

学位請求論文

考古遺跡で検出された洪水痕跡と古気候の関係

谷岡能史

広島大学大学院文学研究科人文学専攻

地表圏システム学分野 考古学

2011年3月

例言

1. 本稿は谷岡能史（広島大学大学院文学研究科人文学専攻地表圏システム学分野の考古学）が2010年度に広島大学大学院文学研究科に提出した博士論文である。
2. 本稿は本文と付図・付表からなる。
3. 本稿には、谷岡能史が卒業論文、修士論文、その他学術雑誌で用いた資料を含む。

凡例

1. 発掘調査報告書に記載された相対年代と絶対年代は下表のように対応させた。

表 相対年代・絶対年代対照表

相対年代	絶対年代		存続期間	相対年代	絶対年代		存続期間	相対年代	絶対年代		存続期間
	上限	下限			上限	下限			上限	下限	
弥生時代後期	1	265	265	古代	600	1200	601	中世	1150	1600	451
初め	1	70	70	初め	600	800	201	初め	1150	1350	201
前半(前葉)	1	140	140	前半(前葉)	600	1000	401	前半(前葉)	1150	1400	251
中葉(半ば)	50	150	101	中葉(半ば)	750	1050	301	中葉(半ば)	1250	1500	251
後半(後葉)	120	265	146	後半(後葉)	800	1200	401	後半(後葉)	1350	1600	251
末葉	150	265	116	末葉	1000	1200	201	末葉	1450	1600	151
古墳時代前期	190	430	241	飛鳥時代	600	700	101	鎌倉時代	1180	1350	171
初め	190	330	141	奈良時代	700	800	101	初め	1180	1230	51
前半(前葉)	190	350	161	初め	700	730	31	前半(前葉)	1180	1260	81
中葉(半ば)	290	390	101	前半(前葉)	700	750	51	後半(後葉)	1240	1350	111
後半(後葉)	320	430	111	中葉(半ば)	730	770	41	末葉	1270	1350	81
末葉	350	430	81	後半(後葉)	740	800	61	南北朝時代	1300	1400	101
古墳時代中期	370	530	161	末葉	760	800	41	室町時代	1300	1600	301
初め	370	450	81	平安時代	780	1200	421	初め	1300	1400	101
前半(前葉)	370	470	101	初め	780	950	171	前半(前葉)	1300	1470	171
中葉(半ば)	400	500	101	前半(前葉)	780	1000	221	後半(後葉)	1430	1600	171
後半(後葉)	430	530	101	中葉(半ば)	900	1100	201	末葉	1470	1600	131
末葉	450	530	81	後半(後葉)	1000	1200	201	戦国時代	1470	1600	131
古墳時代後期	470	730	261	末葉	1050	1200	151	安土・桃山時代	1570	1620	51
初め	470	570	101					江戸時代/近世	1600	1870	271
前半(前葉)	470	630	161					初め	1600	1700	101
中葉(半ば)	530	670	141					前半(前葉)	1600	1750	151
後半(後葉)	570	730	161					中葉(半ば)	1700	1800	101
末葉	630	730	101					後半(後葉)	1720	1870	151
								末葉	1800	1870	71
								近代	1860	1950	91
								現代	1950	2000	51

2. 上記1のうち土器型式とこれに対応する絶対年代については以下の文献を参考にした。また、これ以外のものについては付表Iに記載した。

(1) 土器全般について

大川 清・鈴木公雄・工楽善通編 1996『日本土器事典』 雄山閣

(2) 弥生時代後期～古墳時代前期

①寺沢 薫 1989「各地域の併行関係・解説」(寺沢 薫・森岡秀人編 1989『弥生土器の様式と編年』近畿編1 木耳社 pp. 322-327)

②赤塚次郎編 2002『弥生・古墳時代 土器Ⅱ』考古資料大観2 小学館

③亀田修一編 2003『弥生・古墳時代 土器Ⅲ』考古資料大観3 小学館

④森岡秀人・西村 歩編 2006『古式土師器の年代学』(財)大阪府文化財センター

(3) 古墳時代～古代

①石野博信・岩崎卓也・河上邦彦・白石太一郎編 1991『土師器と須恵器』古墳時代の研究6 雄山閣

②宮崎泰史 2006「陶器の変遷」(宮崎泰史・藤永正明編『年代のものさし—陶器の須恵器—』大阪府立近つ飛鳥博物館図録40 大阪府立近つ飛鳥博物館 pp. 60-65)

(4) 中世

中世土器研究会編 1995『概説 中世の土器・陶磁器』 真陽社

3. 土器型式は本来「～様式」「～式」「～型式併行期」と表記するが、考古学で広く知られているものについては、本稿の付表では記載を簡潔にするため、「～式」「～式併行期」といった文言を省略し、単に「畿内V-1」「布留3」「TK43」などと表記した。
4. 火山灰の年代・名称については、町田 洋・新井房夫編 2003『新編 火山灰アトラス』 東京大学出版会、に準拠した。本稿に関連する火山灰層は下記である。

名称	略称	年代	名称	略称	年代	名称	略称	年代
樽前a	Ta-a	1739年	浅間A	As-A	1783年	神津島天上山	Iz-Kt	838年
樽前b	Ta-b	1667年	浅間B	As-B	1108年	富士宝永	F-Ho	1707年
白頭山苦小牧	B-Tm	10世紀	浅間C	As-C	4世紀初め	桜島文明	Sz-3	1471年
十和田a	To-a	915年	榛名二ツ岳伊香保	Hr-FP (Hr-I)	6世紀中葉			
			榛名二ツ岳渋川	Hr-FA (Hr-S)	6世紀初め			

5. 本文中の語句のうち、右上に*を施したものについては、本文末尾に語句説明を掲載した。
6. 日本のみの地図についてはとくに記載がない限り下記を利用したものである。ただし、本文への挿入段階で図をさらに縮小しているため、図上の距離は下記の縮尺どおりではない。いずれも原図は国土地理院による。
- (1) 1/800,000, 1/400,000, 1/200,000, 1/50,000 縮尺図：カシミール 3D『電子国土』。
- (2) 1/25,000 縮尺図：カシミール 3D「ウォッチず」。
7. 世界地図はとくに記載がない限り、下記から有償で提供を受けたものを原図としている。
- 「世界地図」(http://www.abysse.co.jp/world/map/highquality_mapdata.html (2010年8月16日))。

本文目次

例言

凡例

本文目次・挿図目次・挿表目次

はじめに	1
第I章 問題の所在	2～6
第1節 日本におけるこれまでの研究	2～4
第2節 海外の研究と比較した日本における研究の問題点	4～6
第1項 海外における研究事例	
第2項 日本における研究の問題点	
小結	
第II章 資料の集約方法	7～27
第1節 洪水痕跡	7～14
第1項 発掘調査報告書	
第2項 洪水痕跡の抽出	
第3項 年代	
第4項 集計	
第2節 気象観測データと古気候データ	14～27
第1項 気象観測データ	
第2項 古気候データ	
小結	
第III章 日本周辺における気候と降水量分布の特性	28～42
第1節 日本周辺における気候の特徴	28～35
第1項 気象観測データから見た日本付近における降水量と気圧配置	
第2項 夏季の天候に関連した大気・海洋循環	
第2節 地域間における降水量分布の特異性・相関性	35～42
第1項 日本と中国東部における降水量分布の広域的特異性	
第2項 近畿地方中部を中心とした降水量と各地における降水量の相関関係	
小結	
第IV章 洪水痕跡の集計結果	43～58
第1節 地域的な特徴	43～53
第2節 年代ごとの変化	53～58
小結	

第V章 考察	59～91
第1節 年ごとに見た洪水痕跡と気象・古気候データ	59～75
第1項 気象観測データから見た洪水痕跡	
第2項 近世における洪水痕跡形成年	
第2節 洪水痕跡の長期変動とその背景	75～91
第1項 近畿地方中部の文献史料から見た9～10世紀における洪水痕跡のピーク	
第2項 広範囲の古気候データから見た9～10世紀の洪水痕跡のピーク	
小結	
第VI章 発展	92～102
第1節 2～6世紀における洪水痕跡	92～99
第1項 古気候データからみた2～6世紀	
第2項 古気候データから想定される洪水痕跡の変化と実際の変化	
第2節 気温の長期変動から見た洪水痕跡	99～102
第1項 2～10世紀における気温変動	
第2項 気温変動から想定される洪水痕跡の変化と実際の変化	
小結	
第VII章 結論	103～105
第1節 古気候データから見た洪水痕跡	103～104
第2節 今後の課題	104～105
謝辞	106
脚注	107
略語一覧	107
参考文献	108～120
付図 遺跡地図	
付表I 考古遺跡一覧表	
付表II 文献史料一覧	
付表III 気象・海洋観測データ	

挿図目次

図番号	名称	頁
図Ⅰ-1	大阪平野周辺における主要な洪水痕跡検出遺跡	3
図Ⅰ-2	海外における主要な調査地点	5
図Ⅱ-1	本稿における論述資料の概略	7
図Ⅱ-2	洪水痕跡と層位的位置関係	11
図Ⅱ-3	洪水痕跡に関連した気象災害の年別発生数	14
図Ⅱ-4	主な気象観測点の分布と地域区分	16
図Ⅱ-5	近畿地方中部における各気象要素の変化	18
図Ⅱ-6	古代を中心とした文献気象史料の一次資料と二次資料の関係	22
図Ⅱ-7	武江年表に記載された長雨と干ばつ	25
図Ⅲ-1	年合計降水量	28
図Ⅲ-2	降水量の最多月	28
図Ⅲ-3	大雨日数の年合計値	29
図Ⅲ-4	北半球における大気循環断面模式図	29
図Ⅲ-5	比熱による陸上と海上の気温・気圧の違い	30
図Ⅲ-6	日本付近を中心とした大気・海洋循環	30
図Ⅲ-7	梅雨期・盛夏期・秋雨期の気圧配置	31
図Ⅲ-8	PJパターンの模式図	32
図Ⅲ-9	オホーツク海高気圧の形成に関連する要素	34
図Ⅲ-10	クラスター分析による降水量分布	35
図Ⅳ-1	大阪府周辺における洪水痕跡検出遺跡	43
図Ⅳ-2	平石遺跡周辺の地形	44
図Ⅳ-3	群馬県を中心とした関東地方における洪水痕跡検出遺跡	46
図Ⅳ-4	濃尾平野における洪水痕跡検出遺跡	47
図Ⅳ-5	板付遺跡と周辺の洪水痕跡検出遺跡	48
図Ⅳ-6	板付遺跡における堆積層	48
図Ⅳ-7	全国における洪水痕跡の年代別推移	49
図Ⅳ-8	府県別にみた洪水痕跡の年代別推移	50～54
図Ⅴ-1	1881年以降で形成年が特定されている洪水痕跡を持つ遺跡の分布	59
図Ⅴ-2	1601～1880年における資料の概要と分布	67
図Ⅴ-3	1742年における天候イベント	74
図Ⅴ-4	1654年における天候イベント	74
図Ⅴ-5	近畿地方を中心とした日本の文献史料から得られた長雨・冷夏の比率	75
図Ⅴ-6	8～10世紀に形成されたとみられる洪水痕跡が検出された東北地方の遺跡	76
図Ⅴ-7	山梨県における住居址数の推移	78
図Ⅴ-8	9～10世紀における主な古気候データ	83
図Ⅴ-9	紀元後1年以降の日本における気温復元値	84
図Ⅴ-10	紀元後1年以降の中国における気温復元値	84
図Ⅴ-11	文献史料から復元された華北・華中の乾湿変動	85
図Ⅴ-12	酸素同位体比から推定された夏季モンスーンの強弱	86
図Ⅴ-13	西太平洋赤道域における海面水温	86
図Ⅴ-14	1951～2000年の7月における近畿地方中部と華中（東側）の降水量	87
図Ⅴ-15	9世紀前半～10世紀前半における天候・気圧配置模式図	90
図Ⅵ-1	「北高型」の気圧配置	94
図Ⅵ-2	2～6世紀における天候と気圧配置	95
図Ⅵ-3	2～6世紀における議論の問題点	99
図Ⅵ-4	紀元後1年以降の気温変動	100
図Ⅶ	洪水痕跡形成までのプロセス	103

挿表目次

図番号	名称	頁
表Ⅱ-1	古気候データの有無	7
表Ⅱ-2	都道府県ごとの遺跡数	8
表Ⅱ-3	本稿における土器型式と絶対年代	10
表Ⅱ-4	集計の具体例	12
表Ⅱ-5	道府県別「洪水害」「浸水害」「山がけ崩れ害」発生数	15
表Ⅱ-6	本稿で利用する日本の気象観測点	17
表Ⅱ-7	各等圧面天気図の用途と特徴	20
表Ⅱ-8	文献気象記録数の推移	21
表Ⅱ-9	文献史料における各現象の区分と意味	22
表Ⅱ-10	文献史料における記載の区分と意味	23
表Ⅱ-11	日本における代表的な歴史書	24
表Ⅲ-1	各クラスターに該当する年	35
表Ⅲ-2	各クラスターにおけるジオポテンシャル高度	36~37
表Ⅲ-3	各クラスターにおけるオホーツク海高気圧に関連した数値	37
表Ⅲ-4	各クラスターにおける夏季モンスーン指数 (SMI)	37
表Ⅲ-5	各クラスターにおけるエルニーニョ監視海域の海面水温偏差	38
表Ⅲ-6	近畿地方中部6地点との降水量の相関	40
表Ⅲ-7	近畿地方中部の降水量とジオポテンシャル高度の相関係数	41
表Ⅲ-8	近畿地方中部の降水量とエルニーニョ監視海域における海面水温偏差との相関係数	41
表Ⅳ-1	長原遺跡における標準層序	45
表Ⅳ-2	岩手県, 宮城県, 秋田県における洪水痕跡数の推移	55
表Ⅳ-3	洪水痕跡が多かった府県の数	56
表Ⅳ-4	『続日本紀』における気象災害に関連した賑給記載	57
表Ⅴ-1	1881年以降で形成年が判明している洪水痕跡	59~60
表Ⅴ-2	遺跡の所在地と比較対象とした観測点	61
表Ⅴ-3	洪水痕跡形成年月における近接地の降水量・大雨日数・降水日数	62
表Ⅴ-4	洪水痕跡形成年月における近接地の降水量 (最大値と最小値)	62
表Ⅴ-5	洪水痕跡形成年における近接地の6~9月・1~12月の降水量・大雨日数・降水日数	63
表Ⅴ-6	洪水痕跡形成年月における近畿地方中部の降水量・大雨日数・降水日数	64
表Ⅴ-7	洪水痕跡形成年の6~9月における近畿地方中部の降水量・大雨日数・洪水痕跡	64
表Ⅴ-8	洪水痕跡形成年月における降水量平均比 (%)	65
表Ⅴ-9	洪水痕跡形成年におけるENSOの動向	66
表Ⅴ-10	1601~1880年で形成年が推定・特定されている洪水痕跡・遺跡	68
表Ⅴ-11	洪水痕跡形成年における文献気象記録	69~71
表Ⅴ-12	17~19世紀の気象災害記載数	71
表Ⅴ-13	洪水痕跡形成年における文献気象記録	72
表Ⅴ-14	洪水痕跡形成年における中国東部の干ばつ/洪水指数	73
表Ⅴ-15	洪水痕跡形成年におけるENSO	74
表Ⅴ-16	『大日本史』『本朝通鑑』に記載された災害数	75
表Ⅴ-17	8~10世紀に形成されたとみられる洪水痕跡が検出された東北地方の遺跡	77
表Ⅴ-18	『日本紀略』に記載された881~920年の長雨・大雨・洪水・干ばつ	79~81
表Ⅴ-19	901~950年の近畿地方中部における干ばつの史料・旬別記載数	82
表Ⅵ-1	朝鮮半島における文献気象記録	92
表Ⅵ-2	『三国史記』(本紀)に記載された2~4世紀の干ばつ	93
表Ⅵ-3	大阪府で検出された2~4世紀ごろに形成されたとみられる洪水痕跡	97~98

挿図出典

図番号 出典

- 図Ⅰ-1 近畿自動車道関連の発掘調査報告書を参考に筆者作成。
- 図Ⅰ-2 筆者作成。
- 図Ⅱ-1 筆者作成。
- 図Ⅱ-2 筆者作成。
- 図Ⅱ-3 気象庁のデータをもとに作成。
- 図Ⅱ-4 気象庁等の観測・研究機関の成果を参考に筆者作成。
- 図Ⅱ-5 気象庁のデータをもとに作成。
- 図Ⅱ-6 筆者作成。
- 図Ⅱ-7 筆者作成。
- 図Ⅲ-1 気象庁 (GTSを含む) とNCDC/GHCNのデータをもとに作成。
- 図Ⅲ-2 気象庁 (GTSを含む) とNCDC/GHCNのデータをもとに作成。
- 図Ⅲ-3 気象庁のデータをもとに作成。
- 図Ⅲ-4 筆者作成。
- 図Ⅲ-5 筆者作成。
- 図Ⅲ-6 筆者作成。
- 図Ⅲ-7 筆者作成。
- 図Ⅲ-8 Nitta (1987) を参考に筆者作成。
- 図Ⅲ-9 筆者作成。
- 図Ⅲ-10 筆者作成。
- 図Ⅳ-1 各発掘調査報告書をもとに筆者作成。
- 図Ⅳ-2 榎本 (2007) を参考に筆者作成。
- 図Ⅳ-3 各発掘調査報告書をもとに筆者作成。
- 図Ⅳ-4 各発掘調査報告書をもとに筆者作成。
- 図Ⅳ-5 各発掘調査報告書をもとに筆者作成。
- 図Ⅳ-6 山崎 (1999: 22) のFig. 7をトレースの上, 加筆・一部改変して作成。
- 図Ⅳ-7 各発掘調査報告書をもとに筆者作成。
- 図Ⅳ-8 各発掘調査報告書をもとに筆者作成。
- 図Ⅴ-1 各発掘調査報告書等をもとに筆者作成。
- 図Ⅴ-2 筆者作成。
- 図Ⅴ-3 魚 (1993), 中央気象局気象科学研究院 (1981) および『徳川実紀』等をもとに筆者作成。
- 図Ⅴ-4 魚 (1993), 中央気象局気象科学研究院 (1981) および『徳川実紀』等をもとに筆者作成。
- 図Ⅴ-5 日下部 (1977), Maejima and Tagami (1986), 『大日本史』, 『本朝通鑑』をもとに作成。
- 図Ⅴ-6 各発掘調査報告書をもとに筆者作成。
- 図Ⅴ-7 保坂 (1997: 34) の第2表から作成。
- 図Ⅴ-8 各研究成果を参考に筆者作成。
- 図Ⅴ-9 Sakaguchi (1983), 福沢ほか (1995), 北川 (1995) をもとに作成。
- 図Ⅴ-10 Yang et al. (2002), Tan et al. (2003), Ge et al. (2003) をもとに作成。テキストデータはNCDC Paleoclimatology ProblemのWebサイトに掲載されているものを利用した。
- 図Ⅴ-11 満 (2009) より作成。
- 図Ⅴ-12 Cosford et al. (2008), Hu et al. (2008), Zhang et al. (2008) から作成。テキストデータはNCDC Paleoclimatology ProblemのWebサイトに掲載されているものを利用した。
- 図Ⅴ-13 Oppo et al. (2009) から作成。テキストデータはNCDC Paleoclimatology ProblemのWebサイトに掲載されているものを利用した。
- 図Ⅴ-14 気象庁と, IAP, CAS, 中国気象局のデータをもとに作成。
- 図Ⅴ-15 各研究成果をもとに筆者作成。
- 図Ⅵ-1 筆者作成。
- 図Ⅵ-2 各研究成果をもとに筆者作成。
- 図Ⅵ-3 筆者作成。
- 図Ⅵ-4 Sakaguchi (1983), Moberg et al. (2005) をもとに作成。後者のテキストデータはNCDC Paleoclimatology ProblemのWebサイトに掲載されているものを利用した。
- 図Ⅶ 筆者作成。

挿表出典

表番号 出典

- 表Ⅱ-1 各研究成果を参考に筆者作成。
表Ⅱ-2 各発掘調査報告書を参考に筆者作成。
表Ⅱ-3 森岡・西村 (2006) , 宮崎 (2006) をもとに作成。田辺 (1981) , 寺沢 (1986) も参考にした。
表Ⅱ-4 筆者作成。
表Ⅱ-5 気象庁のデータをもとに作成。
表Ⅱ-6 気象庁のデータから作成。
表Ⅱ-7 筆者作成。
表Ⅱ-8 日下部 (1977) をもとに作成。
表Ⅱ-9 筆者作成。
表Ⅱ-10 筆者作成。
表Ⅱ-11 『日本歴史大事典』 (小学館) 等をもとに作成。
表Ⅲ-1 気象庁, IAP, CAS, 中国気象局, NCDC/GHCNのデータをもとに筆者が分析して作成。
表Ⅲ-2 NCAR/NCEPのデータをもとに作成。
表Ⅲ-3 NCAR/NCEP, HadSLP, Trenberth and Palino (1980) のデータをもとに作成。
表Ⅲ-4 郭 (1983) を参考に, HadSLPのデータをもとに作成。
表Ⅲ-5 Had I SST 1, NCDc v. 3bのデータをもとに作成。
表Ⅲ-6 気象庁, 中国気象局, NCDC/GHCNのデータをもとに筆者が分析して作成。
表Ⅲ-7 気象庁, NCAR/NCEPのデータをもとに筆者が分析して作成。
表Ⅲ-8 気象庁, Had I SST 1, NCDC v. 3bのデータをもとに筆者が分析して作成。
表Ⅳ-1 趙 (2001) をもとに作成。
表Ⅳ-2 各発掘調査報告書をもとに筆者作成。
表Ⅳ-3 各発掘調査報告書をもとに筆者作成。
表Ⅳ-4 黒板・国史大系編修会編 (1952) を利用して筆者作成。
表Ⅴ-1 各発掘調査報告書をもとに筆者作成。
表Ⅴ-2 各発掘調査報告書, 気象庁が提示しているデータをもとに筆者作成。
表Ⅴ-3 各発掘調査報告書と気象庁のデータをもとに筆者作成。
表Ⅴ-4 各発掘調査報告書と気象庁のデータをもとに筆者作成。
表Ⅴ-5 各発掘調査報告書と気象庁のデータをもとに筆者作成。
表Ⅴ-6 各発掘調査報告書と気象庁のデータをもとに筆者作成。
表Ⅴ-7 各発掘調査報告書と気象庁のデータをもとに筆者作成。
表Ⅴ-8 各発掘調査報告書と, 気象庁, NCDC/GHCNのデータをもとに筆者作成。
表Ⅴ-9 各発掘調査報告書と, 気象庁, NCDC v. 3b, Had I SST 1, 西森・山川 (2001) をもとに作成。
表Ⅴ-10 各発掘調査報告書をもとに筆者作成。
表Ⅴ-11 各発掘調査報告書と, 中央気象台・海洋気象台 (1939) , 日下部 (1972; 1975; 1977; 1978) をもとに作成。
表Ⅴ-12 日下部 (1972; 1977) をもとに作成。
表Ⅴ-13 各発掘調査報告書と, 『徳川実紀』『続徳川実紀』『武江年表』『泰平年表』『続史愚抄』『大日本野史』の各注釈本をもとに作成。
表Ⅴ-14 各発掘調査報告書と中央気象局気象科学研究所 (1981) をもとに作成。
表Ⅴ-15 各発掘調査報告書と, Mann (2008) , D' Arrigo et al. (2008) , Cook et al. (2008) , Gergis and Fowler (2009) をもとに作成。
表Ⅴ-16 『大日本史』『本朝通鑑』の各注釈本をもとに作成。
表Ⅴ-17 各発掘調査報告書をもとに筆者作成。
表Ⅴ-18 黒板・国史大系編修会編 (1929; 1934) を利用して筆者作成。
表Ⅴ-19 『日本紀略』『貞信公記抄』『扶桑略記』『大日本史』『本朝通鑑』の各注釈本を利用して筆者作成。
表Ⅵ-1 魚 (1989) より作成。
表Ⅵ-2 金 (1997) を利用して筆者作成。
表Ⅵ-3 大阪府内の各発掘調査報告書をもとに作成。

はじめに

地球温暖化問題の顕在化に伴って、気候変動や気象災害に対する内外の関心は近年高まっている。本研究の目的は、気象災害史の復元資料として、考古遺跡に残された洪水痕跡データの集成を図るとともに、文献史料などとの比較から、人間が気象災害から受けた影響や、人間の気象災害への対処などを、実際の「モノ」である考古資料により客観的に提示することである。

考古学においても、1980年代ごろから、花粉分析や珪藻分析といった自然科学的分析も援用して、往時の気候や景観に眼が向けられるようになってきている。それに伴い、関連するデータの蓄積も進んでいるが、十分に活用されていないといえる。その背景として、データが膨大であるということ以外に、考古学と自然科学との意志疎通が難しいという現状もある。両者は文系・理系という正反対の学問分野で仕切られ、双方が互いの専門知識を習得しにくい教育環境になっている。たしかに、地質学については「理系」分野であるが、「地層累重の法則」に見られるように、従来から考古学の

手法としても用いられる部分が多い。しかし、気象災害の痕跡については、それを検出することはできても、古気候データとの比較からそこにどのような気象学的脈絡を与えていくか等については、ほとんど議論がなされていない。こうしたことは、気象学・気候学についてもいえる。考古遺跡が古気候復元において十分活用されていないことはいうまでもないが、従来からある文献史料についても、議論は史料が豊富な17世紀以降に関するものが中心である上、考古学が得意とする、人文科学的視点について踏み込んだ研究はさらに少ない。文献史料には賑給に代表されるように、人間と気象災害の関わりを示唆するような記載が含まれているにもかかわらず、史料が単なる気候復元のための道具としてしか扱われていない現状がある。つまり、考古学、古気候学、歴史学等という分野は、それぞれが近接するテーマを抱えながらも、互いが目的や結論を共有することはほとんどなかったのである。本稿では、これらが融合した論考を試みるものである。

第 I 章 問題の所在

第 1 節 日本におけるこれまでの研究

日本において考古遺跡と気候変動あるいは気象災害との関係が本格的に論じられるようになったのは、1980 年ごろからである。その背景として、理化学的な分析に重点をおいたプロセス考古学の普及に重なって、近畿自動車道建設に伴う、史上類を見ない沖積低地での大規模な発掘調査により、基礎データの蓄積が進んだことが挙げられる。図 I-1 の 1~9 はこれに関する主要な遺跡で、その後の調査で洪水痕跡が見つかった遺跡も一部示した。安田 (1977: 98) は花粉分析に重点を置いた環境考古学の立場から、当該期の河内平野における沖積性堆積物の拡大を根拠に「河内平野においては、海水準の上昇が弥生時代中期末と明白に決定できる。」とした上で、「弥生文化の一大中心地であった河内平野において、弥生時代中期末~後期にかけて低地の集落が大規模に水没するという激変が明らかとなった。そうして、その激変が引き起された時代がまた、「魏志」に言う「倭国乱」が引き起された時代に相当した」と指摘した。さらに、安田 (1990: 277) は花粉分析記録や洪水痕跡などを総合して、「河内平野中心部の瓜生堂遺跡・巨摩廃寺遺跡・若江北遺跡・山賀遺跡・亀井遺跡などの、弥生時代中期末~後期初頭にかけての集落の縮小・高地への移動の背景には、東アジアを覆う気候の悪化と、それに端を発した東アジア世界の政治的統一の崩壊が、深くかかわっていた」としている。安田のこうした指摘は、集落の衰退が限られた地域にとどまり、年代も大まかであることなどから、現在では否定されたといっても過言ではない。例えば、那須 (1989: 125) は、「黒色粘土層のすべてを、同一時代に堆積した一連の地層としてとらえて「海進」を仮想して論じたもの」として、安田を批判している。これに加え、1990 年代以前の論考については、AMS 年代の導入により議論の根拠になった古気候データに修正すべき点もある (例えば、設楽 2006)。しかし、安田

や那須により気候変動と遺跡との関わりについての議論が活発になったことは意義深い。

その後、考古遺跡あるいは洪水痕跡については地形環境や植生など広い意味での環境からの視点から論じられるようになった。特に、近畿地方では、1995 年の阪神・淡路大震災に象徴されるように活断層が密集し、それもあってか、洪水痕跡について考古地理学や地形学からも積極的な論考がなされている。こうした研究は対象が沖積平野に限定されてしまうというデメリットを抱えているが、沖積平野が本来的に洪水痕跡を多く有することを考慮すると、古気候学的にも重要といえる。高橋 (2003: 70-71) は、沖積平野における微地形の変化をステージに分けて時系列化し、100 年スケールの微地形環境分析には広範な学問領域との連携が不可欠であるとしている。那須・趙 (2003) は実際の遺跡での層序観察や表記方法を提示した。それによる具体的成果として、趙 (2001) は、大阪市平野区長原遺跡において広範囲で綿密な基本層序を構築し、7~8 世紀に遺跡が断続的に洪水を受けていたことを明らかにするとともに、周辺遺跡とも対比する中で、大阪市南東部における地形変化について貴重な情報を提供している。

群馬県内では火山災害に関連した研究が盛んであり、大木 (2001) により前橋市周辺の遺跡から、広範囲での層序対比もなされている。地形の復元と並行して、洪水発生に至るプロセスにも関心が向けられ、松田 (2000: 274) は弥生時代中期末葉~後期初めと庄内期について、洪水の増加が地震にも起因すると述べている。

洪水痕跡は地盤災害としての洪水の側面から、実際の調査では地震痕跡や火山灰と並行して扱われることも多く、古地震 (寒川 1992) や火山灰との関連 (例えば、置田 1996: 51-54; 寺内 2000a, b) も重要となる。富井 (2005: 248) は京都市左京区京都大学構内遺跡で確認されている弥生時代前期末葉の洪水痕跡について、地震の関与に言及した

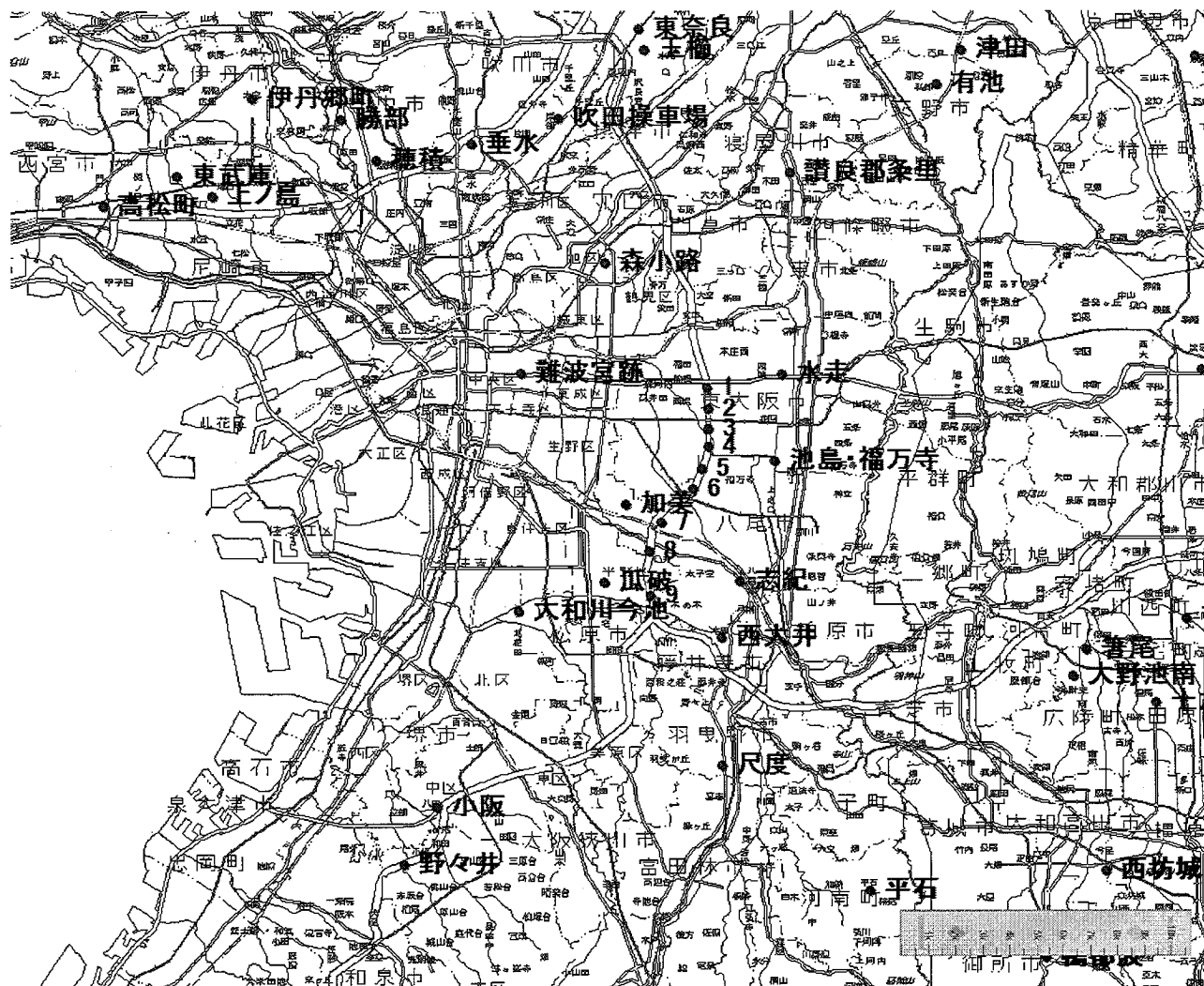


図 I-1 大阪平野周辺における主要な洪水痕跡検出遺跡

近畿自動車道関連に伴う調査で洪水痕跡が見つかったものを中心に示した。スケールの単位は km。

- | | | | | | |
|----------|----------|----------|---------|---------|---------|
| 1. 新家遺跡 | 2. 西岩田遺跡 | 3. 瓜生堂遺跡 | 4. 若江遺跡 | 5. 山賀遺跡 | 6. 佐堂遺跡 |
| 7. 久宝寺遺跡 | 8. 亀井遺跡 | 9. 長原遺跡 | | | |

上で「直接的な誘因としては、(中略)6月ごろないし10月ごろの記録的集中豪雨と推測できる。しかし、数千年に一度という大規模土石流なので、数十年から数百年の反復率の豪雨のみとも考えがたい。断層地帯であることも加味すれば、地震による地盤の不安定化もいわば間接的な誘因として考慮し、地震と豪雨との複合が誘因であると考えるのが妥当」と述べている。この指摘は、地震・大雨双方の再現期間と時間的・空間的スケールを実際の洪水痕跡に当てはめた点で評価できる。この土石流痕跡についてはその後、一過性ではなく大きく二波からなることも示されている(富井

2008: 203-204; 富井・谷口 2009: 85)。

一方で、古気候と洪水痕跡を含む考古遺跡との関係についての議論は1990年代以降に全国各地で発掘調査報告書などを經由してなされるようになったが(例えば、阿子島・吉田 1993; 河西 2000; 笹生 2001; 岩田 2006; 田崎 2007)、地形学・地質学からの論考に比べると低調である。その中で、例を挙げると、松木(2007: 263-264)は大阪平野と岡山平野でともに洪水痕跡をもつ遺跡が多いことから、洪水を寒冷化に伴う汎西日本の現象として取り上げ、鉄器の導入などを一例に「危機を乗り切るために、さまざまな方策や戦略がとられた

と推察される」とその重大性を指摘した。下澤 (2000: 112) は、岡山市百間川遺跡群などで確認されている弥生時代後期末葉における大規模な洪水が、同地域への畿内勢力の進出を招く一因になった指摘している。パリノーサーヴェイ株式会社 (1999: 100) によると、静岡平野の遺跡で古墳時代における洪水痕跡が多いことについて、「古墳時代中期の湿潤化と中期～後期における洪水性堆積物の進出は、降水量の増加などの気候的な要因が変化したことを意味している可能性がある。」また、石守 (2006: 69) は、3～11 世紀における群馬県内の竪穴住居跡数と気温変動の関係を分析し、10 世紀にみられる減少が寒冷化と関連すると述べている。

第 2 節 海外の研究と比較した日本における研究の問題点

第 1 項 海外における研究事例

図 I-2 は海外で洪水痕跡などの気象災害の痕跡や、気候変動と考古遺跡との関係が議論されている主要な地域を示す。

1949～1951 年におけるスター・カー (Star Carr) 遺跡 (図 I-2 の①) の発掘調査は、気候と考古遺跡の関係を議論する研究の出発点となり (コールズ・コールズ 1994: 82)、1960 年代における自然科学的・客観的分析の重視と演繹的な研究方法を特徴とするプロセス考古学の勃興につながったことはよく知られている。ヨーロッパを中心とした地域では、青銅器時代の終わりから鉄器時代への過渡期を中心とした時期は、顕著な気温の低下があったとされ、Amesbury et al. (2008: 96) は紀元前 1395～1155 年に起きた気候の寒冷化または湿潤化が、イングランド南西部における集落放棄の一つの要因であるとしている。Tipping et al. (2008: 2384-2385) は、スコットラン北東部における調査から紀元前 900 年ごろにおける農耕集落の縮小を限定的に認めている。これに対し、Dark (2006: 1392) は紀元前 850 年ごろのイングランド南東部について、一部に集落の衰退が見られる

ものの、全体としてはそうした傾向は見られず、寒冷化の影響は従来の見解よりも小さいという立場をとっている。両者は対象とする年代や地域が完全には一致しないが、遺跡に対する気候変動の影響をどのように見積もるかについて、大きく見解が分かれている。この年代は日本において弥生時代が始まったとされる時期と重なるため、今後の世界的議論にも期待したい。

河川や湖沼との関係に着目した研究として、ノルウェー南部では河川堆積物のボーリングコアから洪水痕跡が何層も検出され、100～200 年の間隔で洪水があったとされる (Nesje et al. 2001) (図 I-2 の②)。フランス東部のライン川沿いの沖積地において、1 世紀に出現したローマ貨幣を伴う各遺跡が 4 世紀に起きた多雨化によりライン川上流における水位の上昇から放棄されたという指摘があり (Ollive et al. 2008: 652) (図 I-2 の③)、降水量変動が河川を介して流域にどのような影響を与えるのかを考える上で興味深い成果である。これに関連して、ヨーロッパでは歴史学と古気候との関連に言及した例も多く (ブローデル 1991; ガーンジィ 1998)、この点は日本とも共通する。当地域が伝統的に考古学と歴史学が深く結び付いていることから考古学的成果による検証が期待される。一方、乾燥地における外来河川を対象とした例として、ナイル川に記録された水位を題材としたものや (Bell 1975) (図 I-2 の④)、インダス川のハラッパーの例が挙げられる (Wright et al. 2008: 44-45) (図 I-2 の⑤)。アラブ海周辺では「CLIMAN」プロジェクトと呼ばれる考古学・地理学者などからなる大規模な調査・研究が実施され、今後における議論の深化が期待されている (Boroffka et al. 2006; Boomer et al. 2009; 窪田 2009: 114-117) (図 I-2 の⑥)。河川下流の沖積低地をベースとした例として、長江周辺では、AMS 年代の普及に伴い、2000 年ごろから議論が活発化している。とくに紀元前 2000 年ごろに滅んだとされる良渚文化について、洪水との関連を指摘する声が強いが、これを世界的な気候変動の中

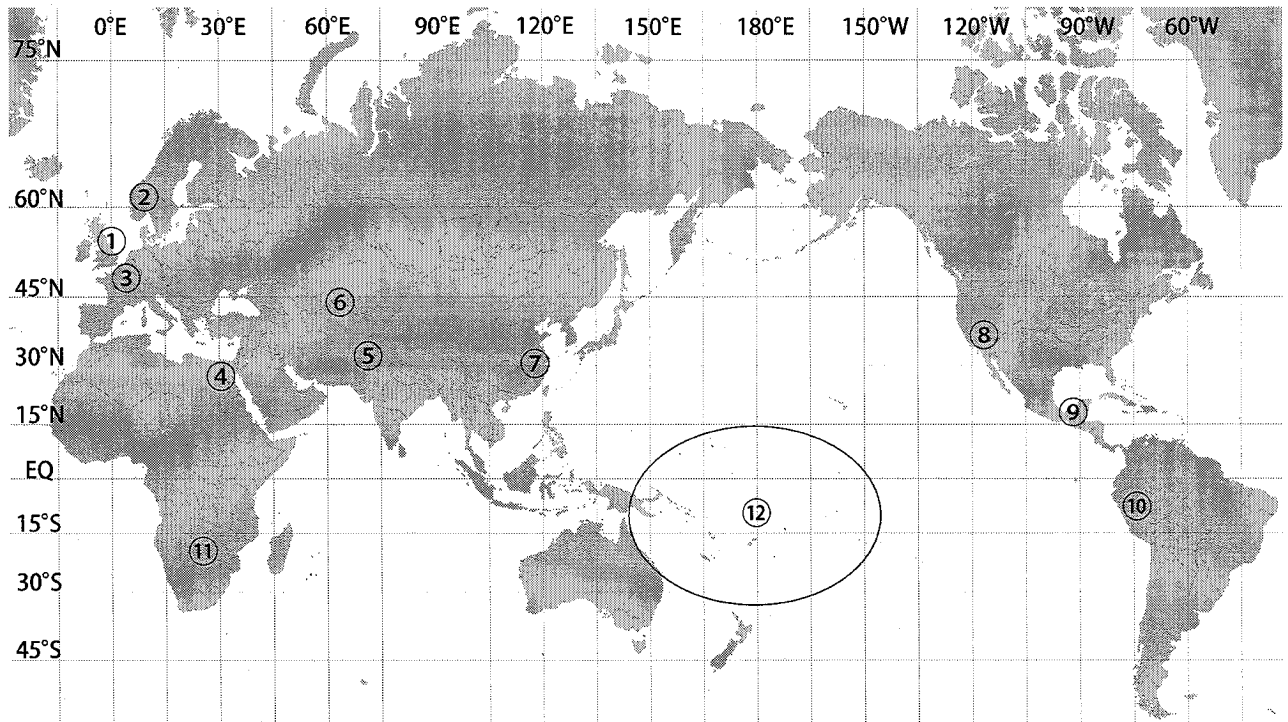


図 I-2 海外における主要な調査地点

①～⑫は本文に対応する。

に位置づけるかについては見解が分かれている (Yasuda et al. 2004: 156-157; Zhang et al. 2005: 275; Itzstein-Davey et al. 2007: 1229) (図 I-2 の⑦)。アメリカ南西部のコロラド高原 (図 I-2 の⑧) では 13～14 世紀ごろの干ばつにより、プエブロインディアンの集落が放棄された (ブライソン・ムーレイ 1980; Duke 2000)。アリゾナ州からニューメキシコ州にかけては、石筍を用いた降水量復元値から、1280～1490 年ごろに起きた干ばつが高地における集落の放棄と分散に関与したという指摘もある (Polyak and Yamane 2001: 150)。メキシコでは 9 世紀ごろの古典期マヤ文明が干ばつを含む複数の要因で崩壊したことが知られているが、一致した結論は得られていない (青山・猪俣 1997: 160; Dahlin 2002; Gill et al. 2007) (図 I-2 の⑨)。ペルーでは、アンデス山脈の中期シカン (Sicán) 文化が気候変動と関連した災害で崩壊したとされ、同時期には海岸でも洪水痕跡が確認されていることから、1100 年ごろのエルニーニョ現象によるものとされている (関 1997: 197; Jennings 2009) (図 I-2 の⑩)。これ

に加え、島田 (2002: 62) は 1020～1050 年ごろの長期的な干ばつも中期シカンの没落に影響したと述べ、洪水痕跡と地球規模での気候変動を結びつけている。同様に、アフリカ南東部のザンビアからジンバブエにかけての地域でも乾燥による焼失遺構からエルニーニョ現象との関連に言及した例がある (Huffmab 2010: inpress) (図 I-2 の⑪)。太平洋の島嶼部では、1300 年ごろに広域的な集落の衰退があった可能性が指摘され、気温の低下や降水量の増加、海水準の変動など何らかの気候・海洋学的変動が何らかの形で関与していたとされている (Nunn 2000: 734-736; Kumar et al. 2006: 139-141; Masse et al. 2006: 127-129) (図 I-2 の⑫)。

第 2 項 日本における研究の問題点

日本の研究を海外と比較したとき、大きく 3 つの問題点が浮上する。第 1 に、考古遺跡の分析が大阪平野などの一つの沖積平野を対象としており、地域的に狭い範囲に限られている。考古遺跡にみられるような時間スケールにおける気候変動は、太陽活動やエルニーニョ-南方振動 (ENSO) のよ

うな大規模な大気-海洋変動、二酸化炭素濃度などの大気化学組成等に駆動され、その影響は日本全国あるいは世界中に及ぶ。例えば、Sakaguchi (1983) が提唱している「奈良・平安・鎌倉温暖期」に前後する高温期は、ヨーロッパでも“Medieval Warm Period”として知られ、15~19世紀ごろを中心とした小氷期も同様である。したがって、考古遺跡にみられる事象を広い範囲で検討することが必要である。

第2に、花粉分析結果に代表される理化学的方法は、古気候の復元としては直接性に欠ける。花粉分析は本来、植生の復元を目的としたものであり、気候変動の直接的証拠ではなく、特に歴史時代にあっては人為的開発に伴う森林破壊なども強く反映される。さらに、気候変動に伴って発生頻度が増加するとされる気象災害を知ることはほとんど不可能である。

第3の問題点として、文献史料に基づいて行われてきたこれまでの古気候復元では、考古遺跡との関連を議論するほど精度がない。日本には7世紀から文献史料があり、Maejima and Tagami (1986) は「長雨」「干ばつ」などの記載から夏季の天候に関して大まかな変遷を示しているが、詳細な議論は日記を中心とした史料が安定的に得られる17世紀以降が主体である。また、気温変動が古気候全体をとらえたものとして過剰に用いられ、「寒冷イコール多雨」というように降水量変動あるいはそれに伴う水害と、気温変動、さらには海水準の変動までもが一元的に捉えられている。たしかに、本州付近ではそれぞれ記録的な冷夏/暑夏となった1993年/1994年のように、気温と降水量が逆相関になる年が多い。しかし、1901年以降を長期的にみれば、西日本では夏季も含めて気温は一貫して上昇しているものの、降水量に一貫性はない(気象庁2005)。また、洪水の直接的原因となる短時間強雨は、地球温暖化に伴って増加するという見解が多く(例えば、IPCC 2007)、20世紀のデータ分析からも部分的に増加が見いだされているが、現象が稀有であるため統計的分析が困難で長期的

変動について分からないことが多い(Fujibe et al. 2006)。

こうした問題を解決するには、考古資料と古気候変動の情報の双方の見直しと比較が不可欠である。具体的には、考古遺跡に残されている、気象災害の直接的な痕跡である洪水痕跡を全国レベルで集約し、これを近年の観測データや歴史時代の降水量変動を示していると考えられる文献史料を精査したうえで比較することとした。これに関して、考古遺跡に残された液状化痕跡などから古地震の実態を復元する「地震考古学」では、地層の変位時期の推定と文献史料との対比が行われている(寒川1992)。洪水痕跡についても、文献あるいは絵図との照合が試みられた例があるが(例えば、京嶋1990: 303-304; 中塚1995; 植村2008; 笹嶋2009)、いずれも個々の遺跡や限定的地域を対象としたものである上、史料以外のデータとの照合が試みられているわけではない。

これらを踏まえた本稿における研究目的は、考古遺跡に残された洪水痕跡および歴史時代の降水量について、全国的な地域差や時代の違いを明らかにする。それとともに、考古遺跡と降水量を中心とした古気候データとの関連性を検討することを通して、考古遺跡の洪水痕跡が降水量の変化を示す指標として利用可能であるという仮説を検証する。洪水痕跡が降水量復元の指標として利用可能となれば、文献史料の存在しない時代や欠落する地域や時代の古気候を復元することが可能となり、新たな分野を開拓するための第一歩となる。

小結

本章では、日本および海外における考古遺跡と気候変動、気象災害などの関連を扱った研究を紹介し、互いに比較した。本稿で考古遺跡に残された洪水痕跡を集約する目的として、日本では、これまで遺跡と古気候との関係が直接的な証拠がない中で論じられてきたことを挙げた。

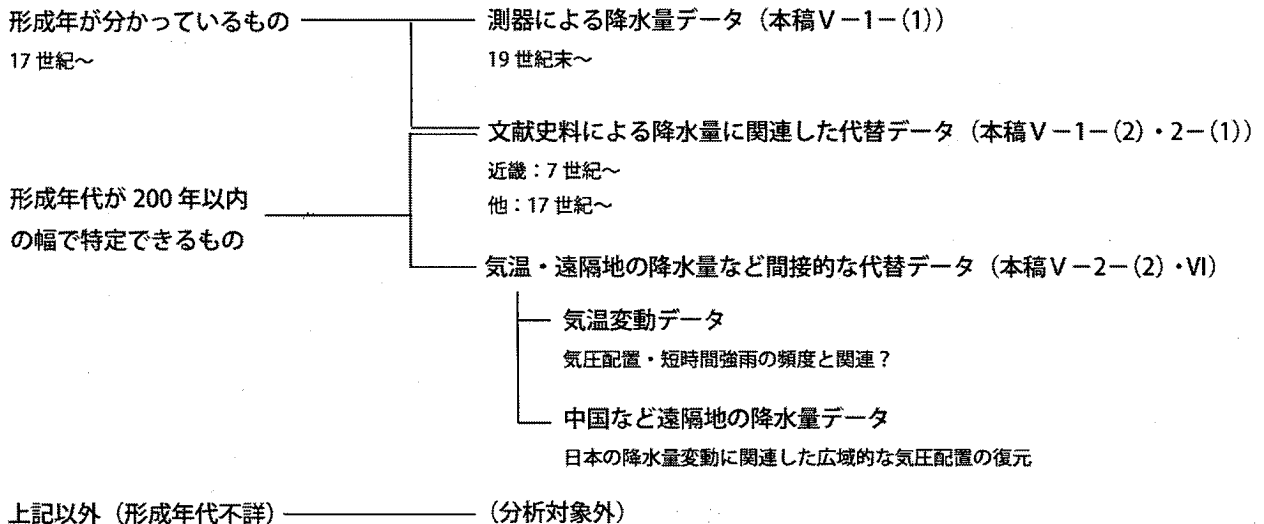
第Ⅱ章 資料の集約方法

本論は、気象・古気候データと考古資料である洪水痕跡の相関性を多角的に検討するものである。本論では、考古遺跡に残る洪水痕跡を短時間強雨あるいは多雨イベントの痕跡と仮定する。本稿で

は、洪水痕跡が長期的な気候変動やこれに伴って変化すると想定される大雨との関連を明らかにし、洪水痕跡の古気候データとしての位置付けを示す。これは、考古遺跡と気候変動・気象災害との関係

考古遺跡の洪水痕跡

比較対象・立証材料



図Ⅱ-1 本稿における論述資料の概略

表Ⅱ-1 古気候データの有無

世紀	洪水痕跡(本稿)			気象観測データ	日本の文献史料		気温復元データ		韓国・中国東部の文献史料		
	イベント起日 が特定可	50年以内 の年代幅 で特定可	200年以内 の年代幅 で特定可		近畿中部	近畿中部 以外	Sakaguchi (1983)	北川 (1995)	韓国	華北	華中
1		△	◎				◎	◎	△	◎	△
2		△	◎				◎	◎	△	◎	△
3		△	◎				◎	◎	△	△	△
4		△	◎				◎	◎	△	△	◎
5		△	◎				◎	◎	△	◎	◎
6		◎	◎				◎	◎	△	◎	◎
7		◎	◎		△		◎	◎	△	◎	△
8		◎	◎		◎		◎	◎	△	◎	△
9		◎	◎		◎		◎	◎	△	◎	△
10		◎	◎		△		◎	◎	△	◎	△
11		◎	◎		△		◎	◎	◎	◎	◎
12		◎	◎		△		◎	◎	◎	△	◎
13		◎	◎		△	△	◎	◎	◎	△	◎
14		◎	◎		△		◎	◎	◎	◎	◎
15		◎	◎		△		◎	◎	◎	◎	◎
16		◎	◎		△		◎	◎	◎	◎	◎
17	△	◎	◎		◎	△	◎	◎	◎	◎	◎
18	△	◎	◎		◎	◎	◎	◎	◎	◎	◎
19	△	◎	◎		◎	◎		◎	◎	◎	◎
20	◎	◎	◎	◎	◎	◎			◎	◎	◎

