロトームでスライスした木材の柃目面切片(100~200 μm)を顕微鏡下で1年輪ごとに分割してそれぞれをピーカーに入れ、塩酸(HCl)と亜塩素酸ナトリウム(NaClO_2)を加え70~80 $^\circ\text{C}$ で5時間以上加熱してリグニンを溶脱した。次に、その試料を17.5%の水酸化ナトリウム(NaOH)水溶液に30分以上浸してヘミセルロースを溶解し、その残渣成分をメンブランフィルターを用いて濾過することにより測定用のセルロースを得た。

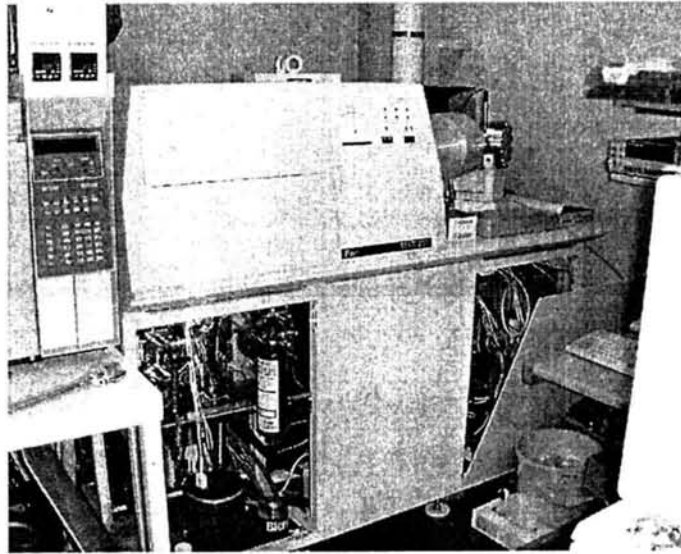


図 4.9 元素分析同位体比質量分析計 (NC2500-Confloll-MAT252)

表 4.5 $\delta^{13}\text{C}$ 測定試料一覧

試料名	伐採年月	生育期間	測定期間	概直径	緯度経度	標高	斜面方角
TNK-A3	1994.11.	1832-1994 (163 rings)	1891-1994 (104 rings)	40cm	34° 55' 09" N 135° 59' 13" E	460m	N
TNK-C8	1994.11.	1816-1994 (179 rings)	1902-1994 (93 rings)	40cm	34° 55' 55" N 135° 59' 20" E	500m	SE
TNK-C9	1994.11.	1816-1994 (179 rings)	1901-1994 (94 rings)	50cm	34° 55' 55" N 135° 59' 20" E	500m	NE
TNK-F11	1993.11.	1702-1993 (292 rings)	1727-1993 (267 rings)	70cm	34° 54' 49" N 135° 59' 07" E	550m	SW
CHM-B22	1994.11.	1921-1994 (74 rings)	1936-1987 (52 rings)	50cm	35° 10' 30" N 136° 04' 25" E	250m	W

単離したセルロースは、燃焼させて CO_2 の形で質量分析計に導入し、 $\delta^{13}\text{C}$ を測定した。セルロース試料を CO_2 にする際には、空気中の CO_2 の混入を避けるために試料を酸化剤 (CuO) とともにバイコールガラス管に真空封入し、電気炉にて 850°C で 2 時間燃焼させた。

セルロースの構造単位は $\text{C}_6(\text{H}_2\text{O})_5$ で表され、燃焼後は CO_2 と H_2O が発生するため、質量分析を行う前に精製して CO_2 のみを分離しなければならない。それには、 CO_2 と H_2O で凝固点が異なることを利用し、燃焼後の気体を冷媒 (ethanol slush : -100°C) を用いて CO_2 に精製した。これには、名古屋大学年代測定総合研究センターの試料調製室に設置の精製ラインを使用した。精製し最終的に得られた気体の CO_2 は、名古屋大学年代測定総合研究センターの質量分析計 (Finnigan MAT252) に導入し、 $\delta^{13}\text{C}$ を測定した⁶⁰⁾。

なお、1 個体 (TNK-F11) については、上記の燃焼・精製の手順を経ず、単離したセルロース試料を凍

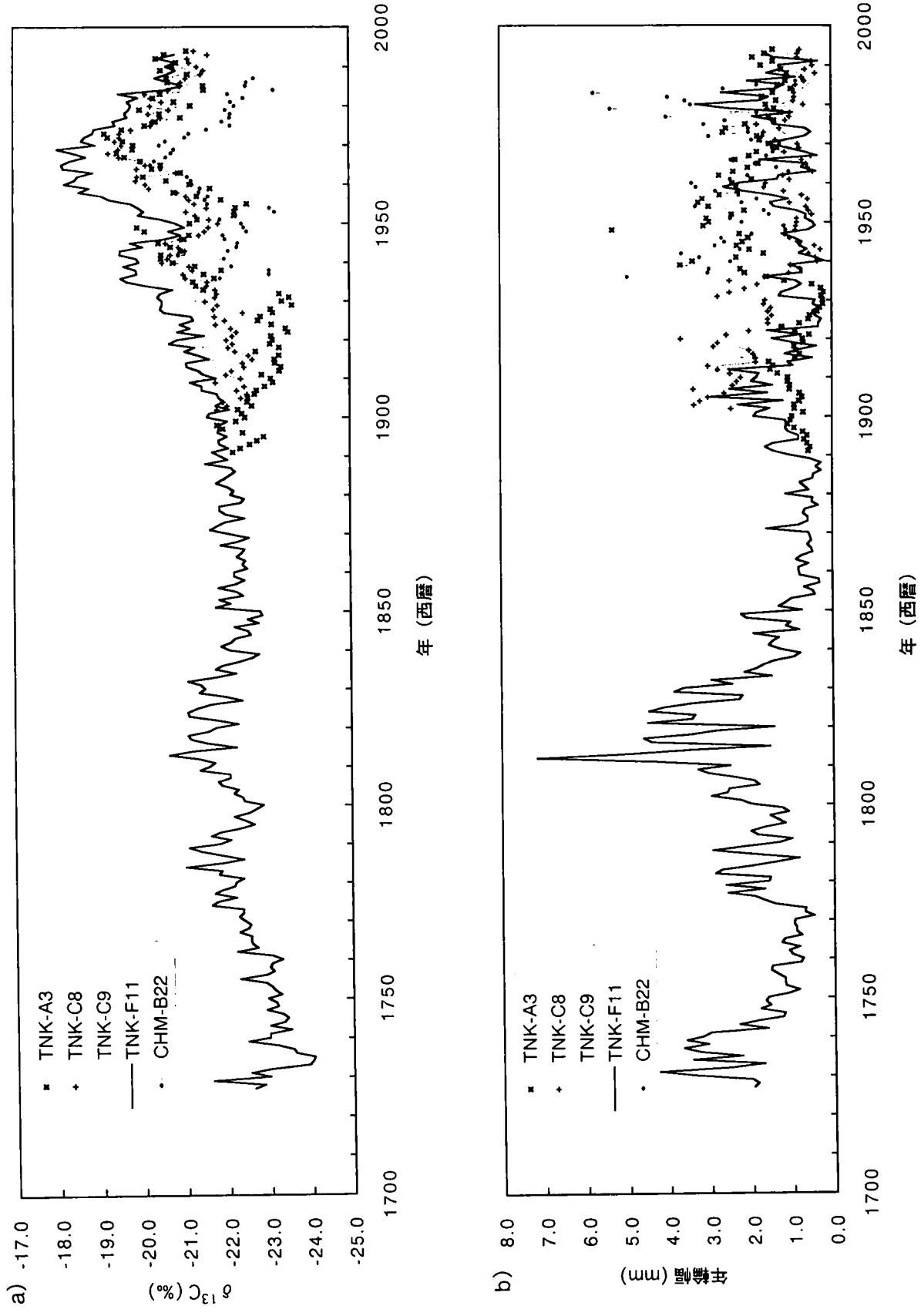


図 4.10 $\delta^{13}\text{C}$ と年輪幅の経年変化、a) $\delta^{13}\text{C}$ 測定値、b) 年輪幅

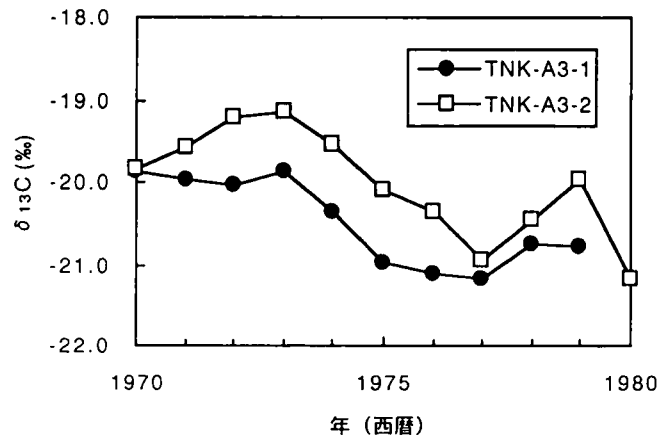


図 4.11 同一個体内の 2 測線 (TNK-A3-1 と TNK-A3-2) についての $\delta^{13}\text{C}$ 変動の比較

結乾燥後、名古屋大学地球水循環研究センターに設置の元素分析同位体比質量分析計 (NC2500-ConfloII-MAT252、図 4.9) に導入して燃焼、 CO_2 の分離と $\delta^{13}\text{C}$ の測定を連続して行った。

4.2.3 測定結果

前節で年輪幅を測定した試料のうち、表 4.5 に示す 5 個体を選んで 1 年輪毎の $\delta^{13}\text{C}$ を測定した。これらのうち 4 個体は太神地域の試料であり、離れた地点における $\delta^{13}\text{C}$ 変動の一致性を見るため 1 個体 (CHM-B22) のみ長命寺地域の試料を測定した。また、太神地域の 4 個体のうち、3 個体は気象データと比較可能な最近約 90~100 年分のみ測定し、残る 1 個体 (TNK-F11) については 300 年近い年輪を 1 年輪毎に測定した。なお、同一年輪の試料を複数回測定した結果から、前処理を含めた測定に伴う誤差は 0.1~0.2‰ 程度と推定される。

これら 5 つの試料について測定した $\delta^{13}\text{C}$ の経年変動を、同じ測線における対応する期間の年輪幅の変動とともに図 4.10 に示す。なお、CHM-B22 の最外部数年分については、試料の損傷が著しいため $\delta^{13}\text{C}$ を測定できなかった。年輪幅よりも $\delta^{13}\text{C}$ の方が、異なる個体間における経年変動の一致性が非常に高いことはこの図から明らかである。

TNK-A3 の 1970~1979 年の期間は、約 135° 方向の異なる他の測線 (TNK-A3-1 と TNK-A3-2) についても $\delta^{13}\text{C}$ を測定し、同一個体内での測線間の相関を調べた (図 4.11)。屋久杉年輪について同一個体の異なる高さや測線方向の $\delta^{13}\text{C}$ の差異が非常に小さかった例が報告されている⁶¹⁾ が、ここでも両測線の相関係数は 0.85 (t 値 4.50) と高い値が得られ、データ数は十分とはいえないものの、1 方向を測定することでその個体の $\delta^{13}\text{C}$ 変動を代表させてよいことが確かめられたといえる。