◎はデータがある、△はデータが少ない、空欄はデータが(ほとんど)ないことをそれぞれ示す。

を議論する第一歩となる。このうち、洪水痕跡はほぼすべての年代で何らかの形で検出されているが、形成年が文献史料などから特定されるケースは17世紀以降にほぼ限られ、大半の場合、年代は数十年単位でしか特定されない。これに対し、他の気象・古気候データについても年代ごとに均質性や性格が異なる。図Ⅱ-1は遺跡の比較対象となる概略、表Ⅱ-1は100年単位で見た資料の現状である。日本で本格的な測器による気象観測が始まるのは1880年代である。それ以前は、代替データ、とりわけ文献史料に依存せざるを得ない。日本で文献史料による気象災害が記録され始めるのは670年ごろからである。日本には理化学的分析から得られた気温復元データが存在するが、6世紀以前については暖候期の降水量に関するデータが皆無に近い。中国東部では2000年以上前に遡る史料があるが、中国のデータを日本に直接的に適用することはできない。これらから、6世紀以前、7~16世紀、17~19世紀、20世紀ではデータの質が異なり、各年代・データごとの分析・比較が必要となる。

研究手順は大きく2段階に分かれる。すなわち、第1として考古資料の収集と集約、第2に考古資料と気象・古気候データの比較・分析である。第1段階では、各遺跡に残る洪水痕跡を収集し、その年代や遺跡全体の中での位置づけ等を検討する。本稿ではメインとならないが、第1段階では気象データや古気候データの集約も行う。第2段階では、洪水痕跡と気象データとの整合性の有無や問題点について議論する。第2段階は、現代の気象観測データと形成年が特定されている洪水痕跡とを比較するものと、歴史時代以前の古気候データと洪水痕跡とを対象としたものに分かれる。前者では、個別の洪水痕跡について、どの程度の空間スケールをもつ気象あるいはどのようなタイプの降水イベントがこれと結びつきうるのか、統

計的に議論する。後者では、洪水痕跡という個々の時間スケールが小さい事象が長期的にどのように変動し、それが気候変動とどう関連しているのかについて考察する。

第1節 洪水痕跡

第1項 発掘調査報告書

考古資料である洪水痕跡は広島大学内にある1991年以降に刊行された発掘調査報告書から得た。広島大学にはほぼすべての都道府県とその外郭団体が主体となった調査の報告書が揃っている。もちろん、ここでは学外に存在する報告書も含めたすべてを悉皆精査するのは理想的である。しかし、その場合でも、発掘調査が特定の地域に集中するなど、報告書の品質も不均質であるため、情報収集の過程で何らかの偏りが生じることも否定できない。また、刊行年次が古い報告書については、その後の研究やAMSなど各種年代測定技術の進展により修正が必要なもの、自然科学的分析が十分なされていないもの等があり、地域的偏在性も大きい。谷岡(2008a, b)では、対象となる報告書の刊行年次を「1980年以降」としていたが、現実的に1980年代で洪水痕跡について記載のある報告書は、大阪府など一部の地域を除き、きわめて少ない。これに加え、相対年代に対応する絶対年代は発掘調査の積み重ねや年代測定技術の向上により頻繁に見直されている(例えば、田辺1966; 1981; 中村2001; 森岡・西村2006; 藤尾2009)。これらの点から、本稿では、1991年以降に刊行された報告書について、筆者側の誤認や見落とし等

表Ⅱ-2 都道府県ごとの遺跡数

北海道	4	栃木	1	長野	12	滋賀	4	岡山	23	佐賀	6
青森	0	群馬	31	岐阜	2	京都	17	広島	1	長崎	0
岩手	5	埼玉	7	富山	8	大阪	47	山口	3	熊本	4
宮城	5	千葉	1	石川	2	兵庫	39	徳島	0	大分	5
秋田	3	東京	4	福井	0	奈良	13	香川	8	宮崎	5
山形	12	神奈川	2	静岡	14	和歌山	3	愛媛	7	鹿児島	3
福島	4	新潟	10	愛知	13	鳥取	4	高知	1	沖縄	0
茨城	1	山梨	16	三重	1	島根	8	福岡	18		

数値は200年以内の幅で形成年代が推定できる洪水痕跡が見つかった遺跡を示す。

1991年以降に刊行された各発掘調査報告書をもとに作成。

も修正しつつ、洪水痕跡を再集計した。ただし、青森県、茨城県、神奈川県等の県主体の報告書につ（谷岡 2008b）作成の時点で、すでに少ないことが判明していたため、今回の再集計では対象としていない。また、概報や年報など本報告でないものも集計していないが、都道府県・政令指定都市及び関連団体主体のものでこれに代わる遺跡データがないものについては対象に含めた。本稿では、2010年7月までに届いた報告書のみを集計したが、これ以降のものについても他の機会を追加した結果を発表していきたい。

他の機会を追加した結果を発表していきたい。

洪水痕跡のうち、形成年代が200年以内の幅で特定できるものを有する遺跡は全国で377あった。表Ⅱ-2はこのうち、各都道府県における洪水痕跡のある遺跡の総数である。表Ⅱ-2をみても分かるように、都道府県間でかなりバラツキがあるが、これは谷岡（2008a, b）でも触れたように、以下の理由が考えられる。

- ア) 各都道府県で遺跡の立地が異なる場合がある。
- イ) 各都道府県の方針の違いから層序記載のない報告書が特定の県に集中する。また、県によっては報告書の刊行数が少ない。
- ウ) 調査箇所が大規模な道路・ダム建設などによる場合、特定の立地条件を持った地域に調査が偏ってしまう。

これらのうち、ア)については、都道府県間の違いを説明する理由としては必ずしも適切でないように見えるが、これにはイ)・ウ)とも関連してくるため、軽視することができないと考える。例えば、岡山県では岡山平野の氾濫原に多くの遺跡が立地し、岡山市百間川周辺の放水路整備事業に伴う調査等もあって、多数の洪水痕跡が見つかっている。これに対し、広島県では、広島平野そのものが狭小で遺跡の多くが太田川沿いの丘陵部に立地しているのに加え、現在整理が進んでいる報告書の多くが中国横断道尾道－松江線建設に伴って山間地で調査された遺跡を対象としている上、報告書において層序記載もほとんどなされていない。

い。これにより、隣接する両県で報告書の数がともに学内に100冊以上ありながら、洪水痕跡のある遺跡の数に大差が生じている。

こうした遺跡の地域的偏在性や発掘調査報告書そのものの品質は、気候変動とは無関係なノイズを生みかねない。特に後者については、層序記載が詳細な報告書を優先的に用いることが肝要である。本稿では、洪水痕跡の検出例が多い都道府県を記載が詳細な都道府県と仮定し、長期変動を対象とした考察の際に特に重視した。

第2項 洪水痕跡の抽出

任意の層あるいは堆積物などが、洪水によるものか否かは、すべて報告書の記載にもとづく。笹嶋（2009: 121）は「洪水による氾濫層として間違いないく、一義的に遺跡の層位から認定できるのは、なんと言っても自然層としての砂礫層であるが、次いで粗砂・砂層がこれに続く」としているが、この研究は鴨川の洪水を記録した文献史料との対比と、洪水痕跡の分布域を復元することを目的とした限定的地域を対象としたものである。この場合、遺跡間の層序対比が可能となるが、砂礫層の中には水田への導水など人為的な作用によるものも含まれる可能性があるため、互いに離れた場所にある遺跡では、層序対比に間違った層序対比がなされる恐れもある。したがって、本稿では、報告書において「第9層は洪水砂である」というように、明確に「洪水堆積」あるいは「氾濫堆積」の記載があるもののみを集計対象とし、堆積層の断面図などをもとにした筆者による解釈はしなかった。谷岡（2008a）では「水成堆積」も集計対象としていたが、本稿ではこれを対象外とした。その理由として、「水成堆積」は「水が関与した堆積」であり、必ずしも突発的な河川氾濫や洪水、さらには短時間強雨などと結びつくものではないと考えたためである。本稿では、大雨等とは直結しない恒常的な河川による堆積による可能性を含む記載、具体的には、「河成層」「河川堆積」「流水堆積」「水成堆積」等は集計対象外とした。これに加え、洪水の原因として「火山泥流によるもの」「津波に

表Ⅱ-3 本稿における土器型式と絶対年代

庄内式・布留式				陶器出土須恵器				飛鳥式				平城京式			
型式	絶対年代		存続期間	型式	絶対年代		存続期間	型式	絶対年代		存続期間	型式	絶対年代		存続期間
	上限	下限			上限	下限			上限	下限			上限	下限	
庄内式	190	265	76	TK73	400	425	26	飛鳥Ⅰ	600	645	46	平城京Ⅰ	700	715	16
1式	190	225	36	TK216	425	445	21	飛鳥Ⅱ	645	660	16	平城京Ⅱ	715	725	11
2式	210	245	36	TK208	445	465	21	飛鳥Ⅲ	660	685	26	平城京Ⅲ	725	745	21
3式	230	265	36	TK23	465	480	16	飛鳥Ⅳ	685	705	21	平城京Ⅳ	745	785	41
布留式	260	450	191	TK47	480	500	21	飛鳥Ⅴ	705	715	11	平城京Ⅴ	745	785	41
0式	190	270	81	MT15	500	535	36					平城京Ⅵ	785	820	36
1式	260	320	61	TK10	530	570	41					平城京Ⅶ	820	850	31
2式	290	350	61	MT85	550	600	51					平城京Ⅷ	850	900	51
3式	320	380	61	TK43	580	600	21								
4式	350	450	101	TK209	600	620	21								
古段階	260	320	61	TK217	620	675	56								
中段階	290	350	61	TK26	675	685	31								
新段階	320	450	131	TK48	685	700	26								
				MT21	700	725	26								
				TK7	750	800	51								
				MT83	800	850	51								

①森岡・西村(2006), 宮崎(2006)などをもとに作成。

②布留式については寺沢(1986)も参照。

③陶器出土土器については田辺(1981)を原案としたもの。

④いずれの型式区分も各研究者により異なるが、ここではより一般的と思われるものを表示した。

⑤存続期間の単位は年。

よる可能性がある」などというように、気象以外の要因による、またはその可能性が高い、と記載のあるものは対象外とした。

第3項 年代

①対象年代

本稿では主要な論考対象を1世紀以降とした。その理由として、紀元前1世紀以前は洪水痕跡の年代幅が200年以上になるケースが多いためである。また、須恵器が出現する以前の年代(5世紀前半以前)を中心に、土器による相対年代に対応する絶対年代が研究者により異なる(田辺1981; 西1982; 寺沢1986; 米田1991; 中村2001; 森岡・西村2006)。新たな発見や理化学的な年代測定技術の進歩によって修正され続けている(例えば、西本編2006)。表Ⅱ-3は本稿での土器型式と絶対年代の対応関係を示す。このうち、弥生時代・古墳時代の開始期については議論が進んでいる(藤尾ほか2006; 森岡・西村2006)。近畿地方を中心とした布留式土器について、寺沢(1986: 384, 392-393)は0式を含む5型式に細分し、布留0式

土器の出現時期を300年ごろ、布留3式土器の出現時期を4世紀第3四半期、布留式直後の須恵器としてTK208型式のものを充てた。布留0式はさらに細分化されたが(寺沢2002)、「0式」の存在・表現については、前段階の土器である庄内式土器との関連も含めて賛否両論がある。これに加え、AMS年代や年輪年代の導入により、布留0式の開始を3世紀前半ごろ、布留1式の開始を3世紀後半ごろとする修正意見が出されている(森岡・西村2006: 579, 581-582)。同様に、東海地方の廻間式土器について、当初は3~4世紀の土器と捉えられていたが(赤塚1990: 50)、現在では120年ごろに出現したという意見が出ている(赤塚2006: 323-325)。しかし、廻間式土器については近畿地方の庄内式土器と併行関係にあり、他の地域の土器と比較しても大きな矛盾があるとされる(森岡・西村2006: 579)。また、須恵器についても田辺(1981: 43)は最初の型式であるTK73型式を450年ごろとしているが、本稿で用いた宮崎(2006: 65)ではTK73型式が5世紀初めに遡った

ことで、各型式に対応する絶対年代が20～30年程度古くなる。ただし、後者では最新の発掘調査成果や、中村（2001）など他の編年案が総合的に考慮されていることを重視して、この編年案を用いた。

②年代の決定方法

洪水痕跡の年代は報告書の記載による。しかし、すべての報告書に年代が記載されているわけではないため、形成年代の上限となる洪水痕跡下面の遺構や洪水痕跡に包含されている遺物、および上面に存在する遺物などから、図Ⅱ-2で模式的に示した地層累重の法則を用いて年代を絞り込むことでこれを補った。具体的には次のようなケースがある。

ア) 洪水痕跡の年代が報告書に明示されている。

記載例「第3層は12世紀後半に形成された洪水堆積物である。」

→洪水の年代を12世紀後半とする。

イ) 洪水痕跡の年代は報告書に明示されていないが、洪水砂に覆われた遺構の年代が分かっている。

記載例「第3層は洪水層で、18世紀末の遺構面を覆う。」

→洪水の年代は18世紀末以降に絞り込まれる。

ウ) 洪水痕跡の年代は報告書に明示されていないが、洪水砂中に含まれている遺物の年代が分かっている。

記載例「第3層は布留式土器や、戦国時代の天目茶碗を含む洪水砂で覆われている。」

→洪水の年代は戦国時代以降に絞り込まれる。

エ) 洪水痕跡の年代は報告書に明示されていないが、洪水砂上面に存在する遺物の年代が分かっている。

記載例「第3層は洪水砂で、上

面には浅間Aテフラ（1783年降下）が存在する。」

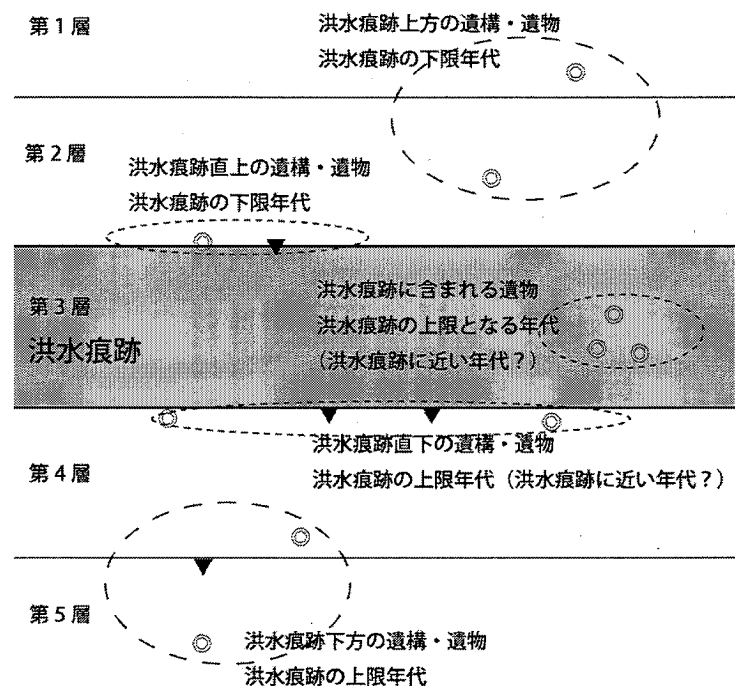
→洪水の年代は1783年以前に絞り込まれる。

オ) ア)～エ)のうち2つ以上に該当する。

記載例「第3層は弥生時代後期に形成された洪水堆積物で、畿内第ⅣないしⅤ様式の遺物を包含する。第3層上面は同Ⅴ様式後半から庄内期の遺構面である。」

→洪水の年代を弥生時代後期前葉～中葉（畿内Ⅴ様式前半～中葉）とする。

ア)のように年代が記されている場合はそれを用いた。しかし、そうでない場合は、イ)～エ)のように上下の遺構や包含遺物の年代から、上限・下限となる年代を把握した上で推定した。イ)は、洪水堆積物の直下に遺構面がある場合を指す。したがって、洪水の発生時期は遺構面よりも下る。このうち、洪水痕跡が遺構廃絶の要因であると記されているものについては、洪水の年代を遺構面の下限年代として集計した。ウ)は、洪水砂上方から後世に遺物が投下されるなどの場合や攪乱されている場合を除き、洪水発生の下限年代を示す。しかし、上流により古い時代の遺跡・遺構がある



図Ⅱ-2 洪水痕跡と層位的位置関係

表Ⅱ-4 集計の具体例

①	②	③	④	⑤	⑥	⑦	⑧	⑨	⑩	⑪	⑫	⑬	⑭
遺跡名	A遺跡	B遺跡	B遺跡	C遺跡	C遺跡	D遺跡	洪水痕跡検出遺跡数			本稿で利用する遺跡数 (=⑧~⑩を51年平均 値した遺跡数)			平均値を求め る年代
層名	第3層	第9層	第6層	第9層	第3層	第12層				⑧の平	⑨の平	⑩の平	51年間の平 均値を求め る期間(当該年 を含む前後25 年)
洪水痕跡の年代	8~9C	9C	8C~ 9C前 半	9C	9C後 半	855年	洪水痕跡検出遺跡数			均値	均値	均値	
年代幅	200年	100年	150年	100年	50年	0年	50年以 下 ⑥・⑦ の合計	51~ 100年 ③・⑤ の合計	101~ 200年 ②・④ の合計	50年以 下	51~ 100年	101~ 200年	
676年							0	0	0	0.0	0.0	0.1	651~701年
677年							0	0	0	0.0	0.0	0.1	652~702年
678年							0	0	0	0.0	0.0	0.2	653~703年
(中略)							(中略)	(中略)	(中略)	(中略)	(中略)	(中略)	(中略)
698年							0	0	0	0.0	0.0	1.0	673~723年
699年							0	0	0	0.0	0.0	1.0	674~724年
700年							0	0	0	0.0	0.0	1.0	675~725年
701年	200		150				0	0	2	0.0	0.0	1.0	676~726年
702年	200		150				0	0	2	0.0	0.0	1.1	677~727年
703年	200		150				0	0	2	0.0	0.0	1.1	678~728年
(中略)	(中略)		(中略)				(中略)	(中略)	(中略)	(中略)	(中略)	(中略)	(中略)
798年	200		150				0	0	2	0.0	0.9	2.0	773~823年
799年	200		150				0	0	2	0.0	0.9	2.0	774~824年
800年	200		150				0	0	2	0.0	1.0	2.0	775~825年
801年	200	100	150	100			0	2	2	0.0	1.0	2.0	776~826年
802年	200	100	150	100			0	2	2	0.0	1.1	2.0	777~827年
803年	200	100	150	100			0	2	2	0.0	1.1	2.0	778~828年
(中略)	(中略)	(中略)	(中略)	(中略)			(中略)	(中略)	(中略)	(中略)	(中略)	(中略)	(中略)
849年	200	100	150	100			0	2	2	0.5	2.0	1.5	824~874年
850年	200	100	150	100			0	2	2	0.5	2.0	1.5	825~875年
851年	200	100		100	50		1	2	1	0.5	2.0	1.5	826~876年
852年	200	100		100	50		1	2	1	0.5	2.0	1.5	827~877年
853年	200	100		100	50		1	2	1	0.6	2.0	1.5	828~878年
854年	200	100		100	50		1	2	1	0.6	2.0	1.4	829~879年
855年	200	100		100	50	0	2	2	1	0.6	2.0	1.4	830~880年
856年	200	100		100	50		1	2	1	0.6	2.0	1.4	831~881年
857年	200	100		100	50		1	2	1	0.6	2.0	1.4	832~882年
858年	200	100		100	50		1	2	1	0.7	2.0	1.4	833~883年
(中略)	(中略)	(中略)		(中略)	(中略)		(中略)	(中略)	(中略)	(中略)	(中略)	(中略)	(中略)
898年	200	100		100	50		1	2	1	0.9	1.8	0.9	873~923年
899年	200	100		100	50		1	2	1	0.9	1.8	0.9	874~924年
900年	200	100		100	50		1	2	1	0.9	1.8	0.9	875~925年
901年							0	0	0	0.9	1.8	0.9	876~926年
902年							0	0	0	0.9	1.8	0.9	877~927年
903年							0	0	0	0.9	1.8	0.9	878~928年

とき、洪水によってそれらが運搬されることも多いと考えられるため、イ) よりも年代決定資料としての価値は低い。エ) も洪水発生の下限年代を示すものであるが、後世の攪乱を受けていたり、洪水層直下が地山であったりすることが多く、ア) ~ウ) と組み合わせることで、初めて有効な資料となる。すなわち、オ) の場合、上限・下限年代の両方が与えられているため、ア) で示された年代をさらに絞り込むなど、具体的な年代を得ることができる。また、ア) であっても、根拠となった遺物の型式が明示されている場合は可能な限り、

現在の年代観に対応して年代に修正した。

層や遺構は年代が古くなるほど相対年代で示されることが多くなるため、古墳時代以前については各研究者が定義している絶対年代・相対年代を併用した。本稿では弥生時代の終了を近畿地方における布留式土器およびこれに併行するとされる土器の出現で定義し、265年とした。また、古墳時代の開始を庄内式土器およびこれに併行するとされる土器の出現で定義し、森岡・西村(2006)などを考慮して、弥生時代の終了を「0式」を除く布留式土器が出現したとされる265年、古墳時代の

開始を庄内式土器が出現したとされる 190 年と仮定した。前稿（谷岡 2008b）では弥生/古墳時代の境を布留式土器の出現と同期とし 250 年と仮定したが、発掘調査報告書の中には庄内式土器の出現をもって古墳時代の開始とするものも多い。換言すると、古墳時代をどのように定義するかは各執筆・研究者によって異なり、報告書間での統一がなされていないという実態もある。こうした点を踏まえ、前稿（谷岡 2008b）を修正することとした。同様に古墳時代前期を 190～430 年、中期を 370～530 年、後期を 470～730 年とするなど、相対年代で表記されているものについては相応の重複（過渡的）期間を設けた。ただし、前述のように、3 世紀以前の絶対年代の表記については、西本編（2006）が提示した AMS による暦年代、北海道の続縄文時代以降については大沼ほか（2004）によりこれを補った。これらに加え、大川ほか編（1996）なども利用した。

これに加え、ほぼ同じ時期であっても洪水痕跡の年代が報告書に「12 世紀末～14 世紀初め」と表記されている場合もあれば、「鎌倉時代」と表記されている場合もある。鎌倉時代は厳密には 1192～1333 年であるが、考古学では年代決定を土器に大きく依存するため、実際には文献史料にもとづく事実としての「鎌倉時代」を、遺跡・遺物にそのままあてはめることができない。すなわち、考古学でいう「鎌倉時代」は厳密なものではない。したがって、本稿では鎌倉時代を含めて「時代」による表記についても、史料事実よりもやや長めに設定した。例えば、「鎌倉時代」は本稿では 1180～1350 年、「中世」は 1150～1600 年などとした。これに対し、「N 世紀」というように直接的に絶対年代が記されたものについては、「X 時代」よりも年代の上限・下限が厳密であると解釈し、これをそのまま集計した。

なお、各世紀について「初め」は 1～30 年、以下「中葉」は 31～70 年、「末葉」は 71～100 年とし、例えば「18 世紀末葉」は 1771～1800 年として集計した。

第 4 項 集計

遺跡数の集計は年ごとに精度を考慮して行った。谷岡（2008b）では洪水痕跡の年代が「12 世紀」であるときは、12 世紀前半・後半で各 1 回、「12 世紀中葉～後葉」の場合は 12 世紀前半、後半をそれぞれ 1/3 回、2/3 回として集計していた。しかし、これでは時間的精度が異なる資料を均一視していることになる。今回の集計ではこれを改善した。本論では 50 年以下、50～150 年、150～200 年というように、精度に応じた集計をした。また、谷岡（2008b）と同様、年代に 200 年を超える幅が生じる場合は集計しなかった。

表 II-4 のように 676～903 年の各年を縦軸（表 II-4 の①）、洪水痕跡の年代幅を横軸とした場合で説明する。例えば、A 遺跡で洪水痕跡の年代が「8～9 世紀」である場合、701～900 年の 200 年間のいずれかでイベントが起きたことになる。ここから、701～900 年の各年の欄（セル）について数値「200」を記入する（表 II-4 の②）。同様に B 遺跡第 9 層と C 遺跡第 9 層の洪水痕跡の年代は「9 世紀」である場合、801～900 年という 2 世紀 100 個（合計 200 個のセル）に「100」を記入する（表 II-4 の③⑤）。また、B 遺跡第 6 層の洪水痕跡は「8 世紀後半～9 世紀」であり、751～900 年に「150」を記入する（表 II-4 の④）。C 遺跡の洪水痕跡は「9 世紀後半」であるから 851～900 年に「50」を記入する（表 II-4 の⑥）。さらに、D 遺跡では洪水痕跡が「855 年」に形成されたというように形成年が特定されており、年代幅は 1 年未満となる。したがって、この場合、855 年の欄に「0」を記入する（表 II-4 の⑦）¹⁾。さらに、これらを年代幅に応じて集計するために、50 年以下の場合は数値「50」以下のセルのみ（表 II-4 の⑧）、51～100 年の場合は数値「51」以上「100」以下のセルのみ（表 II-4 の⑨）、101～200 年の場合は「101」以上「200」以下のセルのみ（表 II-4 の⑩）を集計し、各年について該当するセルの合計を算出した。一方で、この方法では、各世紀の始年を中心に特定の年を境として、合計した数値が突如高くなる

ことがある。また、前述したような相対年代に対応する絶対年代の見方が変わった時には柔軟に対処できない。そこで、各年の数値（表Ⅱ-4の⑧～⑩）を、当該年とその前後25年を含む51年間で平均したものを算出し、各年における数値とした。これが表Ⅱ-4の⑪～⑬で、各年の数値は表Ⅱ-4の⑭で示した年代について、各年の集計値（表Ⅱ-4の⑧～⑩）を平滑化したものとなっている。例えば、表Ⅱ-4の⑪～⑬における855年の数値は、いずれも表Ⅱ-4の⑭で示した830～880年について、表Ⅱ-4の⑧～⑩を平均したものである。換言すると、本稿では洪水痕跡の年代は50年以下の精度を持たないものとして扱った。第Ⅳ章以下では表Ⅱ-4の⑪～⑬をもとに図化・論述を展開する。

一方で、17世紀以降については文献史料から形成年が特定される場合もあり、これについては表Ⅱ-4のような集計と並行して別途分析した。形成年が判明しているものについては降水量などの比較を、狭小なスケールで行うことができるため重要と考えた。このうち、20世紀以降については各報告書の執筆者が自治体史や地元住民の証言と自治体史に載せられた災害史などをもとに決定したものである。そのため、これらの大半については、気象災害に関する集成資料（例えば、中央気象台・海洋気象台 1939；株式会社テクノバ・災害研究プロジェクト 1993）などから対応関係を導き出した。

また、同じ洪水でも遺跡名が異なる場合は別々に集計した。逆に、同じ遺跡で同一の洪水痕跡が複数の箇所で見つかり、対応関係が確認できているものは1回の洪水によるものとして集計した。例えば、大阪市平野区長原遺跡では広範囲で同じものと考えられる層が点在しているが、これについては、趙（2001）が示した基本層序を集計に用いた。

立地については、当初厳格に区

分すべきと考えた。しかし、遺跡の大半が沖積平野に立地する。洪水痕跡のある遺跡が沖積平野に立地することは自明とも言える上、そもそもいかなる立地条件であっても、あるいは河川氾濫であれ土石流であれ、洪水が大雨によって引き起こされることも明らかである。もちろん、土石流は地震によっても引き起こされるが、前述のように地震に伴うと記載のある洪水痕跡は除外している、仮に地震であるなら噴砂など地震特有の痕跡が残存するはずである。こうしたことから、立地の区別は古気候学的・気象学的に大きな意味をなさないと考え、本論でも一部の例外を除き区分しなかった。

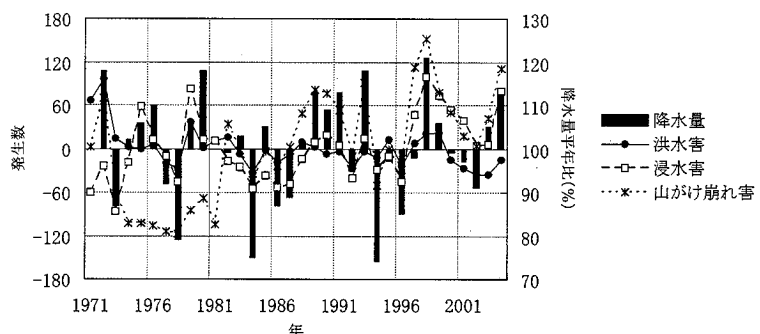
第2節 気象観測データと古気候データ

第1項 気象観測データ

①データ集約の目的

本研究では20世紀の実態を近代以前に援用する。もちろん、現在と過去では気候が異なる。しかし、地域固有の気候に影響するような海陸および大規模な山脈・高地の位置関係は近代以前と現在ではほとんど差はなく、この点は先行する古気候研究（例えば、Mikami 1996；水越 2001）からも問題ないとみている。

気象観測データを集計対象とした目的は2つある。第1は、洪水痕跡との対比であり、日本の降水量を、考古学における土器1型式分に相当する



図Ⅱ-3 洪水痕跡に関連した気象災害の年別発生数

降水量は気象庁の年合計年平均比(%)で平年値は1971～2000年の平均値、災害は1971～2004年の平均値との差。表示期間は1971～2004年。データは気象庁による。

表Ⅱ-5 道府県別「洪水害」「浸水害」「山がけ崩れ害」発生数

道府県 (支庁)	項目	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	年
北海道 石狩支 庁	洪水害	0	2	0	0	0	0	1	6	3	0	0	0	12
	浸水害	0	1	0	3	0	1	2	5	7	3	2	0	24
	山がけ崩れ害	0	1	0	1	0	0	2	1	3	0	0	0	8
長野県	洪水害	0	0	1	1	3	6	8	11	12	1	1	0	44
	浸水害	0	1	2	3	7	32	56	40	26	1	0	0	168
	山がけ崩れ害	1	3	7	5	14	21	41	28	32	7	5	1	165
大阪府	洪水害	0	0	0	0	0	5	4	4	3	1	0	0	17
	浸水害	0	1	0	3	7	21	25	30	25	3	1	0	116
	山がけ崩れ害	0	0	0	1	3	15	10	9	12	2	1	0	53
大分県	洪水害	0	1	0	1	2	6	8	7	11	4	0	0	40
	浸水害	0	0	1	1	4	13	19	11	20	4	1	0	74
	山がけ崩れ害	0	0	3	2	4	24	24	20	17	4	0	0	98

データは気象庁による。統計期間は1971～2004年。

おおむね20年以上の時間スケールで把握するとともに、19世紀世紀末以降について洪水痕跡が形成された年・月との対比を目的に、6～9月を中心とした降水量データを収集した。

表Ⅱ-5は、気象庁が集計した1971～2004年における「洪水痕跡」に関連する気象災害のうち、絶対数が多く、統計方法の変更による不連続性が少ない「洪水害」「浸水害」「山がけ崩れ害」からなる3項目の月別発生件数である。煩雑さを避けるため、表Ⅱ-5には4道府県をのみを挙げた。いずれの道府県・項目もイベントの発生は7～9月、次いで6月に多く、年間の発生数に占める割合は6～9月の暖候期が80%前後を占め、この時期の気候が「洪水痕跡」にとって重要と想定できる。これらの点は谷岡(2008a)と大きな矛盾がない。一方で、2～5月にも「山がけ崩れ害」が発生している。災害項目は異なるが、伊藤(2001: 6)は、新潟県で4月に地すべりが多いことについて、春季における気温の急上昇と停滞前線による降雨に伴い融雪が促進されるためとしている。同様に、(大八木 2007: 460)は1985年7月26日に長野市で発生した地すべりについて、寒候期の降雪と地すべりの関連性を示唆している。この点は留意したい。図Ⅱ-3は、表Ⅱ-5と同じ3項目の全国年合計発生数を1971～2004年について示したものである。全国で見ると、「洪水害」は1972年、1971年、1979年の順に多く、「浸水害」は1998年、1979年、

2004年の順に多かった。これら水害の多い年はいずれも降水量が多かった年と一致する(谷岡2008b)。そのため、過去における水害の痕跡である「洪水痕跡」は降水量と関連しているという仮説が成り立つ。

一方で、日本では気象観測開始以前の代替データとなる文献史料が7世紀後半以降に限られ、地域も近畿地方中部が主体となるのに対し、中国東部には豊富な史料が存在し、日本の降水量変動との関連は各年代において幅広く議論されている(Yoshino 1978; 1995b; 東村 1990)。そのため、中国など周辺地域における降水量データを援用した。

さらに、日本が夏に低温となった年について、河原(2004: 142)は、2003年の冷夏と1974年以降における他の冷夏年(1974年、1976年、1977年、1980年、1982年、1983年、1988年、1993年)を比較し、5つの共通点として、ア:ペルー沖の海面水温偏差が正、イ:ベンガル湾～南シナ海の対流活動が不活発、ウ:北太平洋高気圧が南偏し、日本への張り出し弱い、エ:ユーラシア大陸に2つのジェット気流が存在する(寒帯前線ジェット気流の顕在化)、オ:オホーツク海高気圧の発達・持続を挙げる一方、2つの相違点として、カ:フィリピン東方(Niño West 海域)の海面水温が正偏差、キ:フィリピン付近の対流活動が平年並(他の冷夏年では不活発)であるという特徴を挙げている。

降水量やこれと関連すると想定される洪水痕跡について、20～30年以上という時間幅でその変動について論じるには、両者の空間的スケール、広がり的大小にかかわらず、海洋を中心とした大規模な変動、あるいはそれらと関連した梅雨期間や台風などの経年・長期変動も重要である。長期的に気温が高い時代は、低緯度と中緯度の間におけるハドレー循環が顕著で、亜熱帯高気圧が北偏あるいは強くなるという見方が大勢を占める。

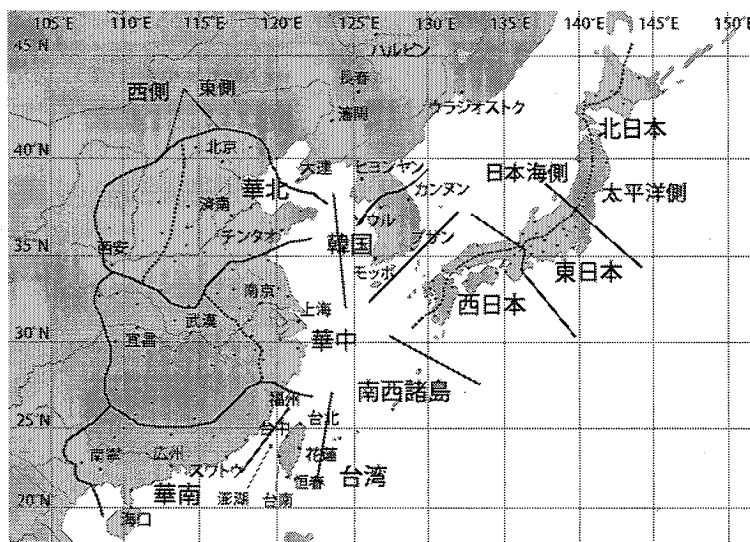
台風について、気象庁（2005：62）が「8～9月の東・西日本への台風接近数と同地域の日降水量100mm以上や200mm以上の日数には有意な正の相関がみられる」としている。台風によると見られる暴風は、歴史時代の文献史料にも何度か見られ、洪水のみならず、暴風や高潮は遺跡に甚大な影響を及ぼす要素であるため分析する必要がある。

一方、古気候学でも、中国東部、アメリカ西部、アンデス山脈といった環太平洋地域を中心に、ENSOに関連した復元的研究が一つの領域を形成している（Thompson et al. 1984; Quinn and Neal 1995; McGregor et al. 2010）。さらに、インド洋熱帯域の海面水温が、東アジアの暖候期における降水に重要な役割を果たしていることも分かってきた（Saji 1999; 山形 2005; Li 2010）。たしかに、海面水温の変動は本稿でいう洪水痕跡と直接関係しない。大規模な大気・海洋の流れを把握することは、文献史料からみた降水量変動を補完・検証することにもつながるため、本論では気候復元データが比較的盛んな、ENSOや中・高緯度の気候循環を中心とした海洋変動との関連について比較を試みることにした。

②データの集計方法

a) 日本の気象観測データ

日本の気象観測データは気象庁ホームページの



図Ⅱ-4 主な気象観測点の分布と地域区分

ほか「気象庁年報」等で提供されている電子媒体から得た。最も古い気象観測データとして、イングランド中央部では1659年以降の月平均気温が示されている（Manley 1974）。しかし、日本では1880年代ごろが出発点となる。前述したように1901年以降の全国52地点の日別降水量が気象庁によって整備されているが、時別降水量については2010年10月現在、気象庁による整備が途中であり、次回以降の論文で新しいデータを活用していきたい。

気象庁では全国を、「北日本」「東日本」「西日本」「南西諸島」のうち前3者をそれぞれ「日本海側」「太平洋側」に分け、さらにそれらを「関東甲信」や「近畿地方中部」などというように区分している。こうした地域区分はそれ自体が主観的であり、必ずしも当該地域の気候を完璧に把握できるものではないが、大まかな気候変動や概要をつかむ上では有用である。そこで、本稿でも、図Ⅱ-4・表Ⅱ-6に示したように、この地域区分に準拠した地域設定をした。気象庁の地域区分では長野と高山は「東日本の太平洋側」、大分は「西日本の日本海側」に区分されるが、3地点を流れる河川はそれぞれ日本海、瀬戸内海へと注ぐ。洪水は河川上流域での降水量にも影響されることから、本稿では長野と高山を日本海側、大分を太平洋側に区分した。一方で、前述のように洪水痕跡の検出地域は、

表Ⅱ-6 本稿で利用する日本の気象観測点

No.	地点	地域	都道府県	No.	地点	地域	都道府県
1	網走	北日本(太)	北海道	27	浜松	東日本(太)	静岡県
2	根室	北日本(太)	北海道	28	名古屋	東日本(太)	愛知県
3	帯広	北日本(太)	北海道	29	津	東日本(太)	三重県
4	旭川	北日本(日)	北海道	30	彦根	西日本(太)	滋賀県
5	札幌	北日本(日)	北海道	31	京都	西日本(太)	京都府
6	寿都	北日本(日)	北海道	32	大阪	西日本(太)	大阪府
7	宮古	北日本(太)	岩手県	33	神戸	西日本(太)	兵庫県
8	石巻	北日本(太)	宮城県	34	和歌山	西日本(太)	和歌山県
9	秋田	北日本(日)	秋田県	35	境	西日本(日)	鳥取県
10	山形	北日本(日)	山形県	36	浜田	西日本(日)	島根県
11	福島	北日本(太)	福島県	37	呉	西日本(太)	広島県
12	水戸	東日本(太)	茨城県	38	徳島	西日本(太)	徳島県
13	宇都宮	東日本(太)	栃木県	39	多度津	西日本(太)	香川県
14	前橋	東日本(太)	群馬県	40	松山	西日本(太)	愛媛県
15	熊谷	東日本(太)	埼玉県	41	高知	西日本(太)	高知県
16	東京	東日本(太)	東京都	42	下関	西日本(日)	山口県
17	横浜	東日本(太)	神奈川県	43	福岡	西日本(日)	福岡県
18	甲府	東日本(太)	山梨県	44	佐賀	西日本(日)	佐賀県
19	長野	東日本(日)	長野県	45	長崎	西日本(日)	長崎県
20	松本	東日本(太)	長野県	46	熊本	西日本(日)	熊本県
21	飯田	東日本(太)	長野県	47	大分	西日本(太)	大分県
22	岐阜	東日本(太)	岐阜県	48	宮崎	西日本(太)	宮崎県
23	高山	東日本(日)	岐阜県	49	鹿児島	西日本(太)	鹿児島県
24	伏木	東日本(日)	富山県	50	名瀬	南西諸島	鹿児島県
25	福井	東日本(日)	福井県	51	那覇	南西諸島	沖縄県
26	敦賀	東日本(日)	福井県	52	石垣島	南西諸島	沖縄県

No. は図Ⅱ-4 に対応。地域は本稿での名称。(日)は日本海側,(太)は太平洋側を意味する。観測点はすべて気象庁による。

全国を網羅するものではなく、都道府県による偏在性がある。同様に、傍証となる古気候データも限定的である。こうした現状から、本論では、地域的バランスに配慮しつつ、洪水痕跡の多い都道府県の観測データに重点を置いて、観測地を各地域で2ヶ所ずつ選定した。もちろん、用いる地点数が多い方が良いのは承知しているが、降水量データが整備されている地点は各都道府県でおおむね1地点という現状もある。そのため、1組2地点からなる降水量データを各組で平均したもの、および地点ごとの値なども併用した。

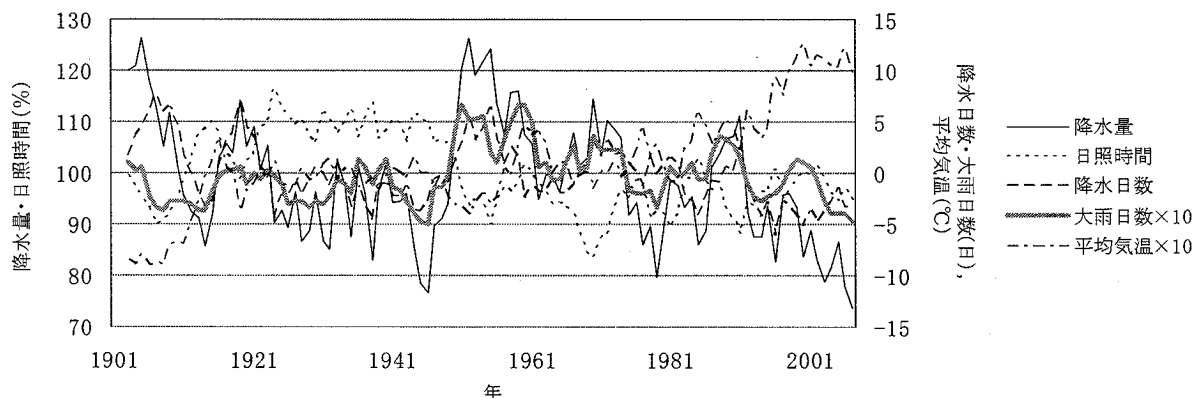
日本各地のうち、最も重要となるのが、平安京を中心とした文献史料が豊富に存在する近畿地方である。そこで問題となるのが、近畿地方中部の気候データの代表性であり、他の地域・地点間との相関分析も行った。これに加え、近畿地方については谷岡(2008b)で京都・大阪・神戸・和歌山の5地点、谷岡(2010)でこれらに津を加えた6地点の平均値を用いていること、9世紀以降の文献

記載が平安京周辺にほぼ限られることなどから、近畿地方の中でも地点の代表性が重要となる。そこで、京都とその他5地点の降水量の相関性を1897~2009年について検討した。その結果、6~9月のいずれの月、および4ヶ月・年合計値でも京都とその他5地点との相関は津や和歌山で相対的に低くなるものの、それでも危険率1%で有意であることが判明した。これにより、6地点を使用した場合と京都のみを使用した場合でも分析結果に大差が出ないと判断した。

降水量データの具体的項目については、世界的にも整備が進み大きな空間スケールでの比較も可能な、ア)月合計降水量のほか、イ)日降水量100.0mm以上の日数(以下、大雨日数とする)、ウ)日降水量

1.0mm以上の日数(以下、降水日数とする)を分析対象とした。このうち、ア)・イ)は、谷岡(2008a)で触れたように、洪水と密接に関連すると想定される。ウ)を対象とした理由は、気象観測開始以前の代替データとなる、近畿地方中部を中心とした文献史料を念頭に置いたものである。月合計降水量は、一度きりの時間的スケールの短い大雨や集中豪雨によっても左右される。極端な例を出せば、月平均降水量が150mm・平均降水日数が9日のn月について1~28日までは降水がなく、29~31日に合計180mmの降水があった時、降水量の平均値との比は120%となるが、降水日数は平均値よりも6日少ないことになる。

図Ⅱ-5は、近畿地方中部における降水量や平均気温などの変化を示したものである。日本では1930~1950年ごろに少雨・多照、1950~1960年ごろに多雨・寡照であったことがすでに指摘され(例えば、内嶋1986:189)、図Ⅱ-5もこれと大差はない。一方で、降水量、大雨日数、平均気温は相



図Ⅱ-5 近畿地方中部における各気象要素の変化

数値は1901～2000年を平均とした差・比で5年間の平均値。6～9月の値。もとのデータは気象庁による。

互に年代による一致性に乏しく、これには大雨日数の絶対数が少ないことも関連していよう。

一方、古気候データには、花粉や年輪など植物を媒体としたものが多い。そのため、気温や日照時間も重要となる。観測データに戻るが、日本では19世紀末以降から気温や日照時間、相対湿度などが測器によって観測されてきた。しかし、気温については都市化によるヒートアイランド現象、最低気温に影響が大きいとされる日界の変更（藤部 1999）、日照時間については大気汚染による日射量の減少（近藤 2000: 72）などをどのように見積もるのかという問題がある。こうした、諸事情を総合的に考慮して、本稿では気温や日照時間などを参考データとして用いることとした。

b) 周辺地域の降水量データ

中国については、華北・華中を東側と西側に分け、華南を加えた。華北は黄河流域、華中は長江流域が主体となる。このうち、「華北の東側」は、大半が北京市、天津市、河北省、山東省、河南省である。「華北の西側」は山西省とチンリン山脈以北の陝西省である。「華中の東側」は上海市、江蘇省、安徽省、浙江省である。「華中の西側」は江西省、湖北省、湖南省とチンリン山脈以南の陝西省である。「華南」は福建省、広東省、広西壮族自治区、海南省である。華北・華中を東西に細分した理由として、気象観測が始まる前の文献史料を中

心とした代替データは主要都市が点在する東側に多く、東西で分けた議論（Gong and Hameed 1991）もなされるためである。また、黄河、長江のそれぞれ上流部については利用可能な観測点、および古気候データが少ないため参考資料としての扱いにとどめた。

降水量データは、すべて月合計値で、ア) 後述第Ⅲ章第1節での気候に関する概要説明と、形成年の判明している洪水痕跡との比較を目的に、1901～2000年について欠落が少ない観測点として、遼寧省大連、北京、山東省チンタオ、湖北省宜昌、湖北省武漢、江蘇省南京、上海、福建省福州、広東省スワトウ、広西壮族自治区南寧を用いた。ただし、陝西省西安については統計開始が1922年であるが、歴史上の拠点都市であるという点を考慮して、これらの観測点に準じた位置づけとした。このうち、1990年以前はアメリカのNCDCが世界各地の気温や降水量の変化を監視するために整備したGHCNと、1991年以降については気象庁が各国の気象当局から受けたものを提供しているGTSを利用した。これはNCDC/GHCNのデータ整理が1991年以降について未完であるためである。これとは別に、イ) 第Ⅲ章第2節を中心とした東アジア全体の降水量データなどとの比較を目的に、中国気象局のデータをもとにIAPとCASが整備した1951～2000年の月別値を利用した。これは、アメリカの

NCARが運営するCISLのWebサイトから入手したもので、観測点が揃うのは1953年からで、実質的に1953~2000年を対象とした分析に利用した。表II-6にはア)に相当する観測点名を示した。イ)についても観測点の位置を示したが、名称をすべて表示すると煩雑になるため、詳細は別途付表を参照されたい。

韓国と台湾については、すべてNCDC/GHCNのデータを利用した。このうち、韓国については、統計期間の長さや地域的バランスを考慮して、カンヌン、ソウル、プサン、モッポの4地点を平均したものを利用した。カンヌンは統計開始が1912年であるが、1901~1911年を欠くことによる誤差は本稿の結論に大きな齟齬をきたすほどではないと判断した。台湾の観測点はすべて統計開始が1901年以前であるが、澎湖と花蓮はデータの欠落年が多いため、台北、台中、台南、恒春の4地点を主として利用した。

c) 海面水温に関連したデータ

海面水温については、ENSOに代表される熱帯の状況と日本との関係を把握する目的で、19世紀後半以降の数値が示されている2種類のデータセットを利用した。このうち、イギリスのHadley CentreによるHad I SST 1 (Rayner et al. 2003)では1870年以降、アメリカのNCDC v. 3bのデータ (Smith and Reynolds 2003; 2004; Smith et al. 2008)では1854年以降の数値が示されている。両者はともに、船舶などで測定された海面水温を統計的関係式から格子点値に置き換えたもので、前者は経緯度1度間隔、後者は同2度間隔で海面水温が算出されている。一方で、1940年代以前は観測データが少なく、算出された海面水温にバラツキがあることも考慮しなければならない。例えば、ペルー沖(南緯5度~北緯5度・西経170~120度)をみると、1950年以前において、後者は前者よりも約0.3°C高い傾向を示す (Smith et al. 2008: 2293)。すなわち、両者を併用することの理由は、結論で齟齬が生じる可能性を最小限にするためである。また、海面水温は世界的・長期的にみると上昇し

ているが、エルニーニョ現象やラニーニャ現象は絶対的な海面水温の変化ではなく、局所的・相対的な変化を指す。気象庁ではエルニーニョ現象の基準となる海面水温を当該年の30年前までの平均値との差から求めている。本稿でも、これにしたがい、エルニーニョ現象やラニーニャ現象に関連した海面水温を当該年の前年から31年前までの平均値を基準に、各月の5ヶ月移動平均値で表示した。以下の各表ではHad I SST 1のデータを“Had”，NCDC v. 3bのデータを“NCDC”と記した。

d) 大気循環に関連したデータ

中・高緯度の対流圏における大気循環を把握するためのデータとして、本稿ではジオポテンシャル高度を用いた。ジオポテンシャルとは単位質量の物体を平均海面から任意の高さまで動かすのに必要な位置エネルギーのことである。ジオポテンシャル高度とはジオポテンシャルを標準重力加速度(約 9.8m/s^2)で割ったもので、実際には海拔高度にほぼ等しい。ジオポテンシャル高度は中・高緯度において気温とほぼ比例するため、上空の高・低気圧や温度場を把握する際に用いられる。一般的な地上天気図では、海拔0mに対する気圧が高圧線として描かれ、これに気温や湿数、風速などの情報が加えられている。これに対し、高層天気図にはジオポテンシャル高度が示され、例えば、「500hPa天気図」の場合は500hPa高度が等高線として描かれている。500hPa高度はおおむね気圧500hPaに対応する高度(m)で、日本では夏季に海拔5700~6000m程度となる。

本稿では、1948年以降の数値が与えられているNCAR/NCEPのデータ (Kalnay et al. 1996; Kistler et al. 2001)のうち500hPa高度を主として利用した。500hPa高度は対流圏中層に位置し、上空の循環場を把握するデータとして気象予報の現場などで用いられることが多く、そうしたこともあってか観測データの欠落も少ない。前稿(谷岡2008b)では、日本の地点ごとの500hPa高度を用いたが、これは広域的・包括的な大気循環の把握には不十分といえる。

NCAR/NCEP のデータ (Kalnay et al. 1996; Kistler et al. 2001) は現在広く利用されている長期再解析値で、観測点のデータと異なり、スーパーコンピュータによって推定された経緯度 2.5 度ごとの格子点値である²⁾。そのもとになったデータには、高層気象観測点のほか、気象衛星から間接的に測定されたものも含まれる。このデータについて、1957 年以降における高層気象観測網の充実、1979 年以降における気象衛星による間接測定の導入を契機とした精度上の違いが見られるが、Kistler et al. (2001: 261-262) は週間予報および同様の期間を対象とした再現実験など特に細かい精度が要求されるものを除き、これによる大きな差異は見られないとし、大和田 (2002: 117) もこれを引用する形で論考を進めている。こうしたことから、本論でも 1948 年以降のデータを同等に扱った。近年になって、19 世紀末に遡る再解析値も整備されつつあるが (Compo et al. 2006)、データ間での検証が十分でなく、本稿では利用に慎重を期したい。

しかし、500hPa 高度ではあくまで対流圏中層の値であり、対流圏全体を代表するものではない。表 II-7 は等圧面天気図として広く利用されているものを示す。このうち、500hPa 高度は最もよく利用されるが、実際の気象予報では他の高度を対象とした天気図も不可欠である。500hPa 高度のみでは地表付近で顕著になる熱的低気圧や寒冷高気圧、熱的低気圧の上層発散場に形成される高気圧、対流圏と接する成層圏下部の動向を十分に把握できない。そのため、本稿では、500hPa 高度に加え、成層圏下部から圏界面付近に相当する 100hPa 高度、対流圏上部の 300hPa 高度、対流圏下部の 850hPa 高度、海面気圧も活用した。これらのうち、100hPa 高度、300hPa 高度、850hPa 高度については 500hPa 高度と同様に NCAR/NCEP のデータを利用した。海面気圧は標高の異なる各観測点で観測された気圧を、海拔 0m での値として更正したものである。海面気圧についても、500hPa 高度などと同様、スーパーコンピュータによる格子点ごとの再解析値

表 II-7 各等圧面天気図の用途と特徴

等圧面	海拔高度(m)	用途・特徴
10hPa	30000	成層圏における大気循環の把握。冬季の高緯度における成層圏突然昇温の把握。
100hPa	16000	成層圏最下部における大気循環の把握。夏季におけるチベット高気圧の把握。
300hPa	9000	対流圏上層における大気循環、とくに中・高緯度における強風軸(偏西風帯)の把握。上層寒冷低気圧の把握。
500hPa	5000~6000	対流圏中層における大気循環、温度場の把握。亜熱帯高気圧、偏西風、温度場、渦度、気圧の尾根・谷の領域を推定するものとして、気象予報では等圧面高度の中で最も広く用いられる。
850hPa	1200~1600	対流圏下層における大気循環、温度場、水蒸気量の把握。特に前線の解析に用いられることが多い。

海拔高度は大まかなもの。

を利用した。ただし、NCAR/NCEP のデータは、1980 年代前半以前のアジアにおける海面気圧については誤差が大きいことが知られ (例えば、Inoue and Matsumoto 2004)、研究データとして利用されることもほとんどない。そのため、HadSLP2 (Allan and Ansell 2006)、およびイリノイ大学や NCAR が中心となって作成したデータ (Trenberth and Paolino 1980) を利用した。このうち、後者は北緯 30 度以北に限られるため、主としてオホーツク海高気圧の分析に利用した。

また、大規模な循環を仮定するならさらに上層のデータも重要となるが、成層圏よりも上層の大気循環と日本付近の天候については比較対象とすべき議論が乏しく、洪水痕跡を主とした本稿の趣旨を考えると利用は妥当でないと判断した。

これらのデータについて、各格子点について計算を行うのは理想的であっても、膨大な時間を要するため作業として効率的でない。そこで、本稿では東アジア一帯を主要な領域として緯度あるいは経度ごとに分析した。同様に、気象庁や各研究機関・研究者は予め定義しておいた領域について、その平均値を算出し、指標とすることも多い。例えば、「小笠原高度」は北緯 20~30 度・東経 130

～170 度における 500hPa 高度偏差の和として定義され、実際の気象予測において、日本の南東海上における北太平洋高気圧の勢力を見る指標として用いられているという現状もある。SMI (Summer Monsoon Index) は、中国で用いられている指標で、北緯 10～50 度の領域における、大陸 (東経 110 度) と海上 (東経 160 度) の気圧差で、緯度 10 度ごとに、気圧差が -5hPa 以下となった格子点のみを合計した数値で、SMI が大きいほど夏季の南寄りのモンスーンが強いことを示す (郭 1983)。

第 2 項 古気候データ

古気候データは、ア) 洪水痕跡との対比、イ) 第 1 に関連した広域的・長期的な気圧配置の変動を把握することを目的に収集した。ア) では日本における降水量に関連した文献史料など降水量に関連したデータの集約、イ) では中国など日本周辺を含めた気温変動などが具体的な対象となる。データは、日本周辺地域を中心に、主として学術雑誌等に掲載されているものを用い、NCDC 等の公的機関が Web 上で公開しているテキストデータも利用した。

①日本の古気候データ

a) 理化学的手法による日本の古気候データ

日本では古気候データとして、Sakaguchi (1982; 1983) による群馬県尾瀬のマツ属花粉を用いた気温復元曲線がよく利用されている。これは群馬県尾瀬ヶ原のマツ属花粉が気温に比例して増減することから過去 7600 年間の気温を復元したもので (Sakaguchi 1983)、弥生時代以前については新しい AMS 年代による比較・修正も試みられている (設楽 2006)。さらに、北川 (1995: 52) は屋久杉の $\delta^{13}\text{C}$ が気温に反比例することを利用して過去 2000 年間の気温を復元している。Adhikari and Kumon (2001: 167) は長野県大町市中綱湖の堆積物から得た有機物を起源とする炭素・窒素量の変化から過去 1300 年間の 5～9 月について、含有炭素・窒素量が高く、砂の堆積速度が遅い、900～1200 年が高温・少雨だったのに対し、1200～1950 年が低温・寡照であったなどと指摘している。Yamada et

al. (2010) は秋田県男鹿市の二ノ目潟・三ノ目潟における湖底堆積物の粒度および、湖面水位と関連するとされる硫黄の濃度から過去 2000 年における気温や乾湿変動を復元している³⁾。Kitagawa et al. (2004: 111) も福井県大野市刈込池で実施した花粉分析から、8～14 世紀が温暖だったとしている。また、年輪については、西日本では少雨年 (福岡 1986: 50)、中部地方では寒冬年に年輪幅が小さくなるという指摘があり (Sweda and Takeda 1994)、北海道では気温復元もなされているが (Davi et al. 2002)、過去 1000 年以上に及ぶ体系的な降水量復元には至っていない (佐藤・八嶋 1990; 野田 2006: 274)。

b) 文献史料による日本の古気候データ

文献史料については、小鹿島 (1894) をはじめ、田口龍雄を主体とする中央气象台・海洋气象台 (1939)、荒川 (1961; 1964)、これらを地域別に整理した日下部 (1959; 1961; 1969; 1973a, b; 1975a, b, c, d; 1977; 1978; 1981) 等による集成資料があり、Maejima and Tagami (1986) や片平ほか (2006) も同様に 100 年単位で暑夏/冷夏、暖冬/寒冬の数を提示している。このほか、高橋 (1985; 1987) は 17 世紀以降における「風水害指数」を 1 年単位で示し、洪水痕跡との比較に重要な指標を提供している。12 世紀末葉～13 世紀には『吾妻鏡』による鎌倉を中心とした記載がある。

表 II-8 文献気象記録数の推移

年代/項目	長雨	大雨	冷夏	干ばつ	台風	計
601-700	1	1	1	7	0	10
701-800	4	1	0	17	7	29
801-900	3	2	0	15	9	29
901-1000	2	0	0	23	12	37
1001-1100	3	1	0	12	8	24
1101-1200	6	2	0	6	13	27
1201-1300	2	1	1	10	18	32
1301-1400	8	2	0	7	13	30
1401-1500	8	6	1	14	33	62
1501-1600	5	6	0	10	14	35
1601-1700	7	19	2	15	56	99
1701-1800	10	26	8	27	104	175
1801-1900	14	18	3	36	124	195
計	73	85	16	199	411	784

日下部(1977)のうち、暖候期に関連したのものから作成。

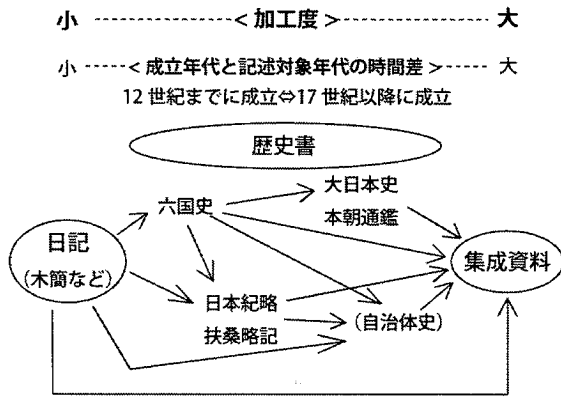


図 II-6 古代を中心とした文献気象史料の一次資料と二次資料の関係

近畿地方中部では比較的史料が多く、14～16 世紀については水越 (2004; 2006; 2008) が日別の天候記録を整備し、当該年代における基礎データとして重要であるが、記録が欠落している期間もある。表 II-8 は日下部 (1977) による近畿地方を対象にした集計結果のうち、夏季の天候に関連が深い項目を示したものであるが、16 世紀以前は資料が相対的に少ないと想定される。全国的に安定した史料が得られるのは、各藩・寺社の日記が充実する 17 世紀後半以降といえ、集成資料の活用により合理的な作業が可能となる上、結論にも大きな齟齬は出ないと考える。

このように、日本の文献史料は 17 世紀以降と 16 世紀以前とで質・量に大差がある。集成資料を用いた場合、均質性が大きく異なる史料を同一視しかねない。図 II-6 に示したように、集成資料には「六国史」のような官撰史書、個人の日記、近代以降に作成された自治体史などが同列に並べられている。これは、集成資料をもとにした先行研究についても言える。さらに、集成資料の場合、もともとなった資料からすべての関連語句が網羅的に抽出されているわけではなく、集成資料作成過程での透明性は十分とはいえない。統計学の言葉を借りるなら、本来は母集団の中から無作為に抽出すべき標本集団が、集成資料の作者により作為的に抽出されている。これらの点で、前稿 (谷岡

表 II-9 文献史料における各現象の区分と意味

項目	意味・留意事項	具体的な記載(語句)
長雨	おおむね5日以上にわたり断続的に雨が多い状態が続くこと。または続いていると想定されること。	霖雨, 自六至九月雨不止, 祈止雨など。
大雨	一過性の強雨。または2～3日程度断続的・連続的に続く大雨。洪水の記載について、雨が原因であると明記されているものも含む。	暴雨, 大雨雷, 淀川水溢依雨など。
洪水	河川の氾濫, 土石流など。必ずしも降水が原因とは限らないものも含む。	淀川水溢依雨, 京師大水など。
干ばつ	干ばつ, 雨乞い。おおむね数週間以上にわたり雨がほとんど降らない状態, またはそれを想起させるもの。	旱, 自冬至七月不雨, 祈雨など。
暴風	台風によると考えられる強い風。近似的に6～10月における記載を対象とし、雹(ひょう)を伴うなど、単一の対流雲に伴う現象と想定されるものは除く。	烈風, 大風雨など。
強風	「暴風」以外の強い風。雹(ひょう)を伴うなど、単一の対流雲に伴う現象と想定される突風, 竜巻, ダウンバーストなどは除く。	烈風, 大風雨など。

詳細は谷岡 (2010) にも示したので参照されたい。

2008a) では洪水痕跡との比較に集成資料を用いたため、十分な比較ができなかった。そこで、谷岡 (2010) では近畿地方中部を対象に「六国史」と『日本紀略』を用いて 7～10 世紀について、具体的には表 II-9・10 に示したように長雨・大雨・洪水・干ばつの 4 項目を、直接的/間接的記載、時間的精度などを考慮して句ごとに集計した。ただし、前稿では各区分がアルファベットのみで見づらいため、本稿では前項で AX・AY・BX・BY としたものをそれぞれ 1A・1B・2A・2B とし、「長雨 1A」などと表記した。これに加え、本稿では近畿地方中部を対象に 10 世紀も含めて、表 II-11 に示した『扶桑略記』や、『大日本史』『本朝通鑑』という複数の一次資料から関連語句をまとめた。このうち、『大日本史』『本朝通鑑』の成立は 17 世紀以降であり、記載対象時期と史料作成時期に大きな隔りがある。これについて、8～9 世紀は官撰史書である「六国史」による詳細な記載があるが、10 世紀には国史編纂が途絶える。たしかに、『小右記』や『御堂関白記』等の日記資料もあるが、いずれ

表Ⅱ-10 文献史料における記載の区分と意味

本稿	前稿	意味	時間的精度	干ばつによる具体例
1A	AX	直接的な記載。	月日が記されている。	是月，自朔日至晦日不雨。
1B	AY	直接的な記載。	月のみが記されている。	六月，祈雨依早。
1C	-	直接的な記載。	季節・年のみが記されている。	是年有旱。
2A	BX	間接的な記載のみ。	月日が記されている。	是日，祈雨於名山大川。
2B	BY	間接的な記載のみ。	月のみが記されている。	是月，祈雨。
2C	-	間接的な記載のみ。	季節・年のみが記されている。	是夏，請雨。
3	-	賑給の記載のみ。	(A~Cの区分はしない。)	賑河内国，依大旱。

前稿とは谷岡(2010)のこと。意味そのものは本稿・前稿とも同じ。

も記載期間は長くて50年程度で、欠落している部分もあるため、長期的な変動の把握には適さない。『大日本史』と『本朝通鑑』は気象関連の語句を対象にした集成資料ではないから、もとになった史料から気象関連の語句が特定の語句に偏って作為的に抽出されているとは考えにくく、大規模で顕著なものが優先的に抽出されていると考えられる。したがって、『大日本史』と『本朝通鑑』という長期に及ぶ歴史書、および集成資料による研究(日下部 1977; Maejima and Tagami 1986)を相互比較しながら用いるに至った。対象地域は近畿地方中部で、降水量との関連が深いと想定される長雨、大雨、洪水、干ばつを中心に、谷岡(2010)と同様の方法で集計した。その結果、11世紀以降は記載の絶対数が少ないことが判明した。これに加え、洪水痕跡の形成年月日が分かる洪水痕跡があるのは17世紀以降にほぼ限られる。文献気象史料については、一次資料をまとめたものではあるが、本稿のテーマである洪水痕跡の比較データにすぎないため、本稿では結果を簡単に提示するとどめ、詳細は別の機会で発表したい。

これとは別に、もう一つ問題が生じる。16世紀以前は一次資料、17世紀以降を二次資料に頼るとい手法では、年代間の比較、とりわけ、洪水痕跡の形成年月が判明する例が多い17世紀以降と、10世紀以前との比較ができない。そのため、「六国史」などとの単純な比較はできないが、17世紀以降を代表する『徳川実紀』、『続徳川実紀』、『武江年表』、『泰平年表』、『続史愚抄』、『大日本野史』も分析対象とした。このうち、『徳川実紀』と『続徳川実紀』は江戸幕府主導で編纂された官撰史書

である。『徳川実紀』と『続徳川実紀』は『日本三代実録』などを手本として將軍を中心とした実録的な記載が特徴であるが、『続徳川実紀』の1854年以降は原点となった史料をほぼそのまま形成した稿本の形式にとどまっている(小宮 2001: 833, 844, 866)。『武江年表』は江戸を中心とした総合年表で、とくに18世紀以降について記載が充実している(例えば、竹内 2001)。『泰平年表』は関東地方を中心に全国の社会・事件について記載がある。『泰平年表』は1841年に刊行されたが、その後も史料集という形で続編が刊行されているが、史料として一貫したものではなく(例えば、遊佐 2000)、個々の史料間で均質性に大きく異なる可能性もあるため本稿では利用しない。『続史愚抄』は京都の公家であった柳原紀光が「六国史」や『百鍊抄』に続く体系的な歴史書として編纂され、1259~1779年について記述がある(武部 1971: 161-162)。これらの近世史料を地域別でみると、『徳川実紀』、『続徳川実紀』、『武江年表』は関東地方に関する記載が突出して多いため、関東地方に集計対象を絞った。『泰平年表』は関東地方と近畿地方中部、『続史愚抄』は近畿地方についてのみ表記した。『大日本野史』は、幕末における尊王攘夷派の飯田忠彦が『大日本史』を書き継ぐことを目的に編纂したものであり、一部に史実の誤認も見られるという(小島 2001)。こうした文献史料の脆弱性には注意しなければならないが、複数の史料を利用することである程度、問題は緩和されると考えた。

近世の史料については、集計対象項目には、長雨・大雨・洪水・干ばつに加え、台風によるとみ

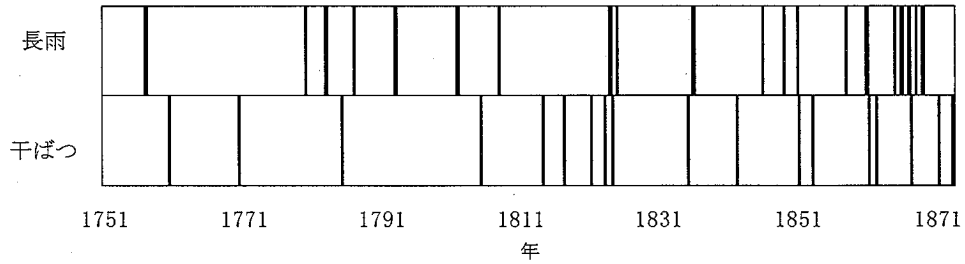
表Ⅱ-11 日本における代表的な歴史書

種別	史料名	編者	成立年	主な記載地	記載年代	内容・欠落部分等
六国史	日本書紀	舎人親王他	720年	近畿地方(奈良周辺)	697年まで	六国史の第1番目。全30巻・系図1巻で、系図は現存しない。7世紀前半以前は年代が遡るにつれ、記載内容の信頼性が低下する。
	続日本紀	菅原真道・藤原継縄他	797年	近畿地方(奈良周辺)	697～791年	六国史の第2番目。全40巻。前半(758年以前)の20巻は菅原真道らが編纂。後半(758年以降)の20巻は藤原継縄らが編纂。
	日本後紀	藤原緒嗣他	840年	京都周辺	792～833年	六国史の第3番目。15世紀以降に散逸し、全40巻中、現存は10巻。
	続日本後紀	藤原良房・春澄善繩他	869年	京都周辺	833～850年	六国史の第4番目。全20巻。実録風の書で、宮廷儀礼の記事や儒教的粉飾が目立つ。現存している写本には脱漏や錯簡がある。
	日本文徳天皇実録 日本三代実録	藤原基経他 藤原時平・大蔵善行他	879年 901年	京都周辺 京都周辺	850～858年 858～887年	六国史の第5番目。全10巻。政治・法制関係の記事は乏しいが、人物伝が詳細とされる。六国史の第6番目。全50巻。六国史で最も記述が詳細。現存する写本のうち巻15・19～48には脱漏・錯簡がある。
古代～中世を主とした歴史書	類聚国史	菅原道真	900年ごろ	近畿地方	887年まで	六国史の記事を項目別・年代順に編集。大半が現存しないが、六国史を補完する史料として利用される。
	日本紀略	不明	11世紀後半?	近畿地方	1036年まで	六国史・「新国史」等を簡略化したもの。六国史を補完し、「新国史」の内容を推測する史料として利用される。
	扶桑略記	皇円阿闍利?	12世紀初め	近畿地方	1094年まで	仏教史を中心とした歴史書。六国史、寺社縁起などから作成。大半が現存しない。
	本朝世紀	藤原通憲(信西)	12世紀後半	京都周辺	935～1154年	六国史に続く歴史書として、貴族の日記等から編纂。未完成で、現存は20巻のみ。
	百鍊抄	不明	13世紀後半?	京都周辺	968～1259年	編年体の歴史書。全17巻で、巻1～3は現存しない。現存しない史料からの引用があり、価値が高いとされる。
	元亨釈書	虎関師錬	1322年	京都周辺	1322年まで	仏教略史。全30巻。このうち、「資治表」などに気象に関する記載があるが、記載は少ない。
	帝王編年記	永祐?	14世紀後半	京都周辺	1301年まで	編年体の歴史書。六国史・扶桑略記等から編纂されたが、気象関連の記載は少ない。
	後鑑	成島良譲	1853年	京都周辺	1331～1597年	江戸幕府の命令で編纂された、足利將軍家を中心とした実録風の歴史書。全347巻。
	大日本史	水戸徳川家	1906年	全国(とくに近畿地方)	1412年まで	徳川光圀が編纂に着手し、1906年に完成した紀伝体の歴史書。中国の正史と似た体裁で、天皇中心の編年体記述である本紀は73巻。
	本朝通鑑	林鷲峯	1670年	全国(とくに近畿地方)	1611年まで	江戸幕府の命令により作成された編年体の歴史書。全310巻で、888年までの正編40巻、889～1611年の続編230巻などからなる。
中世～近世を主とした歴史書	続史愚抄	柳原紀光	1793年	京都周辺	1259～1779年	編年体の歴史書。「六国史」や『百鍊抄』の後継を意図して作成された。天皇中心の実録的内容。
	大日本野史	飯田忠彦	1851年	全国(とくに近畿地方)	14世紀末～1817年。	『大日本史』の後継を意図して作成された、本紀21巻・列伝270巻からなる紀伝体の歴史書。編者は桜田門外の変に伴い自殺したが、後年に出版された。
	泰平年表	大野広城	1841年	全国	1542～1837年	江戸幕府に関する記事を記載した編年体の歴史書。諸国の事情にも触れる。
	徳川実紀	成島司直	1849年	全国(とくに東京周辺)	16世紀末～1786年	江戸幕府官撰で編年体の歴史書。『日本三代実録』などを手本に作成された徳川將軍家を中心とした実録的内容。
	続徳川実紀	成島司直・成島良譲ほか	19世紀後半	全国(とくに東京周辺)	1787～1868年	『徳川実紀』の続編。1854年以降は稿本の形式にとどまる。
	武江年表	斎藤月岑	1878年	関東地方(東京周辺)	16世紀末～1873年	江戸を中心とした流行、風俗、事件、災害等を記載した編年体の歴史書。

『日本歴史大事典2』小学館(2000年)／『日本歴史大事典3』小学館(2001年)などをもとに作成。

られる暴風(以下、各表・史料で暴風と表記)も含めた。これは、東京が沿岸部に位置し、台風による暴風の影響を受けやすく、記録に残されやす

いと判断したためである。これに関して、荒川ほか(1961)によると、高潮の記録は17世紀に急増する。しかし、史料には「台風」と明記されてい



図Ⅱ-7 武江年表に記載された長雨と干ばつ

表示期間は1751～1873年。

るわけではないため、近似的に6～10月における「大風雨」「大風」などの記載を暴風とし、降雹を伴うなど台風以外の要因によると判断される突風については集計しなかった。

17世紀になると、近畿地方中部以外でも文献による気象災害の記録が増加し、形成年を特定できる洪水痕跡もある。そのため、当該期の文献史料を通じた議論が可能になり、「六国史」を用いた場合・期間とどのような差が出るのかについても簡単に触れておきたい。

17～19世紀の史料には雨乞いや止雨祈願といった間接的記載がほとんど見られない。関東地方についてみるなら、長雨は6～7月、大雨は9月、洪水は6～7月と9月にピークがあり、16世紀以前の近畿地方中部とほぼ同様の傾向といえる。干ばつは7～8月にピークがある。しかし、史料間での違いもあるため、16世紀以前と同様、何らかの形で史料データを集約化していくことも必要となろう。図Ⅱ-7はこれらのうち、19世紀に関する記載が最も多い『武江年表』から長雨と干ばつの記載があった年を示したものである。図Ⅱ-7から、1780～1790年代は長雨、1810～1820年代は干ばつ、1840年代と1860年代後半は長雨が相対的に多い。当時の日記から推定された、1721年以降の東京における7月の気温は、1721～1790年ごろ、1830年代、1860年代後半に低く、1810年代と1850年代初めに高かったとされる(Mikami 1996: 161, 163)。高温期は『武江年表』において長雨が多い期間、1810年代を中心とした低温期は干ばつが多い期間

と一致し、歴史書である『武江年表』と古日記から得られた変化との間に同時性が認められる点は重要である。さらに、東村(1990: 585-589)によると、寒冷な1820年代後半～1840年代には梅雨前線の北上が遅れ、6～9月全体では華中から日本が降雨帯になったとされる。

②日本以外の地域における古気候データ

a) 世界における古気候研究の概要

日本は古気候復元の分野では後進国といえる。現在、世界では年代・試料測定技術の向上もあって一段と研究が進み、特に過去1000年についてはデータ間の比較による詳細な議論もなされている(例えば、Beer and van Geel 2007)。こうした研究の出発点として、Lamb(1977)は世界各地の古気候データを整理したことで知られる。スカンジナビア半島北部では500年以降(Briffa et al. 1992; Grudd 2008)、ロシア北部のヤマル半島では紀元前2000年に遡る夏季の気温変動がともに年輪から復元されている(Hantemirov and Shiyatov 2002)。オランダ(Shabalova and van Engelen 2003)やスイス(Pfister 1995)では文献史料から冬季・夏季の気温、スペイン(Rodrigo and Barriendos 2008)では降水量が過去500～1000年にわたり復元され、近年になって1000年以降の夏季の気温が広範囲にわたって復元された(Glaser and Riemann 2009)。フランスではブドウの収穫日が暑年ほど早いことから史料に記載された収穫日から夏季の気温を復元した成果があり(Chuine et al. 2004)、日本においてサクラの開花日から春季の気温にア

ブローチした研究 (Aono and Kazui 2008) と共通する部分がある。アメリカ南西部のコロラド高原からロッキー山脈にかけての地域では年輪から過去 2000 年以上にわたる乾湿変動が 1 年単位で復元され (例えば, Salzer and Kipfmüller 2005), 世界屈指の体系化されたデータが整っている (Hughes and Graumlich 1996; Cook et al. 1999; Salzer and Kipfmüller 2005)。同様に, トルコを中心とした地中海では年輪から広域的な乾湿変動が過去 1000 年程度にわたって復元されている (Touchan et al. 2006)。高緯度や低緯度の高い山では氷河堆積物や氷床コアを用いた研究が盛んで, グリーンランド (例えば, Alley 2000; North Greenland Ice Core Project members 2004 など) やペルーのアンデス山脈 (Thompson et al. 1984; Thompson et al. 1985), 東アフリカのキリマンジャロ周辺 (Thompson et al. 2002) がその好例である。また, ケニアからモザンビークにかけての大地溝帯に位置する各湖沼でも湖底堆積物などから降水量や乾湿変動を復元しようとする研究がある (Verschuren et al. 2000; Ekblom and Stabell 2008)。海洋では海底コアに含まれる酸素同位体を用いて海面水温が復元されることが多く, 東太平洋 (Robinson et al. 2007) や北大西洋 (Oppo et al. 2006) で研究が盛んであるが, 年代測定の精度は陸上における年輪や氷河を用いた研究よりも粗く, この点が課題である。南半球では全般的にデータが少ないが, チリ (Torres et al. 2008; Urruta et al. 2010) やアルゼンチン南部のパタゴニア地方 (Villalba 1990; Haberzettl et al. 2005), オーストラリア南東部のタスマニア島 (Cook et al. 2000) では過去 1000~3000 年に遡る気温・降水量などの復元値が示され, 年輪のほか湖底堆積物にもとづく研究が多い。

b) 日本周辺における古気候研究

日本周辺で最もデータが豊富と言えるのは中国東部であり, 文献史料がその原動力となっている。中国には, 年代や地域に偏りがあるとはいえ, 紀元前 2000 年ごろに遡る文献気象史料が存在し, 竺

(1972) が概要を示し, 夏季を中心とした干ばつと洪水の比率を復元した研究が多い (Gong and Hameed 1991; 満 2000; Qian et al. 2003; Zheng et al. 2006; 満 2009)。その後, 張 (2004) によって史料が集成され, 紀元後 1 年以降における乾湿変動の復元もなされている (Gong and Hameed 1991; Zheng et al. 2006; 満 2000; 2009)。しかし, データの量が増加するのは, 華北で紀元前後, 華中で 3 世紀ごろからであるが, 戦乱期には少なく, 正史への依存度が高い (例えば, 満 2000; 張 2004)。1470~1979 年については 120 地点における各年の干ばつ/洪水指数が, 5~9 月 (中国東北区と華北は 6~9 月) の降水量をもとに 5 段階で数値化され (中央気象局気象科学研究院 1981), 1980~2000 年のデータが追加されている (張・劉 1993; 張ほか 2003)。これは, 1601~1880 年で形成年代の判明している洪水痕跡, および日本の文献史料との比較からも重要な位置を占め, 1951 年以降については測器による観測データに基づいて数値が出されているため, 気象観測データに準じた扱いとした。また, 中国西部の乾燥地帯では黄土などの風成塵を用いた降水量復元も盛んに行われ, Ma et al. (2009: 45) は内モンゴル自治区西部で実施した堆積土に含まれる塩化物の濃度から紀元後 1 年以降における年合計降水量を推定している。さらに, その一部は日本に飛来することから福沢ほか (1995) が福井県水月湖に溜まった風成塵を用いて乾湿変動を復元している。また, 乾燥地帯や寒冷地では, 残存状態の良い花粉 (Wang et al. 2009) や樹木の年輪 (Liu et al. 2009; Zhang et al. 2010) を利用した古気候復元もなされている。一方, Tan et al. (2003) は北京市内の鍾乳石の成長速度から夏季の気温復元データを示している。Hu et al. (2008) や Zhang et al. (2008) は華中内陸部の石灰岩洞窟において $\delta^{18}\text{O}$ から夏季のモンスーンの復元に取り組んでいる⁴⁾。さらに, Oppo et al. (2009: 1114) は華中, 華南, インドネシアで採取された $\delta^{18}\text{O}$ 等の代替データから西太平洋赤道域における紀元後 1 年以降の海面水温や 7

～9月を中心としたモンスーンによる降水量を推定している。これらは、 $\delta^{18}\text{O}$ が夏季のモンスーンによる降水量と負の相関にあることを利用したものである (Hoffmann and Heimann 1997)。しかし、モンスーンの強弱には数年以上に及ぶ長期変動のほか季節内振動にも左右される上、気温を反映した結果であることも想定されるため、古気候データとしての利用には慎重な意見もある (Johnson and Ingram 2004: 376-377)。このほか、Yang et al. (2002) は、チベット高原や屋久島のデータも活用した中国全土における過去2000年間の気温変動を提示している。中国東部の気候は後述のように、日本とも関連が深い。中国における近年の研究は目覚ましいものがあり、本論でもこうしたデータを利用した。さらに、Yi et al. (2010) は文献史料と年輪を統計的に分析して、華北の内陸部を中心とした地域における1600年以降の夏季降水量を1年単位で推定している。また、東アジア全域を網羅するデータとして、Cook et al. (2010) は年輪を用いて1300年以降のPalmer Drought Severity Index (PDSI) と呼ばれる干ばつ指数を1000km間隔で復元しているが、年輪採取地はモンゴルやヒマラヤ山脈周辺などに偏在し、本州から中国東部にかけては復元値については精度が悪い。

韓国・北朝鮮については、Suk and Sen (1987) が11世紀以降を対象とした冬の気温や干ばつの頻度などを示し、魚 (1989; 1993) は文献史料を集成した。しかし、10世紀以前をカバーする『三国史記』の気象関連記載は断片的で、本稿では参考資料にとどめた。また、アラスカなど日本から比

較的に近い地域にも多くの研究成果が存在する地域があるが、これらについては考察の中で述べたい。

さらに、ENSOに力点を置いた海面水温の復元について、Cobb et al. (2003: 275(Figure 6)) は中部太平洋赤道域のパルミラ島 (北緯6度・西経162度) のサンゴから得た $\delta^{18}\text{O}$ が海面水温と負の相関関係にあることを活用して海面水温を復元し、930年以降でエルニーニョ現象の多発期を挙げている。また、環太平洋地域を中心とした複数のデータから統計的に500年以降におけるペルー西方沖の水温を復元した成果として、Longton et al. (2008) やMann et al. (2009) があり、前者は西太平洋赤道域 (北緯1度・東経127.5度) の海底コアから採取した $\delta^{15}\text{N}$ から、過去3500年間のエルニーニョ現象について頻度を推定している。

小結

本章では、本稿全体で用いる資料の集約方法について説明した。本稿では発掘調査報告書から得た考古遺跡における洪水痕跡数、19世紀末以降の気象観測データ、19世紀以前の古気候データを用いる。日本では、降水量に関連した古気候データが乏しく、7世紀後半以降の近畿地方中部を中心とした文献史料への依存度が大きい。そのため、本稿での議論も、7世紀後半以降とせざるをえない。一方で、大規模な気候変動を仮定するなら、広範な地域のデータも不可欠であり、数値モデルによる間接的なデータを含めて、東アジア全体や熱帯、高緯度の大気循環と、日本における降水イベントの関係を知る必要がある。

第三章 日本周辺における気候と降水量分布の特性

第1節 日本周辺における気候の特徴

第1項 気象観測データから見た日本付近における降水量と気圧配置

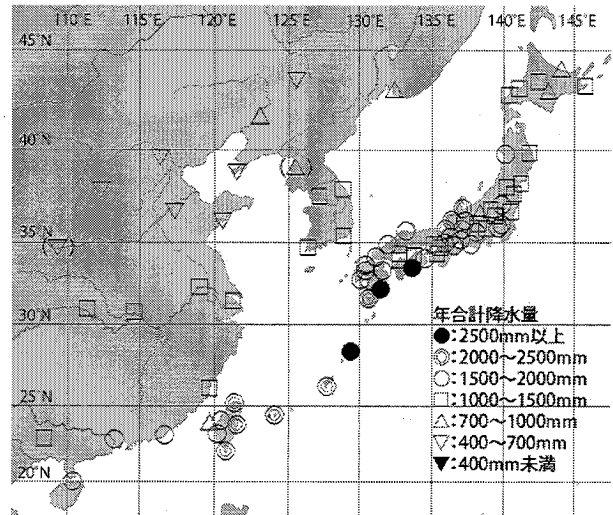
① 日本付近における降水量の季節的特性

日本は北緯 25～45 度付近のユーラシア大陸東岸に位置し、同緯度の地中海周辺や、アメリカ太平洋岸と比べて気温の年較差が大きい。こうした日本付近の気候学的特徴については、各概説書でも触れられているため（和達監修/高橋ほか編 1957；倉嶋 1966；吉野 1978；吉野監修/気候影響・利用研究会編 2002）、これと重複する部分については本論では詳述しない。

図Ⅲ-1 は日本とその周辺における降水量、図Ⅲ-2 は降水量の最多月、図Ⅲ-3 は日本の 52 地点における大雨日数の年合計値で、ともに 1901～2000 年の平均値である。図Ⅲ-1 から、年間降水量は北陸地方、本州～九州の太平洋沿岸、南西諸島から台湾にかけてといった比較的緯度の低い地域で多く、おおむね各地域の気候学的特徴を反映したものと理解できる。図Ⅲ-2 に示した降水量の最多月は、北海道の大部分、東北地方の太平洋側と関東地方では 9 月、近畿地方、中国地方、九州地方の大部分と華南では 6 月、韓国では 7～8 月、華中では 6～7 月などとなり、北陸～山陰地方では例外的に 12 月にピークが見られる。図Ⅲ-3 に示した年合計の大雨日数は北海道で 0.5 日未満、東北地方から四国地方の瀬戸内海側で 1 日前後、九州地方北部で 1～2 日、九州地方南部では 3 日前後などと、西日本で多い。月別では、東海地方以東では 8～9 月に最も多い地点が多く、台風とこれに伴って顕在化する秋雨前線、別の言い方をすると南東からの暖湿気流による大雨を反映していると受け取れる。近畿地方以西では 6～9 月に分散しているが、中国地方と九州地方の東シナ海側では 6～7 月に最も多く、梅雨末期にみられる南西からの暖湿気流などに起因する大雨と対応している。

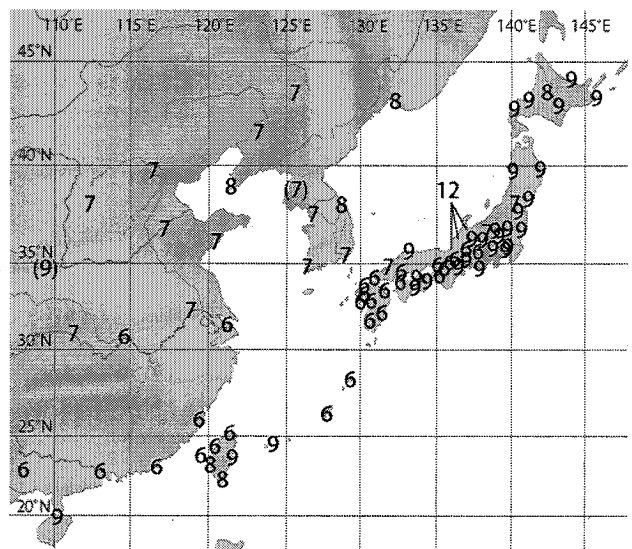
気象庁（2005：153）によると、日本では 1901

～2004 年のうち、1920 年ごろと 1950 年代半ばに降水量が多く、100 年単位での一貫した増減は認められない。一方で、大雨日数の年合計値は 6～9 月において有意に増加し、1990 年代以降の 8～9 月における大雨の増加には台風の接近によるものとされ、1950 年以降における大雨の増加は韓国や中国



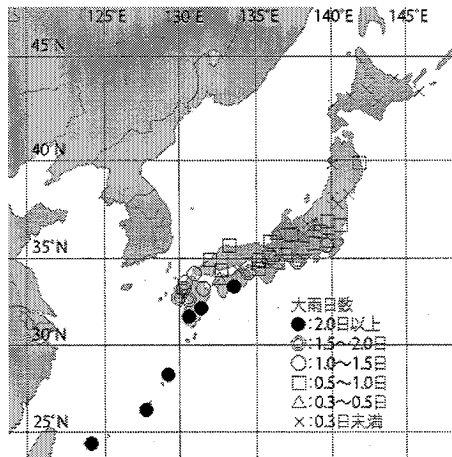
図Ⅲ-1 年合計降水量

統計期間は 1901～2000 年であるが、() 付の地点は、データが 3/5 以下しかない。気象庁・NCDC/GHCN による。



図Ⅲ-2 降水量の最多月

統計期間は 1901～2000 年であるが、() 付の地点は、データが 3/5 以下しかない。気象庁・NCDC/GHCN による。



図Ⅲ-3 大雨日数の年合計値

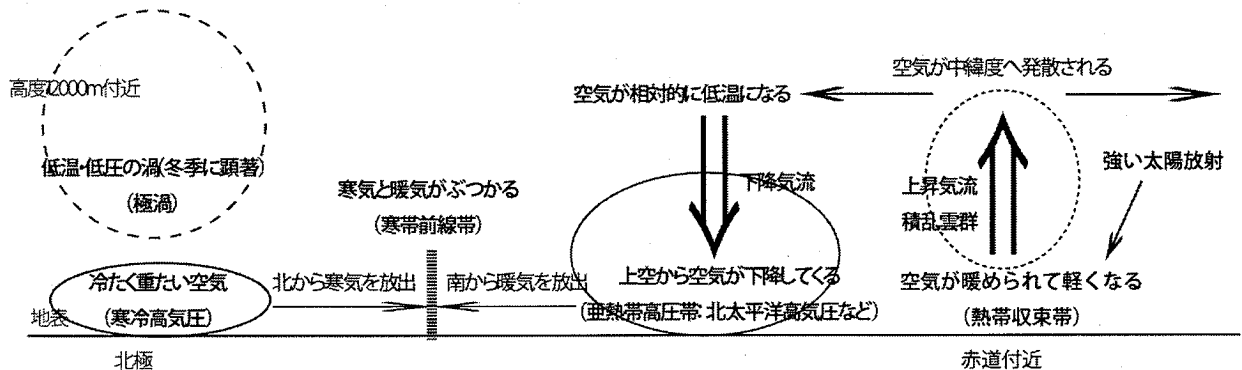
気象庁のデータによる。統計期間は1901~2000年。

を含めた東アジア全体の傾向とされる（気象庁 2005: 62-63, 73）。さらに、西日本では9~11月を中心に大雨日数や最大日降水量、日降水量が上位10位以内に入る頻度が増加する傾向がある（Fujibe et al. 2006: 1041-1043）。世界の平均気温は1906~2005年の100年あたりで0.56~0.92℃上昇したとされ（IPCC 2007: 237）、日本では、1898~2004年を季節・地域別にみると、北日本の夏を除いて有意な平均気温の上昇が認められる（気象庁 2005: 146-147）。一般に、気温が上昇すると大気中の水蒸気量が増加することで可降水量が増加する。そのため、大雨の増加は地球温暖化と関連しているとの見方ができるが、大雨は20世紀で一貫して増加しているわけではなく、年代、季節、地域による差もある。これに加え、大雨自体が稀有な現象で統計的分析が難しい。そのため、

長期的な気温変動との関係については分からないことも多いが、総じて見ると気温の上昇に伴って大雨は増加するとの見方が強い（気象庁 2003: 30; IPCC 2007: 301-303）。

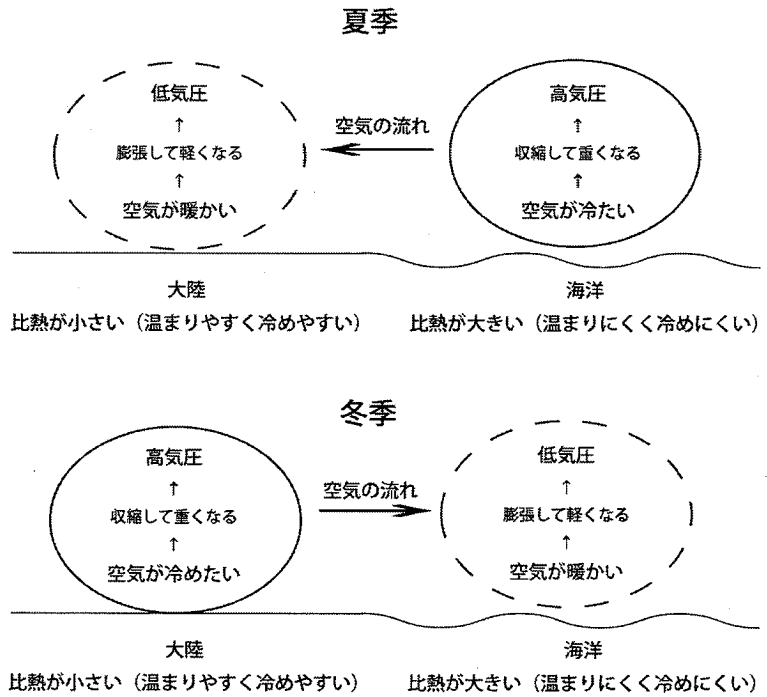
②日本付近における気圧配置の季節的特徴

降水量の季節変化は気圧配置と連動している。本州付近では、北太平洋高気圧に覆われる8月ごろは晴天が多くなる一方、その縁辺部からの湿った気流や北からの寒気を受ける6~7月と9~10月には多量の雨が降る。図Ⅲ-4は北半球における大気の南北循環を模式的に示したものである。地球は、赤道付近で太陽放射により温められる一方、高緯度では地球放射により冷却される。これにより生じた緯度間での熱的な不均衡を是正するために、赤道付近では高温で軽くなった空気が上昇して積乱雲群を形成する。低緯度上空から輸送された空気は北緯20~40度付近で下降し、亜熱帯高圧帯が形成される。北太平洋高気圧や北大西洋のアゾレス高気圧は亜熱帯高圧帯の地域名称で、高気圧から空気が南北へ吹き出す。この一連の赤道から中緯度への循環はハドレー循環と呼ばれる。一方、極域からは冷たい空気が放出される。その結果、亜熱帯高圧帯の高緯度側では南北間で気温差が大きくなり、力学的に不安定になる。これを是正するために、南北間で傾圧不安定波と呼ばれる波動が起こる。傾圧不安定波とは温帯低気圧やジェット気流、寒帯前線帯などの総称で、南北間での気温差に伴う気圧差をエネルギー源に発生・発達する。これに加え、図Ⅲ-5に示したように、比

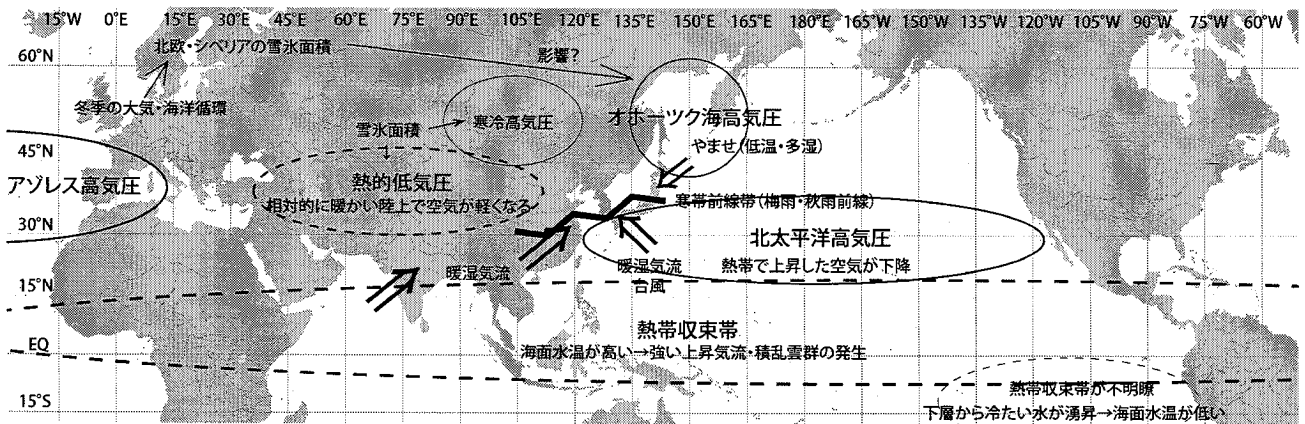


図Ⅲ-4 北半球における大気循環断面模式図

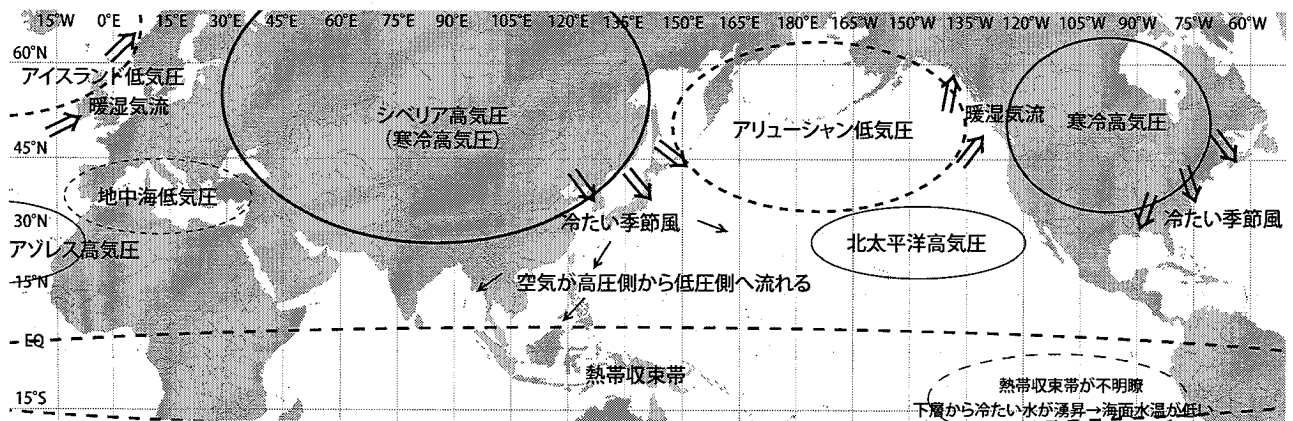
熱の大小から、夏季は大陸が、冬季は海上が相対的に高温になるため、大陸では夏季に熱的低気圧、冬季に寒冷高気圧が卓越する。さらに、北半球では地球の自転による偏向力が働き、移動する空気は進行方向の右側に曲げられ、摩擦による効果も加わる。これらの結果、北半球では図Ⅲ-6のような大気大循環が起こる。夏季の日本付近では北太平洋高気圧の縁辺を回る南東からの暖湿気流、オホーツク海高気圧からの冷湿気流（やませ）、東南アジア方面からの暖湿気流、シベリア～ロシア極東方面からの寒気がぶつかり、寒帯前線帯が形成される。



図Ⅲ-5 比熱による陸上と海上の気温・気圧の違い



a) 北半球の暖候期

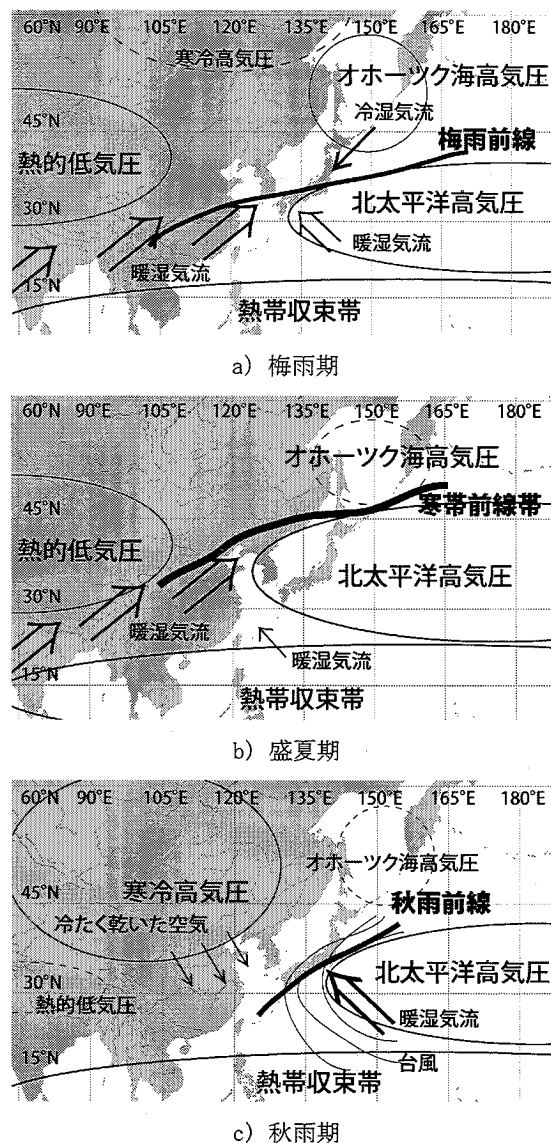


b) 北半球の寒候期

図Ⅲ-6 日本付近を中心とした大気・海洋循環

図Ⅲ-7は梅雨期(6~7月ごろ)、盛夏期(7月下旬~8月中旬ごろ)、秋雨期(8月下旬~9月ごろ)の大気の流れと前線の位置を模式的に示したものである。6~7月ごろ、大陸が相対的に高温となり、地上付近の空気が軽くなって熱的低気圧が形成される。これに対し、海洋は比熱が小さいため、相対的に低温となる。これにより、海陸間で気温・気圧に明瞭なコントラストが形成され、大陸(海洋)を中心とした反時計回り(時計回り)の大気循環が卓越し、日本には南東および南西、中国東部からインドには南西から大量の暖湿気流が入る。松本(2002a: 88)によると、日本の梅雨入りは、長江流域での Mei-yu(梅雨)入り、インド中部での雨季の開始などとほぼ同時期である。梅雨前線は南北間の気温格差をエネルギー源とする一般的な「前線」と異なり、水蒸気量の異なる空気の境界でもあるため、他の要素も総合的にまとめて「亜熱帯前線」と呼称される場合もある(Ninomiya 1984)。本稿では厳密な区分を行わず、梅雨前線も寒帯前線帯に含めるが、今後の研究で梅雨前線の詳細が明らかにされればこの点を修正することもありうる。

梅雨前線の季節的推移や変動については、オホーツク海高気圧や熱帯の対流活動などが複雑に関連しているとみられ、十分に解明されているわけではないが(松本 2002b: 95-96)、大まかには南西あるいは西からの暖湿気流と、北側上空からの寒気によって、大気の状態が不安定となり、梅雨前線に伴う積乱雲が著しく発達する。小倉(1997: 172-174; 1999: 225, 231)によると、西日本における梅雨期の集中豪雨は、地形とともに、南西風によって駆動される“バック形成(back building)型”の線状対流系によってもたらされる。これと似た例として、大阪府北部から兵庫県南東部について、瀬戸内海や紀伊水道という地形条件が線状降水帯の位置の決定に寄与し、南からの気流の強まりが発生する降水帯の強度に影響を及ぼしている(瀬古・家藤 2010: 4-3)。こうしたことから、華中や西日本の西側斜面、あるいは地形的に南西