表 4.6 は、5 個体全ての測定値が得られた 1936~1987 年の期間について、個体間での $\delta^{13}\text{C}$ 値の相関係数を計算したものである。各個体の $\delta^{13}\text{C}$ 変動は、地域の個体に共通して見られる広域的な環境要因と、個体差による影響とが重ね合わさったものと考えられるが、本研究で測定した個体間の相関係数は、殆どの組み合わせについて 0.6 程度かそれ以上の値を示しており、 $\delta^{13}\text{C}$ 変動が主として広域的な環境要因 (気象条件もこれに含まれると考えられる) に支配されていることが確かめられたとい

表 4.6 個体相互間の $\delta^{13}\text{C}$ 相関 (1936-1987)

	TNK-A3	TNK-C8	TNK-C9	TNK-F11
TNK-C8	0.70 6.99			
TNK-C9	0.57 4.91	0.62 5.65		
TNK-F11	0.40 3.11	0.75 8.13	0.64 5.84	
CHM-B22	0.52 4.32	0.66 6.22	0.69 6.73	0.77 8.65

(上段：相関係数、下段： t 値)

えよう。また、長命寺地域と太神地域の個体間での相関係数は、太神地域の個体相互間でのそれと同程度に高く、このことから $\delta^{13}\text{C}$ 変動と密接な関係をもつ環境要因は少なくとも 30km 程度の空間スケールを持っていることが推測される。これらのことから、複数個体の測定値を平均することで、個体による環境への応答の違いが相殺され、研究地域全体の環境変動を反映した年輪データが得られると期待される。よって、本研究では 5 個体の測定値を平均 (5 個体全ての測定値が得られない期間については測定値の得られる個体のみで平均) して得た変動パターンを、研究地域を代表する変動パターンと考えた。但し、異なる個体間で変動のパターンはよく一致しているものの、 $\delta^{13}\text{C}$ の値そのものについていえば、例えば TNK-F11 は全体に他の個体より高く、CHM-B22 は低い (図 4.10 a))。この様に、測定期間を通しての平均的な $\delta^{13}\text{C}$ の値は個体によって差があるため、そのまま単純に個体間の平均をとるのは適切でないと考えられる。そのため、ここでは最も長期の測定値を有する TNK-F11 を基準とし、他の個体については TNK-F11 と重複する期間においてその個体と TNK-F11 の平均値が等しくなる様に補正を加えた (具体的には、TNK-A3、TNK-C8、TNK-C9、CHM-B22 の各測定値にそれぞれ、1.11、1.01、0.65、2.27% を加算した) 上で、平均をとることにした。

なお、TNK-A3 は 1932 年以前で他の個体とは明らかに異なる変動傾向を示している (図 4.10 a))。その原因は明らかでないが、可能性の一つとして近接地における倒木が考えられる。倒木により日照条件が良くなると同位体比は上昇する⁶²⁾。一方、年輪幅はこの翌年以降数年間で急激に広がっている (図 4.10 b))。同位体比と年輪幅の応答に時間差があるのは、樹木が倒木によって空いた空間にまず枝を伸ばしたため、樹幹部分の年輪幅の応答が遅滞したのではないかと推測される。これについては今後検証していく必要があるが、いずれにしても、TNK-A3 のこの期間の $\delta^{13}\text{C}$ は何らかの個別的要因による影響が大きいと考えられるため、代表ハターンの計算には用いないことにした。

4.2.4 気候要素との相関

図 4.10 a) を見ると、樹木年輪の $\delta^{13}\text{C}$ 変動は、年々の変動よりも 10 年程度以上といった長期的な変動が比較的大きいことがわかる。しかし、気象データでは一般的に年々の変動が卓越しており、100 年程度の時間スケールで見ると限定的な変動は比較的小さい (図 4.14)。この両者の違いは、近年の大気汚染といった気象条件以外の環境要因が樹木年輪の $\delta^{13}\text{C}$ に強く影響しているためと考えられる^{63),64)}。

特に、1950～1970年代は全ての個体について $\delta^{13}\text{C}$ の値が非常に高いが、この時期は琵琶湖周辺地域を含め各地で急速に工業化が進んだ時代に符合している。モミとスギに関しては、工業化に伴う大気中の二酸化硫黄(SO_2)濃度の増大に対応して、数年の時間遅れを伴って $\delta^{13}\text{C}$ の増大と年輪幅の減少が認められた例が報告されており⁶⁵⁾、ヒノキについても同様の応答を示す可能性は十分に考えられる。

ここでは、 $\delta^{13}\text{C}$ の長期変動成分は主として気象以外の環境要因によるものと考え、これを差し引いた上で気象データとの相関分析を行うことにした。具体的には、 $\delta^{13}\text{C}$ の代表ハターンの11年移動平均(当該年と前後5年づつを含む11年間の平均値)をとり、これを大気汚染等による影響分と見積もって当該年の値から差し引いた。即ち、

$$X_{(n)} = x - \bar{x}_n$$

ここに、 x は年輪の $\delta^{13}\text{C}$ 、 \bar{x}_n はその n 年間移動平均値、 $X_{(n)}$ は基準化後の $\delta^{13}\text{C}$ 値である。

一方、比較する気象要素には、月毎に集計した気温、降水量、降水日数の他、日照時間(彦根)のデータを用いた。樹木年輪は、単一の気象要素のみでなく複数の気象要素やその他の要因が複雑に影響して形成されるため、年輪データと気象データとの相関をとると数多くの要素との間に不明瞭な相関が表れ、その相関が気象条件によるものなのか、他の要因によって偶然に相関が表れたのか判断しにくい場合が多い。それ故、ここでは上式により基準化した $\delta^{13}\text{C}$ の代表パターンを奇数年と偶数年とに分け、それぞれについて気象データとの相関分析を行った。そしてその結果を比較し、一致して相関の見られた気象要素を抽出した。ここで、期間を前半と後半とに分割せず奇数年と偶数年とに分けたのは、時期による条件の違いを含まないできるだけ同質なデータの組を2つ作る必要があると考えたためである。

奇数年と偶数年のそれぞれについて計算した $\delta^{13}\text{C}$ と各気象要素との相関係数を、全年を対象に計算した場合とともに図4.12に示す。また、年輪幅指数(太神地域)についても同様に分析した結果を図4.13に示した。樹木年輪の $\delta^{13}\text{C}$ (及び年輪幅指数)のデータは、その年輪が形成された年の前年10月から当該年9月までの気象データと比較している。ヒノキの年輪形成時期が3月初旬から9月の終わりまでであるため⁵²⁾、この様な区切りでのデータ比較を行った。図の上部に*等の記号を付したものは、 t 分布検定により相関係数に95%水準で有意性の認められた(概ね t 値2.0以上)要素である(*: 奇数年、†: 偶数年、‡: 全年)。

分析の結果、奇数年、偶数年ともに相関係数が95%有意なのは5月日照時間のみであった。また、2カ月以上4カ月までを集計した気象要素についても同様に分析を行ったところ、総合して最も高い相関を示したのは5～6月日照時間(相関係数0.36、 t 値3.72)であった。

この様に、樹木年輪の $\delta^{13}\text{C}$ が春から初夏の日照時間と高い相関を示した結果は、(4.1)式の光合成における同位体分別を表すモデルから予想される結果とよく合致している。また、年輪幅と同様、樹木年輪の $\delta^{13}\text{C}$ にも5～6月降水日数(相関係数-0.32、 t 値3.04)、5月降水量(相関係数-0.25、 t 値2.51)等、初夏の降水量や降水日数との間に負の相関が見られた。これはこの時期の日照不足による $\delta^{13}\text{C}$ への影響が負の相関として表れたと見ることができる。

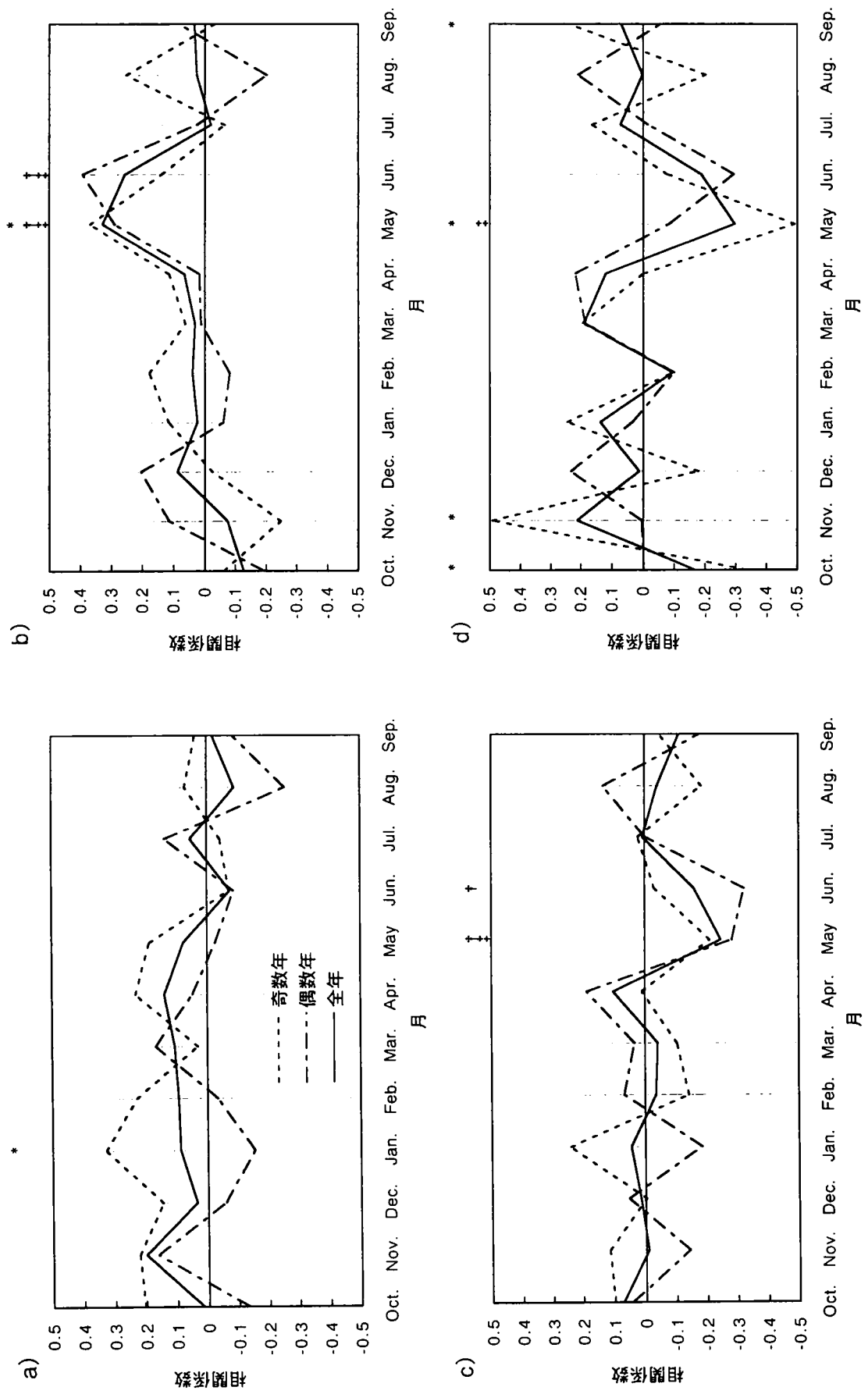


図 4.12 基準化した $\delta^{13}\text{C}$ と各月の気候要素との相関係数、a) 平均気温、b) 日照時間、c) 降水量、d) 降水日数

、†、‡ は 95% 水準で有意な気候要素を示す。 (: 奇数年, †: 偶数年, ‡: 全年)