図Ⅲ-7 梅雨期・盛夏期・秋雨期の気圧配置

風を直接受けやすい地域ではこの時期が年間のうちで最も降水量が多くなる。その後、本州付近では7月15~25日ごろに「梅雨明け」となる。これはジェット気流がチベット高原の北側に大きく移動することによって、北太平洋高気圧が北緯25度付近から北緯35度付近へ一気に北上することと対応している(松本 2002b: 98-99)。一方で、冷夏年にはジェット気流の北上が遅く、フィリピン東方における対流活動がこれと密接に関係している(植田・安成 1998: 213)。

9月は秋雨の時期に相当するが、梅雨期との決定的な違いとして、大陸では熱的低気圧に代わって

寒冷高気圧が形成され始める。寒冷高気圧は大陸の地表付近の空気が放射冷却により収縮し、低温・高圧となることで形成される。9月は大陸を中心とした反時計回りの循環が相対的に弱く、梅雨期のような南西風の日本への流入は少ない。降水量は梅雨期に比べると少ない。要するに、9月の降水は南東からの暖湿気流、端的には台風によるところが大きく、必然的に東日本の南東側斜面では降水量が多くなる。これに対し、九州の西側斜面や華北・華中は秋雨前線や台風の影響を受けることがほとんどない。

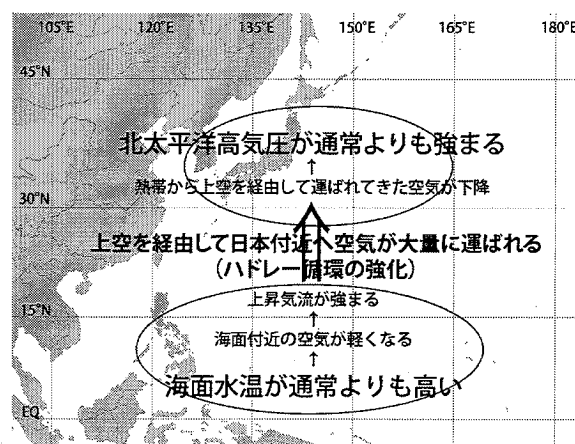
第2項 夏季の天候に関連した大気・海洋循環

こうした季節的な変化とは別に、年によっては冷夏・暑夏など違いも見られる。日本における冷夏年には、ペルー沖の海面水温が高かったり、オホーツク海高気圧が発達したりするとされる（河原 2004: 142）。さらに、長期的傾向として、1950年代の本州付近における冷夏は北太平洋高気圧の弱化・南偏に大きな要因があるのに対し、1970年代後半以降は地球規模で熱帯の海面水温が高く、冷夏の要因は亜熱帯高気圧ではなく、オホーツク海高気圧を中心とした中・高緯度における循環にあるとされる（西森 1999: 277-279）。日本付近における夏季の気候変動には熱帯の海面水温や中・高緯度における大気循環などが複雑に関連してくる。

①熱帯

太平洋赤道域にはエルニーニョー南方振動（ENSO: El Niño Southern Oscillation）と呼ばれる半年～1年程度のスケールを持つ変動がある。太平洋赤道域では通常、東側のペルー沖で下層から表層に冷たい海水が湧昇し海面水温が低いのに対し、西側のフィリピン～インドネシア付近で海面水温が相対的に高い。そのため、フィリピン～インドネシア付近では空気が膨張して低圧となるのに対し、ペルー沖では高圧となる。これにより、高圧側から低圧側へ、東寄りの貿易風が吹く。しかし、数年に一度程度の頻度でペルー沖の湧昇流が弱くなり海面水温が高くなる。こうした状態が

数ヶ月継続するとエルニーニョ現象と呼ばれる⁵⁾。逆に、ペルー沖の湧昇流が強くなると海面水温がかなり低くなるとラニーニャ現象へと発展することがある。これに伴い相対的に高温となった海域では温められて軽くなった空気が上昇する。エルニーニョ現象・ラニーニャ現象とも海面水温の変化によって定義されるが、結果として太平洋赤道域の東西で海洋と大気が連動した循環が形成される。これが ENSO である。山川（2003: 95, 103）によると、エルニーニョ年には暖かい海水が相対的に東へ移動するため、北太平洋高気圧は日本を含む西側で北上が抑制されるため日本付近に梅雨前線・秋雨前線が停滞しやすくなるのに対し、ラニーニャ年に西側で海水温が高くなり、ここで上昇した空気が下降して形成される小笠原高気圧（北太平洋高気圧の西縁部）が発達して日本を覆う。これらは、日本の夏が、エルニーニョ年に低温・多雨、ラニーニャ年に高温・少雨となりやすいことを示唆している。このうちラニーニャ年によくみられるとされる大気循環を模式的に示したのが図Ⅲ-8である。Nitta（1987: 387-388）はフィリピン東方（北緯15～20度付近）における海面水温の上昇と対流活動の活発化が、ロスビー波を介して日本付近における北太平洋高気圧を強化し、この波動がさらにアラスカ付近に伝播する PJ（Pacific-Japan）パターンの存在を指摘している。これに対し、エルニーニョ年には図Ⅲ-8で示した



図Ⅲ-8 PJパターンの模式図

南北循環が東へずれ、日本付近での北太平洋高気圧が弱くなり、梅雨明けが遅れることも多い。他方で、Wang et al. (2000: 1525, 1534-1535) はエルニーニョ現象終息後も海面水温の偏差が太平洋赤道域の西半分に残り、ロスビー波を經由して数ヶ月後に東アジアの中緯度に影響を及ぼすと指摘している。大雨や台風との関連、東・松浦 (2006: 256) は 1961~2002 年の全国 125 地点の 2 日間降水量を対象とした分析から、フィリピン東方の Niño West 海域で海面水温が高いと、近畿地方から四国地方では大雨の頻度が減るという見解を出している。一方で、飯塚ほか (2005: 28-29) は、1951~2004 年を対象にした分析を行った結果として、台風の発生位置は ENSO により変化するが、日本への接近数については ENSO の影響が少ないと述べている。これらから、台風と ENSO との関係については慎重な議論を期したい。

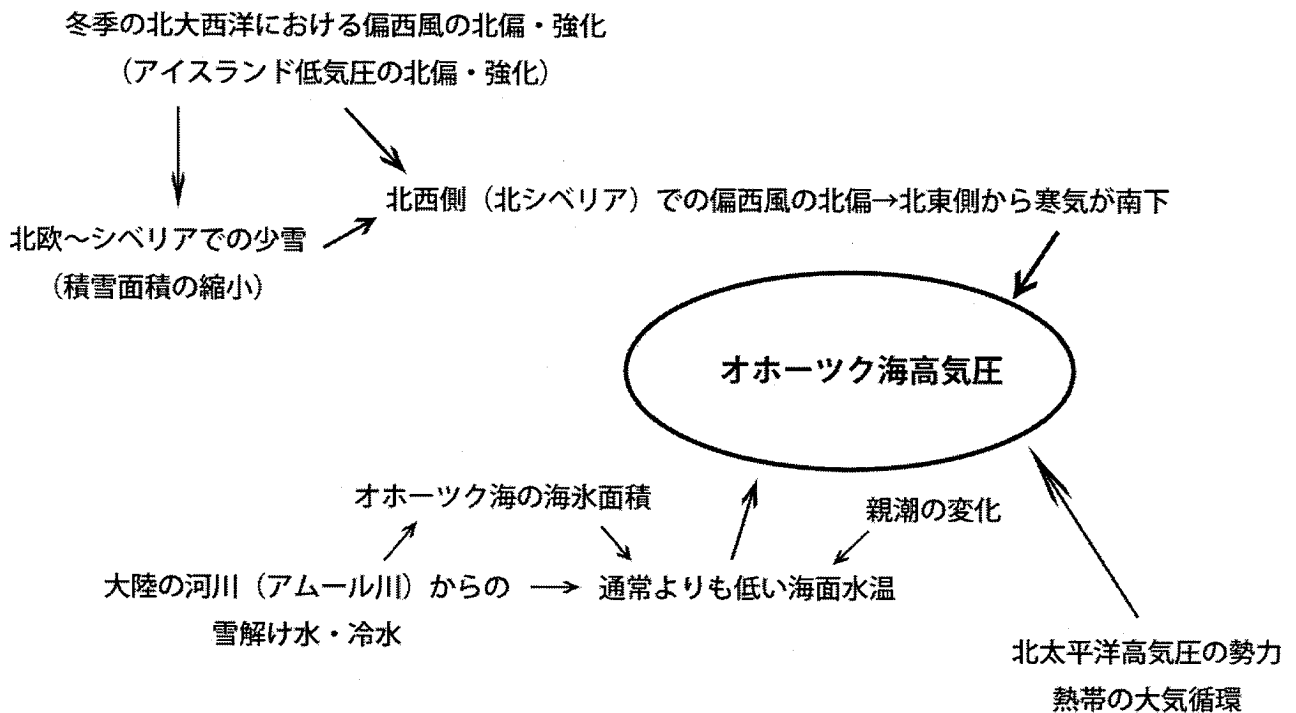
中国について、Wang et al. (2009: 3871-3872) は、春から夏にかけての ENSO と、5~6 月および 7~8 月における降水量あるいは対流圏下層の循環場との関係について、第 1 に、エルニーニョ現象が終息すると、5~6 月には長江以南の華中と華南から南西諸島において多雨、7~8 月には淮河から韓国南部、本州付近にかけてで多雨となり、第 2 に、ラニーニャ現象が顕在化すると、5~6 月には淮河から西日本にかけてで多雨、7~8 月には 850hPa 面 (高度 1500m 付近) における南西風の極大域が北西偏するのに伴って華北で多雨となるのに対し、長江以南の華中、華南と西日本では少雨となる傾向があると述べている。Xu et al. (2008: 230) は、長江周辺 (北緯 25~30 度・東経 110~120 度) における夏季の降水量はベンガル湾から南シナ海にかけての帯からフィリピンへという水蒸気輸送路の東方への移動と関連していると指摘している。さらに、Zhu et al. (2008: 93) によると、長江中・下流域で梅雨 (Meiyu) 入りが早い年には、偏西風の北西偏に伴うチベット高気圧の強化と東西循環の強化が認められ、そこには前年 12 月~当年 5 月におけるオーストラリア周辺での海

面水温の正偏差が、6 月にオーストラリア北部で南東風を強め、これが西太平洋赤道域における対流活動を強化して太平洋赤道域における東西循環を強化する、というプロセスが働いている。

実際には熱帯の海面水温のみで夏季の降水量や気候変動を説明するのは不可能である。エルニーニョ年であっても、2002 年のように夏季に高温・少雨になった年もあり (例えば、気象庁 2003: 133-134, 208-212), 赤道季節内振動のようなスケールの小さい変動、インド洋ダイポールモード現象に代表されるインド洋における大気-海洋循環 (Saji et al. 1999; 山形 2005), 準 2 年周期振動などの成層圏における循環も重要となるが、これらが日本の天候にどの程度影響しているのかは現時点でよく分からない。

②中・高緯度

日本付近の天候に影響を与える要素として、中・高緯度における大気循環も重要である。冬季には北極振動と呼ばれる北極付近における気圧の変化が気温変動を駆動させる一つの要素として知られている。一方、夏季には北極を中心とした循環とは別に、オホーツク海高気圧が大きな役割を果たす。オホーツク海高気圧は北日本の太平洋側から関東地方に冷たく湿った「やませ」をもたらす。図 III-9 はオホーツク海高気圧が形成されるプロセスを模式的に示したものである。オホーツク海高気圧はロシア極東域上空で偏西風が北へ大きく蛇行してできたブロッキング高気圧南東側の下層に形成される。ブロッキング高気圧そのものは暖かい空気からなっているが、ブロッキング高気圧から時計回りに風が吹き出す。ロシア極東から北シベリアで発生したブロッキング高気圧の南東側のオホーツク海では北東風が吹く。すると、ベーリング海方面から冷たい空気がオホーツク海周辺に流れ込む。さらに、オホーツク海は海水やアムール川から入る冷水により海面水温が低い。これらの結果、オホーツク海周辺には冷たく重い空気が溜まり、寒冷高気圧であるオホーツク海高気圧が形成される。さらに、Ogi et al. (2004: 912)



図Ⅲ-9 オホーツク海高気圧の形成に関連する要素

は、冬季に、アイスランド低気圧と南のアゾレス高気圧が強い、つまり北大西洋振動指数 (NAO: North Atlantic Oscillation) が正の場合、ユーラシア大陸における積雪量の減少とバレンツ海における海面水温の上昇がロスビー波を經由して、6月におけるオホーツク海高気圧の形成に寄与すると指摘している。中村・深町 (2005: 597) によると、親潮と関連した三陸沖の海面水温や、北太平洋高気圧との相対的な勢力差、熱帯の対流活動もオホーツク海高気圧の勢力に寄与する。2003年はオホーツク海高気圧が顕著な冷夏年として知られているが、7月下旬と8月中旬とではその成因が異なり、7月下旬はスカンジナビア付近から伝播したロスビー波に起因する上層のブロッキング高気圧、8月中旬では沿海州からの寒気およびオホーツク海から三陸沖にかけての海面水温が通常よりも低かったことからできた下層の寒冷高気圧がオホーツク海高気圧の形成に寄与した (河原・北島 2004: 125, 127-129)。一方、山崎 (2005: 1171) は「日本付近では夏の北極振動が正であるとオホーツク海高気圧が強まる」としながらも北極振動と日本における夏の気温との関係は弱い、と慎重さを促

している。要するに、筆者がここで強調しておきたいこととして、オホーツク海高気圧には偏西風の蛇行や海面水温など多様な時間的・空間的スケールの事柄が複雑に関係しているという点である。

チベット高原では5~8月に熱的低気圧が卓越し、ここを中心とした反時計回りの風が吹き、中国南部、東南アジア、インドにかけて南西から暖湿気流が大量に入る。これは図Ⅲ-6a)にも示している。一般に、チベット高原では積雪面積が広いと、太陽放射による地面の加熱が抑制されるため、熱的低気圧が弱くなる。冬季のチベット高原東部における積雪量が多い年は、華北と華南の一部で降水量が少なくなるのに対し、長江と淮河周辺で夏季の降水量が多くなる傾向があり、逆に、積雪量・面積が多いと、夏季におけるモンスーンの開始が遅れ、ベンガル湾や華南で少雨となるのに対し、華中では多雨を誘発となる傾向があるとされる (Qian et al. 2003: 611)。さらに、チベット高原で積雪面積が狭いときは、夏季に東南アジアモンスーンを弱め、東アジアではモンスーンを強めて多量の降水をもたらす、これと ENSO に代表され

る海面水温変動が夏季のアジアー帯におけるモンスーンに重要な役割を果たしているとする (Chou 2003: 23)。

第 2 節 地域間における降水量分布の特異性・相関性

第 1 項 日本と中国東部における降水量分布の広域的特異性

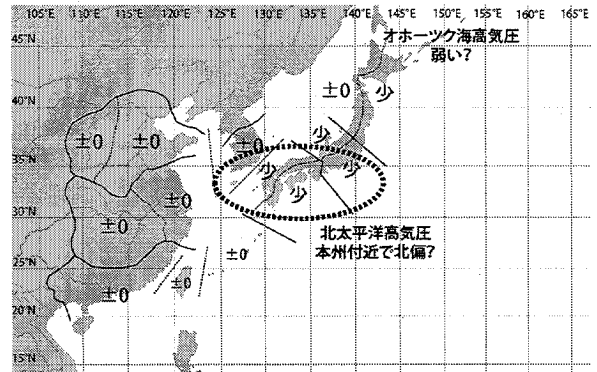
洪水痕跡と直接比較可能な降水量に関するデータは近畿地方を中心とした日本の文献史料, 間接的データとしての古気候データが得られるのも華北や華中などに限られる。こうしたことを踏まえ, 次に, 日本と中国東部における降水量変動が互いにどのように対応するのかについて, 第 1 節と関連させながら触れてみる。

表Ⅲ-1 と図Ⅲ-10 は北日本・西日本・西日本のそれぞれ日本海側・太平洋側の 6 地域と, 歴史時代の気候復元データが比較的多い韓国, 華北・華中のそれぞれ東側・西側, 華南における 6~9 月の合計降水量を 1953~2000 年の各年を対象としたクラスター分析により分類したものである。各クラスターに入る年の最小閾 (しきい) 値を 10 として分析した結果, 全 48 年は A・B・C 型という 3 つのクラスター (A・B・C 型) に分けられた。また, 図Ⅲ-11 と表Ⅲ-2~5 には各クラスターにおける大気循環とエルニーニョ監視海域における海面水温を示した。表Ⅲ-2 は, 東経 90~180 度を対象に, 各クラスターにおける北緯 55 度, 45 度, 35 度, 25 度, 15 度線における 100hPa, 300hPa, 500hPa, 850hPa 高度を経度 10 度ごとの平均値として示したものである。表Ⅲ-3 はオホーツク海高気圧の勢力を示したものである。表Ⅲ-3 の最上段は

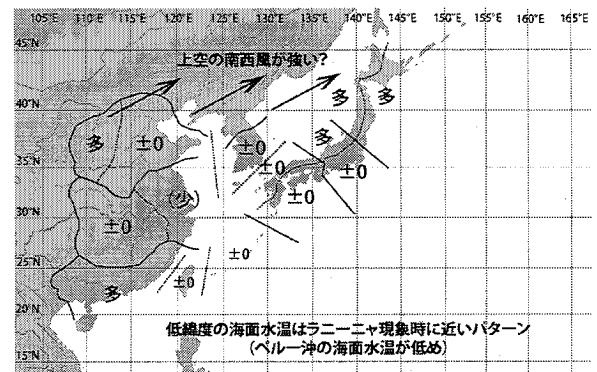
表Ⅲ-1 各クラスターに該当する年

型	該当年	年数
A	1955 1956 1960 1963 1967 1968 1969	25
	1970 1973 1974 1975 1977 1978 1979	
	1982 1984 1986 1987 1990 1992 1994	
	1995 1996 1997 2000	
B	1958 1959 1961 1962 1964 1966 1971	12
	1976 1981 1985 1988 1998	
C	1953 1954 1957 1965 1972 1980 1983	11
	1989 1991 1993 1999	

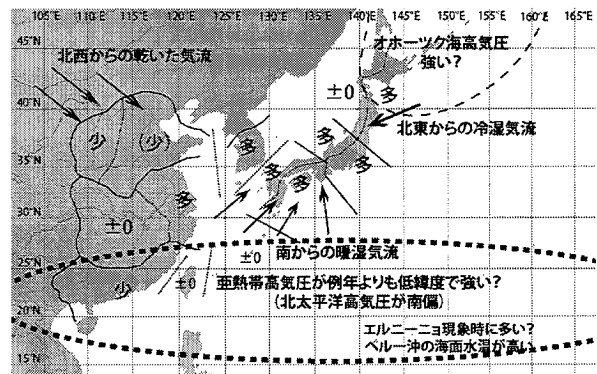
オホーツク海高気圧指数で, 北緯 50~60 度・東経 130~150 度における 500hPa 高度偏差の和である。下 2 段は北緯 45~60 度・東経 140~155 度における海面気圧偏差の和で, 北畠 (2004: 123) の定義



a) A型



b) B型



c) C型

図Ⅲ-10 クラスター分析による降水量分布

- ①日本の降水量データは気象庁による。
- ②韓国の降水量データは NCDC/GHCN による。
- ③中国の降水量データは中国気象局による。
- ④多・少は危険率 5%, (多)・(少)は危険率 10%で, 各型・地域における平均降水量がそれぞれ 1953~2000 年比 100%超, 100%未満であることを示す。
- ⑤気圧配置等は各再解析値を参考にした。
- ⑥統計期間は 1953~2000 年

表Ⅲ-2 各クラスターにおけるジオポテンシャル高度

a) A型

緯度	等圧面	海拔高度(m)	東経(度)								
			90-100	100-110	110-120	120-130	130-140	140-150	150-160	160-170	170-180
北緯55度	100hPa	16300~16500	▲ 8.7	▲ 6.7	▲ 5.4	▲ 5.5	▲ 6.3	▲ 6.4	▲ 5.5	▲ 4.1	▲ 2.5
	300hPa	9100~9400	▲ 5.4	▲ 2.2	▲ 0.5	▲ 2.2	▲ 7.0	▲ 9.3	▲ 6.6	▲ 3.3	0.2
	500hPa	5500~5700	▲ 0.9	1.3	2.6	1.0	▲ 3.5	▲ 6.1	▲ 4.7	▲ 2.5	▲ 0.4
	850hPa	1350~1450	2.2	3.3	4.5	2.9	▲ 0.8	▲ 3.5	▲ 3.4	▲ 2.5	▲ 1.3
北緯45度	100hPa	16400~16700	▲ 9.3	▲ 7.5	▲ 4.4	▲ 3.0	▲ 3.2	▲ 3.2	▲ 2.8	▲ 2.0	▲ 1.7
	300hPa	9300~9500	▲ 3.6	▲ 1.2	2.5	4.1	2.7	1.8	2.6	3.3	4.1
	500hPa	5600~5800	1.8	2.6	4.3	4.8	3.3	1.8	2.1	2.6	3.2
	850hPa	1350~1500	5.6	5.0	4.8	3.9	2.0	0.2	0.3	1.1	1.8
北緯35度	100hPa	16500~16800	▲ 8.0	▲ 7.8	▲ 6.0	▲ 4.2	▲ 4.3	▲ 4.6	▲ 4.2	▲ 3.8	▲ 3.2
	300hPa	9600~9700	▲ 2.0	▲ 2.4	▲ 0.9	0.7	0.2	▲ 1.0	▲ 1.6	▲ 1.9	▲ 0.8
	500hPa	5750~5900	2.3	2.0	2.0	2.7	2.2	0.7	▲ 0.3	▲ 0.6	0.0
	850hPa	1400~1550			3.0	2.9	2.6	1.1	0.0	0.0	0.0
北緯25度	100hPa	16500~16800	▲ 4.2	▲ 4.7	▲ 4.7	▲ 4.5	▲ 4.5	▲ 4.4	▲ 3.4	▲ 2.3	▲ 1.8
	300hPa	9600~9800	▲ 0.4	▲ 0.7	▲ 1.0	▲ 1.5	▲ 1.9	▲ 2.6	▲ 2.3	▲ 1.5	▲ 0.5
	500hPa	5800~5900		1.3	0.7	▲ 0.2	▲ 0.8	▲ 1.6	▲ 1.9	▲ 1.8	▲ 1.1
	850hPa	1400~1550			1.3	▲ 0.1	▲ 0.4	▲ 1.1	▲ 1.6	▲ 1.5	▲ 1.1
北緯15度	100hPa	16500~16800	▲ 1.6	▲ 1.4	▲ 1.4	▲ 1.2	▲ 1.1	▲ 1.0	▲ 0.8	▲ 0.7	▲ 0.9
	300hPa	9700	1.1	1.0	0.6	0.6	0.5	0.3	0.5	0.5	0.0
	500hPa	5800~5900	1.1	1.3	0.7	▲ 0.2	▲ 0.8	▲ 1.6	▲ 1.9	▲ 1.8	▲ 1.1
	850hPa	1450~1550	0.7	0.8	0.3	▲ 0.0	▲ 0.3	▲ 0.5	▲ 0.5	▲ 0.6	▲ 0.5

b) B型

緯度	等圧面	海拔高度(m)	東経(度)								
			90-100	100-110	110-120	120-130	130-140	140-150	150-160	160-170	170-180
北緯55度	100hPa	16300~16500	8.8	8.8	9.2	9.9	10.0	9.7	9.1	8.0	5.4
	300hPa	9100~9400	▲ 0.9	▲ 0.1	1.1	1.1	2.7	5.5	4.9	2.6	▲ 3.1
	500hPa	5500~5700	▲ 5.3	▲ 5.2	▲ 4.8	▲ 3.1	0.4	3.3	2.7	1.3	▲ 1.8
	850hPa	1350~1450	▲ 6.3	▲ 7.5	▲ 10.1	▲ 7.4	▲ 1.8	1.7	1.2	0.3	▲ 0.0
北緯45度	100hPa	16400~16700	9.2	10.8	12.7	14.0	13.3	12.0	11.5	11.7	11.2
	300hPa	9300~9500	▲ 10.4	▲ 10.7	▲ 6.7	▲ 1.9	▲ 1.1	▲ 0.5	1.8	6.2	8.8
	500hPa	5600~5800	▲ 15.6	▲ 15.1	▲ 11.5	▲ 6.2	▲ 3.7	▲ 2.1	▲ 0.0	3.9	6.3
	850hPa	1350~1500	▲ 19.5	▲ 17.7	▲ 11.8	▲ 6.8	▲ 3.7	▲ 1.6	▲ 1.0	1.6	3.8
北緯35度	100hPa	16500~16800	8.5	9.7	11.7	11.6	10.5	8.5	6.1	5.6	5.3
	300hPa	9600~9700	▲ 3.4	▲ 2.4	2.3	4.8	4.5	3.5	3.2	5.4	6.1
	500hPa	5750~5900		▲ 8.8	▲ 4.5	▲ 0.5	0.2	0.2	1.5	3.8	4.3
	850hPa	1400~1550			▲ 7.4	▲ 3.4	▲ 2.0	▲ 1.0	0.8	2.4	3.4
北緯25度	100hPa	16500~16800	1.1	1.4	1.8	1.7	0.8	▲ 1.0	▲ 3.4	▲ 4.3	▲ 4.2
	300hPa	9600~9800	▲ 3.2	▲ 3.4	▲ 2.5	▲ 1.4	▲ 1.1	▲ 0.3	▲ 1.0	▲ 1.7	▲ 1.5
	500hPa	5800~5900	▲ 4.9	▲ 6.0	▲ 4.9	▲ 3.0	▲ 2.2	▲ 1.1	▲ 0.6	▲ 0.1	0.2
	850hPa	1400~1550			▲ 4.9	▲ 2.3	▲ 1.7	▲ 0.4	0.7	1.0	1.1
北緯15度	100hPa	16500~16800	▲ 3.8	▲ 4.0	▲ 3.4	▲ 4.7	▲ 6.1	▲ 7.2	▲ 7.9	▲ 8.1	▲ 8.5
	300hPa	9700	▲ 4.2	▲ 3.9	▲ 3.3	▲ 3.7	▲ 3.7	▲ 3.6	▲ 3.4	▲ 3.4	▲ 3.0
	500hPa	5800~5900	▲ 4.6	▲ 4.3	▲ 3.7	▲ 3.2	▲ 2.9	▲ 2.6	▲ 2.0	▲ 1.6	▲ 1.2
	850hPa	1450~1550	▲ 3.4	▲ 3.2	▲ 2.4	▲ 1.6	▲ 1.1	▲ 0.9	▲ 0.3	▲ 0.1	▲ 0.2

①NCAR/NCEP のデータをもとに作成。

②数値は 1953~2000 年の平均値との差で、▲はマイナスを意味する。トーンは危険率 5% で平均値との差が有意であることを示す。

③500hPa 高度のうち、35° N・90° ~100° E、850hPa 高度のうち 25°・35° N・90° ~110° E は高地であるため、数値を求めている。

④海拔高度はおおまかなもので、厳密な値ではない。

にしたがい、Hadley Centre による HadSLP2 (Rayner et al. 2003) と Trenberth and Paolino (1980) の再解析値から算出した。このうち、後者は北緯 20 度以北に限られるため、SMI (Summer Monsoon Index) の算出には前者のみを利用した。表Ⅲ-4

は、中国において、夏季のモンスーンの強さを見る指標として用いられることが多い SMI で、第 II 章第 2 節でも述べたように北緯 10~50 度の領域について、大陸上の東経 110 度、海上の東経 160 度における海面気圧の差から求められる (郭 1983)。

表Ⅲ-2 各クラスターにおけるジオポテンシャル高度

c) C型

緯度	等圧面	海拔高度(m)	東経(度)								
			90-100	100-110	110-120	120-130	130-140	140-150	150-160	160-170	170-180
北緯55度	100hPa	16300~16500	10.1	5.7	2.3	1.8	3.5	4.1	2.6	0.5	▲ 0.1
	300hPa	9100~9400	13.2	5.2	▲ 0.1	3.7	12.9	15.2	9.7	4.6	3.0
	500hPa	5500~5700	7.7	2.6	▲ 0.8	1.1	7.5	10.3	7.8	4.4	2.9
	850hPa	1350~1450	1.9	0.7	0.7	1.4	3.9	6.1	6.3	5.2	3.0
北緯45度	100hPa	16400~16700	11.1	5.3	▲ 3.9	▲ 8.3	▲ 7.4	▲ 5.8	▲ 6.2	▲ 8.1	▲ 8.4
	300hPa	9300~9500	19.5	14.4	1.8	▲ 7.2	▲ 4.9	▲ 3.4	▲ 7.8	▲ 14.3	▲ 19.0
	500hPa	5600~5800	12.9	10.5	2.9	▲ 4.1	▲ 3.3	▲ 1.8	▲ 4.8	▲ 10.1	▲ 14.1
	850hPa	1350~1500	8.6	8.1	2.0	▲ 1.4	▲ 0.6	1.3	0.5	▲ 4.1	▲ 8.2
北緯35度	100hPa	16500~16800	8.9	7.1	0.8	▲ 3.0	▲ 1.8	1.1	3.0	2.6	1.6
	300hPa	9600~9700	8.1	8.0	▲ 0.5	▲ 6.9	▲ 5.3	▲ 1.5	0.1	▲ 1.6	▲ 4.7
	500hPa	5750~5900		5.0	0.3	▲ 5.5	▲ 5.2	▲ 1.8	▲ 1.0	▲ 2.9	▲ 4.7
	850hPa	1400~1550			1.4	▲ 2.9	▲ 3.6	▲ 1.5	▲ 1.0	▲ 2.7	▲ 3.7
北緯25度	100hPa	16500~16800	8.2	9.2	8.7	8.3	9.5	11.0	11.4	10.0	8.6
	300hPa	9600~9800	4.4	5.4	5.1	5.0	5.5	6.2	6.5	5.4	2.7
	500hPa	5800~5900	2.9	3.6	3.7	3.7	4.2	4.8	5.1	4.1	2.2
	850hPa	1400~1550			2.5	2.6	2.6	2.8	2.8	2.4	1.3
北緯15度	100hPa	16500~16800	7.7	7.5	6.8	8.0	9.2	10.2	10.3	10.5	11.3
	300hPa	9700	2.1	1.9	2.2	2.8	2.8	3.2	2.6	2.6	3.3
	500hPa	5800~5900	2.0	1.4	2.0	2.6	2.8	2.8	2.1	2.2	2.1
	850hPa	1450~1550	2.1	1.6	1.8	1.8	1.9	2.1	1.4	1.3	1.3

表Ⅲ-3 各クラスターにおけるオホーツク海高気圧に関連した数値

	A型	B型	C型
オホーツク海高気圧指数	-4.2	1.0	8.4
北緯45~60度・東経140~155度の海面気圧	Had -0.2	0.3	0.2
	T&P -0.4	0.3	0.5

- ①オホーツク海高気圧指数はNCAR/NCEPのデータから作成。
- ②海面気圧のうち、HadはHadSLP、T&LはTrenberth and Paolino (1980)のデータから作成。
- ③数値は1953~2000年の平均値との差。

表Ⅲ-5は、太平洋赤道域におけるエルニーニョ監視海域のうち、ペルー西方沖のNiño.3海域、フィリピン東方のNiño.West海域における海面水温偏差で、Hadley CentreによるHad I SST 1 (Rayner et al. 2003)とNCDC v.3bのデータ (Smith and Reynolds 2003; 2004; Smith et al. 2008)を、海洋から大気、さらには低緯度から中緯度への応答時間を考慮して当年6~9月の平均値に加え、前年10月~当年9月の12ヶ月と当年3~9月の7ヶ月の平均値を併記した。

3つのクラスターのうち、A型は最も数が多い25年あった。A型は、北日本の太平洋側、東日本、西日本で降水量が少ないという特徴を持つ。北日

表Ⅲ-4 各クラスターにおける夏季モンスーン指数 (SMI)

	A型	B型	C型
上限値	0.01	0.16	0.07
平均値	-0.03	0.08	-0.01
下限値	-0.07	0.00	-0.10

- ①HadSLPより作成。
- ②夏季モンスーン指数は値が大きいほど、中国大陸の気圧が低く、北太平洋の気圧が高いことを示す。
- ③数値は1953~2000年の平均値との差
- ④平均値の上限値・下限値は危険率5%での値。

本のうち、北海道では降水量の多寡が不明瞭である。A型には1978年や1994年に代表されるような本州付近での顕著な暑夏・少雨年が含まれる。A型について、表Ⅲ-2a)では850hPa高度に北緯35度・東経120~130度に有意な正偏差がある。これは、対流圏下層において北太平洋高気圧が強く、西日本付近が相対的に高気圧に覆われやすいことを示している。一方で、100hPa高度を見てみると、弱いながら負偏差となっている。東アジアの中緯度における100hPa高度がチベット高気圧の勢力と対応するという前提に立つと、チベット高気圧が強い年は高温・少雨となりやすいという一般論が

表Ⅲ-5 各クラスターにおけるエルニーニョ監視海域の海面水温偏差

海域	Niño.West フィリピン東方						Niño.3 ペルー西方					
	10~9		3~9		6~9		10~9		3~9		6~9	
月	Had	NCDC	Had	NCDC	Had	NCDC	Had	NCDC	Had	NCDC	Had	NCDC
A型	0.05	0.03	0.05	0.05	0.06	0.05	▲ 0.04	▲ 0.06	▲ 0.02	▲ 0.03	0.00	0.00
B型	▲ 0.04	▲ 0.00	▲ 0.03	▲ 0.01	▲ 0.01	0.01	▲ 0.03	▲ 0.05	▲ 0.25	▲ 0.29	▲ 0.34	▲ 0.40
C型	▲ 0.06	▲ 0.07	▲ 0.09	▲ 0.10	▲ 0.11	▲ 0.12	0.13	0.19	0.32	0.38	0.36	0.44

- ①Had は Had I SST 1, NCDC は NCDC v.3b のデータをから算出したもの。
 ②各年の年はその年の 30~1 年前までの 30 年間の平均値との差(例:1990 年の数値は 1960~1989 年の平均値との差。)
 ③Niño.3 海域は南緯 5 度~北緯 5 度・西経 150~90 度の平均値。
 ④Niño.West 海域は北緯 0~15 度・東経 130~150 度の平均値。
 ⑤月について、“10~9”は前年 10 月~当年 9 月, “3~9”は当年 3~9 月, “6~9”は当年 6~9 月の平均値を示す。
 ⑥トーンは危険率 5%で, 1953~2000 年の各年平均値との差が有意であることを示す。▲はマイナス。

成り立たない。日本付近の降水量は数ヶ月スケールでのチベット高気圧の変動とともに、赤道季節内振動などに代表される数週間程度の擾乱によっても変化することも関連しているとみられ、本稿のデータのみではよく分からない。ただし、こうした事実は、古気候データが比較的豊富なチベット高原周辺の気候復元結果と、日本付近の気候を議論する際に慎重さを促すものといえる。また、A型のもう一つの特徴として、表Ⅲ-3 に示したように、オホーツク海高気圧が統計的に有意でないものの出現しにくい点もある。

次に、B型は 12 年あった。B型は、北日本と東日本の日本海側、華北の西側、華南で多雨となり、特に東北地方と北陸地方で多雨が顕著である。B型について、表Ⅲ-2b) では統計的に有意な傾向を見出すことはできないが、北緯 45 度線の東経 120 度以西では 300hPa 以下に負偏差、北緯 25 度・15 度線では全般的に弱い負偏差となっている。このうち、北緯 45 度線における傾向は、日本の西で偏西風が南下する「西谷の流れ」と呼ばれるパターンである。これにより、華北から北日本の上空では南西から北東に吹く風が強くなる。具体的には、華北から東北・北陸地方に南西から湿った気流が入る気圧配置を想定できる。別の言い方をすると、華北で降水量が多くなる要因の一つに傾圧不安定波や「ユーラシア寒帯前線帯」(吉野 1978: 92-93)

を求めることもできよう。このことは、表Ⅲ-4 において、SMI が高く、地上付近において大陸が低圧、海上が高圧となるような海陸コントラストが明瞭で、大陸の低気圧の縁辺を回る湿った気流が平均的な年よりも北に到達するような大気循環を想起できる。B型は 1950 年代後半~1960 年代前半に多く、1990 年代にはないのも特徴と言えよう。1960~1966 年は夏季のモンスーンが強く、中国東北区や華北で多雨となった要因の一つとされ(郭 1983: 213-214)、モンスーンが強い年には華北で多雨、華中で高温・少雨となるとされる(郭ほか 2003: 574-575)。また、表Ⅲ-5 から、B型はペルー沖の海面水温が低いラニーニャ年に多いことも考えられるが、これと対照的な位置関係にあるフィリピン東方の Niño.West 海域における海面水温に顕著な偏差はなく、熱帯の海面水温との関係については言及を避けたい。

C型は北日本の太平洋側・東日本・西日本・韓国・華中の東側で多雨、華北・華南で少雨という特徴を有し、A型とほぼ正反対の様相を呈する。同時に、これは東村(1990)が指摘した「寒冷期」に特徴的な降水量分布とも言える。C型には 1980 年や 1993 年に代表されるような本州付近での顕著な冷夏・多雨年が含まれる。表Ⅲ-2c) から、東経 120 度以東について、北緯 35 度・45 度には 500hPa 面の負偏差、その南北両側の北緯 55 度・25 度・15

度には正偏差が弱いながら認められ、前者に周囲から空気が流れ込みやすいこと、具体的には前線が停滞しやすいを示している。また、北緯 45 度線では 300hPa・500hPa・850hPa 面において、西側で正偏差、東側で負偏差となり、B 型で述べた「西谷」とは逆の「東谷」となっていることが分かる。これは、華北に南西からの暖湿気流が入りにくいことを示す。統計的に有意ではないが、表Ⅲ-4 から、C 型では A・B 型よりもオホーツク海高気圧の出現頻度が高いといえる。さらに、表Ⅲ-5 を見てみると、C 型ではペルー沖の Niño.3 海域における海面水温が比較的高く、北緯 25 度・15 度の各等圧面における正偏差、すなわち日本の南での亜熱帯高気圧の強化と対応しているといえる。C 型はエルニーニョ現象に伴って出現しやすいといえ、21 世紀末に想定されている地球温暖化とエルニーニョ現象の増加により降水量が増加するとされる地域とも一致する（気象庁 2003: 40; Kusunoki et al. 2006: 597-603）。

これらから、本州付近の降水量は華中と正の相関、華北と弱い負の相関関係にあることが大まかな傾向として想定される。これは文献史料による降水量復元が盛んな中国東部のデータを生かすうえで重要である。中国東部には干ばつや洪水の頻度が長期にわたり復元されているため（例えば、中央気象局気象科学研究所 1981; Gong and Hameed 1991; 満 2009）、日本の各データとの比較には不可欠な要素となる。しかし、各型とも細部を見ると同じ地域内でも異なる部分がある上、北日本、華中などといった地域区分自体が主観的で、この結果を完璧なものとすることはできない。さらに、日本における降水量を復元する上で重要な文献史料は近畿地方中部に集中しているため、近畿地方中部を中心とした相関関係についても検討する必要がある。

第 2 項 近畿地方中部を中心とした降水量と各地における降水量の相関関係

①近畿地方中部の降水量と各地における降水量の相関関係

表Ⅲ-6 は近畿地方中部にある 6 つの観測点（津、彦根、京都、大阪、神戸、和歌山）の降水量を平均したものと、各地域における降水量の相関を示したものである。統計期間は 1953～2000 年である。表Ⅲ-6 から、まず 6～9 月の合計値について、近畿地方中部の降水量は東北地方南部の「石巻・山形」から「宮崎・鹿児島」まで危険率 5% で正の相関関係を有し、韓国、華中東側の江蘇省などとも同 10% で正の相関関係を持っている。これに対し、華北の西側や華南とは弱い負の相関関係を有している。これらの点は、前述したクラスター分析の結果とも共通する。一方、月別では、7 月と 9 月でかなり明瞭な差があることが分かる。7 月は、近畿地方中部の降水量は東北地方から九州地方までと、韓国、華中の東側との間で正の相関関係、華北とは負の相関関係を有しているといえ、南北間での相関関係のコントラストが特徴的である。これに対し、9 月は、近畿地方中部と韓国、華中との間で相関が弱く、華北の西側との間に負の相関がある。9 月は、6～8 月には有意な相関がない近畿地方中部と北海道との間で降水量に正の相関関係があるのも特徴で、全体的に東西方向での相関関係のコントラストが明瞭である。7 月は梅雨前線、9 月は秋雨前線や台風により近畿地方に多量の降水がもたらされる。9 月に近畿地方と中国東部との相関が不明瞭あるいは負となることの要因として、大陸では 8 月後半から寒冷高気圧が形成され始めて、前線に伴う降雨帯がかかりにくくなること（例えば、松本 2002c: 105）も挙げられよう。これを、「京都・大阪」、あるいは近畿地方中部だけではなく各地域についてみたとき、「旭川・札幌」「石巻・山形」と中国東部とは有意な相関が見出しにくく、西日本で有意な相関を認めることができる。

②近畿地方中部の降水量と大気-海洋循環

表Ⅲ-7・8 は、第 1 項と同様に、1953～2000 年の 6～9 月を対象とした分析から得られた相関係数である。表Ⅲ-7 はジオポテンシャル高度、表Ⅲ-8 はエルニーニョ監視海域における海面水温と近畿地方中部の降水量との関係を示す。

表Ⅲ-6 近畿地方中部6地点との降水量の相関

月 地域・地点	6~9月	6月	7月	8月	9月	
	r 判定	r 判定	r 判定	r 判定	r 判定	
北日本	根室・帯広	-0.13	-0.13	-0.14	-0.05	0.24 ◎
	旭川・札幌	-0.17	-0.02	-0.18	-0.08	0.33 ◎
	宮古・秋田	0.07	0.15	0.20 ○	0.02	0.21 ○
	石巻・山形	0.23 ○	0.19 ◎	0.31 ◎	-0.07	0.20 ○
東日本	前橋・熊谷	0.39 ◎	0.38 ◎	0.13	0.15	0.32 ◎
	東京・横浜	0.50 ◎	0.48 ◎	0.23 ○	0.28 ◎	0.32 ◎
	甲府・松本	0.61 ◎	0.74 ◎	0.54 ◎	0.50 ◎	0.59 ◎
	伏木・敦賀	0.64 ◎	0.76 ◎	0.60 ◎	0.66 ◎	0.73 ◎
	岐阜・名古屋	0.80 ◎	0.87 ◎	0.86 ◎	0.85 ◎	0.78 ◎
西日本	境・浜田	0.63 ◎	0.39 ◎	0.76 ◎	0.43 ◎	0.56 ◎
	松山・多度津	0.74 ◎	0.65 ◎	0.78 ◎	0.57 ◎	0.81 ◎
	下関・福岡	0.47 ◎	0.36 ◎	0.71 ◎	0.19 ○	0.47 ◎
	宮崎・鹿児島	0.54 ◎	0.19 ○	0.37 ◎	0.13	0.61 ◎
南西諸島	那覇・石垣島	-0.11	-0.17	-0.26 ▲	-0.22 △	0.17
韓国		0.24 ◎	0.21 ○	0.36 ◎	-0.05 ×	-0.01 ×
華北	河北省	-0.17	-0.03	-0.25 ▲	0.00	-0.19
	山東省	-0.02	-0.04	-0.13	-0.13	-0.19 ▲
	河南省	-0.15	-0.22 △	-0.24 ▲	0.13	-0.39 ▲
	陝西省北部	-0.25 ▲	0.17	-0.10	0.06	-0.35 ▲
	山西省	-0.07	-0.01	-0.26 ▲	0.31 ◎	-0.37 ▲
華中	江蘇省	0.22 ○	-0.07	0.28 ◎	-0.01	-0.30 ▲
	安徽省	0.23 ○	0.01	0.27 ◎	0.19 ○	-0.16
	浙江省	0.21 ○	0.24 ◎	0.22 ○	0.11	0.20 ○
	江西省	0.13	0.11	0.14	0.05	0.06
	陝西省南部	-0.17	-0.04	0.05	0.09	-0.36 ▲
	湖北省	-0.02	-0.10	0.12	0.05	-0.06
	湖南省	0.04	0.09	-0.06	0.13	0.18
華南	福建省	-0.03	-0.05	-0.13	-0.01	0.12
	広東省	-0.20 △	-0.18	-0.12	0.03	0.16
	広西壮族自治区	-0.20 △	-0.03	-0.11	0.17	0.07

①統計期間は1953~2000年。

②rは相関係数。傾向のうち、◎は危険率5%で正、○は同10%で正、△は同10%で負、▲は同5%で負の相関が有意であることを示す。

③気象庁、NCDC/GHCN、IAP・CAS・中国気象局のデータをもとに作成。

表Ⅲ-7 から、近畿地方中部の降水量は北緯 35 度付近において北太平洋高気圧が強い年、あるいは偏西風が北偏した年に少なくなりやすいといえる。表Ⅲ-7 では、北緯 35 度線の 300hPa・500hPa・850hPa 高度における負値が顕著である。また、北緯 55 度線における 300hPa・500hPa 高度における正值は、第 1 項で触れたオホーツク海高気圧指数の定義域（北緯 50~60 度・東経 130~150 度）と重なることを考えると、近畿地方中部の降水量がオホーツク海高気圧の勢力と正の相関関係を持つことを示唆する。これについて、HadSLP を用いた海面気圧で第 1 項と同様に北緯 45~60 度・東経 140~155 度における平均海面気圧を対象に相関係数を求めたところ、危険率 5% で有意な正值をとることが分かった。しかし、Trenberth and Paolino

(1980) の再解析値で同様の分析をすると、有意な正の相関がないことが判明した。要するに、近畿地方中部の降水量とオホーツク海高気圧の関係については、両者が正の相関関係を有する可能性が高いものの、不確定要素も大きい。これには、他の気象学的要因のほか、同地域における観測データの少なさも影響しているとみられる。

次に、表Ⅲ-8 を見てみると、近畿地方中部の降水量は 3~9 月・6~9 月におけるフィリピン東方の海面水温と有意な負の相関関係にあることが分かる。第 1 節第 2 項や本節第 1 項などで触れたように、この海域で海面水温が高いと、ここで上昇した空気が本州付近で下降して北太平洋高気圧が強くなるという PJ パターン (Nitta 1987) の発現が近畿地方における少雨と深く関連しているといえ

表Ⅲ-7 近畿地方中部の降水量とジオポテンシャル高度の相関係数

緯度	等圧面	海拔高度(m)	東経(度)								
			90-100	100-110	110-120	120-130	130-140	140-150	150-160	160-170	170-180
北緯55度	100hPa	16300~16500	0.10	0.08	0.08	0.13	0.18	0.19	0.14	0.06	▲ 0.01
	300hPa	9100~9400	0.01	▲ 0.07	▲ 0.06	0.10	0.31	0.35	0.23	0.07	▲ 0.01
	500hPa	5500~5700	▲ 0.14	▲ 0.23	▲ 0.23	▲ 0.05	0.22	0.32	0.23	0.06	0.01
	850hPa	1350~1450	▲ 0.22	▲ 0.25	▲ 0.26	▲ 0.19	0.00	0.22	0.23	0.15	0.09
北緯45度	100hPa	16400~16700	0.09	0.03	▲ 0.06	▲ 0.10	▲ 0.10	▲ 0.10	▲ 0.13	▲ 0.18	▲ 0.25
	300hPa	9300~9500	0.05	▲ 0.04	▲ 0.15	▲ 0.19	▲ 0.12	▲ 0.07	▲ 0.10	▲ 0.19	▲ 0.31
	500hPa	5600~5800	▲ 0.14	▲ 0.19	▲ 0.26	▲ 0.30	▲ 0.20	▲ 0.08	▲ 0.10	▲ 0.21	▲ 0.33
	850hPa	1350~1500	▲ 0.19	▲ 0.22	▲ 0.26	▲ 0.28	▲ 0.17	0.03	0.01	▲ 0.17	▲ 0.32
北緯35度	100hPa	16500~16800	0.01	▲ 0.01	▲ 0.10	▲ 0.17	▲ 0.17	▲ 0.17	▲ 0.18	▲ 0.20	▲ 0.22
	300hPa	9600~9700	▲ 0.08	▲ 0.05	▲ 0.21	▲ 0.32	▲ 0.33	▲ 0.29	▲ 0.21	▲ 0.18	▲ 0.30
	500hPa	5750~5900	▲ 0.23	▲ 0.20	▲ 0.31	▲ 0.44	▲ 0.43	▲ 0.30	▲ 0.17	▲ 0.18	▲ 0.29
	850hPa	1400~1550			▲ 0.26	▲ 0.44	▲ 0.41	▲ 0.17	▲ 0.06	▲ 0.16	▲ 0.23
北緯25度	100hPa	16500~16800	▲ 0.07	▲ 0.04	▲ 0.06	▲ 0.06	▲ 0.05	▲ 0.05	▲ 0.08	▲ 0.12	▲ 0.14
	300hPa	9600~9800	▲ 0.16	▲ 0.12	▲ 0.12	▲ 0.11	▲ 0.07	▲ 0.01	0.01	▲ 0.02	▲ 0.08
	500hPa	5800~5900		▲ 0.18	▲ 0.16	▲ 0.15	▲ 0.07	▲ 0.03	0.03	0.04	▲ 0.04
	850hPa	1400~1550			▲ 0.15	▲ 0.08	0.02	0.06	0.09	0.07	▲ 0.01
北緯15度	100hPa	16500~16800	▲ 0.13	▲ 0.14	▲ 0.15	▲ 0.15	▲ 0.14	▲ 0.13	▲ 0.13	▲ 0.12	▲ 0.11
	300hPa	9700	▲ 0.21	▲ 0.22	▲ 0.21	▲ 0.20	▲ 0.19	▲ 0.15	▲ 0.15	▲ 0.13	▲ 0.07
	500hPa	5800~5900	▲ 0.16	▲ 0.18	▲ 0.15	▲ 0.12	▲ 0.11	▲ 0.10	▲ 0.14	▲ 0.12	▲ 0.09
	850hPa	1450~1550	▲ 0.10	▲ 0.10	▲ 0.04	0.01	0.05	0.06	▲ 0.03	▲ 0.05	▲ 0.02

①NCAR/NCEP のデータをもとに作成。

②近畿地方中部の降水量は、津、彦根、京都、大阪、神戸、和歌山の6地点の降水量平均比を平均したもので、もとデータは気象庁による。

③ジオポテンシャル高度は6~9月の平均値、降水量は6~9月の合計値を利用。

④統計期間は1953~2000年。▲はマイナスを意味する。トーンは危険率5%で正または負の相関が有意であることを示す。

⑤500hPa高度のうち、35° N・90° ~100° E、850hPa高度のうち25°・35° N・90° ~110° Eは高地であるため、数値を求めていない。

⑥海拔高度はおおまかなもので、厳密な値ではない。

る。一方、ペルー西方のNiño.3海域における海面水温と近畿地方中の降水量との相関係数は正であり、エルニーニョ現象の発生が近畿地方中部における多雨と関連している可能性を示唆する。しかし、相関係数の符号は統計的に有意ではなく、Niño.West海域よりも相関が不明瞭といえる。近畿地方中部の降水量はエルニーニョ年に多く、ラニーニャ年に少なくなる可能性があるものの、赤道季節内振動など他の要因からも影響を受けるため一元的に決めつけることができない。例えば、エルニーニョ年であっても、2002年のように少雨となった年もある。表Ⅲ-8を総合的に踏まえると、フィリピン東方の海面水温に着目すれば、近畿地方中部の降水量は