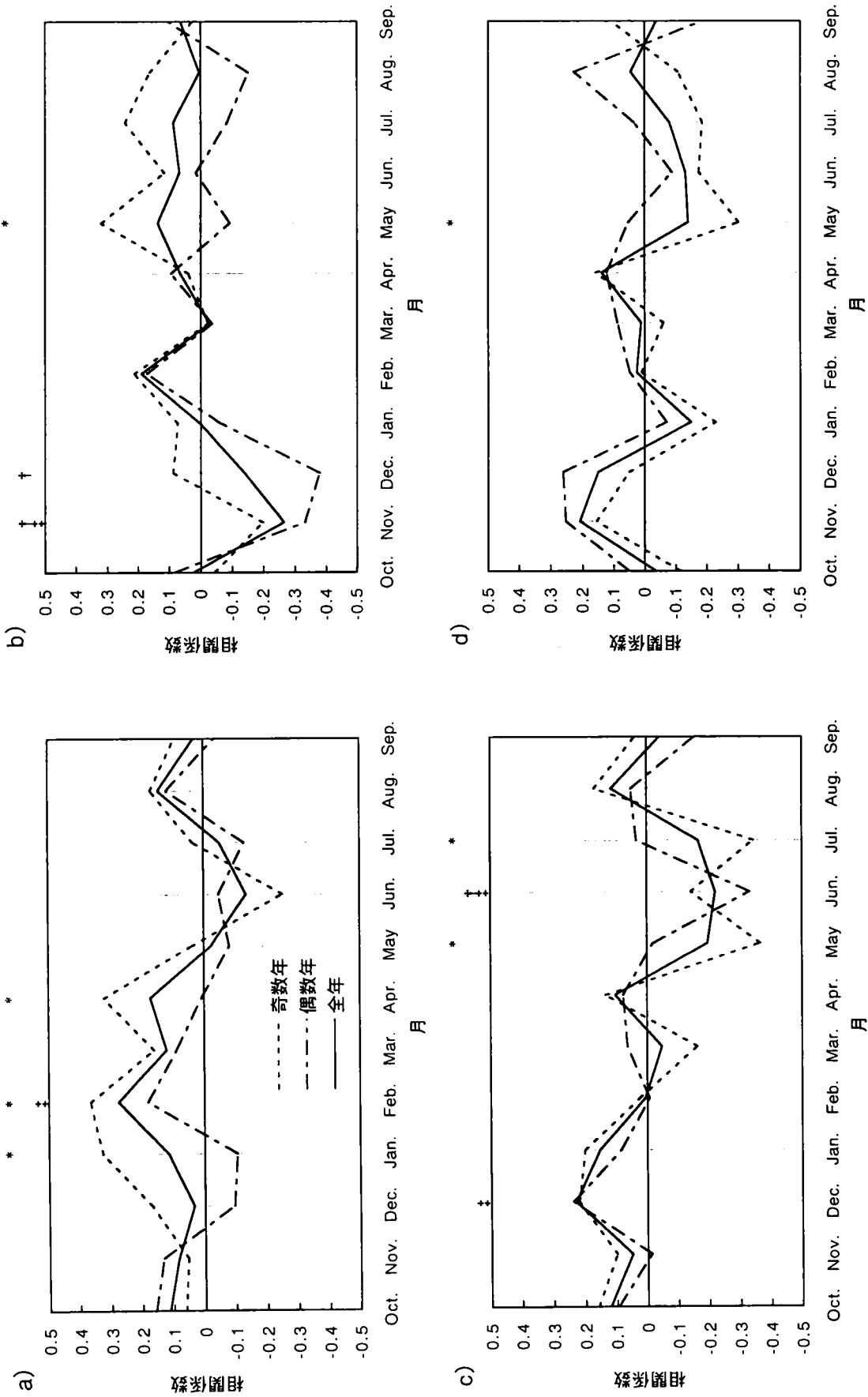


図4.13 年輪幅指数(太神地域)と各月の気候要素との相関係数、a) 平均気温、b) 日照時間、c) 降水量、d) 降水日数
 (*、†、‡は95%水準で有意な気候要素を示す。(*: 奇数年、†: 偶数年、‡: 全年)

4.3 樹木年輪による気候要素の復元と検証

以上から、年輪幅は早春の気温と初夏の降水量(降水日数)、 $\delta^{13}\text{C}$ は初夏の日照時間と降水日数(降水量)と相関を有することが明らかとなった。そこで、 $\delta^{13}\text{C}$ 及び年輪幅のデータを説明変数とし、双方に共通して相関が認められた5~6月降水量及び5~6月降水日数を目的変数として、それぞれを推定する重回帰式を作成し、これら気候要素の過去約300年間に亘る変動傾向の復元を試みる。

これまで、気象データとの相関分析には11年移動平均で基準化した年輪幅及び $\delta^{13}\text{C}$ のデータを用いた。しかし、前にも述べた通り、移動平均法では時系列データから長期変動成分が機械的に除去され、気候の長期的変動が推定不可能となるため、基準化法としてはあまり好ましくないとされている。 $\delta^{13}\text{C}$ については、長期変動成分に近年の大気汚染等の影響が強く反映されているものと考えてその影響を除去するため移動平均による基準化を行ったが、もしそうであるなら、そうした影響が大きいのは近年の工業化が進行してからの期間に限定されると考えることができる。それを確かめるため、対象期間を前半(1895~1944)と後半(1945~1994)に2分割し、それぞれの期間について基準化していない $\delta^{13}\text{C}$ の代表パターンと5~6月降水量及び5~6月降水日数との相関係数を計算してみた(表4.7)。その結果、特に5~6月降水日数については、前半期間では相関係数が-0.33と基準化した場合と同程度に高い相関が認められ、他方で後半期間では非常に低い相関となった。従って、1944年以前の期間についてはそうした人為的要因の $\delta^{13}\text{C}$ 値への影響は小さいと考えられ、長期変動成分についても気象要因が $\delta^{13}\text{C}$ 値に反映されている可能性がある。よって、 $\delta^{13}\text{C}$ については基準化していない値をそのまま説明変数に用い、前半期間(1895~1944)のデータのみを重回帰計算に使用することにした。

一方、年輪幅については、個体毎に長期変動傾向が全く異なるため、長期変動成分には個別的要因の影響が大きく気候要因は反映されていないと考え、これまでと同じく基準化した値を用いることとした。また、4.1では太神地域、長命寺地域それぞれについて標準年輪パターンを作成したが、両者は気候要素との相関性は同様の傾向を示し、且つ長命寺地域の個体は年輪数が約70~80と少なく歴史時代の気候復元には利用できない。そのため、ここでは太神地域の標準年輪パターンのみを用いた。

重回帰分析の結果、5~6月降水量及び5~6月降水日数を推定する以下の関係式が得られた。

$$P_{56} = -307.9 - 49.3w - 299.5\delta \quad (\text{mm})$$

$$N_{P56} = -29.87 - 2.79w - 6.08\delta \quad (\text{日})$$

表4.7 2つの期間それぞれについての $\delta^{13}\text{C}$ 測定値(5個体平均)と5~6月降水量及び降水日数との相関

気候要素	1895~1944	1945~1994
5~6月降水量	-0.16	-0.12
	1.10	0.83
5~6月降水日数	-0.33	0.01
	2.12	0.04

(上段：相関係数、下段：t値)

ここに、 P_{56} は 5～6 月降水量、 N_{P56} は 5～6 月降水日数、 w は年輪幅指数(太神地域)、 δ は $\delta^{13}\text{C}$ 値である。

図 4.14 a)、b) には、上記の重回帰式による 5～6 月降水量、5～6 月降水日数の推定値を太実線で、観測値を細実線でそれぞれ示した。重相関係数は 5～6 月降水量、5～6 月降水日数についてそれぞれ 0.34、0.40、推定値の標準誤差はそれぞれ 144mm、4.1 日であった。観測値と比較して推定値の変動は気候要素の年々の変動まで十分に表現していないが、長期的な変動傾向は 1950～70 年代を除き概ね再現されており、観測値の 11 年移動平均値(太灰線)とよい対応を示している。1950～70 年代で推定値と観測値の乖離が大きいのは、前節でも触れた通りこの期間の樹木年輪(特に $\delta^{13}\text{C}$ 値)が大気 SO_2 濃度といった気候以外の環境要因の影響を強く受けていたためと考えられる。

さらに、この再現結果を用い、第 2 章 及び 第 3 章 での古記録による再現結果との照合を行った。まず、3.4 で降雨量復元モデルによって推定した月単位の流域平均降雨量から 5～6 月降雨量を求め、上の重回帰式から推定した 5～6 月降水量と比較した(図 4.14 a))。両者の推定値が重複する歴史時代 31 年分(1744～1868 年)の平均値は、それぞれ 494.7mm(古記録)、495.2mm(年輪)となった。3.4 で復元した歴史時代の降雨量は月界が膳所藩記録の水位観測日に依存するため新暦の 5～6 月とは期間が必ずしも一致しないことや、第 3 章 のモデルで復元されるのが流域平均の降雨量であるのに対し上の重回帰式では大津の地点降水量が目的変数となっていることなど、再現された両者の気候要素は厳密には同一ではないが、異なる資料から独立に再現した結果が平均値としてほぼ等しい値になったことは、第 3 章 のモデルにおける歴史時代の瀬田川疏通能力や流出モデル等の諸設定が妥当であったことの検証として評価することができよう。

次に、第 2 章 で整理した各天候記録から求めた 5～6 月(新暦)降水日数を天候記載率 0.77 で除して補正したものを、年輪データから推定した 5～6 月降水日数と比較した(図 4.14 b))。ここでも年輪データによる推定値は年々の変動幅が小さくなっているが、大まかな傾向としては 1860～80 年代を除き古日記の再現結果と概ね一致している。2.5 でも触れた通り、1860～80 年代の市田日記は同じ天候記述が長期間連続するなど不自然な点があり、天候記録の信頼性が疑わしい。

4.4 小 結

本章では、前章まで古記録を用いて再現してきた歴史時代における琵琶湖の水文・気候環境を他の資料により検証することを目的として、琵琶湖南岸地域から採取したヒノキ標本の年輪幅と安定炭素同位体比($\delta^{13}\text{C}$)を測定し、それらのデータと様々な気候因子との関連性を検討した。そして、重回帰分析により過去約 300 年間に亘る気候要素の変動を再現し、古記録による再現結果とのクロスチェックを行った。

本研究では根元付近の伐根標本を使用したため、年輪形状は不整形で、年輪幅には個体固有の不規則な変動が著しかった。しかし、そうした試料でも移動平均法により基準化して長期変動成分を除去することで、地域に共通の変動を取り出すことができた。そして、気象データとの相関関係を分析した結果、年輪幅は早春の気温と初夏の降水量(降水日数)の影響を受けていることが明らかになった。

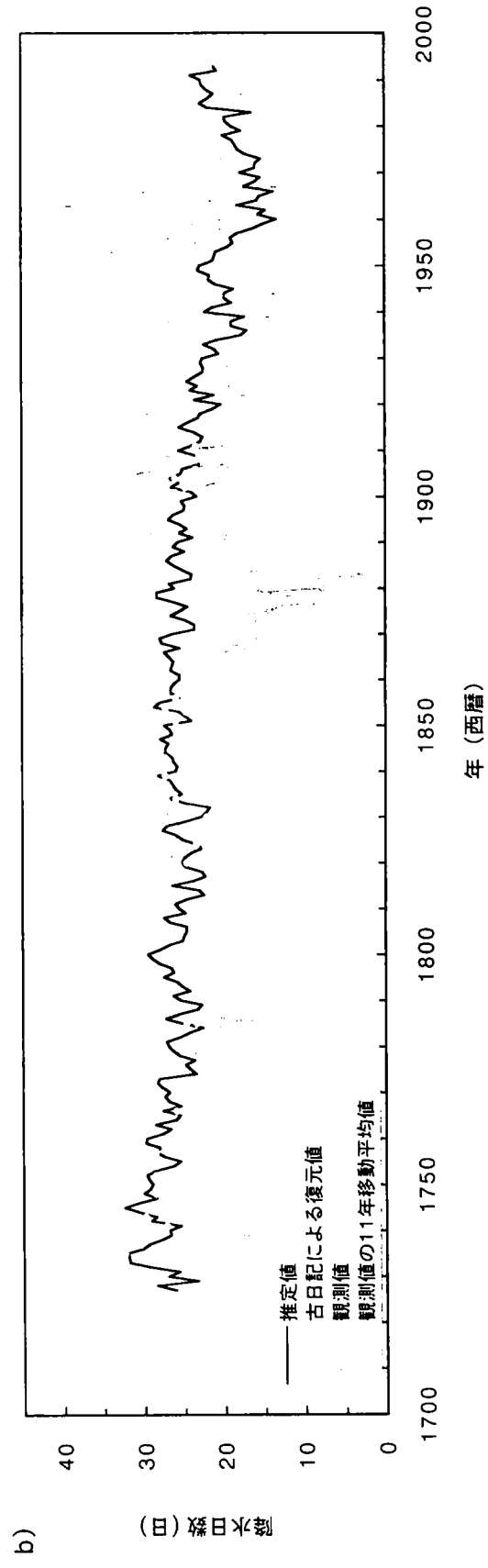
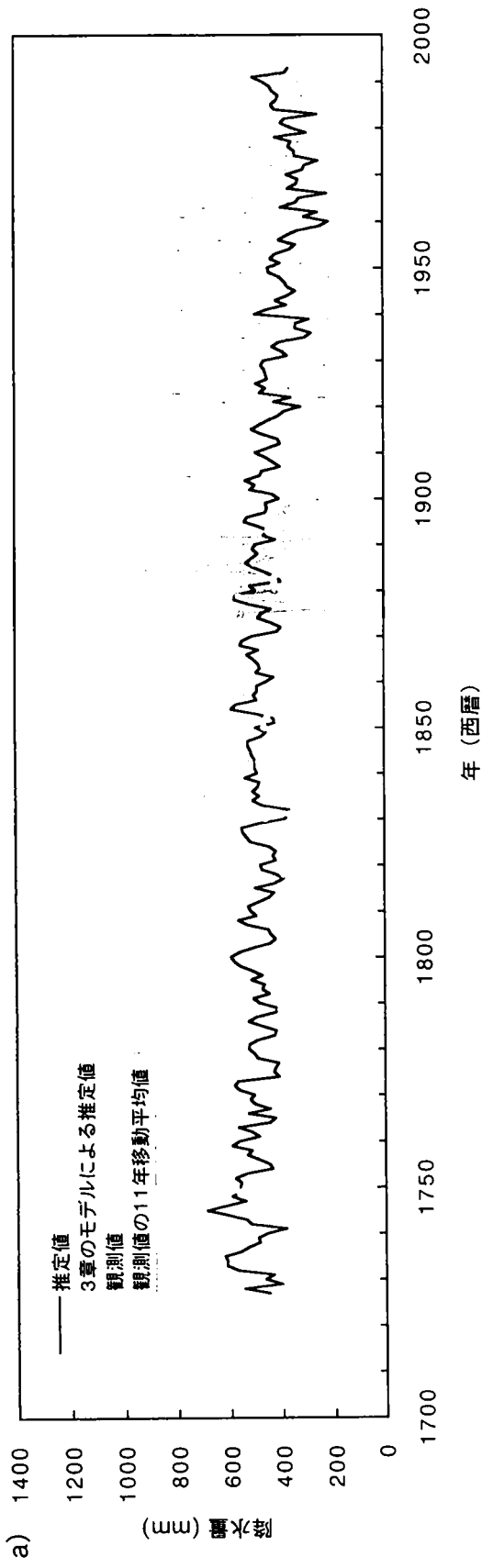


図 4.14 再現した気候要素の推定値と観測値、a) 5~6月降水量、b) 5~6月降水日数

一方 $\delta^{13}\text{C}$ 値は、同じ伐根標本を用いたにもかかわらず、長期的変動傾向が異なる個体間でよく一致しており、長期変動成分についても気象条件の影響をよく反映している可能性が示唆された。気象データとの対応関係を調べたところ、初夏の日照時間、降水日数(降水量)との間にそれぞれ正、負の相関が見出され、これは C3 植物の同位体分別作用を表す式 (4.1) から予想される結果と整合するものであった。

そこで、年輪幅と $\delta^{13}\text{C}$ の両者に共通して相関の認められた 5~6 月降水量及び 5~6 月降水日数について、年輪幅と $\delta^{13}\text{C}$ を説明変数とする重回帰式を算定し、その関係式から 18 世紀以降のそれぞれの気候要素の再現を試みた。また、それらの再現結果を、それぞれ第 3 章及び第 2 章の古記録による再現値と比較した。年輪データから再現された気候要素は、概して変動が平滑化されており、観測データや古記録の再現値に比べ年々の変動幅が小さくなっていた。これは、樹木年輪が数多くの環境要因の影響を受けて形成されるため、これら 2 つの気候要因だけで説明できない部分が大きくなることによるのであろう。また、年輪標本は時代を遡るほど個体数が減少し、特に $\delta^{13}\text{C}$ については 1890 年以前では 1 個体 (TNK-F11) のみのデータを使用しているため、測定誤差や個体的特徴の影響も大きくなっているものと考えられる。しかし、長期的な変動傾向については、大気汚染等の影響が大きいと考えられる 1950~70 年代や、天候記録の信頼性が疑わしい 1860~80 年代等を除けば、概ね観測データや古日記による再現結果と一致していた。

樹木年輪は、古気候復元に用いられる自然科学的資料の中でも、年単位の正確な年代決定が可能であること、砂漠や極域など一部地域を除き地球上の非常に広範囲の陸地から多数の標本が得られること等の利点を持ち、特に数十~数百年程度の時間スケールでの気候環境復元に近年顕著な成果を上げ、注目を集めつつある。樹木年輪資料の水文学的応用の可能性については、今後も個体数を増やしつつ検討を続けていく予定である。

第5章 誤差を含む歴史洪水データの確率洪水評価への導入

本研究では、これまで古記録や樹木年輪の資料を用い、琵琶湖流域を対象に観測データの得られない歴史時代の水文量を様々な方法で復元することを試みてきた。

歴史洪水資料、とりわけ古記録を用いて水文量を復元しようとする場合、湖辺の農地や民家に深刻な影響を及ぼす様な大規模な洪水になるほど歴史資料の情報量は増大し、逆に規模があるレベル(閾値)に達しない洪水では殆ど記録が残されないのが通常である。また、歴史時代の水文量は値そのものが推定可能な場合ばかりでなく、ある値(閾値)を超えたかどうかのみが分かる場合、ある範囲内にあることのみが分かる場合など、限定的な情報しか得られない場合も多い。こうした不完全なデータを観測時代の測器データとともに確率分布モデルに導入する方法についてはこれまでも研究されており、また歴史洪水資料の利用による標本数の増加がモデルの信頼性向上に寄与することが Monte Carlo シミュレーションにより確かめられている^{32),66),67),68)}。しかし既に述べてきた通り、歴史時代の水文量は、値そのものが推定可能な場合であってもその推定値には測器データに比べ非常に大きな誤差が含まれている可能性があり、またある閾値を超えたかどうかといった定性的情報についても中には誤った情報が含まれる場合もあると考えられる。歴史時代のデータを用いることにより標本数が増大する一方、歴史洪水資料の信頼性が低い場合にはこうした誤差の大きいデータや誤った情報が多く含まれ、それにより逆に同定された分布の信頼性が低下することも考えられる。そうした影響の評価は、従来の Monte Carlo シミュレーションに誤差発生過程を取り入れることで可能になると考えられる。

本章では、歴史時代の不完全な水文データを洪水頻度分析に導入する手法について述べるとともに、歴史時代の標本誤差を考慮した Monte Carlo シミュレーションにより、歴史データの誤差が確率分布モデルの信頼性に及ぼす影響を評価する。そして、どの程度までの誤差がモデルの信頼性向上に有効であるか、またその際の適切な標本数や母数推定法について考察する。なお、ここでは最も基本的なケースを想定して、極値水文量は Gumbel 分布に、歴史データの推定誤差は正規分布に従うものとし、データには定常性、独立性を仮定する。

5.1 歴史洪水資料の確率分布モデルへの導入法

近年の観測データとは異なり、歴史時代の洪水に関する情報は特に大規模な洪水が生起した年に関するものが大部分である。またその場合にも水文量が値として推定できる場合ばかりでなく、洪水がある一定規模以上であったということのみが分かる場合など、限定的な情報しか得られないことも多い。まず本節では、こうした特性を持つ歴史時代のデータを近年時代のデータとともに確率分布モデルに導入する手法について、概略を述べる。なお、ここで近年時代とは、毎年の水文量が観測データによって正確に与えられている期間のことである。他方、歴史時代とは、一定規模(閾値)を超える洪水が生起した場合のみ水文量が推定可能であり、それ以外の年の水文量は閾値以下であるという情報

しか得られない期間と定義する。歴史時代の期間中でも、時代の新旧により得られるデータの質・量が異なるため、実際には歴史時代をさらに細分化して閾値等の設定を変化させる必要があるが、ここでは標本数の増加に伴うモデルの信頼性の変化を見るのが主目的であるので、単純化して歴史時代は単一の期間とした。

なお本研究では、極値水文量が従う分布として、洪水頻度分析において多く用いられる Gumbel 分布を仮定する。Gumbel 分布とは、確率密度関数及び分布関数がそれぞれ、

$$f(x) = \alpha \cdot \exp\{-\alpha(x - \mu) - \exp\{-\alpha(x - \mu)\}\}$$

$$F(x) = \exp\{-\exp\{-\alpha(x - \mu)\}\}$$

で与えられる極値分布である。母数 μ 、 α は、平均値を m 、標準偏差を σ とすると、

$$\left. \begin{aligned} \mu &= m - 0.455005\sigma \\ \alpha &= 1.28255/\sigma \end{aligned} \right\} \quad (5.1)$$

で与えられ、積率法や最尤法などにより推定される。

5.1.1 積率法による母数推定

近年時代の期間を s 年、水文量の値を x_i ($i=1, 2, \dots, s$)、歴史時代の期間を H 年、閾値を U とする。また歴史時代について水文量が閾値を超えた回数を k とし、その値を y_i ($i=1, 2, \dots, k$) とする。

歴史時代において、水文量が閾値を超えない場合、それらの値は未知であるため、その平均値は近年時代において水文量が閾値を超えなかったときの平均値と同じと仮定し、さらに算定された平均値に対する分散も同じであると仮定する。