表Ⅲ-8 近畿地方中部の降水量とエルニーニョ監視海域における海面水温偏差との相関係数

海域 出典	Niño.West フィリピン東方			Niño.3 ペルー西方		
	10~9	3~9	6~9	10~9	3~9	6~9
	Had	▲ 0.22	▲ 0.34	▲ 0.36	▲ 0.08	0.16
NCDC	▲ 0.16	▲ 0.29	▲ 0.30	▲ 0.07	0.17	0.21

①HadはHad I SST I、NCDCはNCDC v.3bのデータをから算出したもの。

②各年の年はその年の30~1年前までの30年間の平均値との差(例:1990年の数値は1960~1989年の平均値との差。)

③Niño.3海域は南緯5度~北緯5度・西経150~90度の平均値。

④Niño.West海域は北緯0~15度・東経130~150度の平均値。

⑤月について、“10~9”は前年10月~当年9月、“3~9”は当年3~9月、“6~9”は当年6~9月の平均値を示す。

⑥トーンは危険率5%で、1953~2000年の各年平均値との差が有意であることを示す。▲はマイナス。

ラニーニャ年でフィリピン東方における海面水温が高い年に少なくなる傾向がある。換言すると、近畿地方中の降水量は太平洋赤道域の東西両側に

おける海面水温のコントラストと密接な関係を持っているといえよう。このことは、第 1 節や第 1 項などこれまでの論述からも、近畿地方以外を対象にした場合でも重要な事実であり、古気候学的分析として洪水痕跡や近畿地方中部の文献史料と ENSO との関連を論じる際には、太平洋赤道域の東西両側を含む広範囲におけるデータとの比較が必要といえる。

小結

本章では日本における降水量と水害の季節的特性について触れた。さらに、古気候データの豊富な近畿地方中部と中国の降水量変動あるいはエルニーニョー南方振動 (ENSO) やオホーツク海高気圧等との関連についても述べ、日本における夏季の天候には複雑な要素が絡み合っていることを説

明した。洪水痕跡と関連が深いと想定される 6~9 月を中心とした降水量や大雨日数について、前者は近畿地方中部と華中の東部と有意な正の相関関係、陝西省北部を中心とした黄河上流域と負の相関関係がある。また、後者については実態が未解明であるが、全国的に 1901 年以降増加する傾向にある。そのため、降水量や短時間強雨が多い年代に洪水痕跡が多いと仮定するなら、ア) 近畿地方で降水量が多く、イ) 華中の沿岸部で降水量が多く、ウ) 黄河上流域で降水量が少なく、エ) 長期的にみて気温が高く、オ) エルニーニョ現象が多い年代に洪水痕跡が多いと想定される。このうち、イ) やウ) はとくに近畿地方以西の地域について重要であり、エ), オ) については他の要素が関連する可能性も高いため不確実性が相対的に高いといえる。

第IV章 洪水痕跡の集計結果

第1節 地域的な特徴

洪水痕跡のうち年代が約200年以内の幅に収まるのは全国で377遺跡ある。都道府県別で最も多いのは大阪府で47遺跡、次いで兵庫県が39遺跡、群馬県が31遺跡などという結果を得た。これは、大阪府内で出されている各報告書において、洪水痕跡を含めた遺跡層序が詳細であること、その背景として1980年代に広域的な地層の把握と議論がなされていることなども考えられる。さらに、大阪平野には淀川、大和川という大規模な河川が流れている上、「河内潟」と呼ばれるラグーンが

かつて存在し、海水準の変化などとも連動して河川による沖積作用が活発であったことも重要な点である。また、地方別でも近畿地方は123遺跡と、全体の30%近くを占める。

図IV-1は大阪府周辺における遺跡の分布である。大阪府を見てみると、遺跡は大阪市の縁辺部に広がる沖積低地に集中する傾向がある。

地域や年代による差はあるが、沖積平野に比べて、河川上流部では水田を伴う大規模集落は形成されにくく、洪水後の復旧も含めて土地の利用頻度が抑えられることであろう。これにより、洪水



図IV-1 大阪府周辺における洪水痕跡検出遺跡

①遺跡は洪水痕跡の形成年代が紀元後1年以降で200年以内の幅に収まるのもの。

②スケールの単位はkm。

痕跡上に堆積した層の年代が分からない場合が多くなり、洪水痕跡の年代が絞りづらく、これが本稿で議論する「年代が200年以内の幅で特定できる」洪水痕跡を少なくさせた一つの要因ともいえる。数少ない山間部の遺跡としては、大阪府河南町平石遺跡、奈良県明日香村シロカイト遺跡、奈良県吉野町南国栖遺跡などが挙げられる。このうち、図IV-2に示した平石遺跡は石川支流の平石川に面する標高160~170mの所にあり、現在の耕土下から10~100cmの礫を伴う洪水痕跡が検出され、1982年8月の台風10号による大雨に伴って平石川が氾濫した際に形成されたものとされる(枘本 2007: 34)。また、シロカイト遺跡は藤原京跡などを流れる飛鳥川の上流にあり直径40cmの巨礫を含む洪水痕跡が見つっている(米川 2007)。両者はともに、洪水痕跡に大きな礫を伴うという点で共通しているが、これは河川上流部という立地条件から自明である。また、平石遺跡では平安~南北朝時代の掘立柱建物跡や中世以降の棚田跡、シロカイト遺跡では縄文時代後期・12世紀ごろ・中世前期の遺構が見つっているが、ともに継続的な集落跡とは言い難い。たしかに、平石遺跡では掘立柱建物跡が見つっているが、これは遺跡北側に位置する高貴寺に関連したもので、一般的な集落とは様相が異なる。これらに対し、大阪平野における大規模集落遺跡として、大阪市平野区长原遺跡(趙 2001)や、東大阪市と八尾市にまたがる池島・福万寺遺跡(例えば、廣瀬 2007; 大庭 2008: 188)では縄文



図IV-2 平石遺跡周辺の地形

スケールの単位はm。

時代以降、繰り返し洪水を受け、古代以降は洪水と集落・水田等の復旧が繰り返されていた様子が確認されている。このうち、長原遺跡では30年以上に及ぶ調査から、表IV-1に示した遺跡全体の層序が構築されている(趙 2001)。表IV-1のうち、第5A・5B層は8世紀後半~9世紀前半の大規模な河川氾濫の痕跡として知られ、この前後でも水田跡などが検出されている(永島編 1982: 102-105; 京嶋 1990; 趙 2001)。池島・福万寺遺跡では中世~近世において洪水による砂層が、島島造成の際に利用されている点は広く知られている。井上(2010: 68)は「島島の発達は、山地における人間活動が引き起こした平野部の堆積環境変化に対する対応策であった」と指摘している。同様の例として、東大阪市水走遺跡では13~16世紀における整地層と洪水による堆積層が重層的に検出され、洪水と整地が繰り返された(若松 2000)。奈良県広陵町・河合町箸尾遺跡があり、ここでは13世紀中葉に大規模な洪水を受

表IV-1 長原遺跡における標準層序

層	岩相	層厚(cm)	おもな遺構	おもな遺物
0	現代盛土。	-		
1	現代作土。	15~25		
2	含細礫シルト質砂。	6~24		青花・備前など。
3	含細礫粘土質シルト。	12~20		瓦質土器, 瓦器など。
4A	含細礫中粒砂。	8~15		瓦器。
4B i	砂質シルト。	20	水田面(上面)	瓦器。
4B ii	含細礫中粒砂。	5	小溝群, 畝間(上面)。	
4B iii	砂質シルト。	15	水田面(上面)	瓦器。
4C i	砂質シルト。	20	小溝群, 畝間(上面)。	平安京I~III期土器。
4C ii	シルト質砂。	20	水田面(上面)。	平安京I~III期土器。
5A	砂礫, シルト質砂薄層を挟在。	10~80	鍛跡(下面)。	平城宮V~VI式土器。
5B	細粒~極細粒砂。	2~8		
6A i	砂・粘土質シルト。	≤20	水田面(上面)。	平城宮III式土器。
6A ii上	中粒~細粒砂。	≤5		
6A ii下	シルト薄層・極細粒砂薄層の互層。	10	ヒトと偶蹄目の足跡(上面)。	
6B i	含砂・礫~シルト質粘土。	≤15		飛鳥III~IV式土器。
6B ii	粘土・シルト・細礫質粗粒砂。	≤5		飛鳥III式土器。
7A i	含砂粘土。	10	水田面(上面)。	
7A ii	含砂シルト質粘土。	15	水田面(上面)。	飛鳥I式土器, TK209型式須恵器。
7B0	砂礫~粘土質シルト。	≤250	掘立柱建物・土手(上面)。	TK10型式須恵器。
7B i	砂・礫質粘土・シルト。	≤35	長原古墳群。	TK23・47~MT15型式須恵器。
7B ii	極粗粒砂・粘土質シルト互層。	≤170	長原古墳群。	TK216型式須恵器。
7B iii	粘土質シルト。	≤5	水田面(上面)。	畿内V様式~布留式土器。
8A	砂・礫~粘土。	≤40	方形周溝墓・竪穴住居(上面)。	
8B	砂質シルト。	10	方形周溝墓・溝(上面)。	畿内III~IV様式土器。
8C i	極粗粒砂~中粒砂。	25		畿内II様式土器。
8C ii'	シルト質粘土。	10	水田面・石器製作址(上面)。	
8C ii	シルト質粘土。	≤15		
9A	砂・シルト質粘土。	3~15		長原式土器, 畿内I様式土器。
9B i	砂礫。	≤90		
9B ii	シルト質粘土, 植物片多含。	10~40		
9B iii	シルト質粘土。	3~14		長原式土器。
9B iv	シルト質粘土, 植物片多含。	8~50		
9B v	シルト・砂。	10~35	石器製作址, 土器棺墓。	
9C i	含シルト質粘土。	2~8	竪穴住居・貯蔵穴。	滋賀里IV式土器(上面)。
9C ii	シルト質粘土~砂礫。	2~10		
9C iii上	シルト・粗粒砂質粘土。	7~25		
9C iii下	シルト~粘土質粗粒砂。	5		

① 趙(2001)から作成。10層以下と、1~9層の一部は紙面の都合から割愛した。

② トーンは洪水による堆積を示す。

けたことが示され(寺沢・吉村編 2006), 今後の調査によってさらに実態が明らかにされる可能性が高い。一方で, 近畿地方では本稿で集計対象となった遺跡の30%近い123遺跡があるが, これには自然地理的な条件のほか, 学史的に考古学研究の先進地であることも関与しているとみられる。第II章第1節でも触れたように, 近畿地方では他地域に先駆けて土器編年の細分化が図られ, これが洪水痕跡の年代を絞りやすくした可能性も指摘しておく。

近畿地方以外を見てみると, 群馬県の31遺跡が突出する。しかし, 図IV-3から, 遺跡は群馬

県の中で一様に分布しているのではなく, 南東部の利根川近傍に集中している。これには, 当該地域において大規模な調査が立て続けに実施されたことにもよると考えられる。これと同様のことは前述した大阪府など他の都道府県についてもあてはまる。また, 河川上流部に位置する遺跡として, ハツ場ダム建設に伴って見つかった下原遺跡と中棚遺跡が挙げられる。両者はともに大規模な集落ではないが, 近世を中心とした畑跡に浅間山噴火による火山泥流や土石流からの復旧痕跡を伴う(関編 2003; 麻生 2006)。奈良県のシロカイト遺跡でこうした復旧作業の有無は特定さ

K528 遺跡は札幌市周辺に広がる標高 4~5m の沖積低地にあり、縄文時代後期~近世の合計 7 枚の「文化層」が検出されている(野月 2008b: 74)。遺跡の堆積層は、「氾濫原に堆積する氾濫堆積物」と「埋没河川内の河道本体から河岸斜面に堆積する流路堆積物」に大別され、このうち前者の 5 層が細砂・砂質シルト・シルトから構成されている氾濫堆積物が主体の層となる(野月 2008a: 17, 18)。5 層は第 6・7 文化層の中間にあたり、それぞれの文化層の年代から上限を縄文時代後期、下限を擦文時代前期とすることができる。さらに、K528 遺跡では古環境の復元調査も実施され、擦文時代中期前半~後期(9~12 世紀ごろ)を中心に断続的に洪水があったことも明らかにされて

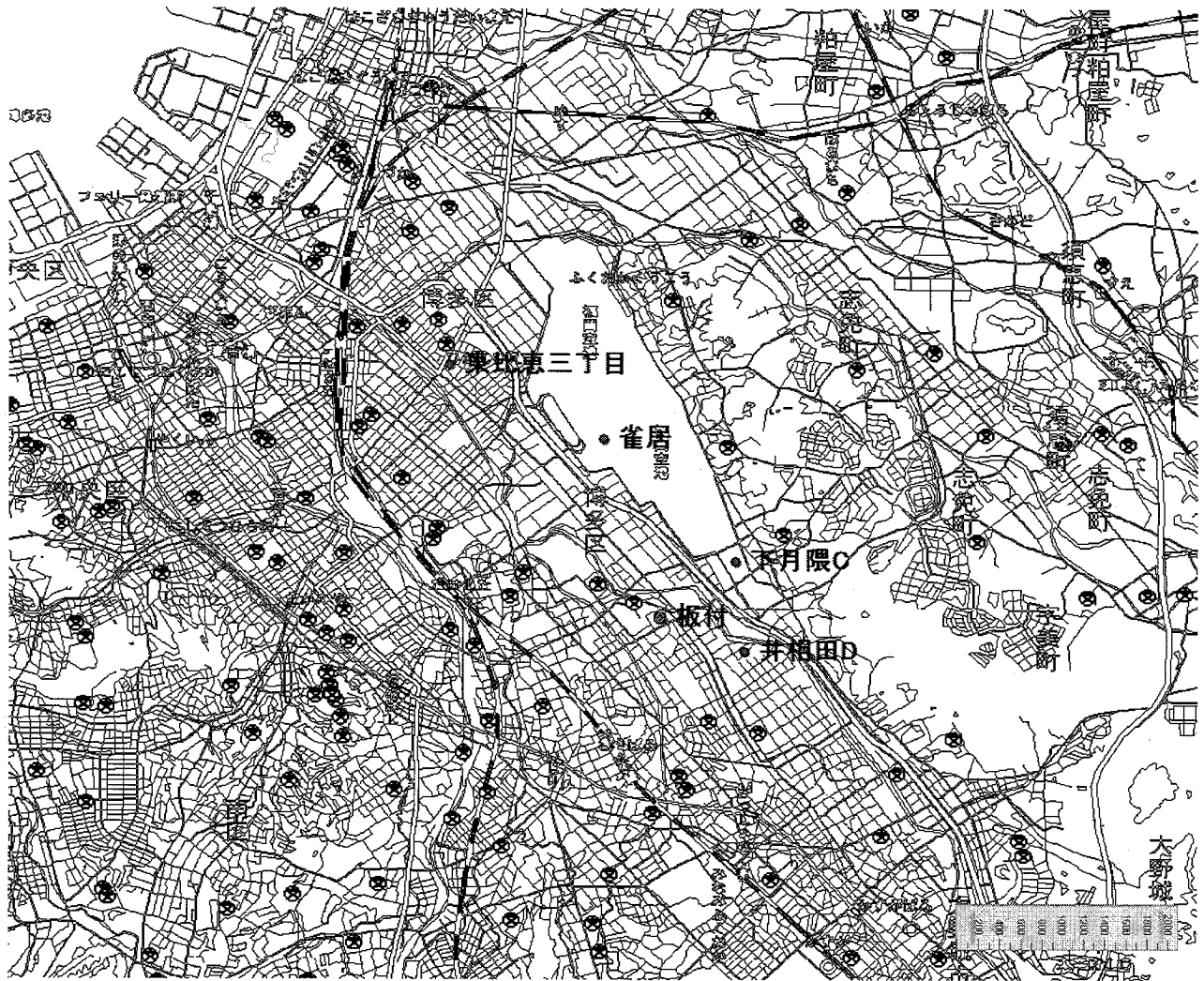
いる(株式会社古環境研究所 2008: 47)。このほか、札幌市中央区 K135 遺跡(例えば、出穂編 2005)、札幌市北区 K39 遺跡や千歳市オサツ 2 遺跡(山田 2002)なども代表的な例として挙げられる。北海道の各遺跡については、土器型式の時間幅が本州よりも長く、年代ごとの分析に不十分な点は否めないが、日本で唯一冷帯に属することなどという気候学的特徴からも今後における研究に期待したい。

長野県北部の千曲川周辺では 9 世紀末に比定される洪水痕跡が相次いで見つかっている。このうち、千曲市更埴・屋代遺跡群では遺跡が壊滅的打撃を受けたことが示され、888 年の八ヶ岳の水蒸気爆発に伴う「仁和の大洪水」に伴うものである



図IV-4 濃尾平野における洪水痕跡検出遺跡

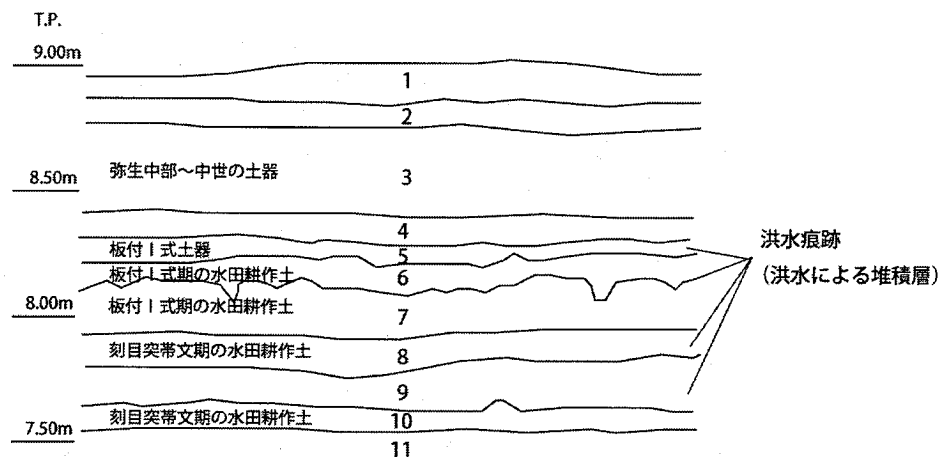
スケールの単位は km。遺跡は洪水痕跡の形成年代が紀元後 1 年以降で 200 年以内の幅に収まるのもの。



図IV-5 板付遺跡と周辺の洪水痕跡検出遺跡

スケールの単位はm。遺跡は洪水痕跡の形成年代が紀元後1年以降で200年以内の幅に収まるもの。

可能性が高いことが指摘されている（例えば、寺内 2000b: 204）。更埴・屋代遺跡群では水田が8～9世紀に繰り返し洪水を受けていたことが確認されているが（寺内 2000a: 191(表17)）、同様の状況は近接する長野市川田条里遺跡でも確認され（河西 2000: 55(第2表)）、8～9世紀には10～数十年間隔で洪水痕跡が形



図IV-6 板付遺跡G-7a区における堆積層

①山崎(1999: 22(Fig.7))をトレースの上、加筆。

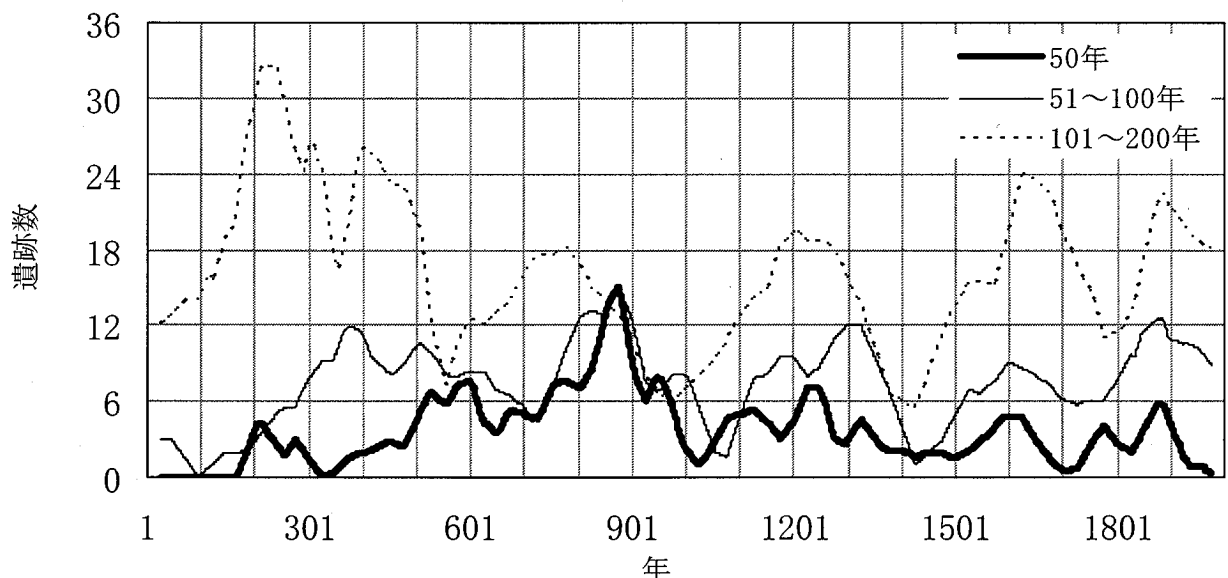
②T.P.は東京湾平均海面。

成されていたことを物語っている。また、火山や地震に伴う洪水痕跡としては、1847年の「善光寺地震」に伴うもの（寺内 2000a; 191(表 17)）のほか、群馬県南部では818年の地震に伴うとされるもの（例えば、山村 2006: 434; 坂口・小高 2008: 133）、仙台市沼向遺跡では869年の「貞観大地震」（佐藤 2000）、高知県南国市里改田遺跡では南海地震（武吉 2000）に伴う津波によるとされるものなどがある。ただし、これらの同定には洪水痕跡に該当するイベントに伴う火山灰が含まれているなどの傍証が必要であり、いずれの言及も断定的表現とはなっていない。また、818年、869年、888年のイベントは『類聚国史』などの文献史料との比較から年代が得られたものである。したがって、7世紀以前については、洪水痕跡にこうした「ノイズ」が含まれている可能性も否定できないが、全国的にみるとこうした例は特異といえ、洪水痕跡全体について火山噴火や津波等の影響は少ないと考えられる。

濃尾平野で集計対象となった遺跡は図IV-4に示した通りである。このうち、名古屋市西区と春日町にまたがる朝日遺跡では顕著な洪水痕跡が検出されている。朝日遺跡は弥生時代の拠点的環

濠集落として有名である。朝日遺跡では治水整備も存在していたが、AMS年代で紀元前1世紀にかかる とされる（藤尾・尾崎 2009: 144）、弥生時代中期末葉にあたる高蔵式土器期の末葉段階に「想定された以上の災害の襲来により破綻」し、高蔵式終末から八王子古宮式初頭段階に治水工事が行われた（赤塚 2009: 153）。このほか、木曾川下流にあたる一宮市八王子遺跡周辺では古墳時代中期初めに洪水による大規模な被害が出た（樋上 2002a: 10; 2002b: 266）。さらに、一宮市伝法寺本郷遺跡では、7世紀以降に河川の影響を大きく受け、1221年に付近を流れる下津川（青木川）の大洪水があったという文献記録からも12~13世紀までは堆積環境が不安定な状態が継続し、それ以降は地形が徐々に安定化し、大規模な土地開発が行われるようになった（早川 2006: 104）。これらは、河川環境の変化が、一定の空間スケールを持った地域における開発に影響を与えること考古学的手法で示した事例といえよう。

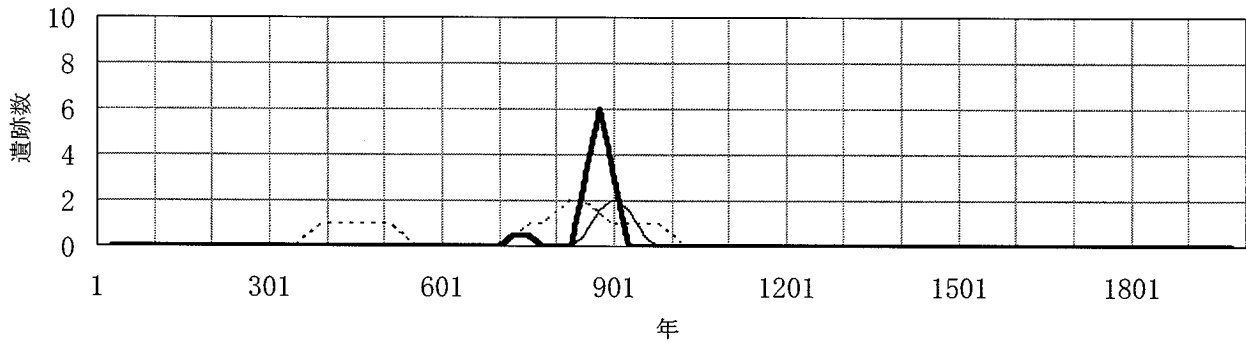
中海から宍道湖の周辺では海水準と関連した洪水痕跡に関する議論が特徴である。このうち、島根大学構内遺跡では、アカホヤ火山灰降下後の



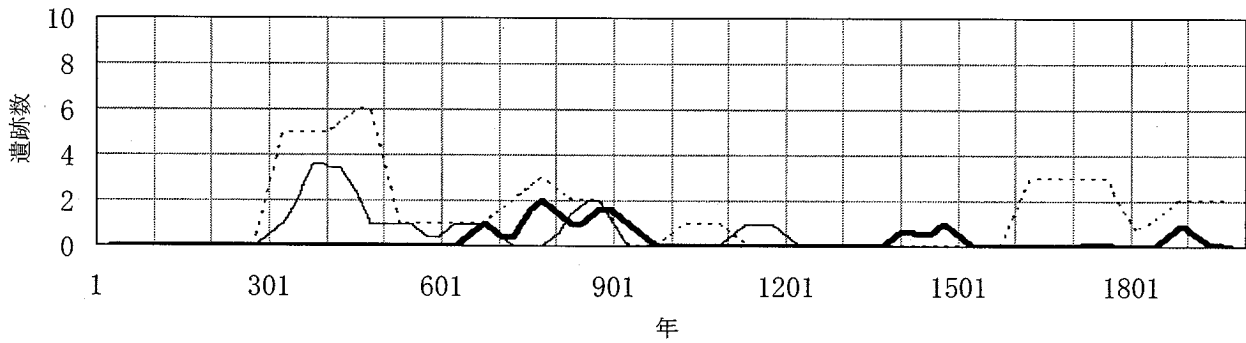
図IV-7 全国における洪水痕跡の年代別推移

①太実線・実線・点線はそれぞれ洪水痕跡形成年代幅が50年以下、51~100年、101~200年で特定できるもの。

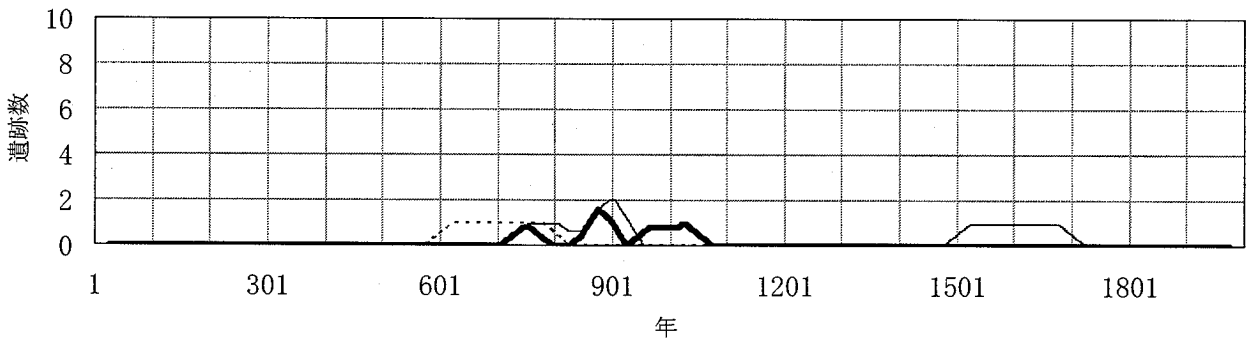
②各数値は51年移動平均。



a) 山形県



b) 群馬県



c) 新潟県

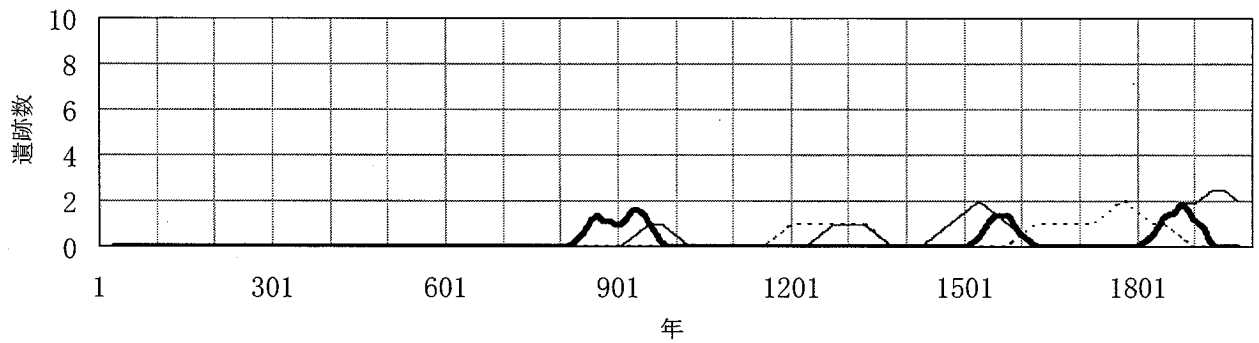
図IV-8 府県別にみた洪水痕跡の年代別推移

①太実線・実線・点線はそれぞれ洪水痕跡形成年代幅が50年以下、51～100年、101～200年で特定できるもの。

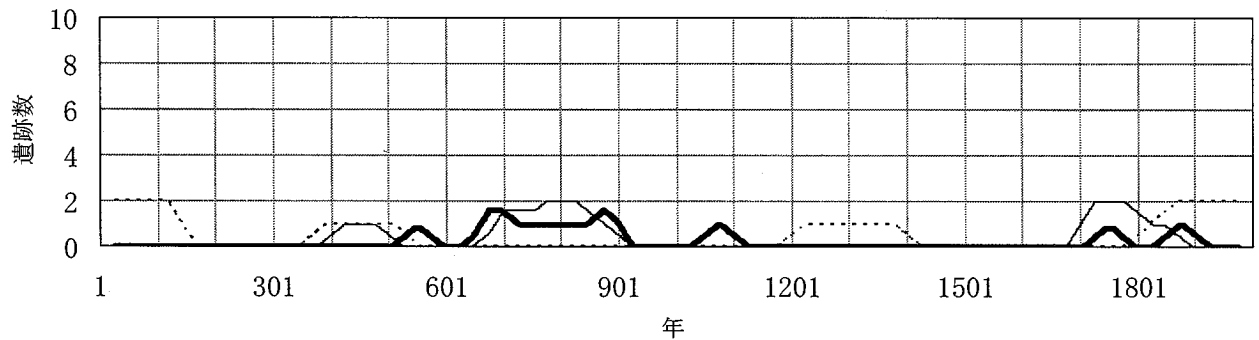
②各数値は51年移動平均。

海水準の低下に伴い、河川の沖積作用によって砂礫層が約1.4mも堆積し、この層からは縄文時代前期初頭の轟B式土器が検出されていることなどから、縄文時代前期前半について「海面上昇の鈍化や停滞、下降は沖積作用の進行を顕著にし、(中略)生態系や水産資源に対しても一定の影響を与えたことが予想される」という見解もある(会下 1997: 130-131)。中村(2006)は縄文時

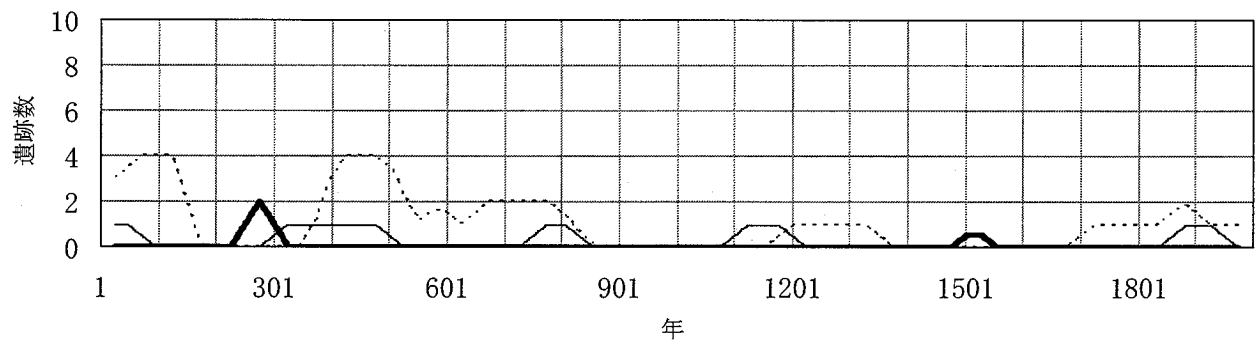
代～江戸時代の松江・出雲平野における古環境変遷を推定している。しかし、縄文時代全般に言えることとして、古気候データが極めて少ないため積極的な議論ができない。しかし、汽水域における海水準と関連した古環境・古気候はより大きなスケールを持った気候変動の実態にアプローチする上で今後における研究課題の一つともなりうる。



d) 山梨県



e) 長野県



f) 静岡県

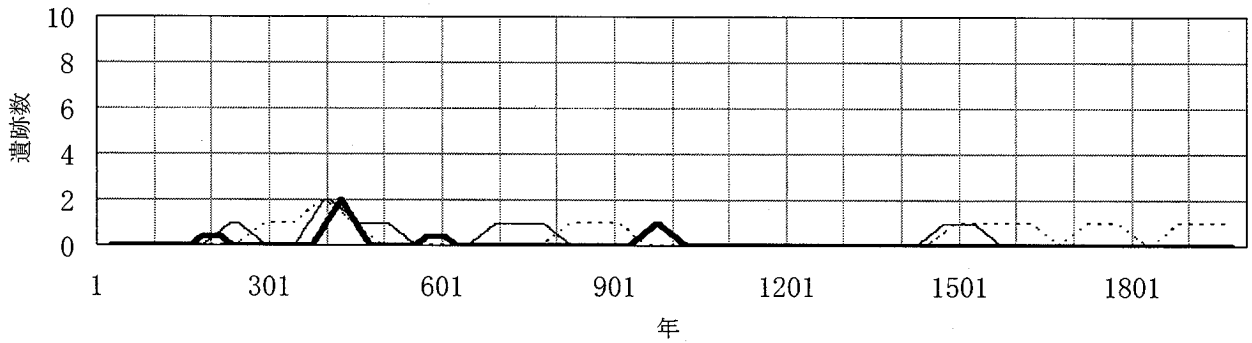
図IV-8 府県別にみた洪水痕跡の年代別推移 (その2)

①太実線・実線・点線はそれぞれ洪水痕跡形成年代幅が50年以下、51～100年、101～200年で特定できるもの。

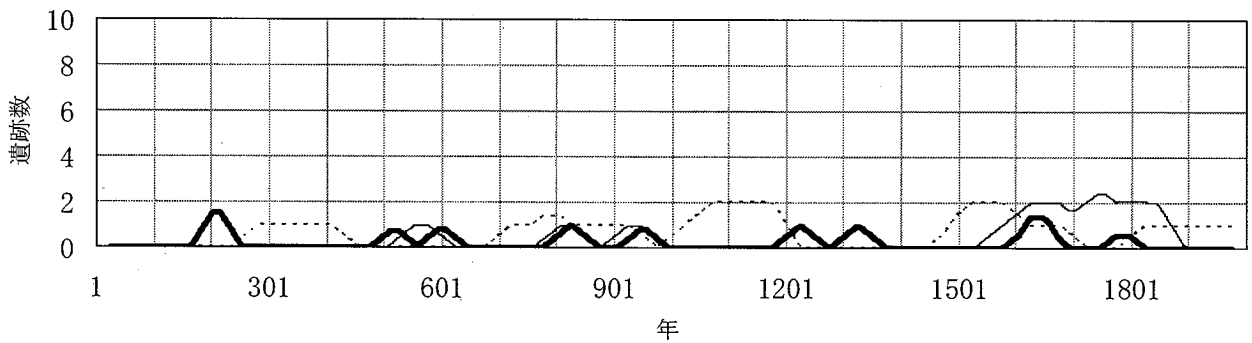
②各数値は51年移動平均。

福岡市周辺では十郎川などが形成した沖積平野が広がり、洪水痕跡に覆われた水田遺構が多く検出されている。このうち、図IV-5・6に示した福岡市博多区板付遺跡では縄文時代晩期後半の突帯文期から弥生時代前期の水田が、繰り返し洪水による堆積層に覆われていることが確認されている(山崎 1999: 22; 2000: 15-16)。検出された水田は日本における最初期のものであるが、

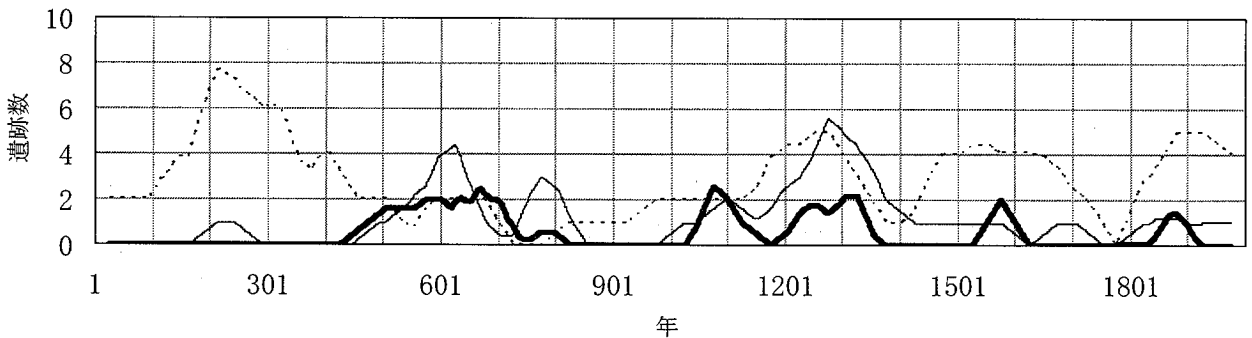
水田経営が本来的に洪水のリスクを伴うものであったことを示唆する。同様に福岡市博多区東比恵三丁目遺跡でも弥生時代中期～後期の水田が繰り返し洪水を受けている(本田 2000)。福岡平野における水田や環境変化さらには気候変動については田崎(1998)がまとめているが、AMS年代による補正も必要となるため、もう少し研究の蓄積を待ちたい。水田稲作あるいは弥生時代の



g) 愛知県



h) 京都府



i) 大阪府

図IV-8 府県別にみた洪水痕跡の年代別推移 (その3)

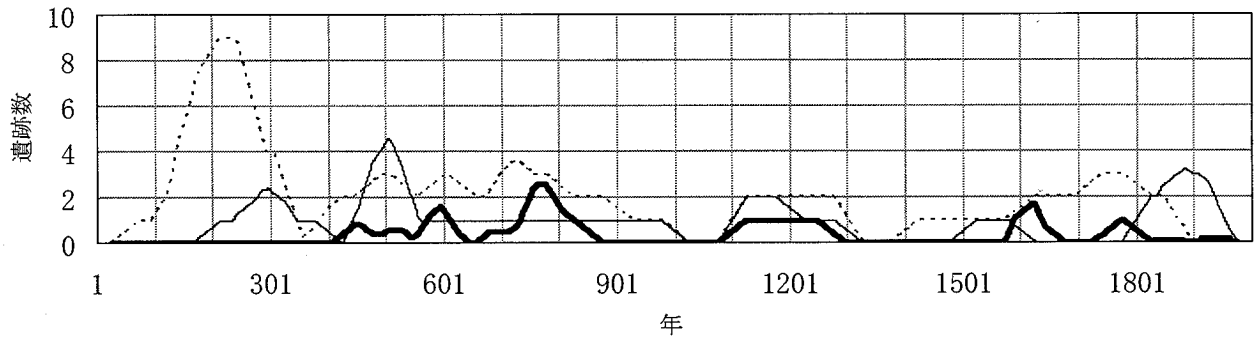
①太実線・実線・点線はそれぞれ洪水痕跡形成年代幅が50年以下, 51~100年, 101~200年で特定できるもの。

②各数値は51年移動平均。

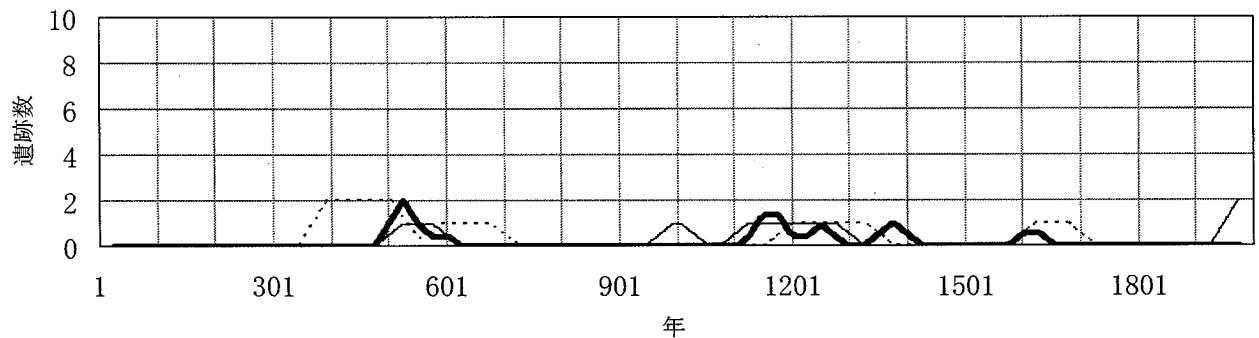
開始時期については、藤尾ほか(2006: 20)が「灌漑式水田の出現は前10世紀後半を下ることはない」としているが、当時における古気候データは少なく、洪水や水田経営そのものとの比較は避けたい。

これらのうち、洪水による遺跡の廃絶は、洪水の大きさとも関連するため当時の降水量が強く反映されているとみられるが、事例が少ないこと

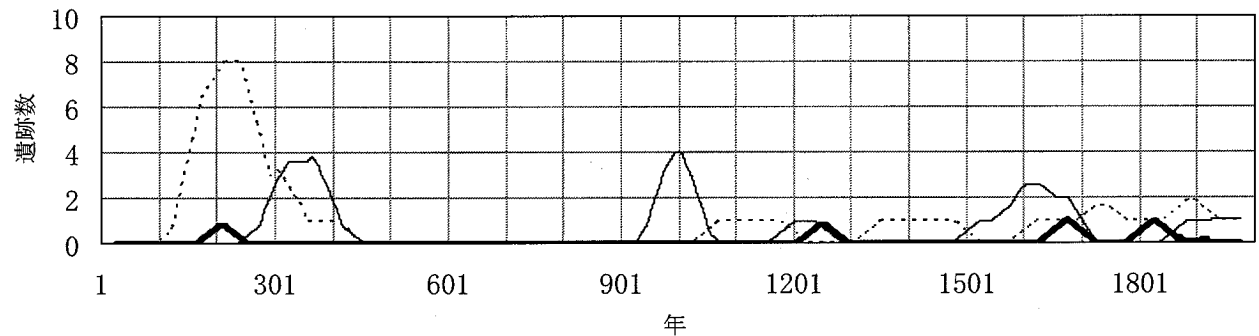
もあつてか地域的・年代的傾向に乏しい。同時に、集落の地域内での拠点性や災害復旧能力によることも大きく、自然災害と政治的要素の関係を探る上でも興味深いケースといえよう。外山(1988: 1136)によると、群馬県田端遺跡では、8世紀初め~第3四半期と、8世紀末~9世紀中葉に洪水を受け、後者のイベントに際して集落の再生がなされなかった背景として、災害の大きさと



j) 兵庫県



k) 奈良県



l) 岡山県

図IV-8 府県別にみた洪水痕跡の年代別推移 (その4)

①太実線・実線・点線はそれぞれ洪水痕跡形成年代幅が50年以下、51～100年、101～200年で特定できるもの。

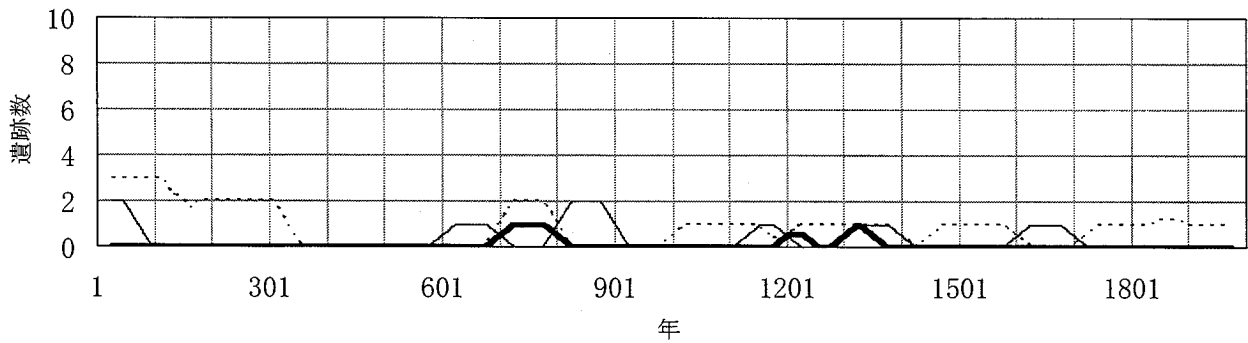
②各数値は51年移動平均。

ともに地域の変質、具体的には集落を存続されるだけの力がなかったとされる。しかし、洪水と遺跡との関係に確証が見出される例は少ない。

第2節 年代ごとの変化

洪水痕跡の形成年は文献史料から特定されることもある17世紀以降を除き、大半の場合、土器の年代から割り出される。そのため、数十年以

上の年代幅をもつ。図IV-7は全国合計した洪水痕跡の推移である。図IV-7から、全国合計で見ると、洪水痕跡は400年ごろに最も多く、1000年ごろに少ない。しかし、第II章第1節で述べたように発掘調査報告書は都道府県レベルで均質性が大きく異なる。そのため、図IV-7には洪水痕跡の多い特定の都道府県のみが反映されたものといえる。そこで、200年以内の時間幅で洪水痕



m) 福岡県

図IV-8 府県別にみた洪水痕跡の年代別推移 (その5)

①太実線・実線・点線はそれぞれ洪水痕跡形成年代幅が50年以下、51～100年、101～200年で特定できるもの。

②各数値は51年移動平均。

跡の形成年代が特定できる遺跡が10以上見つかった13府県における遺跡数の推移を示したのが図IV-8である。

図IV-8から大きく2つの広域的な特徴が看取できる。第1として、最も北に位置する山形県では9～10世紀に突出したピークがある。また、群馬県や長野県など関東地方・甲信地方にかけて、800年ごろにピークがある。これらについて、筆者は前稿(谷岡2008b)において、東北地方・関東地方・近畿地方中部・福岡市周辺を主とした全国4地域のうち、東北地方では9～10世紀に洪水痕跡が多いと指摘した。表IV-2に示した岩手県、宮城県、秋田県を含む東北4県の50年ごとに平滑化した洪水痕跡検出遺跡数を示した。山形県を除く東北地方では遺跡数が少ないものの、宮城県、秋田県でも9～10世紀に洪水痕跡が多い。さらに、図IV-8(その1・2)から、そのピークは甲信地方にまで広がる可能性がある。一方で、東北地方と新潟県では9世紀後半～10世紀前半、関東・甲信地方では8世紀後半～9世紀にピークがあるため、大まかな傾向としては同一視できるが、ピークに時間差があり、東北2県よりも不明瞭である。また、遺跡数は少ないものの、岩手県、秋田県でも9世紀後半～10世紀前半に形成されたとみられる洪水痕跡が最も多い。

第2として、静岡県から岡山県にかけての地域

で、2～6世紀に洪水痕跡が多い。群馬県でも4～5世紀に多いが、これは浅間Cテフラ(As-C:4世紀中葉)、榛名二ツ岳渋川テフラ(Hr-FA:6世紀初め)、榛名二ツ岳伊香保テフラ(Hr-FP:6世紀中葉)というように比較的短い時間幅で鍵層となる火山灰層があり、これが洪水痕跡の年代を絞りやすくしたためと見られる。前稿(谷岡2008b:86)では近畿地方中部で弥生時代後期後半～古墳時代前期初めにピークがあると述べた。今回もこれに沿う結果となったが注意点・変更点もある。前稿(谷岡2008b:84)において「遺跡数の集計は、100年ごとに行った。ただし、1世紀と2世紀～3世紀前半については報告書等において相対年代で示されることが大半であるため、前者を弥生時代後期前半、後者を弥生時代後期後半とした。すなわち、「弥生時代後期後半」については2世紀と3世紀でそれぞれ0.67回、0.33回として、「庄内期」あるいは「弥生時代後期末葉」という記載があるものについては、2世紀、3世紀について各0.5回として集計」とした。また、弥生時代の終了と古墳時代の開始をともに250年と仮定し、報告書に「古墳時代前期」と記載されている場合はこれを250～400年として集計していた。これに対し、本論では、各相対年代の開始・終了年代を互いに重複させた。具体的には、弥生時代の終了を265年とする一方、古墳時代の開始を「布

表IV-2 岩手県、宮城県、秋田県における洪水痕跡数の推移

AD/年代幅	岩手県			宮城県			秋田県			山形県		
	50年 以下	51~ 100年	101~ 200年	50年 以下	51~ 100年	101~ 200年	50年 以下	51~ 100年	101~ 200年	50年 以下	51~ 100年	101~ 200年
1-50												
51-100	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
101-150	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
151-200	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
201-250	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
251-300	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
301-350	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
351-400	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.6
401-450	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0
451-500	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0
501-550	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.6
551-600	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
601-650	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
651-700	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
701-800	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	0.4
751-800	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	1.1
801-850	0.0	0.0	0.0	0.8	0.0	0.9	0.0	0.1	0.0	0.8	0.1	1.9
851-900	0.0	0.0	0.0	0.8	0.0	1.0	0.1	1.4	0.0	4.6	1.5	1.4
901-950	0.0	0.0	0.0	1.4	0.0	0.3	0.7	1.2	0.0	0.8	1.5	1.0
951-1000	0.0	0.0	0.0	0.9	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1	0.9
1001-1050	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
1051-1100	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1101-1150	0.0	0.9	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1151-1200	0.0	0.9	0.0	0.0	0.0	0.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1201-1250	0.0	0.1	0.3	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1251-1300	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1301-1350	0.0	0.0	0.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1351-1400	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1401-1450	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1451-1500	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1501-1550	0.0	0.0	0.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1551-1600	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1601-1650	0.0	0.0	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1651-1700	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1701-1750	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1751-1800	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1801-1850	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1851-1900	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1901-1950	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1951-2000												

①数値の作成手順は第II章第1節を参照。

②トーンは各県・年代幅セルのうち、多い方から3番目以内であることを示す。

留0式」を除く布留式土器の出現から庄内式土器の出現と定義し、60年引き上げて190年としたことで、各相対年代の幅が広くなり、「古墳時代前期」という曖昧な形でしか年代を特定できない遺跡を除外した。また、地域区分を「淀川・大和川水系」から府県単位に変更した。

近畿4府県で特徴を挙げるなら、2~6世紀を通して多く、静岡・愛知両県にも同様の傾向がある。同時期の洪水痕跡を伴う遺跡としては静岡県浜

松市伊場遺跡、名古屋市西区朝日遺跡、京都府八幡市内里八丁遺跡、大阪府東大阪市瓜生堂遺跡などが挙げられる。このうち、伊場遺跡周辺では同時期の洪水痕跡が複数の遺跡で見つっている（例えば、鈴木 2004: 44）。ただし、本稿では弥生時代後期後半の開始を120年としている。しかし、これは弥生時代の終了を265年としたことを考慮してバランスをとったものである。仮に、弥生時代の終了を庄内期開始の190年とした場合、