ここで近年時代のデータのうち、歴史時代の閾値を超えないものの数を n_{xy} とし、その値を x_{yi} ($i=1, 2, \dots, n_{xy}$) とすると、歴史時代での水文量の平均と分散は、

$$M_1 = \frac{1}{H} \cdot \left[(H - k) \frac{1}{n_{xy}} \cdot \sum_{i=1}^{n_{xy}} x_{yi} + \sum_{i=1}^k y_i \right]$$

$$\sigma_1^2 = \frac{1}{H_1} \cdot \left[(H - k) \frac{1}{n_{xy}} \cdot \sum_{i=1}^{n_{xy}} (x_{yi} - M)^2 + \sum_{i=1}^k (y_i - M)^2 \right]$$

と表現できる。ここに、 M は全期間にわたっての平均値であり、

$$M = (sM_0 + HM_1) / (s + H) \quad (5.2)$$

また全期間にわたっての分散は、

$$\sigma^2 = (s\sigma_0^2 + H\sigma_1^2) / (s + H) \quad (5.3)$$

となる。但し M_0 及び σ_0 は近年時代のデータに対する平均値及び分散であり、

$$M_0 = \frac{1}{S} \sum_{i=1}^S x_i, \quad \sigma_0^2 = \frac{1}{S} \sum_{i=1}^S (x_i - M)^2$$

式(5.2)、(5.3)を式(5.1)に代入すると母数 μ 、 α が算定される。

5.1.2 最尤法による母数推定

一般に最尤法では次の尤度関数

$$L = \prod_{i=1}^n f(x_i; \theta)$$

を基礎として母数推定を行う。但し確率密度関数 f の形は既知とする。データ $\{x_1, x_2, \dots, x_n\}$ が与えられたとき L はのみの関数となり、全ての母数 θ に対して、

$$L(\hat{\theta}) > L(\theta)$$

が成立するような $\hat{\theta}$ を最尤推定値という。いま母集団として Gumbel 分布を考えているので、母数は μ と α の2つであり、

$$\frac{\partial}{\partial \theta_i} L(\theta_1, \theta_2) = 0 \quad (i = 1, 2)$$

を θ_1 、 θ_2 (α 、 μ がそれぞれ θ_1 、 θ_2 に対応) について解くことによりそれらの最尤推定量が求められる。

以上が一般的な最尤法による母数推定法であるが、歴史時代を含む水文データには、尤度関数として次の4通りの扱い方が考えられる。

a) 値そのものが既知である場合

近年時代のデータ全てと、歴史時代のデータのうち値そのものが推定可能なものがこの場合にあたる。このときの水文量の値を z_i ($i=1, 2, \dots, s$)、母数を θ_1 、 θ_2 とすると、尤度関数は次のようになる。

$$L_1 = \prod_{i=1}^s f(z_i; \theta_1, \theta_2)$$

b) 閾値以下であることが分かっている場合

歴史時代において、洪水記録が存在しないあるいは信頼性の低い記録しかない場合、洪水規模がある一定以上なら必ず記録が残っていると仮定し、その年の水文量はそのレベル(閾値)に達していないと考える。閾値 U_j 以下であることが分かっているデータの数を n_j ($j=1, 2, \dots, k$) とすると、尤度関数は次のようになる。

$$L_2 = \prod_{j=1}^k F(U_j; \theta_1, \theta_2)^{n_j}$$

c) 閾値を超えたことだけが分かっている場合

閾値を T_j 、閾値を超えたことが分かっているデータの数を m_j ($j=1, 2, \dots, k$) とすると尤度関数は次の様になる。

$$L_3 = \prod_{j=1}^k [1 - F(T_j; \theta_1, \theta_2)]^{m_j}$$

d) ある幅の範囲内にあることが分かっている場合

歴史時代のデータの中には、信頼性が低くある程度の誤差を考慮すべき場合や、ある上限値と下限値の間の値をとることだけが分かっている場合がある。上限値を Y_i 、下限値を Z_i ($i=1, 2, \dots, n$) とすると、尤度関数は次の様になる。

$$L_4 = \prod_{i=1}^n [F(Y_i; \theta_1, \theta_2) - F(Z_i; \theta_1, \theta_2)]$$

歴史洪水資料を加味したときに得られるデータは、上述の4つのケースの組み合わせであると考えられる。従って、尤度関数もこの4つを組み合わせで、

$$L = L_1 L_2 L_3 L_4$$

となる。

最尤法を用いることにより、上述の a) ~ d) のそれぞれの種類の情報を取り込むことが可能である。また、こうした手法によって複数個の閾値を設定することが容易であるという利点があり、積率法よりも汎用性のある手法といえる。

5.2 シミュレーションによるモデルの検証

本章では、前章で提示した各種の母数推定法について Monte Carlo シミュレーションにより比較評価する。なお評価基準には平方根平均平方誤差 RMSE (Root Mean Square Error) を用いる。

5.2.1 母数推定モデル

ここでは、最尤法を用いた場合と積率法を用いた場合について、確率分布モデルの母数の推定およびそれによって算定される適当な再現期間に相当する確率水文量の推定に関して、その再現効果について比較・検討する。具体的には、歴史時代の情報の与え方によって以下に示す4つのモデルを考える。

a) 最尤法 Case1 (MLE1)

近年時代 k_0 年間の定量データ x_{0i} ($i=1, 2, \dots, k_0$) の他、歴史時代 k_1 年間で、ある閾値 U を超えた場合の

み、データ値 x_{1i} ($i=1, 2, \dots, k_1$) そのものが既知であると考え、このときの尤度関数は次のようになる。

$$L = \prod_{i=1}^{k_0} f(x_{0i}) \cdot \prod_{i=1}^{k_1} f(x_{1i}) \cdot F(U)^{h_1 - k_1}$$

b) 最尤法 Case2 (MLE2)

近年時代 k_0 年間のデータ x_{0i} ($i=1, 2, \dots, k_0$) の他、歴史時代 h_1 年間で、閾値 U を超えた場合のみ、データ値 x_{1i} ($i=1, 2, \dots, k_1$) を中心に $\pm R$ の幅を持つ範囲内に存在すると仮定する。これは情報として与えられた値をある幅の範囲内に存在すると考え、情報が与えられない場合は閾値以下としたモデルである。このときの尤度関数は次のようになる。

$$L = \prod_{i=1}^{k_0} f(x_{0i}) \cdot \prod_{i=1}^{k_1} [F(x_{1i} + R) - F(x_{1i} - R)] \cdot F(U)^{h_1 - k_1}$$

c) 最尤法 Case3 (MLE3)

近年時代 k_0 年間のデータ x_{0i} ($i=1, 2, \dots, k_0$) の他、歴史時代 h_1 年間で、閾値 U を超えた場合のみ、データ値そのものはわからない、あるいは非常に信頼性が低いため値そのものは無視するが、閾値を超えた回数が k_1 回であることのみが分かっていると仮定する。これは情報として与えられた値をある閾値以上であると考え、情報が与えられない場合は閾値以下としたモデルである。このときの尤度関数は次のようになる。

$$L = \prod_{i=1}^{k_0} f(x_{0i}) \cdot F(U)^{h_1 - k_1} \cdot [1 - F(U)]^{k_1}$$

d) 積率法 (MOM)

この場合は前章で提示したモデルをそのまま適用することとする。

5.2.2 Monte Carlo シミュレーション

前出 a) ~ d) のそれぞれのモデルについて、誤差を含む歴史時代のデータを用いることによる母数および確率水文量の推定精度への影響を以下の手順により評価・検討する。

Step1: 母集団を想定する。母集団の確率分布と母数を仮定する。

Step2: 母集団から大きさ N の標本を抽出する。仮定した分布にしたがう乱数を N 個発生させる。

Step3: 誤差を発生させる。即ち仮定した誤差の分布に従う乱数を歴史時代の年数と同じだけ発生させ、Step2 で発生させた乱数のうち歴史時代分のものに加え合わせる。近年時代については Step2 で発生させた乱数をそのまま使用する。

Step4: Step3 で得た標本に対して、それぞれの推定法により母数を推定し、確率水文量を算定する。

Step5: step2~4 を M 回繰り返し、それぞれの推定法によって推定した母数及び確率水文量の平均値と RMSE を算定する。

各々の Step について、本研究では琵琶湖の洪水頻度分析を想定し、以下の様な条件設定で計算を行う。

- Step1** 本研究では、母集団は Gumbel 分布に従うと想定している。母数は任意に設定してもよいが、年最大琵琶湖流域平均 30 日雨量の近年データから得た実際の母数に近い値として、本研究では $\mu = 300$ 、 $\alpha = 0.01$ と設定する。
- Step2** 本研究の主旨は、近年時代の標本に誤差を含む歴史時代のデータを付加していくことにより、母数及び確率水文量の推定精度がどのように変化するかを調べることにある。琵琶湖流域において各種の水文観測データが整備されるのが 1912 年であること、歴史洪水に関してある程度の質・量を伴う情報が得られるようになるのがほぼ 18 世紀初頭以降であることを考慮し、ここでは近年時代を 80 年間、歴史時代を 200 年間と設定する。故に標本数 N は、80 から順次増加させ最大 280 とする。標本は、母数 $\mu = 300$ 、 $\alpha = 0.01$ をもつ Gumbel 分布に従う乱数発生によって作成する。
- Step3** Step2 で発生させた乱数のうち、まず近年時代分 80 個については誤差を付加せずそのまま母数推定に用いる。次に歴史データの推定誤差は、本研究では平均値 0、標準偏差 ε の正規分布に従うと仮定する。即ち、歴史時代については、正規分布 $N(0, \varepsilon^2)$ に従う乱数を $(N-80)$ 個発生させ、これを Step2 で発生させた乱数に加えたものを母数推定に用いる標本とする。ここで標準偏差 ε は、様々な誤差が母数及び確率水文量の推定精度に及ぼす影響を見るため、0 から 120 まで 20 ごとに変化させた 7 通りのケースについて検討する。
- Step4** Step3 で作成した標本を前節で提示した a) ~ d) のそれぞれのモデルに適用し、母数及び確率水文量の推定を行う。ここでは確率水文量の再現期間を 100 年とし、歴史時代の閾値は 500 と設定する(このとき閾値を超える標本の数は全標本数のおよそ 1/8 となる)。また、b) の最尤法 Case2 における R の値は 20、60 の 2 つの場合を想定し、それぞれ最尤法 Case2-1 (MLE2-1)、最尤法 Case2-2 (MLE2-2) とする。
- Step5** 上述の Step で得られた計算値の真値に対する RMSE を算定するために、Step2~4 の繰り返し計算を行う。この繰り返し計算の回数が少ないと正確な RMSE の比較ができないので、本研究では繰り返し回数を 1000 回とした。

5.3 結果とまとめ

前節の Step に従って、各ケースについて母数 μ 、 α 及び 100 年確率水文量 $Q(100)$ の推定値の平均値と RMSE を算定した。そのうち $Q(100)$ について、標本数の増加に伴う平均値と RMSE の変化を様々な標

準誤差 ε について計算した結果を図 5.1 に示す。また図 5.2 は、 $\varepsilon = 0, 20, 60, 120$ の 4 通りについて、 $Q(100)$ の平均値及び RMSE をモデル間で比較したものである。

図 5.1 及び図 5.2 から見出されることをまとめると次の様になる。

- 1) $\varepsilon = 0 \sim 40$ では標本数増加とともに着実に $Q(100)$ の推定精度は向上していく。従って歴史時代のデータは標準誤差が 40 (即ち本研究の場合、Gumbel 分布の母数 μ (これは分布の平均値に近い値と考えてよい) の 1/8 程度) 以下であることが望ましい。このとき、データは誤差を含まないデータとほぼ同様に考えることが可能である。
- 2) $\varepsilon = 60 \sim 80$ 程度では、はじめの 40~60 年分については歴史時代の標本を付加することにより RMSE は低下するが、それ以上標本数を増加させてもあまり改善は見られない。
- 3) ε が 60 以上のとき、歴史時代の標本を加えるに伴い正の偏りが大きくなり、この傾向は ε が大きくなるほど強くなる。誤差を含むデータを多く用いると確率水文量が過大に評価される傾向があるという点については留意する必要がある。
- 4) 図 5.2 の $\varepsilon = 20, 60$ のケースを見ると、 ε に応じた幅 (R) を持たせた最尤法 Case2 モデルが他の推定法に比べて偏り、RMSE ともにやや小さくなっている。従って、およその誤差の大きさが推測できる場合には、それに応じた幅 (R) を持たせた最尤法 Case2 (MLE2) を適用するのが好ましいといえる。
- 5) 標準誤差が 100 程度 (母数 μ の 1/4 程度) 以上になると、歴史時代の標本を付加するほどモデルの信頼性は低下する。このような場合には、近年時代のデータのみを用いた最尤法による推定が最も信頼性が高い。
- 6) 積率法 (MOM) は計算が容易であり短時間に解が得られるという利点はあるものの、推定精度は最尤法に比べ明らかに低い。また閾値を超えたかどうかという情報のみを用いる最尤法 Case3 (MLE3) は他の最尤法のケースに比べ、RMSE が大きくなる。

以上から明らかな様に、歴史洪水データを現実の洪水頻度分析に利用するためには、誤差が平均的なデータ値の 1/10~1/8 程度以下であることが望ましいといえる。逆に、誤差が 1/4 程度よりも大きくなると、同定した母数や確率水文量の信頼性は低下する。これらの結果から、本研究で復元してきた琵琶湖の歴史洪水データの洪水頻度分析への応用可能性について、以下の様にまとめられよう。

第 1 章 及び 第 3 章 で述べた通り、本研究で復元した歴史水文データに予想される推定誤差は、ピーク水位データの場合は用いた記録や水位基準の信頼性により数~数十 cm 程度、流域平均 30 日降雨量の場合は基礎になった水位データの信頼性に依拠して 30~200mm 程度の範囲にあると推測された。水位データについては、湖辺村落の田面冠水深記録を基礎にしたものは推定誤差が大きく、数十 cm 程度になる場合もあると推測されたが、これらは平均的なデータ値の 1/4 を上回る誤差と考えられる。また、3.3.2 によれば、入力データとなるピーク水位が 30cm 変化すればその出力結果として 30 日降雨量の推定値は 100mm 程度変化する。本章のシミュレーションは琵琶湖流域の年最大 30 日降雨量を想定して真の分布を設定しているため、上記の結果 5) より、 ε が 100 以上、つまり誤差が 100mm を上回ると予想される 30 日雨量のデータは使用すべきでないということになる。即ち、ピーク水位、30 日雨量ともに、田面冠水深記録を基礎にしたデータは確率分布モデルの標本に導入することによって却ってモデルの信頼性が低下する場合があるため、個々のデータについてその推定精度を見極め使用すべきかどうか慎重に判断することが重要になる。一方、幕末期の大規模洪水など歴史洪水の中でも精度の高い復元

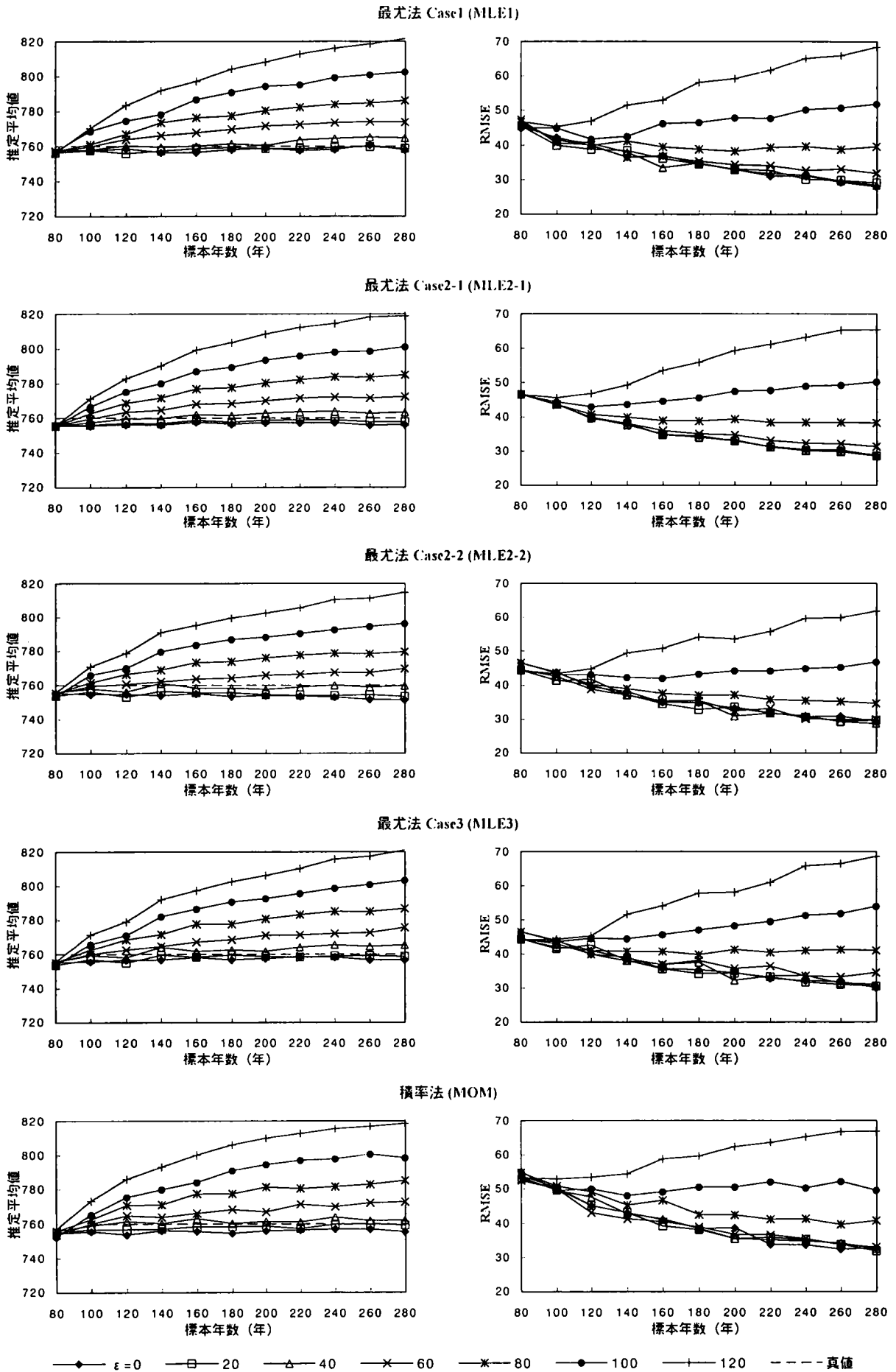


図 5.1 シミュレーション計算による100年確率水文量の推定平均値 (左) と RMSE (右)

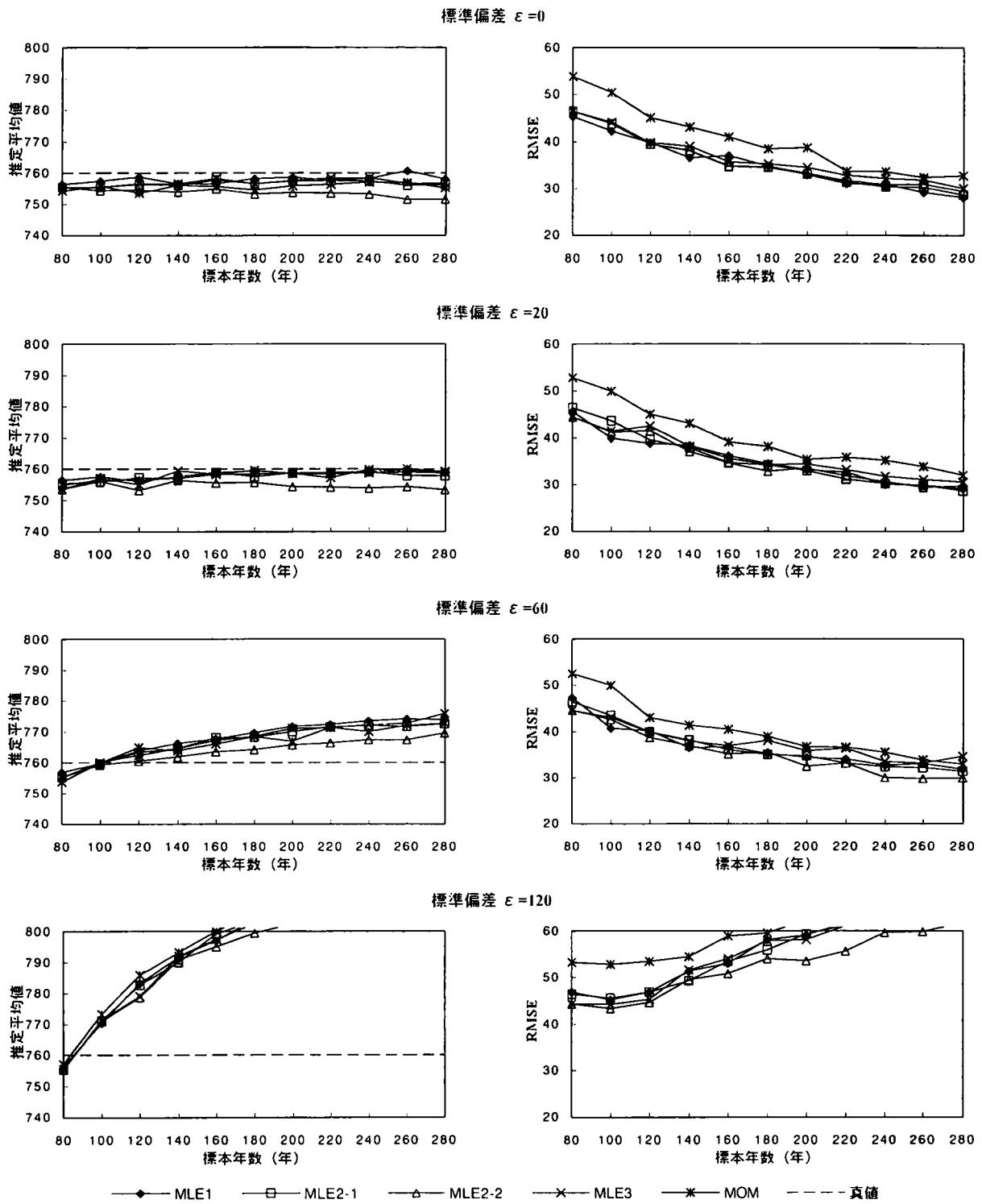


図5.2 シミュレーション計算による100年確率水文量の推定平均値(左)とRMSE(右)(誤差ごとに比較)