表IV-3 洪水痕跡が多かった府県の数

AD(年)	形成年代幅			AD(年)	形成年代幅		
	0-50	51-100	101-200		0-50	51-100	101-200
1-50				1001-1050	1	0	0
51-100	0	0	2	1051-1100	1	0	1
101-150	0	0	1	1101-1150	0	1	1
151-200	0	0	2	1151-1200	1	0	0
201-250	3	0	4	1201-1250	2	1	0
251-300	1	0	4	1251-1300	0	2	0
301-350	0	2	2	1301-1350	2	2	0
351-400	0	4	3	1351-1400	1	0	0
401-450	1	3	4	1401-1450	0	0	0
451-500	0	1	3	1451-1500	0	0	0
501-550	0	2	1	1501-1550	1	1	1
551-600	3	1	0	1551-1600	0	1	0
601-650	0	2	1	1601-1650	2	2	0
651-700	2	0	1	1651-1700	1	0	0
701-800	2	1	1	1701-1750	0	1	1
751-800	3	2	1	1751-1800	0	2	1
801-850	3	3	1	1801-1850	1	1	1
851-900	5	4	1	1851-1900	1	2	1
901-950	2	2	0	1901-1950	0	1	1
951-1000	2	2	0	1951-2000			

①数値は、図IV-4の洪水痕跡数を51年ごとに平均し、洪水痕跡が上位3位以内で多かった府県の数。1～50年、1951～2000年は51年平均で対象となる年の幅がそれぞれ、紀元前25年、2024年となるため空欄(順位集計対象外)とした。

②例えば、洪水痕跡の形成年代年代幅51～100年の西暦201～250年では西暦51～1950年の50年ごとに見たときに、洪水痕跡が多い方から数えて3位以上となる府県が3つあることを示す

弥生時代後期後半の上限年代も120年より古く設定する必要が出てくる。したがって、本稿で2世紀半ば～後半としている洪水痕跡も今後における考古学的研究の発展次第では年代が遡る可能性もある。

中国・四国・九州地方では県・年代ごとの特徴が不明瞭となり、府県を超えた空間スケールを持つと想定される変動は認められない。熊本県では20世紀に洪水痕跡が多くなっているが、これは1953年6月の洪水によるものである。

図IV-8だけでは広域的な特徴が掴みづらいため、全国について、1～2000年を対象に、50年単位でみた洪水痕跡検出遺跡数が多い方から3位または6位以内に入る年代が、何府県存在するかを示したのが、表IV-3である。すなわち、図IV-8で集計対象としたのは13府県であるから、表IV-3の数値がとることのできる最大値は13である。図IV-7と表IV-3はともに全国を対象としている意味で同じであるが、表IV-3は都道府県によ

る報告書作成方針や絶対数の違いなどがある程度除去された、相対的な増減を示す。表IV-3から50年以下の時間幅で年代が特定できる洪水痕跡は5世紀以降に安定して見られ、9世紀後半に最も多い。これは須恵器などから土器による相対年代と絶対年代の比較が精度を増すことに一部起因するとみられる。ただし、3世紀前半は数値が例外的に大きい。これは大阪府や岡山県など、詳細な土器編年が得られる地域の結果が反映されたものと見ることもできる。また、7～8世紀以降は律令体制の成熟とともに、新田開発、とりわけ条里型水田が拡大する。いうまでもなく、これは水田経営に対する国家統制の本格化を意味し、国家の生産基盤である水田を維持するという観点から、水田が洪水後に復旧されるケースも増加したとみられる。表IV-4は『続日本紀』に記載された気象災害に対する賑給を示したものである。こうした記載は『日本書紀』にはほとんどみられない。こうした史料の動向からは、遺跡が律

表Ⅳ-4 『続日本紀』における気象災害に関連した賑給記載

No.	グレゴリオ暦		和暦		記載内容	該当箇所		
	年	月日	年号	年月日		巻	頁	
1	704	11.10	慶雲	1	10.05	冬十月丁巳。有詔。以水旱失時。年穀不稔。免課役并当年田租。	3	21
2	706	09.13	慶雲	3	07.28	(己巳)大宰府言。所部九国三嶋亢旱大風。拔樹損稼。遣使巡省。回免被災尤甚者調収役。	3	26
4	710	07.15	和銅	4	06.21	乙未。詔曰。去年霖雨。麦穂既傷。今夏亢旱。稻田殆損。	5	45
5	713	11.27	和銅	6	11.01	辛酉。伊賀。伊勢。尾張。三河。出羽等国言。大風傷秋稼。調庸並免。但已輸者。以稅給之。	6	54
6	719	11.12	養老	3	09.22	(丁丑)六道諸国遭旱飢荒。開義倉賑恤之。	8	77
7	727	11.23	神龜	4	10.02	(10月2日)庚午。安房国言。大風拔木斃屋。損破秋稼。上総国言。山崩压死百姓七十人。並加賑恤。	10	110
8	730	07.20	天平	2	06.27	庚辰。縁早令檢校四畿内水田陸田。	10	123
9	730	08.19	天平	2	閏06.27	庚戌。比者亢旱稍盛。思量。年穀不登。宜遣使者四畿内。令檢百姓産業矣。	10	123
10	733	03.01	天平	5	02.07	乙亥。紀伊国旱損。賑給之。	11	131
11	733	04.24	天平	5	閏03.02	己巳。勅和泉監。紀伊。淡路。阿波等国。遭旱殊甚。五穀不登。宜今年之間借貸大稅令統百姓産業。	11	131
12	742	06.13	天平	14	05.03	丙午。遣使畿内。檢校遭澇百姓産業。	14	168
13	746	11.26	天平	18	10.05	癸丑。日向国風雨共発。養蚕損傷。仍免調庸。	16	189
14	747	05.31	天平	19	04.14	己未。紀伊国疫旱。賑給之。	17	192
15	749	03.02	天平勝宝	1	02.05	(2月5日)庚子。下総国旱蝗飢饉。賑給之。	17	197
16	754	08.27-09.24	天平勝宝	6	08	是年八月。風水。畿内及諸国一十。百姓産業損傷。並加賑恤。	19	223
17	765	04.02	天平神護	1	03.04	乙未。参河。下総。常陸。上野。下野等五国旱。詔復今年調庸十分之七八。	26	319
18	768	01.14	神護景雲	1	12.16	壬辰。美濃国比年亢旱。五穀不稔。除百姓所負租稅。	28	349
19	770	02.24	宝亀	1	01.20	甲申。太宰府管内大風。壞官舎并百姓廬舎一千卅余口。賑給被災百姓。	30	374
20	770	07.09	宝亀	1	06.08	己亥。志摩国大風。賑給被害百姓。	30	377
21	770	07.15	宝亀	1	06.14	乙巳。美濃国霖雨。賑給被災之民。	30	377
22	772	09.06-10.04	宝亀	3	08	(11月11日)去八月大風。産業損壞。擧土百姓。被災者衆。詔免京畿七道田租。	32	407
23	773	04.05	宝亀	4	03.05	近江。飛騨。出羽三国大風人飢。並賑給之。	32	409
24	773	04.17	宝亀	4	03.17	参河国大風。民飢賑給之。	32	409
25	773	05.22	宝亀	4	04.23	丁卯。奉黑毛馬於丹生川上神旱也。	32	410
26	775	09.25	宝亀	6	08.22	癸未。伊勢。尾張。美濃三国言。「九月有」異常風雨。漂没百姓三百余人。馬牛千余。及壞国分并諸寺塔十九。(後略)	33	422
27	776	09.22-10.19	宝亀	7	閏08	老伎嶋風。損苗子。免当年調。	34	429
28	777	08.12-09.09	宝亀	8	07	(宝亀9年3月/778年)土佐国言。去年七月。風雨大切。四郡百姓。産業損傷。加以。人畜流亡。廬舎破壊。詔加賑給焉。	35	441
29	779	08.19	宝亀	10	06.29	八月己亥。因幡国言。去六月十九日暴雨。山崩水溢。岸谷失地。人畜漂流。田宅損災。飢饉百姓三千余人者。遣使賑給之。	35	450
30	779	09.02	宝亀	10	07.14	(11月)駿河国言。以去七月十四日大雨汎溢決二郡堤防壞百姓廬舎。又口田流埋。其數居多。應役單功六万三千二百餘人者。給粮修築之。	35	453
31	784	11.01	延暦	3	閏09.10	戊申。河内国茨田郡堤。決。一十五處。單功六万四千余人。給粮築之。	38	501
32	785	07.16	延暦	4	06.02	六月乙丑。出羽。丹波。年穀不登。百姓飢饉。並賑給之。	38	508
33	785	10.21	延暦	4	09.10	壬寅。河内国言。洪水汎溢。百姓漂蕩或乘或乘船。或寓堤上。粮食絶乏。艱苦良深。於是。遣使監巡。兼加賑給焉。	38	512
34	785	08.14-09.11	延暦	4	07	(10月10日)壬申。遠江。下総。常陸。能登等国。去七月大風。五穀損傷。百姓飢饉。並遣使賑給之。	38	513
35	785	12.07	延暦	4	10.27	己丑。河内国破壊堤防卅處。單功卅万七千余人。給粮修築之。	38	514

語句の抽出、該当箇所等は黒板・国史大系編修会編(1952)から行った。

令政権のもとで洪水から立ち直ったケースが相当数あったと推定される。実際に前述1でも触れたように条里型水田が洪水直後に復旧されるケースは各地で見ついている(例えば、寺内2000a: 191(表17); 絹川2009)。国家統制はとも

かく、これにより水田を含む遺構面の垂直密度が高まり、遺構や洪水痕跡の上限・下限年代が把握しやすくなることにも留意しておく必要がある。次に、51~100年の幅では4世紀後半~5世紀前半と9世紀に多い。101~200年の幅では3~5世

紀に多く、6世紀以降は少ない。これらを包括的にみると、洪水痕跡は3～5世紀と9世紀に多い傾向がある。17世紀以降は洪水の発生年月日が文献史料などから特定されるケースもいくつかある。このうち、1742年、1802年、1947年などについては複数の遺跡で洪水痕跡が検出されていることから、洪水痕跡が広範囲に分布しているとみられる。しかし、実際の発掘調査では年代が下るほど重機掘削等に頼るケースもある上、「近世」「後世の攪乱」といった形で洪水痕跡が表記されることも多いとみられる。これに加え、埋蔵文化財調査体制が未熟だった戦前には、開発や工事に伴って遺跡の上層部を中心とした部分が誤って破壊されているケースも多い。これらの点から、表IV-3を鵜呑みにすることはできない。また、

表IV-3には図IV-8で見られたような極端に多いと認められる年代はなく、洪水痕跡の増減が各地域に固有の条件からも影響を受けていることが示唆された。

小結

本章では、200年以内の幅で形成年代が特定できる洪水痕跡が検出された考古遺跡の集計結果を提示した。洪水痕跡のある遺跡は大部分が沖積低地に多く、大阪平野東部では特に検出例が多い。また、遺跡の中には洪水と復旧が繰り返されたものがある一方で、廃絶したものもある。洪水痕跡は2～6世紀の東海・近畿地方と、9～10世紀の宮城県・山形県を中心とした東北地方に多い傾向がある。

第V章 考察

洪水痕跡と気象・古気候データはどのように対応するのであろうか。第III章では、日本や華中において降水量が多く、長期的にみて高温な時代に洪水痕跡が多いという仮説を設定したが、これは本当なのであろうか。17世紀以降については文献史料から形成年が特定されているものもあり、異なるデータ間で詳細な比較ができる。しかし、大半の場合、洪水痕跡の形成年は数十年程度の幅でしか特定できない。一方で、数十～数百年単位での気温・降水量変動との関連を議論する上で、こうした洪水痕跡もまた重要である。本章では、形成年が特定されている洪水痕跡について降水量との対応関係を示すとともに、洪水痕跡の長期的変動が有する背景について議論してみたい。

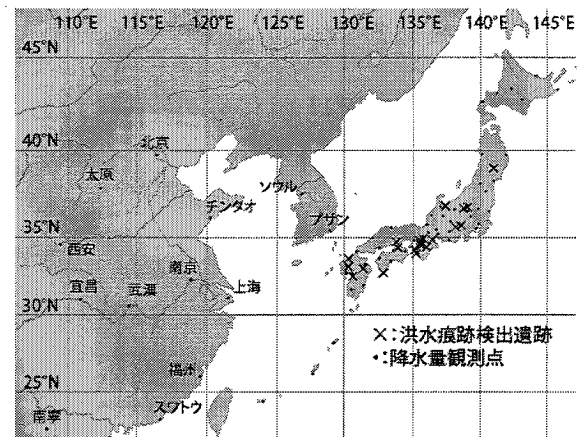
第1節 年ごとに見た洪水痕跡と気象・古気候データ

第1項 気象観測データから見た洪水痕跡

①1881年以降で形成年が判明している洪水痕跡と利用する降水量データ

図V-1・表V-1は該当する遺跡である。これらの遺跡の大半では、形成年は記載されているが、月日は記載されていないため、第二章第1節で説明した各種の災害年表から月日に対応させた。これらのうち、山梨県南アルプス市向河原遺跡について、報告書では「明治34年の滝沢川氾濫」の

痕跡となっているが(米田編 1997: 11)、他の資料に関連する水害記録がないこと、遺跡周辺が1959年(昭和34年)に起きた2度の水害の被災地で、近接する鰍沢河岸跡における状況(例えば、村石・野代 2006: 167)も含めて考えると「昭和34年」の誤記である可能性が高く、本稿ではカウントしない。この点は谷岡(2008a)を修正したい。また、本稿では試掘調査はカウントしないが、京都府京田辺市魚田遺跡では1860年・1896年・1959年(増田ほか 2009)、奈良県宇陀市三宮寺遺物散布地では1885年(清水 1996)、島根県斐川町八斗蒔I遺跡では1934年の洪水痕跡が確認されている(阿部 2004)。これらのうち、1934年と



図V-1 1881年以降で形成年が特定されている洪水痕跡を持つ遺跡の分布

表V-1 1881年以降で形成年が判明している洪水痕跡

No.	遺跡名	所在地	検出位置	層	形成年	書名	編集・発行機関	刊行年
1	鰍沢河岸跡	山梨県富士川町			1882	鰍沢河岸跡V	(財)山梨県埋蔵文化財センター	2007
2	岡山城三之外曲輪跡・旧岡山藩藩学跡	岡山市北区	第2次調査	V-①	1892	岡山城三之外曲輪跡・旧岡山藩藩学跡	岡山市教育委員会	2008
3	津寺遺跡	岡山市北区	西川調査区の基本層序	3	1892	津寺遺跡2	岡山県古代吉備文化財センター	1995
4	仏生田遺跡	岡山市北区	3区		1892	新邸遺跡・郷ノ溝遺跡・仏生田遺跡・掛無堂遺跡・川入遺跡・中撫川遺跡	岡山県古代吉備文化財センター	2004
5	岡山城三之外曲輪跡・旧岡山藩藩学跡	岡山市北区	第2次調査(体育館・特別教室棟調査区)	V-①	1893	岡山城三之外曲輪跡・旧岡山藩藩学跡	岡山市教育委員会	2008
6	津寺遺跡	岡山市北区	西川調査区の基本層序	3	1893	津寺遺跡2	岡山県古代吉備文化財センター	1995
7	仏生田遺跡	岡山市北区	3区		1893	新邸遺跡・郷ノ溝遺跡・仏生田遺跡・掛無堂遺跡・川入遺跡・中撫川遺跡	岡山県古代吉備文化財センター	2004

表V-1 1881年以降で形成年が判明している洪水痕跡（つづき）

No.	遺跡名	所在地	検出位置	層	形成年	書名	編集・発行機関	刊行年
8	秋山氏館跡	甲府市			1907	秋山氏館跡	甲府市遺跡調査会	2001
9	鯉沢河岸跡	山梨県富士川町	南北セク ション	9	1907	鯉沢河岸跡IV	(財)山梨県埋蔵文化財センター	2006
10	北田中遺跡	山梨県甲州市	基本層序	II	1907	西畑B遺跡・北田中遺跡	(財)山梨県埋蔵文化財センター	2008
11	西畑B遺跡	山梨県甲州市	基本層序	II	1907	西畑B遺跡・北田中遺跡	(財)山梨県埋蔵文化財センター	2008
12	松本塚ノ越遺跡	山梨県石和町		2	1907	松本塚ノ越遺跡[ホテルやまな み地点]	石和町遺跡調査会・石和町教育 委員会	2003
13	秋山氏館跡	甲府市			1910	秋山氏館跡	甲府市遺跡調査会	2001
14	鯉沢河岸跡	山梨県富士川町	南北セク ション	9	1910	鯉沢河岸跡IV	(財)山梨県埋蔵文化財センター	2006
15	川南・西遺跡	高松市	噴砂検出		1912	川南・西遺跡	高松市教育委員会	1999
16	森小路遺跡	大阪市旭区	94-13次調 査区	2	1934	森小路遺跡発掘調査報告I	(財)大阪市文化財協会	2001
17	百間川二の荒手 遺跡	岡山市中区	右岸導流 堤の断面		1934	百間川兼基遺跡7 百間川二の 荒手遺跡	岡山県古代吉備文化財センター	2008
18	舌山遺跡	富山県黒部市	基本層序	I b	1934	若栗中村遺跡・舌山遺跡・宮沢 釈迦遺跡発掘調査報告	(財)富山県文化振興財団埋蔵 文化財調査事務所	2010
19	中棚Ⅱ遺跡	群馬県長野原町			1935	久々戸遺跡・中棚Ⅱ遺跡・下原 遺跡・横壁中村遺跡	(財)群馬県埋蔵文化財調査事 業団	2003
20	位田遺跡	津市			1937	一般国道23号中勢道路建設事 業に伴う位田遺跡発掘調査報 告	三重県埋蔵文化財センター	1999
21	住吉宮町遺跡	神戸市東灘区		I c	1938	住吉宮町遺跡(第17次・18次)	神戸市教育委員会	1998
22	大開遺跡	神戸市兵庫区	西壁	3c	1938	平成13年度神戸市埋蔵文化財 年報	神戸市教育委員会	2004
23	玉津田中遺跡	神戸市西区			1938	玉津田中遺跡—第4分冊(辻ヶ 内・居住の調査)—	兵庫県教育委員会	1995
24	月若遺跡	芦屋市			1938	月若遺跡発掘調査報告書 第 89地点	芦屋市教育委員会	2008
25	津知遺跡	芦屋市	基本土層	1b	1938	津知遺跡(第198・222地点)発 掘調査報告書	芦屋市教育委員会	2004
26	中山手西遺跡	神戸市中央区		I d~ I h	1938	中山手西遺跡	兵庫県教育委員会	2005
27	西岡本1丁目遺跡	神戸市東灘区		Aの上	1938	本庄町遺跡	兵庫県教育委員会	1991
28	兵庫津遺跡浜崎 地区	神戸市兵庫区	11区	第Ⅱ面 上	1938	兵庫津遺跡Ⅱ(浜崎・七宮地区 の調査)	兵庫県教育委員会	2004
29	不破遺跡	高知県中村市		第2耕作 土の上	1942	不破遺跡	(財)高知県埋蔵文化財センター	2004
30	押切遺跡	岩手県奥州市	基本層序	I	1947	押切遺跡発掘調査報告書	(財)岩手県文化振興事業団埋 蔵文化財センター	2007
31	本町Ⅱ遺跡	岩手県平泉町	S10	Ⅱ	1947	本町Ⅱ遺跡第二次発掘調査報 告書	(財)岩手県文化振興事業団埋 蔵文化財センター	2003
32	石関西田Ⅱ遺跡	前橋市	A1区低地 部基本土	V	1947	石関西田Ⅱ遺跡	(財)群馬県埋蔵文化財調査事 業団	2002
33	鹿島浦遺跡	群馬県太田市			1947	鹿島浦遺跡	(財)群馬県埋蔵文化財調査事 業団	2010
34	押切遺跡	岩手県奥州市	基本層序	I	1948	押切遺跡発掘調査報告書	(財)岩手県文化振興事業団埋 蔵文化財センター	2007
35	本町Ⅱ遺跡	岩手県平泉町	S10	Ⅱ	1948	本町Ⅱ遺跡第二次発掘調査報 告書	(財)岩手県文化振興事業団埋 蔵文化財センター	2003
36	宇治川太閤堤跡	京都府宇治市	河川堆積	A	1953	宇治川太閤堤跡発掘調査報告	宇治市教育委員会	2009
37	西ノ口遺跡	京都府山崎町	北半部	3	1953	京都府遺跡調査概報111	(財)京都府埋蔵文化財調査研 究センター	2004
38	田井・西川遺跡	和歌山県美浜町			1953	田井・西川遺跡	(財)和歌山県文化財センター	2007
39	野田地区遺跡群	和歌山県有田川町	Ⅱ区		1953	野田地区遺跡	(財)和歌山県文化財センター	2009
40	増田遺跡5区	佐賀市	基本土層	2・3	1953	増田遺跡群VI	佐賀市教育委員会	2002
41	黒髪町遺跡本荘 北地区	熊本市	9601調査 地点	2	1953	熊本大学構内遺跡発掘調査報 告IV	熊本大学埋蔵文化財調査室	2008
42	南国栖遺跡	和歌山県吉野町			1959	奈良県遺跡調査概報 2004年 度第二分冊	奈良県立橿原考古学研究所	2005
43	上広瀬遺跡	福岡市早良区	1区など		1963	上広瀬遺跡2	福岡市教育委員会	2007
44	平石遺跡	大阪府河南町	第43区・第 44-A区		1982	平石遺跡発掘調査概要・I	大阪府教育委員会	2007
45	河内谷御茶屋跡・ 河内谷馬場跡	大分県竹田市	基本層序	表土	1993	河内谷御茶屋跡・河内谷馬場 跡	大分県教育委員会	1995
46	瓜破遺跡西地区	大阪市平野区		1 i 上	1998	瓜破遺跡発掘調査報告Ⅲ	(財)大阪市文化財協会	2003

1959年については、別の遺跡で洪水痕跡が検出されている。詳細は後述に譲るが、仮に試掘として除外したこれらについて、遺跡としての本調査が実施され、同年の洪水痕跡が見つければ、1934年

と1959年は集計上、それぞれ3遺跡、2遺跡で洪水痕跡が検出されたことになる。

図V-1には遺跡とともに観測点の位置を併記した。降水量は空間的スケールの小さいイベント

表V-2 遺跡の所在地と比較対象とした観測点

年	月	遺跡の所在地	近接した観測点		
1907	8	山梨県(甲府市, 笛吹市, 富士川町)	甲府	飯田	松本
1910	8	山梨県(甲府市, 富士川町)	甲府	飯田	松本
1912	9	香川県(高松市)	多度津	徳島	高知
1934	7	富山県(黒部市)	伏木	長野	高山
		大阪府(大阪市旭区)	大阪	神戸	京都
1935	9	岡山県(岡山市)	多度津	徳島	神戸
		群馬県(長野原町)	長野	前橋	松本
1937	9	三重県(津市)	津	名古屋	彦根
1938	7	兵庫県(神戸市, 芦屋市)	神戸	大阪	和歌山
1942	9	高知県(中村市)	高知	松山	大分
1947	9	岩手県(奥州市, 平泉町)	石巻	宮古	山形
		群馬県(前橋市, 太田市)	前橋	熊谷	宇都宮
1948	9	岩手県(奥州市, 平泉町)	石巻	宮古	山形
		佐賀県(佐賀市)	佐賀	福岡	熊本
1953	6	熊本県(熊本市)	熊本	佐賀	長崎
		和歌山県(美浜町, 有田川町)	和歌山	徳島	神戸
	8	京都府(木津川市)	京都	大阪	神戸
		京都府(宇治市)	京都	大阪	神戸
1959	9	奈良県(吉野町)	大阪	和歌山	津
1963	6	福岡県(福岡市早良区)	福岡	佐賀	下関
1982	8	大阪府(河南町)	大阪	神戸	和歌山
1993	9	大分県(竹田市)	大分	熊本	佐賀
1998	6	大阪府(大阪市平野区)	大阪	神戸	京都

観測点は遺跡に近い順に左から並べた。

にも影響される。洪水痕跡の比較対象としては、遺跡に最も近い観測点、さらには遺跡内の観測点を選択するのが理想的である。しかし、第II章第2節でも触れたように、日本には1901年の時点で気象庁による整備がなされている降水量の観測点は52ヶ所に限られ、大半の遺跡から最も近い観測点まで10~50km程度離れている。このことは、最も近い観測点を1ヶ所のみ選択した場合、結論に齟齬が出かねないことを意味する。そこで、表V-2に示したように、各遺跡について最も近い3つの観測点を比較対象として用いた。また、19世紀以前は近畿地方中部の文献史料が降水量の代替データとして重要な役割を果たすため、近接地とともに近畿地方中部の観測点と遺跡との比較も行った。本稿では近畿地方中部の観測点として、津、彦根、京都、大阪、神戸、和歌山の6地点を使用し、これらを平均したものを近畿地方中部の平均降水量と仮定した。同様に、韓国、中国で長期にわたる降水量データが残る地点と洪水痕跡形成年を比べた。

②気象観測データとの比較

a) 近接地における気象データから見た洪水痕跡

表V-3は、1901年以降について、各遺跡で洪水痕跡が形成された年月における近接3地点の降水量・大雨日数・降水日数を示したものである。表V-3から、3要素は洪水痕跡形成年に平均値を上回ることが多く、全体では危険率5%で平均値よりも多いといえる。これらのうち、降水量には各値が平均値を中心とした正規分布を呈さないが、危険率5%で下限値とした156%は、月が異なるものの、1901~2000年を統計期間としてみると、多いほうから数えて28番目の値である。

一方で、降水量が少ないにもかかわらず、洪水痕跡が形成されている年月もある。このうち、最も矛盾が大きいのが1937年の三重県津市におけるイベントである。このイベントは9月の台風に伴う洪水によるとみられる。報告書中に具体的記載はないが、津では9月10~11日に計152.6mmの降水量が記録されている。「気象庁天気図」によると9月11日午前6時に台風は高知県付近にあり、午後6時には能登半島北の日本海に達している。これに加え、イベントのあった9月10~11日の降水量を見てみると、名古屋で52.4mm、彦根で39.5mmなどというように、津と比べて少なく、遺跡に洪水をもたらした大雨の空間的スケールが極めて小さかったことが読み取れる。

表V-4は表V-3で各遺跡の比較対象となった3地点の降水量のうち、最も降水量が少なかった地点のデータを示したものである。表V-4から最大値が大きい割に最小値が小さく、多雨イベントの空間的スケールが小さかったと想定される例として、1942年9月が挙げられる。1942年9月の洪水痕跡が検出された高知県中村市不破遺跡は調査の結果、昭和初期の耕作跡と判明し(廣

表V-3 洪水痕跡形成年月における近接地の降水量・大雨日数・降水日数

洪水痕跡形成年月 年 月	遺跡の所在地	降水量	大雨日数	降水日数
1907 8	山梨県	192	0.6	4.4
1910 8	山梨県	298	0.6	7.4
1912 9	香川県	188	1.2	1.7
1934 7	富山県	129	-0.1	4.1
	大阪府	109	-0.1	2.0
	岡山県	120	-0.3	1.3
1935 9	群馬県	141	-0.1	3.4
1937 9	三重県	71	-0.3	-0.8
1938 7	兵庫県	205	0.5	2.0
1942 9	高知県	119	-0.1	0.8
1947 9	岩手県	169	0.9	4.1
	群馬県	197	0.8	-1.9
1948 9	岩手県	138	0.9	-0.9
1953 6	佐賀県	327	2.9	6.1
	熊本県	263	1.2	7.6
	和歌山県	119	-0.1	1.3
	京都府	100	-0.1	3.0
	京都府	193	0.9	3.7
1959 9	奈良県	105	0.4	-0.4
1963 6	福岡県	135	0.3	5.4
1982 8	大阪府	257	1.2	3.2
1993 9	大分県	187	0.1	1.9
1998 6	大阪府	106	-0.2	-0.4
	平均値の上限	196	0.8	3.6
	平均値	168	0.5	2.6
	平均値の下限	141	0.2	1.5

- ①降水量は1901～2000年の平均値との比(%)。
 ②大雨日数・降水日数は1901～2000年の平均値との差(日)
 ③平均値の上限・下限はそれぞれ危険率5%での平均値の上限値・下限値(以下、各表で同じ)。
 以下、①～③は各表で同じ。

田 2004: 45), これを遺跡として位置づけるのが難しい。さらに、不破遺跡では、洪水痕跡が1942年以外にも、1937～1941年ごろと1946年ごろのものが確認され、再現期間が4年程度しかない。こうした事実は、洪水痕跡の再現期間や遺跡の存続期間が、洪水痕跡と異常多雨との関係を探る上で重要であることを示している。とはいえ、遺跡に近接した3地点における降水量の最少地点を平均すると、危険率5%で1901～2000年の平均値を上回っている。

次に、時間的スケールを大きくして見てみる。表V-5は表V-3と同じ3要素を6～9月および1～12月の合計値を対象に見たものである。表V-5と表V-3を比べると、前者では3要素とも

表V-4 洪水痕跡形成年月における近接地の降水量(最大値と最小値)

洪水痕跡形成年月 年 月	遺跡の所在地	観測地(トーンは最大、白抜きは最小の値が記録された地点)			降水量平均比(%)	
					最大	最小
1907 8	山梨県	甲府	駿山	松本	317	95
1910 8	山梨県	甲府	飯田	松本	418	234
1912 9	香川県	多度津	徳島	高知	229	134
1934 7	富山県	伏木	長野	高山	154	94
	大阪府	大阪	神戸	京都	122	102
	岡山県	多度津	徳島	神戸	135	104
1935 9	群馬県	長野	前橋	松本	156	119
1937 9	三重県	津	名古屋	彦根	84	55
1938 7	兵庫県	神戸	大阪	和歌山	319	126
1942 9	高知県	高知	松山	大分	173	76
1947 9	岩手県	石巻	宮古	山形	187	152
	群馬県	前橋	熊谷	宇都宮	244	166
1948 9	岩手県	石巻	宮古	山形	160	112
1953 6	佐賀県	佐賀	福岡	熊本	396	285
	熊本県	熊本	佐賀	長崎	300	204
	和歌山県	和歌山	徳島	神戸	123	114
	京都府	京都	大阪	神戸	111	80
	京都府	京都	大阪	神戸	206	174
1959 9	奈良県	大阪	和歌山	津	164	74
1963 6	福岡県	福岡	佐賀	下関	189	97
1982 8	大阪府	大阪	神戸	和歌山	287	204
1993 9	大分県	大分	熊本	佐賀	240	113
1998 6	大阪府	大阪	神戸	京都	122	83
		平均値の上限			248	154
		平均値			210	130
		平均値の下限			173	107

観測地の順序は表V-2と同じ。

洪水痕跡形成年における平均値は小さく、年合計降水日数は危険率5%での下限値が-2.1日となっている。このことは、気象データの時間的スケールを大きくするほど統計的有意性を見出しにくくなることを示唆している。とはいえ、洪水痕跡形成年における降水量・大雨日数・6～9月の合計降水日数の平均値は、表V-5においても、1901～2000年の平均値よりも危険率5%で大きい。このうち、1934年については遺跡周辺で6～9月合計・年合計降水量、降水日数とも少なくなっている。これは、西日本において6～8月に降水量が少なく、干ばつがあったことに起因する。しかし、全体を通してみると、洪水痕跡形成年には近接地において降水量・大雨日数・降水日数が多く、とくに月単位という時間的スケールが小さい中で顕著となる。

特異なケースとして、富山県黒部市舌山遺跡と(金三津 2010: 58)、大阪市旭区森小路遺跡にお

表V-5 洪水痕跡形成年における近接地の6～9月・1～12月の降水量・大雨日数・降水日数

年	遺跡の所在地	降水量		大雨日数		降水日数	
		6-9	1-12	6-9	1-12	6-9	1-12
1907	山梨県	136	116	0.3	0.3	4.2	2.1
1910	山梨県	138	127	0.3	0.3	12.2	16.8
1912	香川県	111	116	0.4	0.7	-2.4	1.3
1934	富山県	109	103	0.1	0.1	5.4	8.3
	大阪府	78	79	-0.2	-0.3	-5.3	-12.7
	岡山県	76	79	-0.3	-0.1	-8.0	-14.3
1935	群馬県	117	102	-0.2	-0.2	2.2	-1.4
1937	三重県	74	93	-0.6	-0.8	-6.5	-0.3
1938	兵庫県	135	119	1.1	1.1	7.4	11.9
1942	高知県	113	98	0.0	0.1	-3.3	-18.6
1947	岩手県	148	118	1.0	0.9	11.7	14.8
	群馬県	124	100	0.5	0.4	-0.5	-11.4
1948	岩手県	132	115	0.7	0.9	3.7	-0.8
	京都府	150	118	1.1	1.1	16.7	15.3
1953	和歌山県	136	109	0.6	0.6	4.0	3.1
	佐賀県	173	142	3.0	2.8	6.1	6.0
	熊本県	157	135	1.2	0.9	7.0	5.4
1959	奈良県	114	126	1.7	1.8	-5.0	9.5
1963	福岡県	121	129	-0.1	0.7	11.1	27.0
1982	大阪府	106	94	0.8	0.7	-0.9	-5.1
1993	大分県	208	163	2.3	2.8	12.8	8.5
1998	大阪府	94	119	-0.2	0.4	-0.9	6.3
	平均値の上限	138	122	1.0	1.1	6.2	7.9
	平均値	125	114	0.6	0.7	3.3	3.3
	平均値の下限	112	105	0.2	0.3	0.3	-1.4

6-9は6～9月, 1-12は1～12月の合計値を意味する。

ける洪水痕跡が挙げられる。前者は、1934年7月9～12日の梅雨前線と融雪に起因するイベント（高橋 1986: 135; 富山県 1987: 317）によるものとみられる。遺跡から少し離れるが伏木（富山県高岡市）では7月10～12日に61.9mm, 高山では115.6mmの降水が記録されている。これは、洪水をもたらす降水量としては少ないが、伏木では1933年11月～1934年3月の降水量が1901～2000年比で121%, 高山では119%で、同期間の気温は気象庁が算出した全国平均で1901～2000年の平均値よりも0.96℃低く、融雪が強く関連していることを裏付けている。また、後者について、報告書では「洪水による堆積物」と記載されているが、この浸水は1934年9月21日の室戸台風に起因する高潮によるものである（田中 2001: 187）。そのため、この「洪水痕跡」は大雨を原因としたものではないが、これは当時の災害記録（例えば、大阪府 1936）が明確に残っているため、現場レベルでは古い年代の洪水痕跡が大雨によるもの

のか高潮によるものか判定するのは容易ではないと思われ、近代以前の洪水痕跡の中に高潮や津波によるものが含まれている可能性も否定できないため、あえて表示・集計した。

1881～1900年については、降水量の日別値が整備されておらず、後述する大雨日数などとの比較ができないため簡潔に述べる。1882年の洪水痕跡は、山梨県甲西市鯉沢河岸跡で見つかったもので、9月29日から大雨により、10月2日に富士川が決壊したことによる（保坂 2007: 6, 8）。1892年の洪水痕跡は、岡山市内の複数の遺跡で確認されている。これは足守川の決壊などによるもので、7月23日の大雨に起因するとみられる（例えば、中央気象台編 1949）。「気象庁天気図」に付載されている観測値によると、この日、岡山では130mmの降水があった。しかし、全国的にみると、1892年は多雨ではない。1893年の洪水痕跡も岡山市内の複数の遺跡で見つっている。株式会社テクノバ・災害研究プロジェクト（1993: 10）から、10月13～16日の台風によるものと思われる。この年は全国的な少雨年であった。

全体を月単位で見ると、6～7月よりも8～9月に多い。これは検出数の多い近畿地方以東の結果が反映された結果ともいえる。遺跡データの偏在性も考慮しなければならない。しかし、検出地域をみると、前者（梅雨期）のイベントは近畿地方以西に限定され、後者については厳密ではないがほぼすべて台風の接近に伴う大雨によるものであり、これら2点は当該地域における降水量の季節的特性を反映している。

さらに、長期的傾向として1930年代～1950年代初めに多い。株式会社テクノバ・災害研究プロジェクト（1993: 86）によると、阪神大水害では大雨や崩れやすい花崗岩からなるという地質学的条件に加え、急斜面における人為的開発と市街地化が、土石流による被害を大きくした。また、1947年9月のカスリーン台風や1948年9月のアイオン台風の際には、戦時下で山林が乱伐されたこと、治水事業が疎かになったことも水害の要因

表V-6 洪水痕跡形成年月における近畿地方中部の降水量・大雨日数・降水日数

洪水痕跡形成年月 年 月	遺跡の所在地	降水量	大雨日数	降水日数
1907	8 山梨県	228	0.2	4.3
1910	8 山梨県	147	-0.1	4.0
1912	9 香川県	123	0.0	3.1
1934	7 富山県	73	-0.1	0.6
	9 大阪府, 岡山県	113	0.0	1.9
1935	9 群馬県	188	0.0	2.9
1937	9 三重県	71	-0.2	0.3
1938	7 兵庫県	170	0.5	1.1
1942	9 高知県	108	0.0	-1.1
1947	9 岩手県, 群馬県	88	0.0	-1.2
1948	9 岩手県	103	0.0	1.9
1953	6 佐賀県, 熊本県	126	0.0	6.7
	7 和歌山県	150	0.2	1.6
	8 京都府	112	-0.1	2.7
	9 京都府	184	0.8	3.3
1959	9 奈良県	128	0.6	-0.1
1963	6 福岡県	107	-0.1	2.5
1982	8 大阪府	249	0.9	3.8
1993	9 大分県	127	0.0	1.1
1998	6 大阪府	114	-0.1	1.2
	平均値の上限	156	0.3	2.9
	平均値	136	0.1	2.1
	平均値の下限	115	0.0	1.2

の一つになった(株式会社テクノバ・災害研究プロジェクト 1993: 125)。これらは人為的要因が洪水痕跡の形成に影響することを示唆している。

b) 近畿地方中部の降水量データから見た洪水痕跡

表V-6・7は洪水痕跡形成年・月における近畿地方中部の降水量データである。このうち、表V-6は表V-3と同様に、洪水痕跡が形成されたのと同じ月におけるデータである。表V-6から、近畿地方中部における降水量と降水日数はいずれも洪水痕跡形成年月に多くなる傾向があるが、大雨日数については統計的に有意な差はない。表V-6のうち、3要素すべてが平均値を下回ったのは1947年9月のカスリーン台風によるイベントである。カスリーン台風は関東地方を中心に大雨を降らせ、9月15日の前橋の降水量は357.4mmと、日降水量としては1897~2009年で最多の記録となっている。しかし、台風の勢力は比較的弱く、房総半島をかすめたが上陸はしなかった(例えば、株式会社テクノバ・災害研究プロジェクト 1993: 125)。6~9月の合計降水量は東北地方から

表V-7 洪水痕跡形成年の6~9月における近畿地方中部の降水量・大雨日数・洪水痕跡

年	遺跡の所在地	降水量	大雨日数	降水日数
1907	山梨県	127	-0.3	8.3
1910	山梨県	108	-0.1	10.1
1912	香川県	85	-0.3	-0.7
1934	富山県, 大阪府, 岡山県	80	-0.1	-4.5
1935	群馬県	159	0.9	3.0
1937	三重県	68	-0.6	-5.5
1938	兵庫県	130	1.1	6.6
1942	高知県	91	-0.1	-5.9
1947	岩手県, 群馬県	57	-0.4	-7.0
1948	岩手県, 群馬県	89	-0.4	5.8
1953	京都府, 和歌山県, 佐賀県, 熊本県	152	0.7	14.3
1959	奈良県	116	1.7	-2.7
1963	福岡県	86	-0.6	3.6
1982	大阪府	106	0.7	0.6
1993	大分県	151	-0.3	16.6
1998	大阪府	89	-0.1	-0.4
	平均値の上限	121	0.5	6.2
	平均値	106	0.1	2.6
	平均値の下限	91	-0.2	-0.9

関東地方が多かったが、東海地方以西では少なく、同年7~8月の関東地方以西における少雨・干ばつを反映した結果といえる。

次に、気象データの時間的スケールが大きい表V-7をみると、3要素いずれも統計的に有意な差を見出すことができず、とくに大雨日数については洪水痕跡形成年における平均値(1901~2000年の全年における平均値との差)が0.0日となっている。これらから、月ごとに「長雨」や「干ばつ」など時間的スケールの大きなイベントの記載が整理された文献史料であれば、近畿地方の文献史料が洪水痕跡との比較に有効といえるが、年単位の集計では文献史料が比較対象に適さないということも示唆している。

c) 日本周辺のデータからみた洪水痕跡

表V-8は洪水痕跡形成年月における中国東部各地の降水量である。日本における洪水痕跡形成年は東シナ海沿岸の地域において降水量がやや少ない傾向があるが、広域的で統計的に有意な相関関係を見出すことができなかつた。必然的に、これは干ばつ/洪水指数(中央気象局気象科学研究所 1981; 張・刘 1993; 張ほか 2003)を対象

表V-8 洪水痕跡形成年月における降水量平均比 (%)

洪水痕跡 形成年月		遺跡の所在地	日本	韓国	華北				華中				華南			
年	月		京都	ソウル	プサン	北京	チンタオ	太原	西安	宜昌	武漢	南京	上海	福州	スツウ	南寧
1882	10	山梨県	87	130		146				380	288		34	15	10	
1892	7	岡山県	116	103		216	47			50	83	26	5	71	98	
1893	10	岡山県	176	134		34	23			17	129	98	125	150	152	
1907	8	山梨県	166	67	27	45	53			85	60	152	140	14	58	
1910	8	山梨県	105	68	57	79	80			83	68	91	36	56	25	105
1912	9	香川県	115	19	15		202			15	33	48	40	150	75	64
1934	7	富山県	85	104	224	71	69	28	82	81	2	19	23	96	118	97
	9	大阪府, 岡山県	102	141	251	208	177	200	100	307	148	208	186	44	141	92
1935	9	群馬県	163	59	57	3	43	28	62	49	110	19	52	98	72	50
1937	9	三重県	71	127	84	95		173	124	222	186	108	81	39	169	133
1938	7	兵庫県	169	58	44	214	107		94				43	38	76	93
1942	9	高知県	131	193	141	32	83	132	86		40	122	67		80	12
1947	9	岩手県, 群馬県	121	85	54	261	79	111	127			19	85	48	157	182
1948	9	岩手県	148	101	188	32	170		146			58	121	87	69	131
1953	6	佐賀県, 熊本県	158	146	202	123	109	120	154	109	97	188	82	42	105	110
	7	和歌山県	184	105	71	68	117	92	172	59	50	68	77	75	99	27
	8	京都府	111	149	58	147	89	105	31	66	141	43	32	66	52	44
	9	京都府	199	6	70	48	4	34	33	49	118	155	68	104	206	128
1959	9	奈良県	135	99	136	275	135	117	64	51	82	39	126	159	129	121
1963	6	福岡県	120	282	449	8	16	70	47	35	6	75	104	94	142	40
1982	8	大阪府	206	95	96	68	58	95	163	134	220	148	98	58	101	86
1993	9	大分県	115	39	25	33		27	25	148	270	99	128	73	237	75
1998	6	大阪府	113	172	214	195	59	52	9	100	45	141	87	64	83	135
平均値の上限			152	134	170	144	116	119	114	136	134	121	102	91	133	110
平均値			136	106	123	105	92	92	89	99	99	95	84	74	110	91
平均値の下限			120	78	77	67	67	65	65	63	63	68	65	57	86	71
n			20	20	20	19	18	15	17	16	17	19	20	19	20	19

①データはNCDC/GHCNと気象庁(GTS)による。

②平均値は1901年以降について算出した。

③データの欠落がある地点があるが、数値はすべて1901～2000年の平均値との比(%)で示した。

④空欄はデータなし。

にした場合でも同様であった。これには、単なる気象学的な要因だけではなく、洪水痕跡検出年が多い1930～1940年代を中心に利用可能な観測点が少ないという面もある。

表V-9は洪水痕跡形成年前年の10月～形成年の9月、および形成年の6～9月におけるNiño.3海域、Niño.West海域の海面水温と、エルニーニョ現象・ラニーニャ現象の有無を示したものである。このうち、ペルー西方のNiño.3海域における海面水温が高いほどエルニーニョ現象の発生が示唆され、低いほどのラニーニャ現象の発生が疑われる。数値は第三章第2節同様、地球温暖化などの影響を考慮して全年の平均値ではなく、当該年の31年前から1年前までの30年間の平均値と当該年の海面水温との差である。例えば、1910

年の値は1880～1909年の平均値である。エルニーニョ現象・ラニーニャ現象は本来的に南半球の夏季に最も顕著になり、海洋から大気への応答時間も考慮する必要があるため、2期間のデータを併記した。また、フィリピン東方のNiño.West海域で海面水温が高いと、日本付近で北太平洋高気圧が強まることは第三章で述べたとおりである。洪水痕跡形成年のうち、表V-9から、ア)10～9月・6～9月ともエルニーニョ現象の発生が示唆されたのは1年(1982年)、イ)10～9月のみにエルニーニョ現象の発生が示唆されたのは2年(1912年、1998年)、ウ)6～9月のみにエルニーニョ現象の発生が示唆されたのは1年(1953年)であった。これに対し、エ)10～9月・6～9月ともラニーニャ現象の発生が示唆された

表 V-9 洪水痕跡形成年における ENSO の動向

年	海面水温を求めた海域 季節(月) 洪水痕跡検出地	ペルー沖 (Niño.3海域)				フィリピン東方 (Niño.West海域)		傾向
		前10~当9月		6~9月		6~9月		
	NCDC	Had	NCDC	Had	NCDC	Had		
1907	山梨県	-0.50	-0.50	0.05	-0.44	-0.17	0.05	エルニーニョ年(寒候期)
1910	山梨県	-1.24	-0.79	-0.82	-0.63	-0.03	0.25	ラニーニャ年
1912	香川県	0.68	0.71	-0.18	0.02	-0.41	-0.03	エルニーニョ年(寒候期)
1934	富山県, 大阪府, 岡山県	-0.37	-0.46	0.30	-0.15	0.20	0.03	ラニーニャ年(寒候期)
1935	群馬県	-0.08	-0.23	0.28	-0.19	0.13	0.00	ラニーニャ年(寒候期)?
1937	三重県	0.11	0.10	0.42	-0.02	0.39	0.17	
1938	兵庫県	-0.28	-0.38	-0.59	-0.98	0.40	0.10	ラニーニャ年(暖候期)
1942	高知県	0.00	-0.04	-1.21	-1.05	0.28	-0.04	エルニーニョのうちラニーニャ
1947	岩手県, 群馬県	-0.08	-0.17	-0.31	-0.37	0.01	0.06	
1948	岩手県, 群馬県	-0.24	-0.04	-0.67	-0.14	-0.12	-0.20	
1953	京都府, 和歌山県, 佐賀県, 熊本県	0.48	0.26	0.61	0.54	-0.02	-0.18	エルニーニョ年(暖候期)
1959	奈良県	0.16	0.00	-0.20	-0.20	-0.14	-0.05	
1963	福岡県	0.29	0.28	1.00	1.01	0.11	-0.03	エルニーニョ年(暖候期)
1982	大阪府	0.71	0.68	1.43	1.31	-0.25	-0.21	エルニーニョ年(暖候期)
1993	大分県	0.46	0.27	0.54	0.25	-0.17	0.01	エルニーニョ年(暖候期)?
1998	大阪府	1.69	1.64	-0.13	-0.21	0.72	0.66	エルニーニョ年(寒候期)
	平均値の上限値	0.43	0.37	0.37	0.23	0.20	0.14	
	平均値	0.11	0.08	0.03	-0.08	0.06	0.04	
	平均値の下限値	-0.21	-0.20	-0.31	-0.39	-0.08	-0.06	

①海面水温のデータ(Niño.3, Niño.West)は NCDC v.3b(表中の NCDC), Had I SST 1(表中の Had)から作成。

②傾向は西森・山川(2001)より作成。

のは1年(1910年), オ) 10~9月のデータからラニーニャ現象の発生が示唆されたのは1年(1934年), オ) 6~9月のみにラニーニャ現象の発生が示唆されたのは2年(1910年, 1938年)あった。また, 1942年と1998年は冬季にエルニーニョ現象がみられたが, 夏季にはラニーニャ現象へと転じた年である。このようにして見ると, 洪水痕跡はエルニーニョ年・ラニーニャ年のいずれでも形成されている。さらに, Niño.West 海域においても, 洪水痕跡形成年の平均値に統計的に有意な偏差はない。第III章では本州付近の多雨年にはエルニーニョ年が多い傾向があると述べたが, 今回の結果はこれと矛盾する。

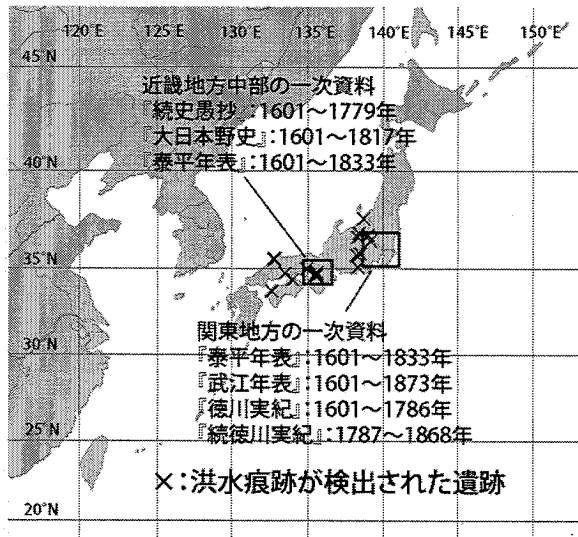
このように, 19世紀末以降を対象とした分析では, 日本の降水量データから統計的な分析が可能で, 洪水痕跡形成年との間で有意性を見出すこともできた。しかし, 事例の少なさと, 中国など日本周辺地域における気象データの不備から, 広域的・長期的な気候変動がどのように影響するのかについては十分な議論ができなかった。さらに,

こうした近現代の洪水痕跡が実際の発掘調査現場においてどの程度の認識で図化・解釈されているのかも分からない。

第2項 近世における洪水痕跡形成年

①1601~1880年で形成年が判明している洪水痕跡と利用する古気候データ

図V-2はその分布と比較対象となる一次資料, 表V-10は1601~1880年で形成年代が判明または推測されている洪水痕跡が検出された遺跡である。この時代には気象観測データはほとんど存在しない。当該年代も1881年以降と同様に関東地方周辺で洪水痕跡の検出例が多い。その理由としては, 江戸幕府がおかれていた関東地方で文献史料が豊富なことに加え, 富士山や浅間山に代表されるような鍵層となる火山灰が存在することも挙げられよう。また, 本稿では報告書を1991年以降に刊行されたものに限定しているが, 島根県安来市富田川河床遺跡では1666年(石井・西尾編 1983), 熊本県八代市上片町水田遺跡では1712年8月9日(大田 1989: 85)に形成された



図V-2 1601~1880年における資料の概要と分布

洪水痕跡が検出されている。また、概報ではあるが、広島県福山市神辺御領遺跡でも1673年の洪水痕跡がみついている(平林2000)。

②洪水痕跡形成年における関連データの全体的比較

a) 日本の文献史料から見た近世の洪水痕跡

表V-11~14は洪水痕跡形成年における文献史料の気象記載と全体における記載数を示す。表V-11は二次(集成)資料として、中央气象台・海洋气象台(1939)、日下部(1959; 1961; 1969; 1973a, b; 1975a, b, c, d; 1977; 1978; 1981)から作成したものである。表V-13・14は近畿地方中部と関東地方を対象とした一次資料として、前者は『続史愚抄』『大日本野史』『泰平年表』、後者は『徳川実紀』『続徳川実紀』『泰平年表』『武江年表』を引用した。表V-11・13・14から、洪水痕跡形成年には、『続史愚抄』『徳川実紀』等の日本における文献史料において長雨や洪水、暴風が記載されていることが多い。たしかに、17~19世紀は表V-13と表V-14・15の最下段に示したように長雨や大雨が相対的に多いため、降水量データのような客観的な比較はできない。しかし、表V-13のうち、比較的記載が多い『武江年表』をみると、洪水痕跡形成年のうち、長雨が記

載されていたのは5年、干ばつは2年で、両者が1601~1873年の総記載数(表V-13最下段)が同じであることを考えると、洪水痕跡形成年には長雨が干ばつよりも多いといえる。

b) 日本周辺におけるデータ

一方で、表V-14に示したように、洪水痕跡形成年と中国東部における干ばつ/洪水指数(中央气象台气象科学研究所1981)との間に一貫した相関性を見出すことはできない。たしかに、湖北省など一部の地域では洪水痕跡形成年に多雨となる傾向があるが、本州付近と最も相関が顕著であると想定される華中の沿岸部との間では明確な傾向が認められない。同様に、表V-15から、洪水痕跡はエルニーニョ年、ラニーニャ年に関係なく形成され、どちらか一方の年に多いなどということはない。これら2点は1881年以降における傾向を追認するものである。しかし、1881年以降を対象とした分析からも明らかなように、洪水痕跡が複数の遺跡で見ついている年や、干ばつが記載されている年などでは状況が大きく異なることが想定される。

③年ごとにみた洪水痕跡と代替データ

a) 複数の遺跡で洪水痕跡が検出された年

洪水痕跡形成年のうち、1742年は群馬県と長野県の計6遺跡で洪水痕跡が検出され、スケールの大きな大気循環との関連も想定される。萩原(1992: 833)によると、一連の水害は「戌年の満水」と伝えられる大規模なものであった。原(1988: 183)によると洪水は大阪付近に上陸後、三陸沖へ抜けた台風に起因する。『泰平年表』には8月27~30日に「五畿内大風雨、洛三条大橋流落、堀川石垣崩、淀・伏見洪水」と記されている。ただし、台風が日本本土に上陸してから北東へ抜けるまでは通常、1日程度であるから、洪水の要因を1個の台風のみに求めることはできない。確証はないが、秋雨前線が数日間にわたって東日本付近に停滞したことも想定される。そこで、時間的・空間的スケールを広げてみる。図V-3は1742年の暖候期を中心としたイベントをま

表V-10 1601~1880年で形成年が推定・特定されている洪水痕跡・遺跡

No.	遺跡名	所在地	検出位置	層	形成年	書名・論文名	編集・発行機関	報告書 刊行年
1	出雲大社境内遺跡	島根県出雲市	彰古館北	1	1648	出雲大社境内遺跡	大社町教育委員会	2004
2	岡山城二の丸跡	岡山市北区		2	1654	岡山城二の丸跡	中国電力内山下変電所建設事業埋蔵文化財調査委員会	1998
3	百間川米田遺跡	岡山市中区	岩間下調査区		1654	百間川米田遺跡4	岡山県古代吉備文化財センター	2002
5	山持遺跡Ⅱ・Ⅲ区	島根県出雲市	Ⅱ区・Ⅲ区基本層位	Ⅱ	1702	山持遺跡Ⅱ・Ⅲ区	島根県教育庁埋蔵文化財調査センター	2007
6	上ノ島遺跡	兵庫県尼崎市	南区	3	1712	上ノ島遺跡	兵庫県教育委員会	1992
7	東武庫遺跡	兵庫県尼崎市		V	1712	東武庫遺跡	兵庫県教育委員会	1995
8	古照遺跡	松山市	基本土層		1721	古照遺跡	松山市教育委員会・(財)松山市生涯学習振興財団埋蔵文化財センター	1993
9	秋山氏館跡	甲府市			1728	秋山氏館跡	甲府市遺跡調査会	2001
10	上福島中町遺跡	群馬県玉村町	基本土層	Ⅵ	1742	上福島中町遺跡	(財)群馬県埋蔵文化財調査事業団	2003
11	下原遺跡	群馬県長野原町	基本層序	V	1742	下原遺跡Ⅱ	(財)群馬県埋蔵文化財調査事業団	2006
12	福島大光坊遺跡	群馬県玉村町			1742	福島久保田遺跡・福島大光坊遺跡	(財)群馬県埋蔵文化財調査事業団	2003
13	福島曲戸遺跡	群馬県玉村町	基本土層	V	1742	福島曲戸遺跡・上福島遺跡	(財)群馬県埋蔵文化財調査事業団	2002
14	春山・春山B遺跡	長野市	基本土層	2	1742	上信越自動車道埋蔵文化財発掘調査報告書11	(財)長野県埋蔵文化財センター	1999
15	松代城跡	長野市	花の丸御殿跡地点の13号溝址	上層	1742	松代城跡	長野市教育委員会埋蔵文化財センター	1995
16	中棚Ⅱ遺跡	群馬県長野原町			1780	久々戸遺跡・中棚Ⅱ遺跡・下原遺跡・横壁中村遺跡	(財)群馬県埋蔵文化財調査事業団	2003
17	江内遺跡	新潟市	基本層序	Ⅱb	1796	江内遺跡	(財)新潟県埋蔵文化財調査事業団	1996
18	鯉沢河岸跡	山梨県富士川町	御蔵台地区御米蔵内部	15~16	1799	鯉沢河岸跡Ⅲ	山梨県埋蔵文化財センター	2006
19	池島・福万寺遺跡	大阪府東大阪市	池島Ⅰ期地区基本層序	1b	1802	池島・福万寺遺跡3	(財)大阪府文化財センター	2007
20	池田西遺跡	大阪府寝屋川市	基本層序	2	1802	池田西遺跡発掘調査概要・Ⅰ	大阪府教育委員会	1994
21	高柳遺跡	大阪府寝屋川市	A・B区の基本層序	1	1802	高柳遺跡	大阪府教育委員会	2000
22	鯉沢河岸跡	山梨県富士川町	御蔵台地区御米蔵内部	11	1821	鯉沢河岸跡Ⅲ	山梨県埋蔵文化財センター	2006
23	小瀬戸遺跡	静岡市葵区	E区など	2・4・7	1827	小瀬戸遺跡・栗ヶ沢遺跡	(財)静岡県埋蔵文化財調査研究所	2007
24	鯉沢河岸跡	山梨県富士川町			1828	鯉沢河岸跡Ⅴ	山梨県埋蔵文化財センター	2007
25	川南・西遺跡	高松市	噴砂検出区	Ⅱ・Ⅱ'	1866?	川南・西遺跡	高松市教育委員会	1999
26	鯉沢河岸跡	山梨県富士川町	南北セクション	9	1867	鯉沢河岸跡Ⅳ	山梨県埋蔵文化財センター	2006
27	鯉沢河岸跡	山梨県富士川町	南北セクション	9	1868	鯉沢河岸跡Ⅳ	山梨県埋蔵文化財センター	2006
28	遠里小野遺跡	大阪市住吉区		6	1868	遠里小野遺跡発掘調査報告Ⅱ	(財)大阪市文化財協会	2009

とめたものである。図V-3から、日本では干ばつがあったとする史料記載はなく、暖候期の降水量は相対的に多かったとみられる。これに対し、朝鮮半島では6月に広範囲で干ばつがあったとされ、顕著な長雨の記録はない(魚 1993: 170)。

また、華中では本州付近と同様に多雨であったとされるが、華南では少雨だったとされる(中央気象局気象科学研究所 1981)。これらから、1742年は関東地方から華中にかけて多雨域が東西に広がっていたと推測され、冷夏年として知られる

表V-11 洪水痕跡形成年における文献気象記録

年	洪水痕跡		中央気象台・海洋気象台, 1939『日本気象史料』		日下部, 1972, 1975, 1977, 1978	
	月日	検出地	長雨・大雨・洪水・暴風など	干ばつ	長雨・大雨・洪水・暴風など	干ばつ
1648	--	島根①	0831.江戸並陸前国:大風雨 洪水, 高潮。			
1654	0831 1009	岡山② 岡山②	0606.江戸:風雨。 0909.日向国:大風雨。 1006.江戸:風雨。 1009.備前国:洪水。	一.讃岐国:旱魃。	0831.備前, 備後, 安芸, 出雲:大雨。 1009.備前, 備中, 美作, 出雲:大雨。	0714-0910.備前, 備中, 出雲, 石見:干ばつ。
1702	0721- 0726	島根①	0527-1020.筑前, 筑後諸国:洪水。 0821.四国, 中国諸国並北海道:大風雨。 0828.北海道:大風雨, 洪水。 0904.陸中国:大風。 0910.飛騨国並北海道:大風。 0920.九州, 中国, 山陰, 奥羽諸国:大風雨, 洪水。 1005.江戸:大風雨。 1120.江戸:風雨。		0625-0921.周防, 長門, 伯耆, 出雲, 備前:長雨。 0821.中国地方:暴風雨。 0920.中国地方:暴風雨。	
1712	0803 0809	兵庫② 熊本①	0222.因幡国:大雨, 水損。 0803.京都並備前, 摂津諸国:大風雨, 洪水。 0910.加賀, 越中諸国:大風。 0918.紀伊, 伊勢, 摂津, 山城諸国:台風雨, 洪水。 1021.北海道:大風。 1201.仙台:烈風。	0506-0930.加賀国:不雨。	0604-0801.周防, 長門, 筑後:霖雨。 0803.近畿:暴風雨。 0903-0904.周防, 長門, 肥後:暴風雨。 0918.山城, 近江, 摂津, 伊勢, 伊賀:暴風雨。 1001-1029.近畿:長雨。	
1721	0906	愛媛①	0101.讃岐国並京都:大風。 0712.京都:大雨, 洪水。 0823.伊予, 信濃, 常陸, 陸奥諸国:大風雨, 洪水。 0901.近畿諸国:大風雨。 0906.諸国:大風雨, 洪水。		0824-0828.愛媛, 高知:暴風雨。 0901.香川, 高知:暴風雨。 0906.徳島, 香川, 愛媛, 高知:暴風雨。	
1728	0802- 0813	山梨①	0711.筑後国並京都:大雨, 洪水。 0813.近畿, 東海道諸国:大風雨, 洪水。 0901.奥羽諸国:洪水。 0907.関西諸国:大風雨, 洪水。 0916.江戸並京都:大風雨, 洪水。 0927.陸奥国:大雨, 洪水。 1004.江戸並関東諸国:大風雨, 洪水。		0813.紀伊, 伊勢, 伊賀, 東海道, 甲斐:暴風雨。 0907.遠江:暴風雨。 0914-0916.遠江, 美濃, 信濃:長雨。	

①中央気象台・海洋気象台(1939)『日本気象史料』から抽出したものは全国が対象。

②日下部(1972; 1975; 1977; 1978)より作成したものは、洪水痕跡が検出された地域のものを表示した(以下, 同じ)。

③日付は上2桁が月, 下2桁が日を示す。例:0909は9月9日

1993年と類似した特徴を持つ。一方で, Gergis and Fowler (2009: 370)によると, 1742年は顕著なラニーニャ現象が発生した年とされる。この点は1993年と異なるが, 1742年が太平洋赤道域に大きな変化があった年であるという点であり, これ

は洪水痕跡が大規模な大気循環と関連している可能性を示唆する。

1868年も1742年と同様, 遠く離れた2遺跡で洪水痕跡が検出されている。このうち, 山梨県富士川町鰍沢河岸跡の洪水痕跡は9月3~4日に形

表V-11 洪水痕跡形成年における文献気象記録（その2）

年	洪水痕跡		中央気象台・海洋気象台, 1939『日本気象史料』		日下部, 1972, 1975, 1977, 1978	
	月日	検出地	長雨・大雨・洪水・暴風など	干ばつ	長雨・大雨・洪水・暴風など	干ばつ
1742	0828-0906	群馬④ 長野②	0603-0731. 諸国: 洪水。 0714. 讃岐国: 大風。 0717. 江戸: 風雨。 0728. 江戸: 風雨。 0802. 陸奥国: 洪水。 0811. 近畿諸国: 大風雨。 0828. 近畿, 関東, 北陸諸国: 大風雨, 洪水。 0906. 江戸: 大風雨, 洪水。		一. 諸国: 洪水。 0830. 中部地方: 暴風雨。 0831. 関東: 暴風雨。 0906. 関東: 暴風雨。 0906. 伊勢, 信濃, 越後: 暴風雨。	
1780	0727?	群馬①	0704. 京都並大阪: 大雨, 洪水。 0727. 江戸並関東諸国: 大雨, 洪水。 0805. 陸奥国: 洪水。		0727. 関東: 大雨。	
1796	0707-0709	新潟①	0705-0802. 肥後, 筑前諸国: 洪水。		0911-0912. 三河, 越前: 大雨。	
1799	0918	山梨①	0918. 讃岐, 摂津諸国並江戸: 大風雨。		0918. 伊勢, 伊賀, 三河: 暴風雨。	一. 伊賀, 美濃: 干ばつ。
1802	0726-0729	大阪③	0624. 筑後, 筑前諸国: 大雨, 洪水。 0726. 近畿, 東海道, 関東諸国: 風雨, 洪水。 0803. 土佐国: 大風雨, 洪水。 0902. 因幡, 備前諸国: 大風雨。		0726-0729. 近畿: 暴風雨。 0902. 摂津, 近江, 伊勢, 伊賀: 暴風雨。	
1821	0831	山梨①	0420. 大阪: 大風。 0826. 讃岐国: 大風, 洪水。 0831. 近畿諸国: 大風雨, 洪水。 0904. 讃岐国: 大風, 洪水。 0910. 長崎並因幡国, 大風。		0831. 紀伊, 美濃, 加賀: 暴風雨。	一. 遠江, 信濃, 加賀, 越前: 干ばつ。
1827	0716	静岡①	0325. 伊勢国: 風雨。 0903. 因幡国: 大風雨。		0716. 遠江, 美濃: 洪水。 0903. 加賀: 暴風雨。	
1828	0810-0811	山梨①	0618. 江戸並諸国: 大雨, 洪水。 0710. 豊前国: 大風, 高潮。 0712-0810. 奥羽諸国: 大雨, 洪水。 0726. 備後国: 霖雨, 洪水。 0728. 筑前, 豊前諸国: 大風雨。 0810. 遠江, 駿河, 信濃, 奥羽諸国: 大風雨, 洪水。 0812. 九州諸国: 大風雨, 洪水。 0819. 羽前国: 大雨, 洪水。 0917. 九州, 山陰諸国: 大風雨, 洪水。 1002. 九州諸国, 大風雨。 1110. 越後国: 大風。 1113. 陸前国: 大風雨。		0810. 尾張, 三河, 遠江, 駿河, 信濃: 暴風雨。 0820. 越中: 大雨。 0914-0915. 加賀, 越前, 越中, 越後: 暴風雨。 1002. 加賀: 暴風雨。	

成された（保坂 2006: 8, 12）。大阪市住吉区遠里小野遺跡の洪水痕跡について、中川（2009）によると、6月2日に大和川の堤防を人為的に決壊させたことに起因し、「推測の域を出ない」としながらも下流で破堤した場合における被害を最小限に食い止めるための措置であったという立場である。史料からは関東地方から近畿地方の広

範囲で梅雨期における長雨が顕著だったとみられる。水越（1986: 109(表)）によると、1868年の近畿地方周辺における「梅雨入り」は5月30日ごろで通常よりも10日余り早かったが、「梅雨明け」は7月12日ごろで5日程度早かった。同様に、中国では、陝西省を中心とした華北全域でかなり顕著な多雨、華中でも比較的多雨で、逆に

表V-11 洪水痕跡形成年における文献気象記録 (その3)

年	洪水痕跡		中央気象台・海洋気象台, 1939『日本気象史料』		日下部, 1972, 1975, 1977, 1978	
	月日	検出地	長雨・大雨・洪水・暴風など	干ばつ	長雨・大雨・洪水・暴風など	干ばつ
1866	0915	香川①	0714.筑後国:洪水。 0914.近畿, 中部, 関東, 奥羽諸国:大風雨。 0923.諸国:大雨, 洪水。 1005.越中国:洪水。 1009-1106.大阪:風雨。		0810.香川, 愛媛, 高知:暴風雨。 0915-0916.徳島, 香川, 愛媛, 高知:暴風雨。 0923-0924.徳島, 高知:暴風雨。	0515-0809.徳島, 香川:干ばつ。
1867	0829-0927	山梨①	0713.筑後国:大風雨。 0807.北海道:大風。 0829.琉球島島:大風。 0927.筑後国:大風。	0702-0828.江戸並筑後国:旱魃。		0504-0730.美濃:干ばつ。
1868	0602-0903-0904	大阪① 山梨①	0513.福岡県:洪水。 0522-0719.近畿, 東海道, 関東地方:霖雨, 洪水。 0627.東京:大風雨。 0903.大阪府:風雨, 洪水。 0916.愛知県:大雨, 洪水。 1022.富山県:洪水。		0522-0719.中部地方:長雨。 0522-0719.近畿:長雨。 0701.奈良, 大阪, 和歌山:暴風雨。 0903.静岡:暴風雨。 0903.奈良, 大阪, 滋賀:暴風雨。 0916.愛知, 福井:大雨。	

表V-12 17~19世紀の気象災害記載数

a) 関東地方

世紀	大雨	長雨	暴風	干ばつ
17	8	6	44	13
18	11	8	50	12
19	14	9	87	16
計	33	23	181	41
比率	12%	8%	65%	15%

b) 近畿地方

世紀	大雨	長雨	暴風	干ばつ
17	19	7	56	15
18	26	10	104	27
19	18	14	124	36
計	63	31	284	78
比率	14%	7%	62%	17%

日下部(1972; 1977)より作成。

暴風は日下部が「台風期の暴風(雨)」としているもの。

甘粛省周辺では少雨だったとされる(中央気象局気象科学研究所 1981)。また、すでに気象観測が始まっていたソウルでは6~8月に多雨、北京では8月における多雨が顕著であった。また、表V-15にも示したが、Gergis and Fowler(2009: 368)によると、1868年はラニーニャ現象とエルニーニョ現象の双方が発生した年とされる。ペルー沖のNiño.3海域におけるNCDC v.3bのデータ(Smith et al. 2008)から1868年は緩やかなラニーニャ現

象が終息したのち、エルニーニョ現象が始まった年とみられる。ラニーニャ年には日本付近で北太平洋高気圧が強くなる傾向があるため、梅雨が全般的に早いことはこれに対応しているとみられる。遠里小野遺跡では洪水が6月2日に発生しているが、これは例年よりも早い梅雨前線の北上を示唆するものと解釈できる。一方で、鯉沢河岸跡で洪水が発生した9月初めごろについては6~7月ほどの顕著な記載はなく、多雨とする根拠に乏しい。

b) 文献史料に干ばつが記載された洪水痕跡形成年

次に、19の洪水痕跡形成年のうち、干ばつが記載されていたのは4例ある。このうち、1654年の洪水痕跡は、岡山市の岡山城二の丸跡と百間川米谷遺跡で検出されている。洪水のあった月日について報告書に記載はないが、日下部(1978: 35)によると、洪水は8月31日と10月9日にあり、ともに岡山城が浸水している。『徳川実紀』にも10月9日付けで同様の記載がある。一方で、中国地方では7~9月に干ばつがあったとされる(日下部 1978: 35)。そのため、時間的スケールを大きくとった場合、1654年は「多雨年に洪水痕跡が

表 V-13 洪水痕跡形成年における文献気象記録

a) 関東地方

年	洪水痕跡 形成年月日 検出地		文献史料																	
			徳川実紀・続徳川実紀					武江年表					泰平年表							
			長	雨	洪	風	干	長	雨	洪	風	干	長	雨	洪	風	干			
1648	—	島根①		⑥⑧		⑧														
1654	0831	岡山②	⑩	⑥⑩		⑥⑩	⑦													
1702	0721-	島根①																		
1712	0803	兵庫②																		
1721	0906	愛媛①		⑧	⑨	⑧			⑦-⑩											
1728	0802-	山梨①		⑩	⑩	⑩		⑩	⑩	⑩							⑨⑩			
1742	0828-	群馬④		⑧⑨	⑧⑨	⑧⑨		⑧⑨	⑧⑨	⑧⑨							⑨			
1780	0727?	群馬①	⑦		⑦		⑦	⑦	⑦							⑦	⑦			
1796	0707-	新潟①																		
1799	0918	山梨①																		
1802	0726-	大阪③	⑦		⑦		⑦		⑧						⑦	⑦				
1821	0831	山梨①						⑧						②-⑦						
1827	0716	静岡①																		
1828	0810-	山梨①		⑧	⑧															
1866	0915	香川①					⑦-⑨	⑨	⑨	⑨										
1867	0829-	山梨①					⑨							⑦-⑨						
1868	0602	大阪①					⑤-⑩	⑥⑧	⑤-⑥	⑧										
記載年数	洪水痕跡形成年		3	6	6	5	1	5	6	7	4	2	2	0	4	0	0			
	1601年以降の全年		44	83	44	68	20	35	67	47	55	47	7	18	25	12	6			

b) 近畿地方中部

年	洪水痕跡 形成年月日 検出地		文献史料																	
			続史愚抄					大日本野史					泰平年表							
			長	雨	洪	風	干	長	雨	洪	風	干	長	雨	洪	風	干			
1648	—	島根①																		
1654	0831	岡山②																	⑦	
1702	0721-0726	島根①																	⑦	
1712	0803	兵庫②		⑨	⑨	⑨			⑨									⑨		
1721	0906	愛媛①			⑨			⑧	⑧	⑧					⑩	⑩	⑩			
1728	0802-0813	山梨①						⑧	⑧-⑩	⑧				⑧	⑧⑨	⑧				
1742	0828-0906	群馬④			⑥			⑧	⑧	⑧				⑧	⑧	⑧				
1780	0727?	群馬①					⑦	⑦	⑦											
1796	0707-0709	新潟①																		
1799	0918	山梨①																		
1802	0726-0729	大阪③							⑦-⑧											
1821	0831	山梨①														⑧	⑧			
1827	0716	静岡①																		
1828	0810-0811	山梨①														⑩⑪				
1866	0915	香川①																		
1867	0829-0927	山梨①																		
1868	0602	大阪①																		
記載年数	洪水痕跡形成年		0	1	3	1	1	1	4	5	3	0	0	3	7	4	0			
	1601年以降の全年		1	23	27	0	18	5	28	55	33	11	3	24	33	18	5			

長は長雨、雨は大雨、洪は洪水、風は暴風(台風)、干は干ばつを意味する。

いずれも丸数字の月に記載があったことを示す。

形成される」という仮説に反する。図 V-4 はこれらも含めた日本周辺の天候イベントである。1654 年は韓国でも 7~8 月に干ばつの記録がある(魚 1993: 137)。中国では、華北の東側で顕著な多雨年であった(中央気象局気象科学研究所

1981)。さらに、1654 年は顕著なラニーニャ現象が発生した年とされる(Gergis and Fowler 2009: 370)。第 III 章では、ラニーニャ年にはフィリピン東方において海面水温が高くなって上昇気流が強まり、上空を北流した空気が本州付近で下降し

表V-14 洪水痕跡形成年における中国東部の干ばつ/洪水指数

洪水痕跡形成年月 日		地域 省 地点数 洪水痕跡検出地	華北					華中					華南				
			河北	山東	河南	陝西 (北)	山西	江蘇	安徽	浙江	江西	陝西 (南)	湖北	湖南	福建	広東	広西
年	月日		7	5	5	3	4	3	5	6	5	2	4	5	4	4	5
1648	--	島根①	1.7	1.4	1.6	2.3	1.8	2.5	1.6	1.9	2.0	1.0	3.0	2.6	4.3	4.3	1.8
1654	0831	岡山②	1.1	2.6	1.6	3.0	2.5	4.0	3.2	2.7	3.0	3.0	2.7	3.0	3.8	4.3	3.0
1702	0721-0726	島根①	2.7	1.4	1.8	2.7	3.0	3.0	2.0	2.3	3.7	2.0	3.0	4.0	4.3	2.5	3.3
1712	0803	兵庫②, 熊本①	3.4	2.8	3.7	3.0	3.3	2.0	3.2	3.0	3.0	3.0	3.3	3.2			
1721	0906	愛媛①	3.7	4.8	4.8	5.0	4.8	4.0	3.4	4.8	3.4	4.5	3.3	3.3	4.0		4.3
1728	0802-0813	山梨①	3.1	2.6	2.4	2.0	1.8	2.7	3.0	2.9	3.8	2.0	2.8	3.0	3.7		3.7
1742	0828-0906	群馬④, 長野②	3.4	2.8	2.0	2.7	3.3	2.0	1.8	2.6	2.0	1.5	1.5	2.0	4.3	4.5	2.8
1780	0727?	群馬①	2.0	2.2	3.0	3.0	2.8	3.0	2.6	2.8	2.8	3.0	2.7	2.8	3.0		3.0
1796	0707-0709	新潟①	2.9	2.0	2.8	4.3	3.8	2.5	2.8	2.9	2.8	3.0	3.0	3.0	3.7		3.2
1799	0918	山梨①	2.6	1.8	2.3	3.0	3.3	2.3	3.0	2.4	3.0	3.0	3.0	3.0	2.3		2.8
1802	0726-0729	大阪③	3.6	4.0	3.3	2.0	4.5	3.5	4.4	3.4	4.4	2.0	3.0	4.4			3.2
1821	0831	山梨①	2.3	1.4	2.7	2.0	2.5	2.7	3.6	2.8	2.8	3.0	2.5	3.4	3.8		3.0
1827	0716	静岡①	3.9	3.2	2.7	3.0	3.8	3.5	3.2	3.1	3.2	2.0	2.0	3.0	3.7	4.0	3.3
1828	0810-0811	山梨①	3.1	1.8	2.3	4.0	3.0	2.3	2.8	2.6	2.6	2.0	3.0	4.4		1.7	3.0
1866	0915	香川①	3.6	2.2	2.8	2.7	2.8	2.3	1.2	3.0	3.6	3.0	2.3	3.2		2.7	3.4
1867	0829-0927	山梨①	3.9	2.4	3.2	3.0	4.8	3.3	2.4	2.7	2.8	1.0	2.0	2.8		3.5	3.4
1868	0602	大阪①, 山梨①	2.1	2.2	2.2	1.0	2.3	3.0	2.0	2.4	2.2	1.0	2.8	2.4			2.8
平均値の上限			3.3	2.9	3.0	3.3	3.6	3.2	3.1	3.1	3.3	2.8	2.9	3.4	4.0	4.1	3.4
平均値			2.9	2.4	2.7	2.9	3.1	2.9	2.7	2.8	3.0	2.4	2.7	3.1	3.7	3.4	3.1
平均値の下限			2.5	2.0	2.3	2.4	2.7	2.6	2.3	2.6	2.7	1.9	2.5	2.8	3.3	2.7	2.9
降水量の傾向			多					多					少				
n			17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	17	11	8	16

①中央気象局気象科学研究所(1981)より作成。

②平均値の上限・下限はいずれも危険率5%での平均値の上限値・下限値。

③降水量の傾向のうち「多」は危険率5%で平均値が3.0よりも小さく、「少」は3.0よりも大きいことを示す。空欄はどちらにも該当しない。

て北太平洋高気圧が北偏するというPJパターン(Nitta 1987)について説明した。一方で、北太平洋高気圧は海陸の温度差などから、8月後半から次第に弱くなる。1654年も北太平洋高気圧が季節的な要因から弱まるとともに、本州付近には北太平洋高気圧縁辺から暖湿気流や台風が北上し、これが洪水につながったと推測される。一方で、ラニーニャ現象が発生していたとされる点は、前述した1742年も同じである。こうした差異にはラニーニャ現象が発生していた季節、他の海域における海面水温、季節内振動、高緯度における大気循環なども関連していた可能性がある。

このほか、表V-13の『武江年表』を見てみると、干ばつは1821年2~7月、1867年7~9月に記載されている。2つの年はいずれも山梨県富士川町鰍沢河岸跡で洪水痕跡が検出された年である。同遺跡では18世紀末~20世紀初めで年代の判明しているものだけでも8回の洪水(1799年、

1821年、1828年、1867年、1868年、1882年、1907年、1910年)が確認されている。同遺跡は17世紀を初源とする、河岸に位置する米の流通施設である。したがって、河川の増水による影響を受けやすく、施設に関する文献史料も存在するため、気候学的に再現期間の短い少ない降雨でも浸水し、文献記載へとつながったとみられる。

以上、形成年・月が特定されている洪水痕跡を見てきた。1881年以降および1601~1880年を対象とした分析から、洪水痕跡形成年・月は近接地において多雨であることが多いことが分かった。これは、長期的な洪水痕跡について古気候学的な議論を行う上でも重要である。しかし、ここで注意したいのが、洪水痕跡の形成に前後して遺跡に台風が接近している点である。台風は大雨をもたらす大きな要素であることは言うまでもないが、洪水痕跡の年代決定が災害記録や文献史料を根拠にしている点にも留意する必要がある。台風は

表 V-15 洪水痕跡形成年における ENSO

洪水痕跡形成年月 年 月日	出典 洪水痕跡検出地 /季節(月)	① ② ③ ④				⑤	
		ペルー沖 (Niño.3海域) の海面水温				El Nino	La Nina
1648 --	島根①	0.07	-0.61		-1.45	M	W
1654 0831	岡山②	-0.32	-0.82	-0.22	-0.91		VS
1702 0721-0726	島根①	-0.07	0.15	0.36	0.45	M	
1712 0803	兵庫②, 熊本①	-0.04	0.27	0.25	0.36	W	
1721 0906	愛媛①	0.35	0.23	0.63	0.16	W	
1728 0802-0813	山梨①	-0.26	-0.91	-0.28	-0.12	S	
1742 0828-0906	群馬④, 長野②	-0.38	-0.25	0.05	-0.69		E
1780 0727?	群馬①	0.12	-0.01	-0.01	0.95		S
1796 0707-0709	新潟①	0.18	0.09	0.35	0.32		
1799 0918	山梨①	-0.01	0.34	0.15	0.72	S	
1802 0726-0729	大阪③	0.36	-0.25	-0.30	-0.74		VS
1821 0831	山梨①	-0.59	0.16	0.29	0.29		
1827 0716	静岡①	0.16	0.36	0.52	0.50		
1828 0810-0811	山梨①	0.16	0.39	0.34	0.63		
1866 0915	香川①	0.32	0.45	0.12	-0.54	VS	M
1867 0829-0927	山梨①	0.30	0.25	0.04	-0.06		S
1868 0602	大阪①, 山梨①	0.18	0.08	-0.11	0.23	VS	S
平均値 (危険率5%での上限)		0.17	0.20	0.27	0.32	—	—
平均値		0.03	0.00	0.14	0.01	—	—
平均値 (危険率5%での下限)		-0.10	-0.20	0.00	-0.31	—	—
n		17	17	16	17	8	8

①は Mann 2008, ②は D' Ariggo et al. 2005, ③は Mann et al. 2000, ④は Cook et al. 2008, ⑤は Gergis and Fowler 2009 による。

①～④は 1751～1800 年の平均値との差。②は前年 12～当年 2 月の値。

⑤は El Nino (エルニーニョ現象), La Nina (ラニーニャ現象) それぞれについて, 有無・程度を示したもの。

⑤について“E”は「極端な」, “VS”は「非常に顕著な」, “S”は「顕著な」, “M”は「弱い」という意味。

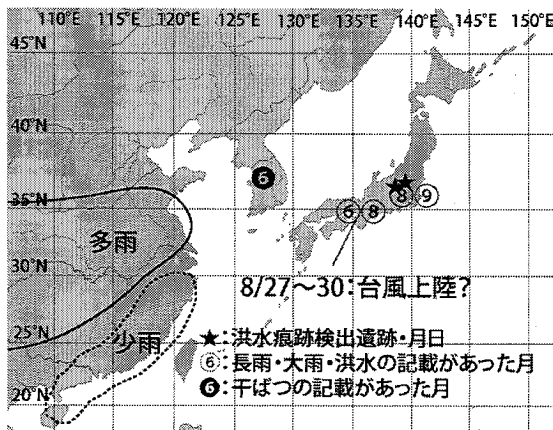


図 V-3 1742 年における天候イベント

- ①日本(遺跡を除く)のデータは各一次資料などによる。
- ②朝鮮半島のデータは魚(1993)による。
- ③中国のデータは中央気象局気象科学研究院(1981)による。

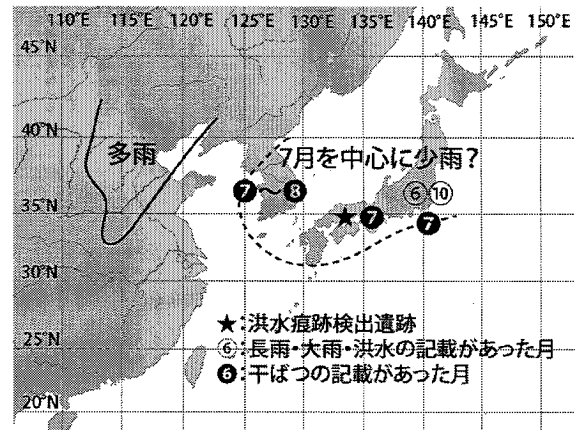
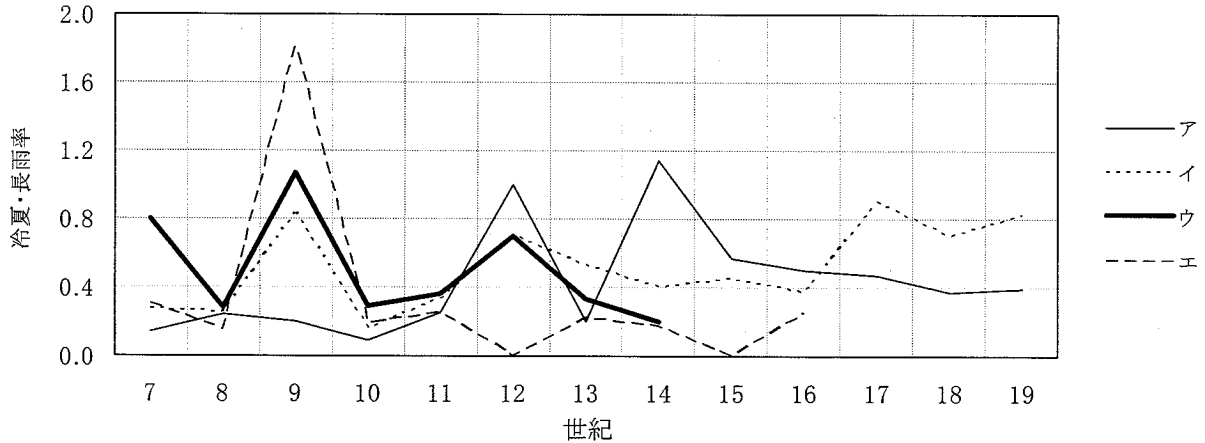


図 V-4 1654 年における天候イベント

- ①日本(遺跡を除く)のデータは各一次資料などによる。
- ②朝鮮半島のデータは魚(1993)による。
- ③中国のデータは中央気象局気象科学研究院(1981)による。

大雨のほか暴風や高潮など多様な災害を引き起こすことから, タ立に代表される局地的なイベントよりも文献史料に残りやすいと考えられる。これに関して, 台風以外を端緒とする大雨は, 幕府

や朝廷, 社会・経済全般の動静に力点を置いた官撰史料や歴史書に記載されることが個人の日記等よりも相対的に少なく, 発掘調査報告書作成段階で年代の決定に至らなかった洪水痕跡が結果



図V-5 近畿地方を中心とした日本の文献史料から得られた長雨・冷夏の比率

①は日下部 1977, イは Maejima and Tagami 1986, ウは『大日本史』, エは『本朝通鑑』をもとに作成。

②数値は長雨または冷夏の数を, 長雨・冷夏の数で割ったもので, 数値が大きいほど冷夏または長雨が多いことを示す。

表V-16 『大日本史』『本朝通鑑』に記載された災害数

書名 年代/項目	大日本史						本朝通鑑					
	① 長雨	② 大雨	③ 洪水	④ 干ばつ	⑤ ①/④	⑥ ①~④ の合計	① 長雨	② 大雨	③ 洪水	④ 干ばつ	⑤ ①/④	⑥ ①~④ の合計
601-700	4	2	6	5	0.80	17	3	3	6	10	0.30	22
701-800	5	7	4	18	0.28	34	2	7	4	13	0.15	26
801-900	15	29	20	14	1.07	78	29	32	20	16	1.81	97
901-1000	5	18	19	17	0.29	59	3	13	16	16	0.19	48
1001-1100	4	11	11	11	0.36	37	2	7	3	8	0.25	20
1101-1200	7	11	17	10	0.70	45	0	13	7	17	0.00	37
1201-1300	2	6	5	6	0.33	19	2	2	4	9	0.22	17
1301-1400	1	4	6	5	0.20	16	1	4	6	6	0.17	17
1401-1500	0	1	13	9	0.00	23	0	1	13	9	0.00	23
1501-1600	1	5	9	4	0.25	19	1	5	9	4	0.25	19
601-1400(計)	43	88	88	86	0.50	305	42	81	66	95	0.44	284
601-1400(率)	11%	28%	33%	28%	-	-	6%	28%	26%	40%	-	-

①対象は近畿地方中部の6~9月。

②太字はすべての年代の中でみて, 4項目との比率が最も高いことを示す。

として「近世の洪水砂」などとされる場合も多いと思われる。

また, 洪水痕跡について, 近接地域における史料からは整合性を見出すことができて, 中国東部や ENSO 等の広域的な変動と関連付けた議論にはさらなるデータの蓄積が必要である。さらに, 洪水痕跡の再現期間, 遺跡の存続期間や性格なども重要である。また, 文献史料には台風に重点が置かれる潜在的要素があり, 他の要因による降水

や中国東部の降水量変動, 長期的な変動を過小評価しかねない。次項ではこれらを踏まえ, 長期的な視点から議論を展開する。

第2節 洪水痕跡の長期変動とその背景

洪水痕跡は3~6世紀の東海~近畿地方, 9~10世紀の東北地方を中心とした地域に多い。7世紀以降については暖候期の降水量に関連した文献史料が近畿地方中部に存在し, 後者については先



図V-6 8~10世紀に形成されたとみられる洪水痕跡が検出された東北地方の遺跡

①点は本稿で集計対象とした洪水痕跡検出遺跡を示し、番号がついてあるものは8~10世紀に形成されたとみられるもの。

②番号は表V-17の遺跡に対応する。

行研究により降水量変動があったことが想定される。

第1項 近畿地方中部の文献史料からみた9~10世紀における洪水痕跡のピーク

①近畿地方中部の文献史料からみた9~10世紀の気候学的概要

図V-5は、ア：日下部（1977：2(第1表)）、イ：Maejima and Tagami（1986：162(Table.1)）、ウ：『大日本史』、エ：『本朝通鑑』から得られた、長雨・冷夏/干ばつ・暑夏比で、数値が高いほど長雨・冷夏が相対的に多いことを示す。例えば、y軸が2.0の時は長雨・冷夏の年数が暑夏・干ばつの年数の2倍、1.0の時は同じであることを意味する。アの日下部（1977）は近畿地方で年間を集計対象としたものである。イのMaejima and

Tagami（1986：164-165, 167）は全国で夏季を対象としたもので、16世紀以前については史料の制約から実態としては近畿地方中部を捉えたものであり、「暑夏」は干ばつ、「冷夏」は長雨や複数回な大雨・洪水の間接的解釈として導き出されている点から低温期に多雨であったと解釈される。ウ、エはそれぞれ『大日本史』の本紀、『本朝通鑑』から作成したもので、近畿地方中部の6~9月について、長雨が記載された年数を干ばつが記載された年の数で割ったものである。一方、表V-16は『大日本史』と『本朝通鑑』に記載された長雨、大雨、洪水、干ばつの記載があった年を100年ごとに合計したものである。記載数には第II章第2節で触れたような年代による差があり、13~16世紀は史料データが希薄といえる。9世紀後半

表V-17 8～10世紀に形成されたとみられる洪水痕跡が検出された東北地方の遺跡

No.	遺跡名	所在地	洪水痕跡の年代	遺跡の存続期間						遺跡の概要	出典		
				古墳	奈良	平前	平後	鎌倉	室町			江戸	
1	一里塚遺跡	宮城県大和町	9C～915年?	◎	◎	◎					7C後～9C中ごろの官衙・環濠集落跡。	宮城県教育委員会	1999
2	中野高柳遺跡	宮城県仙台市	10C中葉。			◎	◎	◎	◎	◎	平安時代中期以降の集落・屋敷跡。	宮城県教育委員会	2006
3	中野高柳遺跡	宮城県仙台市	10C中。			◎	◎	◎	◎	◎	平安時代中期以降の集落・屋敷跡。	宮城県教育委員会	2006
4	上代遺跡	宮城県古川市	9C中葉?	○	○			◎	◎		古墳時代～中世の複合遺跡。古代の遺物の年代は、8～10Cごろ。	宮城県教育委員会	1997
5	厨川谷地遺跡	秋田県美郷町	10C前葉。			◎					9C後～10C前の払田柵に関連した祭祀遺跡。	(財)秋田県埋蔵文化財センター	2005
6	払田柵跡第93次	秋田県大仙市	9C末～10C前。		◎	◎					8～10Cの城柵遺跡。	秋田県教育委員会・秋田県教育庁払田柵跡調査事務所	1993
7	荒川2遺跡	山形県米沢市	8C第2四半期。		◎	◎				◎	奈良～平安時代の集落跡、室町～安土・桃山時代の館跡。	(財)山形県埋蔵文化財センター	1997
8	荒川2遺跡	山形県米沢市	9C第3四半期。		◎	◎				◎	奈良～平安時代の集落跡、室町～安土・桃山時代の館跡。	(財)山形県埋蔵文化財センター	1997
9	一ノ坪遺跡	山形市	9C後。	○	◎	◎					縄文～平安時代の断続的な集落跡。8C後～9C前が主体。	(財)山形県埋蔵文化財センター	2000
10	漆山長表遺跡	山形市	9C後～10C前?	◎	◎	◎					古墳時代前期～10C前半の集落跡。調査区では8C後半が主体をなす。	(財)山形県埋蔵文化財センター	1998
11	庚壇遺跡	山形県南陽市	9C後。	◎	○	◎				◎	縄文～平安時代、近世の集落跡。古代には9C後ごろのST1堅穴住居跡のほかには生活痕跡ない。	(財)山形県埋蔵文化財センター	2007
12	上高田遺跡	山形県遊佐町	9C～10C?		○	○					8C後～10C後の祭祀遺跡?	(財)山形県埋蔵文化財センター	1998
13	木原遺跡	山形県遊佐町	9C後。			◎					9～10Cごろの集落跡。	山形県教育委員会	1993
14	三条遺跡	山形県寒河江市	9C末?	○	◎	◎				◎	縄文・奈良・平安時代・中世・近世の遺構と遺物、弥生・古墳時代の遺物が出土。	(財)山形県埋蔵文化財センター	2001
15	筋田遺跡	山形県遊佐町	9C後?		◎	◎					8～9Cの集落跡。主体は9C前半。	山形県教育委員会	1993
16	平野山古窯跡群	山形県寒河江市	9C後。		◎	◎					8～9Cの窯跡。	(財)山形県埋蔵文化財センター	1998
17	向河原遺跡	山形市	9C末～10C初。			◎					9C後～10C初の集落跡。古墳時代の溝跡も検出されている。	(財)山形県埋蔵文化財センター	2002
18	山田遺跡	山形県鶴岡市	8C中～9C中。	◎	◎	○					集落跡。出土土器の年代は6C後と8～9Cに大別され、後者が圧倒的多数。	(財)山形県埋蔵文化財センター	2001
19	荒田目条里制遺構・砂畑遺跡	福島県いわき市	10C後?	◎	◎	◎	◎	◎	◎	◎	古墳群と奈良時代～近世の集落跡・屋敷跡。	(財)いわき市教育文化事業団	2002
20	荒屋敷遺跡	福島県喜多方市	9C～10C前。			○	◎	◎			9～13Cごろの集落跡。10C後～11Cは顕著な遺構・遺物がなく、12C後に最盛期を迎える。	(財)福島県文化振興事業団	2003
21	白山D遺跡	福島県矢吹町	奈良。	◎	○	◎					古墳時代中期～平安時代の集落跡・水田跡。	(財)福島県文化振興事業団	1999

①遺跡の存続期間について、“○”は遺物のみ、“◎”は遺構が検出されたことを意味する。

②Cは世紀，“前”は前半，“中”は中葉を意味する。古代のうち平前は平安時代前半，平後は平安時代後半を意味する。

は各項目の記載数が多く、両者の典拠の一つである『日本三代実録』の詳細な記述を反映したものと見える。これらを総合すると、8世紀、10～11世紀は干ばつ・暑夏、9世紀と12世紀は長雨・冷夏が多く記載された期間と見える。文献史料をそのまま解釈するなら、近畿地方中部では8世紀に

少雨、9世紀後半に多雨、10世紀に少雨だったといえる。第三章第2節や本章第1節では近畿地方中部の降水量は東北地方を含む日本の広範囲で降水量と有意な相関関係にあり、第1節では近畿地方中部の降水日数が、近畿地方以外の地域を含む他地域の洪水痕跡形成年に多い傾向にあるこ

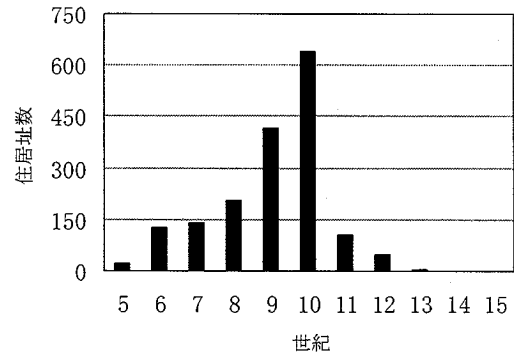
とが分かった。9世紀後半は洪水痕跡の増加か文献史料における長雨の増加が一致していることから洪水痕跡と文献史料が整合的、8世紀と10世紀は矛盾するという見方ができる。前項（谷岡2008a）ではこれに加え、気温の長期変動に伴って変化すると想定される北太平洋高気圧と降水量との相関関係を前提に、当該期における洪水痕跡の増加に対し、気候変動以外の二次的要因が作用したもので、文献史料、理化学的気候復元データとの矛盾が大きいとした。

②9～10世紀の洪水痕跡と史料との比較

図V-6と表V-17と8～10世紀に比定される洪水痕跡が検出された東北地方の遺跡である。表V-17から、洪水イベントのあった時期を前後する短期間にもみ存続していた遺跡も多い。これは第1節と同様で、洪水痕跡の経年変化には降水のほか、遺跡の存続期間等にも影響され、洪水の再現期間も考慮する必要がある。

a) 洪水痕跡を増加させたとみられる二次的要素

洪水痕跡が増加した要因として、遺跡の絶対数、とりわけ洪水を受けやすい沖積平野に位置するものが増加したことも考えられる。そうなると、洪水というリスクを受けやすい土地に遺跡が立地するようになった理由の説明も重要となる。坂井（2008: 182, 183）によると、9世紀中葉～後葉には、律令期の集落に代わって、水田を伴う新たな集落が沖積地を含む多様な場所に展開するとともに、このような集落の多くは継続期間が1世紀以下で、こうした変化に律令政権を中心とした政治的要素も関連している。さらに、文献史学の立場からの言及として、笹山（1992: 346）によると、8世紀末葉～9世紀初めは東北～関東地方周辺における「開発の時期」であった。福島県の阿武隈川流域では、7世紀に洪水の危険がある自然堤防に集落が進出した背景として、当時の律令政権の介入による強制的な移住策を挙げる意見がある（安田ほか2002: 204）。さらに、図V-7に示した山梨県内では遺跡数の集計などから、6世紀ごろから人口が増加し、9～10世紀に人口



図V-7 山梨県における住居址数の推移

保坂(1997: 34(第2表))から作成。

が極大になったとされ、中央政権の東方・北方拡大と並行して西から東への人口移動があったという見解がある（保坂1997: 43-44）。これらは中央政権を中心とした政治的要素が、洪水痕跡の増減に影響を与えることを示唆している。また、秋田県美郷町厨川谷地遺跡では、払田柵に土師器を供給する焼成窯を運用するために大量の薪炭が必要となり、森林伐採を伴う大規模な開発がなされた（五十嵐2003: 237）。秋田県払田柵跡周辺では9世紀第4四半期～10世紀第1四半期に起きた洪水の背景として河川の保水力の低下を招く森林伐採と開地の焼き払いがあったことが、洪水による堆積物に大量の炭化物が含まれていることなどから指摘されている（高橋・五十嵐2010）。

さらに、山形県南陽市庚壇遺跡では9世紀後半ごろに洪水が発生したことが判明しているが、縄文時代中期、弥生時代後期、古墳時代後期、奈良～平安時代初め、江戸時代に顕著な遺構・遺物が確認され（須賀井2007: 118-119）、とくにSG35川跡については「織機川の旧河道で、古墳時代以降幾度か洪水などの影響を受け、流路を西へと移動した」とされる（押切2007: 10）。要するに、庚壇遺跡では9世紀後半が特別ということではなく、洪水は短い間隔で半恒常的に発生していた。一方で、岩手県北上市金附遺跡では8世紀中葉に営まれ始めた集落が、9世紀に一旦断絶するが、

表V-18 『日本紀略』に記載された881～920年の長雨・大雨・洪水・干ばつ（その1）

No.	グレゴリオ暦		和暦		現象		筆者備考	該当箇所	
	年	月日	年号	年 日	項目	記載内容		巻	頁
1	881	07.17	元慶	5 06.14	長雨3	賑給。京師困乏者。依霖雨也。		前19	499
2	882	06.22	元慶	6 05.29	長雨3	賑給京師貧困病患之輩。也依霖雨也。		前19	503
3	883	05.11	元慶	7 03.27	大雨3・洪水3・暴風3	大風雨水。賑給西東飢民。	前年の台風によるものと解釈した。	前19	506
4	883	06.17	元慶	7 05.05	大雨1A	是日。大雨。		前19	507
5	883	07.04	元慶	7 05.22	干ばつ1A	遣使於松尾等七社奉幣而雩。以旱也。		前19	507
6	883	07.08	元慶	7 05.26	大雨1A	大雨。		前19	507
7	883	07.12-08.10	元慶	7 06	長雨1B	是月霖雨。		前19	508
8	883	08.23	元慶	7 07.13	大雨2A・洪水2A	遣使奉幣伊勢大神宮以下諸社。依佐異併雨水也。		前19	508
9	883	10.10	元慶	7 09.02	長雨2A	奉幣賀茂以下諸社。止雨也。		前19	508
10	883	10.09-11.07	元慶	7 09	長雨1B	是月。霖雨未止也。	長雨1Aとしても集計。	前19	508
11	883	11.07	元慶	7 09.30	長雨1A	是月。霖雨未止也。		前19	508
12	884	05.16	元慶	8 04.14	大雨1A・強風1A	大風雨。亥時。地震有声。		前20	513
13	885	07.04	仁和	1 05.14	長雨1A	霖雨不止。奉幣丹生河上神。折止雨也。告文曰云々。		前20	519
14	885	07.10	仁和	1 05.20	長雨3	賑給京城飢民。以霖雨也。	現況を指したものである可能性もある。	前20	519
15	885	08.01	仁和	1 07.13	干ばつ2A	遣使丹生川上雨師神奉幣黒馬。祈雨也。		前20	519
16	886	06.16-06.19	仁和	2 05.07-05.10	大雨1A・洪水1A	十日戊子。自去七日大雨。河水漲溢。人馬不通。	6月16日～6月19日すべてで大雨が降ったと解釈した。	前20	523
17	886	07.02	仁和	2 05.23	大雨1A	大雨。		前20	523
18	886	07.10-07.22	仁和	2 06.01-06.13	長雨1B	(6月13日)今月霖雨。京師飢困。開倉賑給。		前20	523
19	886	09.12	仁和	2 08.07	干ばつ2A	遣使於賀茂以下諸社。奉幣折止雨。告文云々。丹生。貴布禰二社。加奉白馬各一疋。		前20	525
20	886	10.08	仁和	2 09.04	大雨1A・雷1A	辰時雷雨。申時敍位。於建禮門前。以明日奉伊勢大神宮神宝使可進發也。于時雷電大雨。諸衛警陣於殿前。		前20	525
21	887	05.31-07.09	仁和	3 05-06.11	長雨1B	(6月11日)自去五月。霖雨未止。京師飢餓。開倉賑給。		前20	528
22	887	08.11	仁和	3 07.15	長雨1A	雨水。奉進白馬於丹生川上雨師神。折止霖雨也。		前20	529
23	887	09.15	仁和	3 08.20	洪水1A・暴風1A	大風。拔樹発屋。(中略)鴨河葛河洪水汎溢。人馬不通。		前20	529