が可能な場合については、推定誤差 $1/10 \sim 1/8$ 以下の基準を満たしていると思われ、これらは値そのものを用いる最尤法 Case1 (MLE1) によって確率分布モデルに導入することが可能と考えられる。また、定水杭を基礎にした復元データも、多くは標本として使用することにより確率分布モデルの信頼性向上に寄与するものと考えられるが、標本誤差がやや大きいため推定された母数や確率水文量が過大になる可能性があり、注意を要する。

より多くの歴史洪水データを利用可能にするためには、さらに歴史記録を蓄積し歴史時代の水位基準、特に湖辺村落の田面高の信頼性を高めていく努力が必要であるが、現段階では閾値をやや高く設定して再現精度の低い中小規模洪水のデータ値が使用されないようにするのが適切ではないかと考えられる。

結 論

近代の測器による観測が開始される以前の時代についても、水文・気象現象に関する記録は様々な形で文献や自然界の資料の中に残されている。こうした資料を適切に利用することで過去の現象に対する知見が増し、治水計画の立案等に際しては観測データのみに基づく場合よりも確率洪水評価の信頼性が高まることが期待される。また、急速な工業化とともに人間活動に起因する地球規模での気候変化が問題となる中で、近年の気候変化を長期的視野から捉え、例えば気候変動に及ぼす人為的影響を評価したり、将来どの程度劇的な変化が現実起こり得るのか予測する場合には、過去に地球が実際に経験した気候変動に関する情報を参照データとしてできるだけ長期に亘って得ることが重要である。とりわけこれら過去の気候要素の再現データは、気候変動シミュレーションモデルの過去の検証データとして有用と考えられる。こうした視点から、本研究では江戸時代中期以降の琵琶湖流域を対象として、観測時代以前の水文・気候環境を古記録や樹年木輪の資料によって復元することを試みた。さらに、復元した歴史時代の標本を水文頻度分析に導入した場合、同定された分布の母数や確率水文量の信頼性がどの様に向上するのか、その効果について検証した。ここで、本研究の成果をもう一度章毎に概括してみたい。

第1章では、古文書等に残された江戸時代中期以降の琵琶湖水位に関する定量記録を整理し、洪水時のピーク水位や普段の平均的な水位(常水位)の再現を行った。まず歴史時代において比較的多くの水位記録が残る江戸時代末期の3回の大洪水について、観測時代の洪水との水位比較の記録を参照しながら詳細な水位経過を復元し、その結果を用いて歴史時代の最も重要な水位基準である膳所藩の定水杭と現在の水位基準である鳥居川量水標との関係を推定した。また、他の定水杭や冠水深記録の残る湖辺村落数箇所の田面高についても、水位記録を相互に比較しながら各基準水位を鳥居川水位に換算し、これらの記録を総合して歴史時代における洪水毎のピーク水位・迎水位(洪水前の水位)や常水位の長期的変動を全て鳥居川水位によって表すことを試みた。

湖水位の記録は、歴史時代における水文量を定量的に記録したのものとして非常に重要であるが、記録が得られるのは洪水ピーク時などに限られ、また瀬田川疏通能力等の時代により条件の異なる要因の影響を受ける。そこで第2章では、これを補完する歴史資料として古日記の天候記録に着目した。流域各地から収集した8日記について、異なる日記間での天気観測の一致性や気象データとの対応関係について検討した後、それらを整理集計して江戸時代中期以降における近江地方の寒暖・乾湿変動を再現したり、歴史濁水の規模を定量的に評価することを試みた。また、長期的な気温・降水現象の定常性について若干の統計的検討を加えた。降雪率の変動から、彦根における冬季の平均気温は18世紀以降の約200年間でおよそ0.9℃上昇したと推定され、この変動は統計的にも十分有意であることがt分布検定によって確かめられた。これに対し、降水については顕著な傾向的変動は認められず、気温変動と比較して非定常性の弱い現象であることがt検定によっても示された。

第3章では、まず歴史時代における琵琶湖の水理を考える上で重要な瀬田川疏通能力の時代的変遷について考察した上で、第1章で復元した水位データを水文統計解析により適した水文量に変換する

ため、第2章で収集整理した天候記録を利用し流入－貯留－流出の連続関係から流域平均降雨量を逆算するモデルを提示した。そしてこのモデルにより、歴史時代における洪水期間の総降雨量や月単位の降雨量の復元を行った。さらに、測器観測データの整備された近代以降の洪水にもモデルを適用し、その再現性を検証した。観測時代67洪水の流域平均30日降雨量を本モデルにより推定した結果、推定値と観測値との相関係数は0.95となり、特に大規模洪水について再現性が良好であった。また、入力データの中でもピーク水位データの信頼性がモデルの再現精度にとって特に重要であることが示された。

第4章では、第3章までの古記録による再現結果を検証するための自然科学的資料として、樹木年輪に着目した。琵琶湖南岸地域から採取したヒノキ標本の年輪幅と安定炭素同位体比($\delta^{13}\text{C}$)を測定し、様々な気象データとの相関分析を行ったところ、年輪幅については早春の気温と初夏の降水量(降水日数)、 $\delta^{13}\text{C}$ については初夏の日照時間や降水日数(降水量)との間に相関関係が見出された。そこで、年輪幅と $\delta^{13}\text{C}$ の両者に共通して相関の認められた5～6月降水量と5～6月降水日数それぞれについて、年輪幅及び $\delta^{13}\text{C}$ を説明変数とする重回帰分析を行い、それら気候要素の過去約300年間に亘る変動を再現した。重相関係数は5～6月降水量、5～6月降水日数それぞれについて0.34、0.40であり、再現値は年々の変動幅が小さく平滑化される傾向があったが、長期的な変動傾向は観測値とよく一致した。また、第2章や第3章の手法により古記録から再現された対応する気候要素との比較においても、長期的傾向については両者の間に大きな齟齬はなく、第3章の降雨量復元モデルにおける歴史時代の瀬田川疎通能力等の諸設定が妥当であったことの傍証とすることができた。

最後に第5章では、復元した歴史時代の極値水文データを実際に水文頻度分析に利用した場合に、それによってもたらされる母数や確率水文学の信頼性向上への効果について検討した。まず、断片的で不確実性を伴う歴史時代のデータを近年の観測データとともに積率法や最尤法により極値確率分布モデルに導入する手法についてまとめ、次に、歴史時代の標本を観測データに追加していくことによって母数や確率水文学の推定精度がどの様に変化するのか、母数推定法や歴史時代の標本誤差を変化させながら様々なケースについてMonte Carloシミュレーションを行い評価した。シミュレーションの結果から、本研究で復元した琵琶湖の歴史洪水データの場合には、個々の標本についてデータの誤差を考慮しその扱いを慎重に判断する必要があるが、少なくとも定水杭など信頼性の高い水位基準から導かれたデータについては確率水文学の推定精度向上に寄与することが明らかになった。また、標本誤差が正規分布に従うとしたとき、誤差がある程度大きくなると確率水文学は実際よりも過大(安全側)に推定される傾向があることが分かった。

以上、江戸時代中期以降の水文・気候環境が古記録と樹木年輪の資料によって復元された。そして、琵琶湖流域においてはそれら歴史資料の利用は計画降雨の策定等に有効であると結論される。また、本研究で再現された水文学や気候要素は、気候変動や地球環境問題に関する研究を進める上でも有用な資料となるであろう。他流域への展開も視野に入れつつ、今後も歴史資料を蓄積し再現の信頼性を高めていきたい。

なお、今後研究を展開していく上では、極値水文学の非定常的な扱いが重要な課題になると予想される。本研究では2.5のt検定の結果を踏まえ、降水現象については対象期間を通じて定常性が成り立つことを一応の前提として考察を進めたが、将来的にさらに長期に亘る極値水文データが利用可能と

なった場合、データの定常性を仮定するのが難しくなる可能性がある。また、近年温暖化等の影響により降水パターンが変化してきていると言われており、過去のデータを将来の計画に活用しようとする場合、こうした傾向的变化についての将来予測を踏まえて確率分布モデルを補正することも検討してみる価値があろう。これらの課題には、今後も継続して取り組んでいく予定である。

参考文献

第1章

- 1) 近畿地方建設局琵琶湖工事事務所・水資源開発公団関西支社・滋賀県地方史研究家連絡会(1988) : 琵琶湖の水位変動に関する記録の調査研究業務調査報告書.
- 2) 琵琶湖治水会(1925) : 琵琶湖治水沿革誌.
- 3) 近畿地方建設局琵琶湖工事事務所・水資源開発公団関西支社(1987) : 琵琶湖の歴史洪水と洪水確率検討業務報告書.
- 4) 琵琶湖治水会(1968) : 琵琶湖治水沿革誌第壹巻. pp.23-25, 36-37, 387-390.
- 5) 中川泉三編(1988) : 近江長濱町志 第二巻(復刻版). 泰山堂, pp.162-169.
- 6) 滋賀縣愛智郡教育會(1929) : 近江愛智郡誌 卷三. pp.741-765.
- 7) 福尾猛市郎編(1969) : 滋賀縣八幡町史 中巻(復刻版). 清文堂出版, pp.790-799.
- 8) 滋賀縣高島郡教育會(1927) : 高島郡誌. pp.961-972.
- 9) 大橋金造編(1928) : 近江神崎郡志稿 下巻. 滋賀縣神崎郡教育會, pp.858-877.
- 10) 滋賀県立近江風土記の丘資料館(1988) : 謎の湖底遺跡を探る - 琵琶湖1万年の変貌 -. pp.20-31.
- 11) 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, 8(1), pp.67-78.
- 12) 秋田裕毅(1997) : びわ湖 湖底遺跡の謎. 創元社, pp.120-148.
- 13) 庄建治朗・長尾正志・富永晃宏(2000) : 古記録による琵琶湖歴史洪水の水位推定. 水工学論文集, 44, pp.371-376.
- 14) 金田章裕・矢野司郎(1988) : 古地図による旧汀線の復原. 琵琶湖の水位変動に関する記録の調査研究業務調査報告書.

第2章

- 15) 三上岳彦(1993) : 日記天気記録から推定した小氷期後半の夏季気温変動. 地学雑誌, 102(2), pp.144-151.
- 16) 水越允治(1993) : 文書記録による小氷期中部日本の気候復元. 地学雑誌, 102(2), pp.152-166.
- 17) 深石一夫・田上善夫(1993) : 18世紀の日本における冬の気候復元. 地学雑誌, 102(2), pp.176-182.
- 18) 小笠原洋子・野口佳一(2000) : ファジィ線形回帰式を導入した古日記の降雪日数による気温推定 - 京都における1・2月の月平均気温の復元 -. 地理学評論, 73A(5), pp.459-467.
- 19) 江南良三(1981) : 近江八幡人物伝. 近江八幡市郷土史会, pp.84-113, 128-130.
- 20) 江南良三(1989) : 近江商人列伝. 近江八幡市郷土史会, pp.127-136, 158-165.
- 21) 山村日記を読む会(2000) : 近江国水口藩大庄屋山村氏諸事書留 第一冊・文政五年. 水口町立歴史民俗資料館, pp.1-8.
- 22) 野島寿三郎編(1987) : 日本曆西曆月日対照表. 日外アソシエーツ.
- 23) 小笠原洋子(1989) : 古日記の天候記録についての記録者による観測精度の差異の研究. お茶の水地理, 30, pp.1-6.
- 24) 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, 230, pp.22-35.
- 25) 吉村稔(1993) : 古気候の復元と歴史天候データベース. 地学雑誌, 102(2), pp.131-143.
- 26) 水越允治(1986) : 近畿地方における梅雨の長期変動傾向. 京都大学防災研究所年報, 29B-2, pp.109-123.
- 27) 彦根地方気象台編(1993) : 滋賀県の気象 - 彦根地方気象台創立100周年記念 -. 大蔵省印刷局.
- 28) 山本武夫(1976) : 気候の語る日本の歴史. そしえて文庫, 4, pp.201-230.
- 29) Briffa, K.R., Schweingruber, F.H., Jones, P.D., Osborn, T.J., Shiyatov, S.G., Vaganov, E.A. (1998) : Reduced sensitivity of recent tree-growth to temperature at high northern latitudes. Nature, 391,

pp.678-682.

- 30) Briffa, K.R., Osborn, T.J., Schweingruber, F.H., Harris, I.C., Jones, P.D., Shiyatov, S.G., Vaganov, E.A. (2001) : Low-frequency temperature variations from a northern tree ring density network. *Journal of Geophysical Research*, **106**, pp.2929-2941.

第3章

- 31) 近畿地方建設局琵琶湖工事事務所・水資源開発公団関西支社 (1986) : 琵琶湖の歴史洪水と洪水確率検討業務調査報告書.
- 32) 池淵周一・前田勝 (1991) : 歴史洪水資料を利用した計画降雨算定手法. 京都大学防災研究所年報, **34B-2**, pp.103-125.
- 33) 金森楯太郎 (1916) : 瀬田川ニ於ケル流量曲線ノ時間的變遷. 土木學會誌, **2(1)**, pp.93-187.
- 34) 琵琶湖総合水管理研究委員会 (1989) : 琵琶湖の総合的水管理に関する調査・研究報告書 調査・研究編. pp.105-117, 136-154.
- 35) 琵琶湖工事事務所水質調査課編 (1985) : 治水の歴史をたずねて 琵琶湖湖水にまつわる散歩道. 建設省近畿地方建設局琵琶湖工事事務所, pp.44-48.
- 36) 庄建治朗・長尾正志・富永晃宏 (2001) : 古記録を用いた歴史時代における瀬田川疎通能力の検証. 水工学論文集, **45**, pp.1-6.
- 37) 琵琶湖総合水管理研究委員会 (1984) : 水理・水文部会総括報告書. pp.62-83.
- 38) 庄建治朗・長尾正志・富永晃宏 (2000) : 古日記天候記録を用いた琵琶湖歴史洪水の復元. 土木学会論文集, **656**, pp.15-25.

第4章

- 39) Briffa, K.R., Bartholin, T.S., Eckstein, D., Jones, P.D., Karlén, W., Schweingruber, F.H., Zetterberg, P. (1990) : A 1,400-year tree-ring record of summer temperatures in Fennoscandia. *Nature*, **346**, pp.434-439.
- 40) Kitagawa, H., Matsumoto, E. (1995) : Climatic implications of $\delta^{13}\text{C}$ variations in a Japanese cedar (*Cryptomeria japonica*) during the last two millenia. *Geophysical Research letters*, **22**, pp.2155-2158.
- 41) Yasue, K., Funada, R., Fukazawa, K., Ohtani, J. (1997) : Tree-ring width and maximum density of *Picea glehnii* as indicators of climatic changes in northern Hokkaido, Japan. *Canadian Journal of Forest Research*, **27**, pp.1962-1970.
- 42)
- 43) 光谷拓実 (1987) : わが国における年輪年代学の確立とその応用 (第1報) 現生木のヒノキによる年輪変動パターンの特性検討. 木材学会誌, **33(3)**, pp.165-174.
- 44) 奈良国立文化財研究所 (1990) : 年輪に歴史を読む - 日本における古年輪学の成立 -. 奈良国立文化財研究所学報, **48**.
- 45) Holmes, R.L. (1983) : Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement. *Tree-Ring Bulletin*, **43**, pp.69-75.
- 46) <http://tree.ltrr.arizona.edu/software.html>
- 47) Cook, E.R., Peters, K. (1981) : The smoothing spline: a new approach to standardizing forest interior tree-ring width series for dendroclimatic studies. *Tree-Ring Bulletin*, **41**, pp.45-53.
- 48) 萩原尊禮・藤田和夫・山本武夫・松田時彦・大長昭雄 (1982) : 古地震 - 歴史資料と活断層からさぐる. 東京大学出版会, pp.231-287.
- 49) Jacoby, G.C. (1997) : Application of tree ring analysis to paleoseismology. *Reviews of Geophysics*, **35(2)**, pp.109-124.
- 50) Fritts, H.C. (1976) : *Tree Rings and Climate*. Academic Press, pp.261-277.
- 51) 佐藤忠信・八嶋厚・田中琢 (1989) : 年輪を用いた長期的気候変動特性の抽出. 京都大学防災研究所年報, **32B-1**, pp.279-289.

-
- 52) 三好東一 (1952) : ヒノキに関する材質の生態的研究 總論. 長野營林局, pp.5-10.
 - 53) Francey, R.J., Farquhar, G.D. (1982) : An explanation of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ variations in tree rings, *Nature*, **297**, pp.28-31.
 - 54) Donovan, L.A., Ehleringer, J.R. (1994) : Potential for selection on plants for water-use efficiency as estimated by carbon isotope discrimination. *American Journal of Botany*, **81**, pp.927-935.
 - 55) Marshall, J.D., Zhang, J. (1994) : Carbon isotope discrimination and water-use efficiency in native plants of the north-central Rockies. *Ecology*, **75**, pp.1887-1895.
 - 56) Livingston, N.J., Spittlehouse, D.L. (1993) : Carbon isotope fractionation in tree rings in relation to the growing season water balance. In *Stable isotopes and plant carbon-water relations* eds. by J.R. Ehleringer, A.E. Hall and G. D. Farquhar. Academic Press, San Diego, pp.141-153.
 - 57) Livingston, N.J., Spittlehouse, D.L. (1996) : Carbon isotope fractionation in tree ring early and late wood in relation to intra-growing season water balance. *Plant, Cell and Environment*, **19**, pp.768-774.
 - 58) Wright G.C., Nageswara Rao, R.C., Farquhar, G.D. (1994) : Water-use efficiency and carbon isotope discrimination in peanut under water deficit conditions. *Crop Science*, **34**, pp.92-97.
 - 59) Farquhar, G.D., O'Leary, M.H., Berry, J.A. (1982) : On the relationship between carbon isotope discrimination and intercellular carbon dioxide concentration in leaves. *Aust. J. Plant Physiol.*, **9**, pp.121-137.
 - 60) 青木浩 (1997) : 名古屋大学年代測定資料研究センター・MAT-252 における炭素・酸素の安定同位体組成測定について. 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書, **8**, pp.68-80.
 - 61) Kitagawa, H., Matsumoto, E. (1995) : Carbon isotope variation within trunks of Japanese cedars from Yakushima Island, southern Japan. *Geochemical Journal*, **29**, pp.149-153.
 - 62) Hanba, Y.T., Mori, S., Lei, T.T., Koike, T., Wada, E. (1997) : Variations in leaf $\delta^{13}\text{C}$ along a vertical profile of irradiance in a temperate Japanese forest. *Oecologia*, **110**, pp.253-261.
 - 63) Freyer, H.D. (1979) : On the ^{13}C record in tree rings. Part II. Registration of microenvironmental CO_2 and anomalous pollution effect. *Tellus*, **31**, pp.308-312.
 - 64) Sakata, M., Suzuki, K. (1998) : Assessment method for environmental stresses in trees using $\delta^{13}\text{C}$ records of annual growth rings. *Geochemical Journal*, **32**, pp.331-338.
 - 65) Sakata, M., Suzuki, K. (2000) : Evaluating possible causes for the decline of Japanese fir (*Abies firma*) forests based on $\delta^{13}\text{C}$ records of annual growth rings. *Environmental Science & Technology*, **34**, pp.373-376.

第5章

- 66) Hosking, J.R.M., Wallis, J.R. (1986) : Paleoflood hydrology and flood frequency analysis. *Water Resources Research*, **22**, pp.543-550.
- 67) Stedinger, J.R., Cohn, T.A. (1986) : Flood frequency analysis with historical and paleoflood information. *Water Resources Research*, **22**, pp.785-993.
- 68) Cohn, T.A., Stedinger, J.R. (1987) : Use of historical information in a maximum-likelihood framework. *Journal of Hydrology*, **96**, pp.215-223.
- 69) 庄建治朗・岩崎誠一郎・長尾正志・富永晃宏 (1999) : 誤差を含む歴史洪水データの確率洪水評価への導入シミュレーション. *水工学論文集*, **43**, pp.133-138.
- 70) Sho, K., Iwasaki, S., Nagao, M., Tominaga, A. (2000) : Effect of introducing uncertain historical hydrologic data on quantile estimation accuracy. *Journal of Hydroscience and Hydraulic Engineering*, **18**(1), pp.45-52.

謝 辞

本研究のそもそもの着想は、京都大学防災研究所池淵周一教授によるものである。池淵教授には、著者がこの研究テーマに取り組み始めた学部学生の時期から終始一貫してご指導を受けた。厚くお礼申し上げたい。また、京都大学防災研究所岡田憲夫教授、宝馨教授、友杉邦雄助教授、立川康人助教授、田中賢治助手、永田敏治技官、京都大学大学院工学研究科椎葉充晴教授、中北英一助教授、堀智晴助教授、市川温助手、山梨大学工学部大石哲助教授、高榎琢馬京都大学名誉教授、(社)近畿建設協会宮井宏理事長からも、著者の学部学生の時期から研究面で様々な示唆・ご協力をいただいた。

古日記の調査に際しては、近江八幡市立資料館、滋賀県立図書館、滋賀大学経済学部附属史料館、彦根市立図書館、水口町立歴史民俗資料館に様々な便宜を図っていただいた。また、(独)奈良国立文化財研究所吉川聡氏、名古屋工業大学工学部学生(当時)市川篤励、井上貴洋、西條真紀、佐藤大輔、田中邦彦、柳澤将道の各氏、同大学院生井嶋康二氏、及び井嶋美律江、甲村真理、田中昭生の各氏には、古日記の解読と天候記録の収集整理に多くのご協力をいただいた。

年輪の安定炭素同位体比の測定には、(独)産業技術総合研究所高橋浩氏、名古屋大学大気水圏科学研究所吉岡崇仁助手、西田民人助手、木平英一氏、名古屋工業大学工学部学生(当時)原美苗、同大学院生(当時)岩崎誠一郎、奥村千恵の各氏に多大のご協力をいただいた。

さらに、国土交通省近畿地方整備局琵琶湖工事事務所、水資源開発公団琵琶湖開発総合管理所、日本気象協会関西本部からは各種水文データの提供をいただいた。名城大学都市情報学部長尾正志教授、名古屋工業大学工学部富永晃宏教授、喜岡涉教授、北野利一講師、尾澤敏行技官はじめ社会開発工学科水工学研究室の諸氏には著者の研究環境に特段のご配慮をいただき、多くのご支援を受けた。上記全ての方々に対し、末筆ながら記して深甚の謝意を表します。

なお本研究は、1997～1998年度文部省科学研究費(奨励研究A)、(財)クリタ水・環境科学振興財団2000年度研究助成、(財)河川環境管理財団2001年度河川整備基金による助成研究の成果を使用している。