①項目について、1/2は直接的/間接的記載、A/Bは月日/月のみが明記されている記載。第三章第2節、谷岡(2010)も参照。

②黒板・国史大系編修会編(1934)のもの。

10世紀初め以降は大規模な洪水痕跡がなく、その理由として築堤が挙げられ(金子 2006: 324)、堤防など対策の有無も洪水痕跡の変化に影響を及ぼすことを示唆している。

しかし、これらの二次的要素は洪水痕跡を増減させる間接的要素である反面、最後に洪水を引き起こすのは短時間強雨などの多雨イベントである。このことは第1節からも明らかである。また、仮に二次的要素で洪水痕跡の変動を説明するなら、文献史料と洪水痕跡は一致しないということを立証しなければならない。そこで、再度、文献史料と遺跡を検討して見る。

b) 9～10世紀における文献史料の再検討と洪水痕跡

一方で、谷岡(2008a)で比較対象とした、日下部(1977)やMaejima and Tagami(1986)では対象となる季節が異なる上、集成資料をもとにしたデータであり、年代間の史料の絶対量や違いが考慮されていない。具体的には、日本における官撰史書である「六国史」は887年までをカバーするが、これ以降は中央政権による史書の編纂が頓挫し、10世紀は全般的に史料が少なく、時系列的な均質性に欠ける。こうした点も踏まえ、谷岡(2010: 48, 54-55)は一次資料をベースに関連

表V-18 『日本紀略』に記載された881～920年の長雨・大雨・洪水・干ばつ（その2）

No.	グレゴリオ暦		和暦		現象		筆者備考	該当箇所		
	年	月日	年号	年 日	項目	記載内容		巻	頁	
24	888	08.15	仁和	4	07.01	長雨2A	奉幣丹生社。依止雨也。		前20	532
25	888	09.06	仁和	4	07.23	長雨2A	止雨奉幣。河上社。		前20	532
26	889	05.28-06.05	寛平	1	04.21-04.29	長雨1B・寒照1B	徒今月下旬霖雨不晴。	月別集計は5月と6月の双方として集計した。	前20	534
27	891	06.14-07.13	寛平	3	05	干ばつ1B	今月旱魃。		前20	538
28	891	07.15	寛平	3	06.02	干ばつ2A	下知綱所。於京畿諸寺令轉読経王。奉幣諸社祈雨。		前20	538
29	891	07.29	寛平	3	06.16	干ばつ2A	遣公卿于諸陵祈雨。		前20	538
30	891	07.31	寛平	3	06.18	干ばつ2A	於大極殿。延屈名僧。令轉読大般若経。又於神泉苑。以律師益信修請雨経。同日奉幣三社。		前20	538
31	891	08.08	寛平	3	06.26	干ばつ1A	左右獄囚十六人被放出。依旱災也。		前20	538
32	891	08.18	寛平	3	07.07		近日。宮城乾角山上。燎火連日。草木俱焚。(後略)	干ばつを原因とする可能性もある。	前20	538
33	892	07.22-08.16	寛平	4	06.21-07.16	干ばつ1B	(旧暦7月16日/グレゴリオ暦8月16日)祈雨師神社。徒去月下旬。甘澍不降之故。翌日雨降。可謂神明之感。		前20	539
34	892	09.12	寛平	4	08.14	干ばつ1A	奉幣諸社。依旱魃并恠異也。		前20	539
35	895	08.07	寛平	7	07.09	洪水3	依洪水奉幣三社。	すでに発生した「洪水」への対策と解釈した。	前20	543
36	896	06.27	寛平	8	05.09	洪水1A	洪水汎溢。農穀流損。		前20	544
37	896	10.05	寛平	8	08.21	長雨1A	依霖雨奉幣鴨下社。依御ト也。	長雨2Aに該当する可能性もある。	前20	545
38	897	09.21	寛平	9	08.17	干ばつ2A	祈雨。諸社奉幣。		後1	2
39	898	06.04	昌泰	1	05.08	干ばつ2A	祈雨奉幣十六社。		後1	3
40	898	06.11	昌泰	1	05.15	干ばつ2A	祈雨奉幣伊勢大神宮。		後1	3
41	898	07.29	昌泰	1	07.03	干ばつ2A	祈雨奉幣廿二社。		後1	3
42	899	07.30	昌泰	2	06.15	大雨1A・暴風1A	大風雨。折木発屋。	降水量は多くなかったと解釈できる。	後1	5
43	902	06.26	延喜	2	05.13	干ばつ2A	祈雨奉幣。		後1	7
44	902	06.30	延喜	2	05.17	干ばつ2A	祈雨山陵使。		後1	7
45	903	08.07	延喜	3	07.07	干ばつ2A	祈雨十社。		後1	8
46	903	08.08	延喜	3	07.08	干ばつ2A	御読経。依祈雨也。		後1	8
47	903	08.24	延喜	3	07.24	長雨2A	奉祈二社。依止雨也。		後1	8
48	903	10.02	延喜	3	09.04	長雨2A	依止雨。奉幣諸社。		後1	8
49	904	08.28	延喜	4	07.10	干ばつ1A	奉遣石清水使。依旱也。		後1	9
50	904	10.09	延喜	4	08.23	長雨2A	止雨奉幣。		後1	9
51	905	08.26	延喜	5	07.18	干ばつ1A	奉幣伊勢大神宮。依旱也。		後1	10
52	908	05.08-08.04	延喜	8	夏	干ばつ1C	(6月)是夏。旱。		後1	13
53	908	08.07	延喜	8	07.03	干ばつ2A	祈雨御読経。		後1	13
54	908	08.13	延喜	8	07.09	干ばつ2A	於諸国定額寺。令轉依祈雨也。又令左右職埋路辺骨。		後1	13
55	908	08.16	延喜	8	07.12	干ばつ2A	祈雨奉幣諸社。		後1	13
56	908	08.23	延喜	8	07.19	干ばつ2A	於神泉院修祈雨法。		後1	13
57	908	08.30	延喜	8	07.26	干ばつ2A	祈雨。発山陵使。		後1	13
58	909	06.14	延喜	9	05.19	洪水1A	洪水。		後1	13
59	909	07.04	延喜	9	06.09	長雨1A	依霖雨御ト。	長雨2Aに該当する可能性もある。	後1	13
60	909	07.07	延喜	9	06.12	長雨2A	止雨奉幣諸社。		後1	13
61	909	09.17	延喜	9	08.25	長雨2A	止雨奉幣。		後1	14

その1に準拠。ただし、頁数は黒板・国史大系編修会(1929)のもの。

語句を集計し、8世紀後半は梅雨明けが早まり、9世紀後半は6～7月における長雨が顕著であり、大雨や洪水については9～10世紀で明瞭な変化は認められないなどとする結果をまとめている。表V-18は『日本紀略』に記載された長雨・大雨・洪水・干ばつである。表では各項目を「長雨2A」

「干ばつ1B」などと記してある。こうした分類については第II章第2節で説明したが、再度簡潔に触れておくと、1/2は直接的/間接的記載を区分したもので、A/Bは時間的精度を示したものである。例えば、「干ばつ2A」は雨乞いなど、干ばつの発生を間接的に示す、月日が明記されている記載である。

表V-18 『日本紀略』に記載された881~920年の長雨・大雨・洪水・干ばつ(その3)

グレゴリオ暦 年	月日	和暦		現象		筆者備考	該当箇所		
		年号	年	日	項目		記載内容	巻	頁
62	910 06.07- 06.08	延喜	10	04.22- 04.23	大雨1A・暴 風1A	風雨猛烈。多損京中舍宅。及廿三日不休。	降水量は多くなかつ た可能性がある。	後1	14
63	910 07.15- 08.12	延喜	10	06	干ばつ1B	今月。炎旱。		後1	14
64	910 08.22	延喜	10	07.10	干ばつ1A	日来炎旱。詔諸国神社山川奉幣投牲。(後略)		後1	15
65	910 08.28	延喜	10	07.16	干ばつ2A	先是。三箇日。雨快降。人庶以■。雩於龍穴也。		後1	15
66	910 08.30	延喜	10	07.18	大雨1A・暴 風1A	風雨。発屋拔樹。梁柱摧折。	降水量は多くなかつ た可能性がある。	後1	15
67	910 10.19	延喜	10	09.09	干ばつ3	依諸国旱損。止重陽宴。		後1	15
68	911 07.04- 08.01	延喜	11	06	長雨1B・洪 水1B	今月。霖雨不休。京都洪水汎溢。中納言朝臣作 苦雨賦。		後1	15
69	912 05.04	延喜	12	04.10	干ばつ2A	祈雨奉幣使。		後1	16
70	912 07.23	延喜	12	06.02	干ばつ2A	祈雨奉幣諸社。		後1	16
71	914 07.15	延喜	14	06.15	洪水1A	洪水。		後1	18
72	915 08.08	延喜	15	06.20	干ばつ2A	於大極殿修臨時御読経。為攘疫禱祈雨也。		後1	19
73	915 08.12	延喜	15	06.24	干ばつ2A	於神泉苑限五箇日請阿闍梨觀覽等僧廿口。修請 雨。又陰陽寮各祀五龍。同為祈甘雨也。		後1	19
74	916 08.12	延喜	16	07.06	干ばつ2A	天陰。奉幣諸社。依祈雨也。十六社之外十一社。		後1	20
75	917 07.27- 02.18	延喜	17	07-12	干ばつ1C	七月以後。炎月連月。民庶飢渴。群盜滿于巷。	7~8月をB, 9~12 月をCとした。	後1	21
76	917 07.27- 09.23	延喜	17	07-08	干ばつ1B	七月以後。炎月連月。民庶飢渴。群盜滿于巷。	7~8月をB, 9~12 月をCとした。	後1	21
77	917 09.24- 02.08	延喜	17	09- 12.19	干ばつ1C	(延喜17年12月19日/918年2月8日)徒去九月。雨 沢不降。井泉枯竭。其最甚者。二条以北也。(後 略)		後1	21
78	917 09.24- 10.23	延喜	17	09	干ばつ1B	同上。	9月は干ばつ1Bとし ても集計。	後1	21
79	918 09.29	延喜	18	08.17	洪水1A	暁。淀河水所海岸流。人者共屋流死。獸者溺死。 其日。山崎端南端入水二間許。	高潮による洪水の 可能性もある。	後1	22
80	919 08.09	延喜	19	07.06	干ばつ1A	(旧暦7月7日/グレゴリオ暦8月10日)雨降。諸人喜 感。日来不雨之故也。		後1	23
81	920 08.22- 09.19	延喜	20	07	干ばつ1B	旱魃。		後1	23

(その2に準拠)

『日本紀略』の前半部は六国史の抄出であり、後半は貴族の日記や現存しない「新国史」などから作成されたとみられているが、不明な点が多い。表V-18のうち887年までは六国史と併行する期間であるが、これを888年以降と比べると一時的に記載数が減少していることがよく分かる。888年以降には「六国史」のような官撰史書がなく、一貫性のある議論が難しい。10世紀前半に関する数少ない史料の一つとして、藤原忠平が書いた日記の抄録である『貞信公記抄』⁶⁾を挙げることができるが、欠落期間が複数存在する。そのため、10世紀の気候を『日本紀略』という単一の史料によってのみ復元することは妥当ではない。もちろん、複数の史料を利用しても、問題が完全に解決されるわけではないが、事実に近い結果が導かれる可能性は上昇すると考える。そこで、10世紀前

半を対象に、『扶桑略記』や『大日本史』など関連する史料を再整理した。その結果、各史料とも干ばつが多く記載され、長雨などは少ないことが判明した。この結果は、図V-5・表V-16と矛盾しない。表V-19には集計項目のうち、最も数が多い干ばつの旬ごとの合計年数を示した。表V-19には同年同旬に同項目が複数回記載される場合も1回として集計した。表V-19によると、10世紀前半は7~8月を中心に干ばつが多く記載されていることが分かった。既往の成果などから、近畿地方中部では9世紀後半は梅雨期に多雨、8世紀後半や10世紀前半は全般的に少雨だったとみられる。また、9世紀後半は『日本三代実録』の詳細な記載が反映されたためか、気象災害記述が極端に多い特異な年代となっている。このほか、9~10世紀に関する理化学的な成果として、福沢

表 V-19 901~950 年の近畿地方中部における干ばつの史料・旬別記載数

項目	月・旬/史料	5月			6月			7月			8月			9月			10月		
		上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下
1A	日本紀略	0	0	0	0	0	1	0	1	1	2	0	4	0	0	0	0	0	0
	扶桑略記	0	0	0	0	0	1	0	1	2	1	3	3	0	0	1	0	0	0
	貞信公記抄	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0
	大日本史	0	0	0	0	0	0	0	1	3	0	2	2	0	0	0	0	1	0
	本朝通鑑	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1B	日本紀略	0	0	0	1	1	2	2	3	4	3	2	2	2	2	1	1	1	1
	扶桑略記	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0
	貞信公記抄	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	大日本史	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	1	1	1	1
	本朝通鑑	1	1	1	1	1	4	5	6	6	5	5	5	4	3	1	1	1	1
2A	日本紀略	1	0	0	0	2	4	0	1	3	3	5	4	0	0	0	0	0	0
	扶桑略記	0	0	1	1	2	0	0	3	3	4	2	1	2	1	0	0	0	0
	貞信公記抄	0	0	1	0	2	3	2	2	7	3	1	2	1	0	0	0	0	0
	大日本史	0	0	0	1	3	4	1	3	6	8	5	5	2	1	1	0	0	0
	本朝通鑑	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2B	本朝通鑑	0	0	1	1	3	3	2	2	2	7	8	7	5	1	1	1	1	1

『日本紀略』は950年を欠く。『貞信公記抄』は915~917年, 933~937年, 940~944年を欠く。

各項目の区分は表V-18, 第II章第2節, 谷岡(2010)を参照。

ほか(1995)は9世紀が高温・湿潤だったとしている。秋田県男鹿半島先端の二ノ目瀧・三ノ目瀧において湖底堆積物を調査した Yamada et al. (2010: 131)によると, 900~1000年に形成されたとみられる堆積物は硫黄が少ない上に粗く, 低温または乾燥していたとされる。しかし, ともに日本海側での調査であり, 降水量を中心に冬季の気候を反映している可能性もあるため, 現時点で近畿地方の史料との関連について言及することは避けた。

9世紀後半は「六国史」において6~7月に長雨が多く記載された(谷岡 2010)。たしかに, 洪水痕跡が多い地域は甲信地方以北であり, 気候学的にもあるいは第1節からも8~9月におけるイベントを反映したものであることも想定される。ここで重要なのは, 9世紀後半は7月下旬~8月に干ばつが多く記載されている点である。7月中旬まで顕著だった梅雨前線が7月下旬に突如消滅するとは考えにくく, 前線が北太平洋高気圧の北上に伴って北上したとみられる。これにより, 8月は東北地方に降雨帯が形成された可能性が高く, これが洪水をもたらしたと考えられる。さらに, 「長雨」は一過性の大雨ではなく, 降水日数を反

映したものであるという前提に立つなら, 第1節における, 月単位に限ると近畿地方の降水日数が大雨日数よりも統計的に有意な形で, 他の地域における洪水痕跡形成年に多いという点は, 9世紀後半における一連のプロセスを支持する。

しかし, 文献史料には9月における記載が6~8月よりも相対的に少なく(谷岡 2010: 49-52(表6・7)), 長雨・干ばつの記載数が必ずしも暖候期全体の降水量を正確に反映しているとまではいえない。具体的に説明すると, 9世紀後半に多いのは「長雨」であり, 大雨や洪水は9世紀と10世紀で大差がない(谷岡 2010: 48(表5))。これは降水日数の増減と短時間強雨の増減が観測時代と同様にイコールではないことも意味し, 10世紀における洪水痕跡の増加は文献史料と整合的といえる。しかし, 「長雨」「大雨」「洪水」を厳格に区分して議論するには史料の質・量から困難である。さらに, 1901年以降について大雨日数は, 近畿地方と東北地方にはこれに関して有意な正の相関関係はなく, 近畿地方の史料のみで結論を下すことはできない。さらに, 当時稲作を中心とした農業に大きく依存した社会であることを考えると, 文献史料には田植期である6月に干ば

つ、収穫期である9月に大雨や暴風が多く記載されるという潜在的要素があり、暖候期全体を通じた分析には限界がある。さらに、考古遺跡で触れたような気候以外の二次的要素が反映されている可能性もある。河角(2003)によると、8世紀～9世紀初めの平城京は現在とは異なる微地形を有し、洪水の影響を受けにくい一方、集水域が狭小で干ばつの被害を受けやすかった。これに対し、8～10世紀の平安京では、河岸段丘が未発達で、洪水の影響を受けやすかった上(河角 2004: 18)、都城の拡大に伴う河川上流域での過剰伐採も洪水を誘発した(戸口 1996)。こうした都城の立地条件の変化は、実際の被害や災害頻度だけでなく、史料編者に降水への意識的変化をもたらし、多雨を想起させるような記載を増加させたことも考えられる。また、年代は異なるが、磯貝(2002: 282)は15～16世紀ごろについて、「一見気候の冷涼化と相反するかの如き旱魃による凶作が多くみられるのは、この面からも理解しなくてはならない。このことは、水田裏作拡大という人為的要因が一見自然要因によるかの如き「旱魃」問題の基本要因となっている場合が少なくないことを意味す

る」と述べ、「過剰裏作」が文献史料における干ばつ記載を増加させたと指摘している。史料の量に着目すると、9～10世紀は相対的にやや多いが、11～16世紀は少なく推移し、17世紀以降に急増し、地域別では近畿地方に多い(例えば、日下部 1977: 3)。

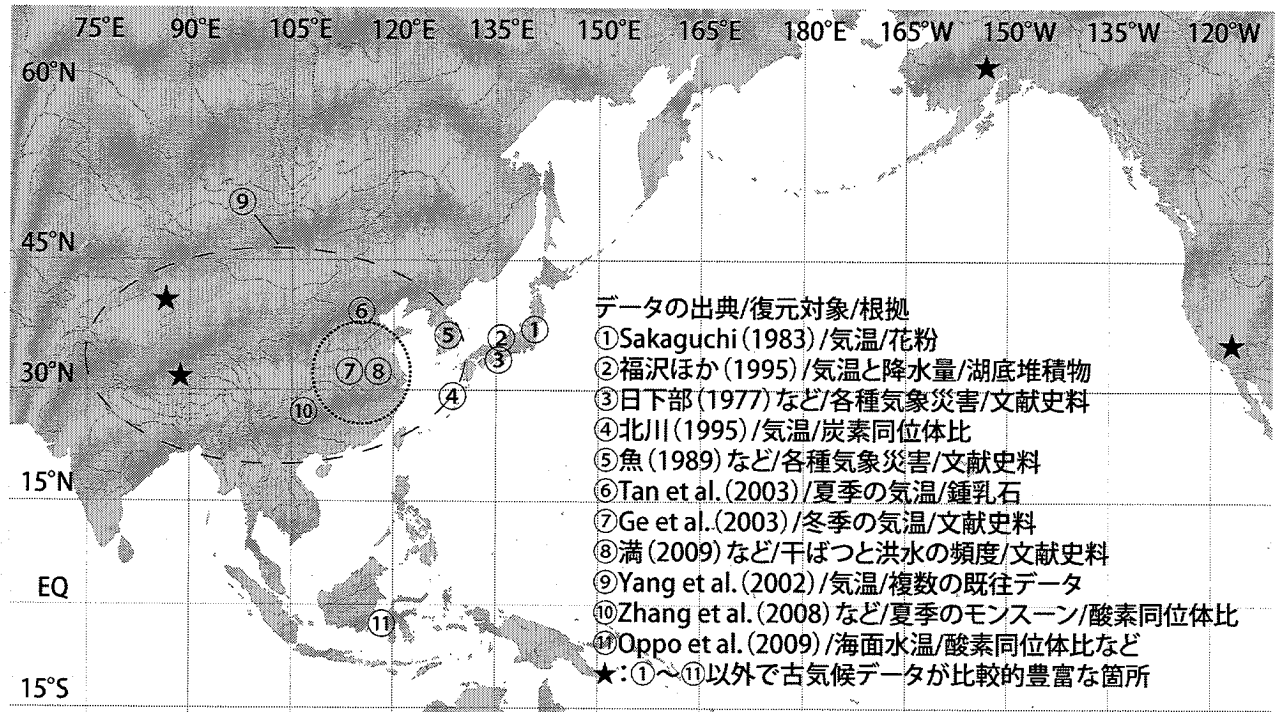
1601年以降で形成年が判明している洪水痕跡を見てみると、洪水痕跡は九州地方を除き9月に形成されることが多い上、東北地方は太平洋側を中心に9月に最も降水量が多くなる。要するに、東北地方の洪水痕跡について、近畿地方中部の文献史料のみから結論を下すこと自体に無理がある。これに加え、長期的な洪水痕跡の変動と気候変動の関連を議論するには広範囲のデータによる、スケールの大きな大気循環の把握が必要となる。

第2項 広範囲の古気候データからみた9～10世紀の洪水痕跡のピーク

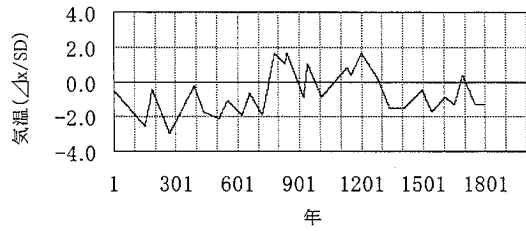
①日本周辺の古気候データを中心としてみた9～10世紀

a) 気温変動を主とした古気候データの概要

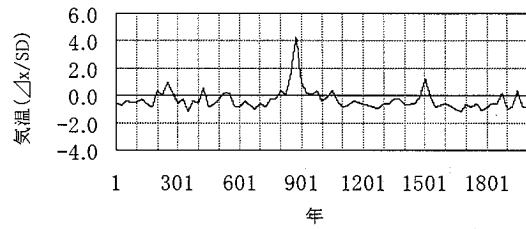
図V-8は9～10世紀について、気候復元値が



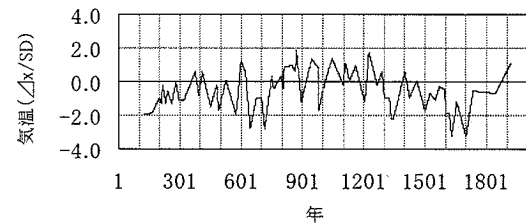
図V-8 9～10世紀における主な古気候データ



a) 群馬県尾瀬



b) 福井県水月湖



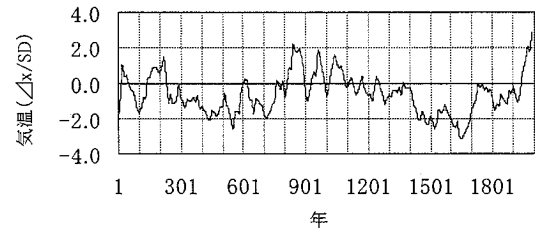
c) 鹿児島県屋久島

図V-9 紀元後1年以降の日本における気温復元値

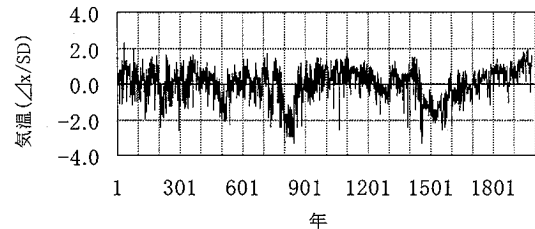
- a) Sakaguchi(1983)による。
- b) 福沢ほか(1995)による。
- c) 北川(1995)による。

数値はいずれも601~1200年を基準とした規格化偏差値。

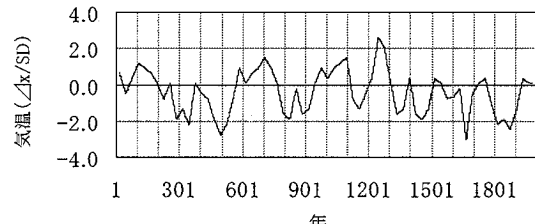
得られる地点・領域を示したものである。9~10世紀ごろは日本を含む世界各地で高温だったとされ (Sakaguchi 1983; Yang et al. 2002; Bao et al. 2003: 2343; Moberg et al. 2005), ヨーロッパではバイキングの活動と温暖化との関連を指摘する見方が従来からある (Monin and Shisko 1982: 298; 吉野 1995a: 104-108)。宮原 (2010) によると, 8~9世紀における気温の上昇には太陽活動が関連していた。図V-9・10には日本と近接する中国における気温復元データを示した。このうち, 図V-9の細部を見ると, 日本では8世



a) 中国全域



b) 北京市 (夏季)



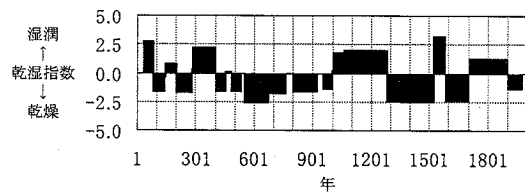
c) 華北・華中 (寒候期)

図V-10 紀元後1年以降の中国における気温復元値

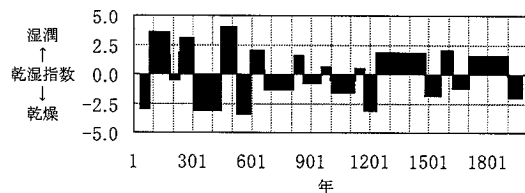
- a) Yang et al. (2002)による。
- b) Tan et al. (2003)による。5~8月の平均値。
- c) Ge et al. (2003)による。前年10~当年4月の平均値

数値はNCDC: Paleoclimatology Programに掲載されているものを利用。いずれも601~1200年を基準とした規格化偏差値。

紀初めまでは低温, 8世紀中葉~9世紀前半は高温だったが, 9世紀後半~10世紀初めに気温が低かったとされる (Sakaguchi 1983; 北川 1995)。両者は植物を媒体としたもので, 相対的に暖候期の天候が強く反映されている可能性がある。また, 図V-10b)の北京市では9世紀前半に5~8月の気温がかなり低くなったとする成果がある (Tan et al. 2003)。華北・華中を中心とした中国東部では8世紀後半~10世紀前半は寒候期(10~4月)



a) 華北



b) 華中

図V-11 文献史料から復元された華北・華中の乾湿変動

満 2009 より作成。

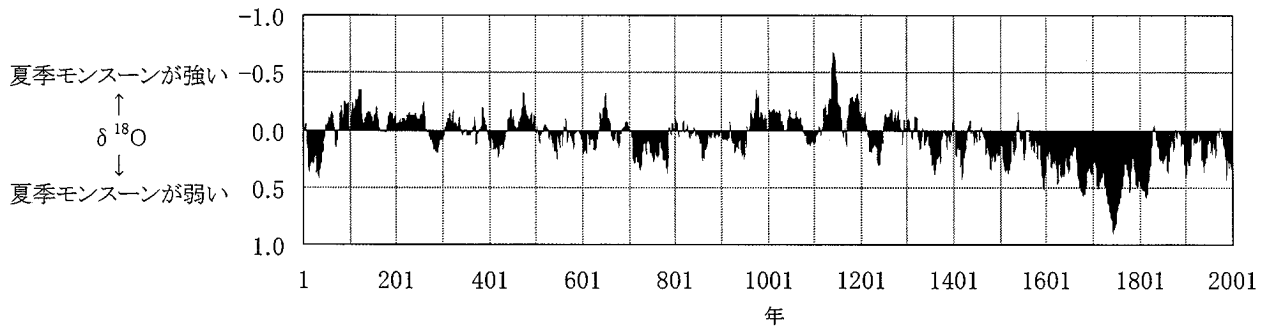
の気温が低かったとされる (Ge et al. 2003: 939 (Figure 3))。一般に、気温変動は北太平洋高気圧の勢力と比例するため、9世紀後半～10世紀初めは北太平洋高気圧が相対的に弱く、必然的に北太平洋高気圧の北縁に位置する梅雨前線や秋雨前線にも何らかの変動が生じていたと想定される。そのため、近接する中国東部における降水量変動も重要な比較対象となる。第III章第2節では華中の東部と近畿地方の降水量との間に6～7月を中心に有意な正の相関関係があることを示したが、第1節では洪水痕跡形成年について中国東部の降水量との有機的な関係を見出すことはできなかった。日本の洪水痕跡・文献史料、中国東部の降水量変動を長期的にみた場合はどうなのであろうか。

b) 降水量変動を主としたデータ

図V-11は、満 (2009: 324-326) による、黄河中・下流周辺を中心とした華北と、淮河から長江下流にかけてを中心とした華中の乾湿変動データである。9～10世紀を中心に見てみると、華北では比較的少雨、華中では9世紀前半に多雨、9世紀後半～10世紀前半は少雨だったとされるが、

双方とも他の年代ほど顕著な差にはなっていない。これに先行する他の成果を見てみると、華北では史料が少なく見解も分かれている (Gong and Hameed 1991; Qian et al. 2003; Zheng et al. 2006)。Huang et al. (2007: 2255 (Table 1))。これに対し、華中について、満 (2009: 324-325) は長江と淮河の間の「江淮」地域について、30～1970年の中に10の湿潤期と11の干ばつ期を設定し、660～810年を干ばつ期、810～860年を湿潤期、860～950年を干ばつ期、950～1000年を湿潤期としている。Gong and Hameed (1991: 279) は700年ごろと1000年ごろが湿潤だったと指摘している。Zheng et al. (2006: 587 (Table 1)) によると、ア) 淮河周辺では560～650年代と880～970年代が湿潤だった。各成果の見解は対象領域がやや異なるが、淮河－長江間の共通点として、7～8世紀は多雨、9世紀は少雨、10世紀後半は多雨というサイクルがある。黄河・長江周辺についてはQing et al. (2003) が950年以降の各年におけるデータを提示しているが、Zheng et al. (2006) などと大きく矛盾するものではない。

9～10世紀ごろの中国は内乱期に当たり、史料に制約があるため、他の手法による研究も重要となる。 $\delta^{18}\text{O}$ から夏季のアジアモンスーンを復元した成果は華中～華南の内陸部に複数存在する。図V-12はこれらのうち距離が互いに近い3例 (Cosford et al. 2008; Hu et al. 2008; Zhang et al. 2008) を平均したものである。Zhang et al. (2008) によると夏季のアジアモンスーンは950～1340年ごろに強く、Hu et al. (2008) によると9世紀後半～10世紀前半に弱かった。一方、Cosford et al. (2008) のデータは8世紀にモンスーンの極小があったことを示唆している。図V-11にはデータ間で相違があるが、中国東部における夏季のアジアモンスーンは10世紀後半～12世紀に強かったのに対し、8世紀に弱かったことが看取できる。また、Wang et al. (2009: 365) は秦嶺 (チンリン) 山脈で実施した炭素量や花粉分析の結果から、250～440年ごろに高温・湿潤のピ



図V-12 酸素同位体比から推定された夏季モンスーンの強弱

① $\delta^{18}\text{O}$ は Cosford et al. 2008, Hu et al. 2008, Zhang et al. 2008 を平均したもの。数値は 601~1200 年の平均値との差。

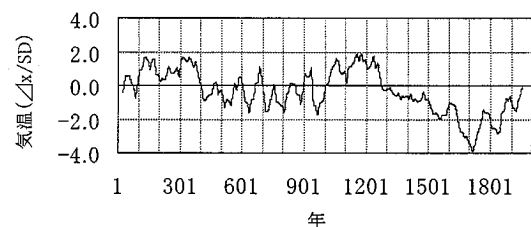
②数値は NCDC: Paleoclimatology Program に掲載されているものを利用。

ークがあり、440~1287 年ごろも現在より高温・湿潤だったとしている。Yi et al. (2006: 19-21) は長江河口付近において実施した過去 1600 年間を対象とした花粉分析から、長江河口部では 385~910 年を低温・乾燥期、910~1085 年を高温・湿潤期とし、900 年ごろに乾燥から湿潤へと状況が変化したと指摘している。夏のモンスーンが強い年は華北・華南で多雨、華中で高温・少雨となる傾向がある(郭ほか 2003: 573-574)。 $\delta^{18}\text{O}$ などの理化学的データと文献史料の双方から想定される降水量は一致しない部分も多いが、両者が一致する部分から、華北の内陸部における $\delta^{18}\text{O}$ が大きく、史料から湿潤期とされた 7 世紀に少雨だった可能性が高い。華中では $\delta^{18}\text{O}$ が小さく、史料から湿潤期とされた 8 世紀に多雨だった可能性が高い。また、9 世紀後半~10 世紀前半ごろは沿岸部を中心とした文献史料から少雨、内陸の理化学的データからは間接的に多雨だったことが窺える。これについては、沿岸部と内陸部で降水量変動に差があったことも考えられるが、日本に近い沿岸部のデータを重視するなら、少雨であったとする見解を重視したい。

c) 東アジアの降水量と関連する熱帯の海域を中心としたデータ

一方、東アジアの降水量変動と密接に関連する低緯度、とりわけ ENSO については、近年新たな

成果が提示されているが、見解は分かれている。Mann et al. (2009: 1258) は 1000 年前ごろにラニーニャ現象が頻発していたと指摘している。Longton et al. (2008: 795, 797) によると、エルニーニョ現象は 800 年ごろに多かったが、950~1200 年ごろは少なかった。また、図V-13 に示した、インドネシア近海では $\delta^{18}\text{O}$ や塩分が海面水温の低下や降水量の増加に伴って減少することなどから⁷⁾、400~950 年ごろは 7~9 月における海面水温が低く、1000~1200 年ごろは過去 2000 年間で最も高かったとされる (Oppo et al. 2009)。また、アメリカ南西部のシエラネバダ山脈では、750 年ごろからラニーニャ現象の増加に伴って降雪量が減少し、夏季に火災が多発したと



図V-13 西太平洋赤道域における海面水温

①Oppo et al. (2009) による。

②数値は 601~1200 年を基準とした規格化偏差値。

③数値は NCDC: Paleoclimatology Program に掲載されているものを利用。

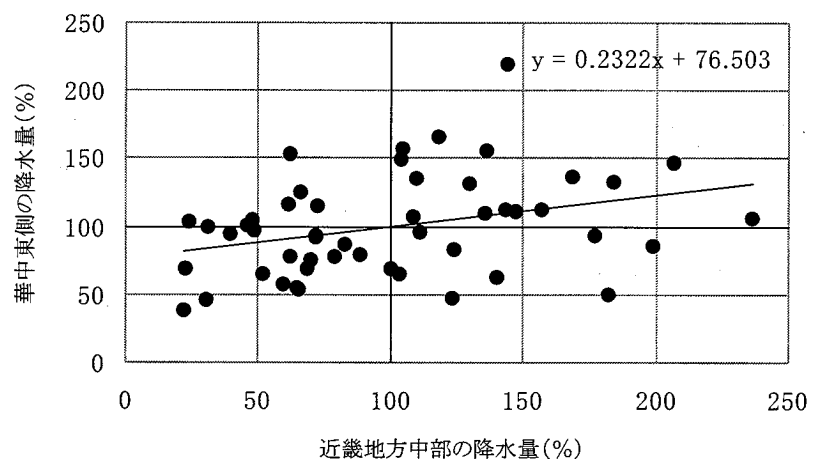
される (Hallet and Anderson 2010: 188)。しかし、熱帯における直接的な調査を重視するなら、インドネシア付近の海面水温はエルニーニョ現象の発生に伴って相対的に低くなるため、Longton et al. (2008), Oppo et al. (2009) から9世紀ごろはエルニーニョ現象, 10世紀後半～12世紀ごろはラニーニャ現象の発生頻度が高かった可能性がある。

②日本周辺の古気候データと9～10世紀に形成された洪水痕跡の総合的比較

a) 近畿地方中部と中国東部を中心とした周辺データの再検討

第Ⅲ章第2節では、近畿地方と華中の降水量との間には有意な正の相関関係があると述べた。しかし、9～10世紀の状況はこれに反する。文献史料に問題があることはすでに述べたが、現時点で史料が古気候をまったく反映していないとするのは短絡的な考え方である。『日本三代実録』における長雨の記載は6～7月に顕著であり、他の年代に比べ突出している。近畿地方中部と華中の相関が7月に最も明瞭になることを考えると、これまでの論述も含めて再検討が必要となる。これまでの議論からこれには具体的に2つの事柄が関与しているとみられる。第1は近畿地方と華中の文献史料を中心とした古気候データに問題があること、第2は第Ⅲ章第2節で述べた「近畿地方中部と華中の降水量が正の相関関係を有する」という前提条件である。第1の点についてはこれまで再三述べてきた通りで、華中の史料は質・量とも完璧ではない。ここで重要なのは第2の点である。そこで、1951～2000年のデータをもう一度見てみる。図V-14は、近畿地

方中部6地点の降水量と華中の東側(江蘇省, 安徽省, 上海市, 浙江省)における各年の降水量を、両者の相関が明瞭な7月について示したものである。図V-14は両者に正の相関があることを示す一方で、双方の降水量平均比(%)が大きく異なる年もあることを示している。図V-14で第2象限にある年(近畿で少雨, 華中で多雨)は7つ、第4象限(近畿で多雨, 華中で少雨)にある年は8つある。また、1951～2000年のうち、近畿地方中部で降水量が多かった方、少なかった方から数えて16位以内に入った年のうち、華中の東側で降水量がそれぞれ少なかった方、多かった方から数えて16位以内に入った年は1953年, 1967年, 1996年, 1998年の4年あった。換言すると、平均値と比較して、降水量が双方で極端に異なる年は8%の確率で出現していたことになる。また、近畿地方中部について降水量ではなく降水日数を変数とした場合は1971年, 1996年, 1998年が同様の年となる。これら極端な傾向を示した5年について、500hPa高度などの大気循環場や太平洋赤道域の海面水温などを調べたが、イベント数が少ないこともあって、一貫した傾向をつかむことはできなかった。例えば、近畿地方で少雨, 華中で多雨となった1996年と1998年を見ると、とも



図V-14 1951～2000年の7月における近畿地方中部と華中(東側)の降水量

気象庁・中国気象局のデータより作成。

にフィリピン東方の Niño. West 海域における海面水温が高いことでは一致する。しかし、1996 年はチベット高気圧が弱いことに加え、500hPa 高度が北極付近で正偏差、中緯度で負偏差となる「寒気放出型」の循環を呈し、北海道や関東地方では降水量が多かった。これに対し、1998 年はチベット高気圧が強い一方、オホーツク海高気圧の発達も顕著で、北日本では気温が低く、西日本で気温が高い「北冷西暑」が特徴的であった。また、近畿地方で多雨、華中で少雨となった 1953 年と 1971 年について、前者はエルニーニョ年であるが、後者はラニーニャ年である。

さらに、第Ⅲ章第 2 節はあくまで 1951～2000 年という歴史時代の中でもごく最近の短い期間を対象とした分析であることも議論を深める上で制約となる。降水量の変化を見ると、日本では 1920～1940 年代の夏季に少雨、1950～1970 年代は多雨であった（気象庁 2005: 155, 157(図 2.1.12)）。近畿地方中部の 6～9 月の降水量は 1900 年代と 1950～1970 年代に多く、1930～1940 年代と 1990 年代以降に少ない。一方、華中では、1900 年代後半、1940 年代後半～1950 年代半ば、1990 年代に多雨、1890 年代～1900 年代前半と 1960～1970 年に少雨で、1910～1930 年代は東側で少雨、西側で多雨だった（Qian and Zhu 2001: 433, 438-449, 442; Jiang et al. 2009: 26）。華北では 1920～1940 年代と 1980～1990 年代に高温・少雨となった（Qian and Zhu 2001: 433）。これらから、ア) 近畿地方・華中は 1900 年代後半と 1950 年代前半にともに多雨、1940 年代前半は少雨であるのに対し、イ) 1900 年代前半と 1960～1970 年代は近畿地方で多雨、華中で少雨、1990 年代はその逆のパターンを示し、両者の差が大きかった年代といえる。また、長江中流域の梅雨については、1901～1919 に長くて多雨、1920～1940 年に短くて少雨、1941～1956 年に長くて多雨だったとされ、これらは近畿地方中部の 6～7 月における降水量変動とほぼ一致するが、1968～2000 年には梅雨入り・梅雨明けが遅く多雨だったとされる点は近畿

地方中部と異なる（魏・張 2004: 319-320）。さらに、郭（1983）や郭ほか（2003）によると、夏季の南からのモンスーンは 1950 年代～1960 年代前半に強かった。このように、19 世紀末以降の観測時代においても、近畿地方と華中の降水量変動に数年・数十年という多様な規模で相違が存在し、これには ENSO や太平洋十年規模振動（PDO: Pacific Decadal Oscillation）（例えば、Trenberth and Hurrell 1994）、北極付近の気温とも関連した温帯低気圧やジェット気流などの傾圧不安定波の強弱（Fu et al. 1999; Polyakov et al. 2003）、北太平洋高気圧を中心とした大気循環（Misumi 1994: 116-119）などに要因が求められるが、現時点では分からない。これに加え、1930～1940 年代について、中国を中心に観測データの欠落が多いことも、降水量やこれに関連した大気循環や長期的変動に関する精度の高い分析を困難にしている。

これらを踏まえた上で、洪水痕跡の増加が最も顕著な 9 世紀を見てみる。尾瀬では 780 年ごろと 840 年ごろに高温のピークがあったとされるが（Sakaguchi 1983）、逆に北京市では 9 世紀前半に 5～8 月における低温が顕著だったとする成果がある（Tan et al. 2003）。これは、ハドレー循環の強化による北太平洋高気圧とその北縁の前線帯の北上に伴い、華北における日照時間が少なくなり、気温が低くなったためとも解釈できる。第Ⅲ章第 2 節第 1 項では 1953～2000 年について、クラスター分析により地域別の降水量を 3 つの類型に分けた。このうち、「B 型」としたものは、北日本や華北で多雨、華中の東側でやや少雨となり、800 年ごろを画期とすると想定される東北地方における洪水痕跡の増加と対比できる。9～10 世紀は華北における文献史料が乏しく、降水量がほとんど分からないが、9 世紀前半は北太平洋高気圧が強く、近畿地方中部を含む本州付近は 7～8 月を中心に少雨・多照・高温だった可能性が高い。9 世紀前半は『日本紀略』によると、長雨が増加するものの、干ばつも 8 世紀に引き続いて多く（谷

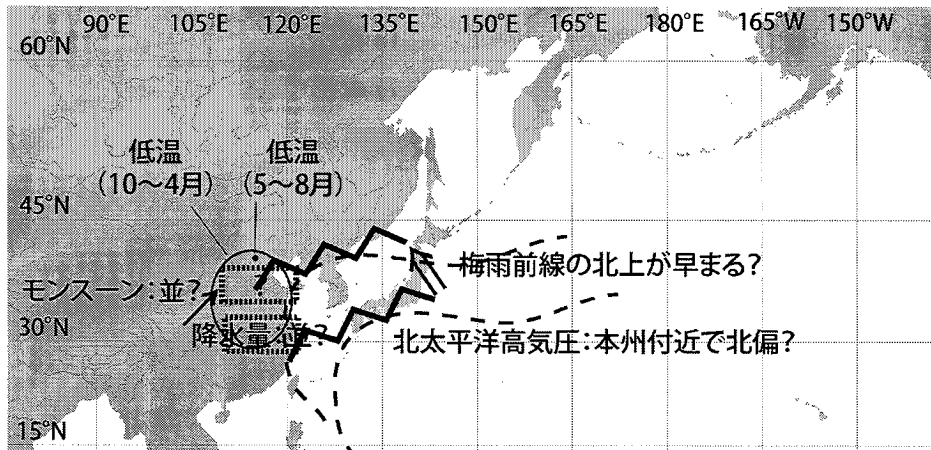
岡 2010: 48(表 5)), 集水地であり洪水の被害を受けやすい平安京への遷都は、文献史料に大雨や長雨の記載を増やす要素として無視できない。その後、9 世紀後半には日本で一時的な気温の低下があったとされるが (Sakaguchi 1983; 北川 1995), 北京市では気温が上昇したとされる (Tan et al. 2003)。9 世紀後半は北太平洋高気圧の後退に連動して前線帯が南下し、華北で日照時間が多くなったと解釈したい。一方、第Ⅲ章第 2 節のクラスター分析では「B 型」として本州付近で多雨、華北で少雨となるパターンがあることも示したが、このパターンでは華中에서도多雨となる。しかし、9 世紀後半は前述したように近畿地方中部で梅雨が顕著とされるのに対し (谷岡 2010), 華中の長江以南では少雨とする見解が多い (Gong and Hameed 1991; Zheng et al. 2006; 満 2009)。9 世紀についてはオホーツク海高気圧が強く、「北冷西暑」となる年が多かったとする意見もある (山川 2002: 162)。オホーツク海高気圧の強化は日本における気温の低下だけでなく、近畿地方と華中における差異をも説明できるが、北日本における古気候データが十分でない現状では断定することはできない。他方、エルニーニョ現象が多く発生していたとするなら、熱帯の対流活発域が東偏するのに伴って北太平洋高気圧も東偏する。現時点ではオホーツク海高気圧、ENSO が互いにどのように関連していたのかを明示することはできない。しかし、9 世紀後半は北太平洋高気圧の本州付近への北上が相対的に遅かった可能性が高く、これにより日本付近には南から暖湿気流が入りやすくなり、降水量が多くなったり日照時間が少なくなったりしたとみられる。他方、近畿地方中部における長雨の増加は 6~7 月にのみ顕著であり、7 月下旬~8 月については干ばつが記載されている。これには灌漑設備の欠落に伴う慢性的・二次的な要素も関連している可能性があるが、長雨の記載が相対的に減少することを考慮すると、7 月後半~8 月は北太平洋高気圧に覆われることが多かったとみられる。一方、東北地方

を中心とした地域では北太平洋高気圧に覆われる頻度が少なく、7~9 月には日本の南東海上から西日本を中心に一定の勢力を保持していた北太平洋高気圧の縁辺から暖湿気流が入ることも多かったとみられる。

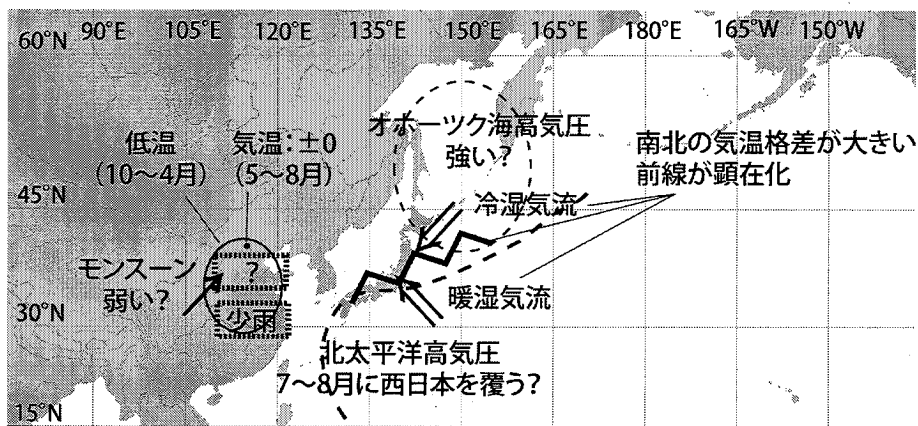
これに対し、8 世紀後半と 10 世紀は 7~8 月において干ばつが多く、長雨はほとんど記載されていない。8 世紀後半はエルニーニョ現象が比較的多かった可能性があるが、10 世紀は太平洋赤道域の海面水温に大きな変化があった可能性がある。8 世紀後半は太平洋赤道域の海面水温だけを見ると 9 世紀と似た状況であるが、中緯度における状況は異なる。具体的には、日本で 9 世紀のように顕著な気温の低下を示すデータはなく、9 世紀に比べてオホーツク海高気圧の発現頻度が低かったなど、北からの寒気の流入に関連した中緯度における循環場の違いが想定される。一方、10 世紀はインドネシア付近の海面水温が高かったとされることから (Oppo et al. 2009), ここで上昇した空気が日本付近で下降して北太平洋高気圧を強化するケースもあったとみられる。ただし、10 世紀後半は近畿地方において干ばつの記載数が相対的に減少し、華中에서도多雨とする見解が多い (Gong and Hameed 1991; Yi et al. 2006; 満 2009)。これらから、8 世紀後半と 10 世紀前半は日本付近が北太平洋高気圧に覆われる頻度が高く、7~8 月を中心に少雨・多照・高温だった可能性が高い。その後、10 世紀後半になると近畿地方から華中にかけて前線が停滞する頻度が上昇したとみられる。

b) 日本周辺のデータから総合的に解釈した 9~10 世紀の気候と洪水痕跡

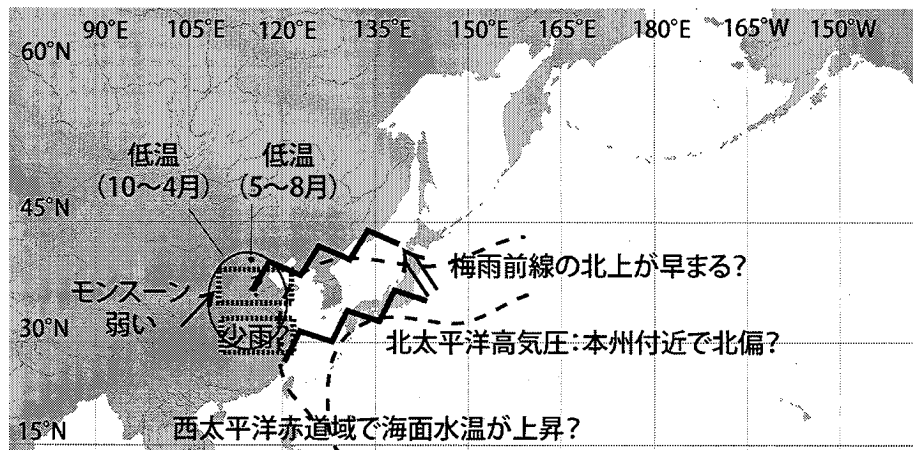
これまでのデータや議論をまとめると、図 V-15 のようになる。8 世紀後半~9 世紀前半は北太平洋高気圧が本州付近を覆う頻度が高く、7~8 月は近畿地方中部を中心とした地域で少雨・多照・高温となることが多かった。9 世紀後半~10 世紀初めには、オホーツク海高気圧の強化やエルニーニョ現象の増加等に伴い、北太平洋高気圧北縁の



a) 9世紀前半ごろ



b) 9世紀後半ごろ



c) 10世紀前半ごろ

図V-15 9世紀前半～10世紀前半における天候・気圧配置模式図

本文の既往データを総合して作成。

前線が本州付近に停滞する頻度が高くなった。ただし、長雨の記載が多いのは9世紀後半の中でも850～860年代と880年代であるから、何らかの十年規模の変動も関連している可能性もある（谷岡

2010）。10世紀前半には再び北太平洋高気圧が本州付近を覆うことが多くなったと推定される。このことから、9世紀後半における多雨化は洪水痕跡が多く形成される一因であるといえる。一方、

洪水痕跡の増加は8世紀後半～9世紀前半に始まり、10世紀になっても多い状態が継続する。その原因は第1項で述べたように遺跡の絶対数が増えたことであろう。気候変動以外の二次的要素として関東・甲信地方以北では8世紀に集落が沖積低地にも立地するようになり、山林伐採などにより河川周辺の保水力も低下した。これらにより、東北地方では集落が洪水に見舞われる頻度が飛躍的に高まり、洪水痕跡として後世に残されることとなった。つまり、9～10世紀における洪水痕跡のピークは多雨化と、気候変動以外の二次的要素の相乗効果によりもたらされたと考えられる。

小結

本章では、日本の降水量に関するデータと洪水痕跡とを比較し、中国東部における降水量変動との関連や、洪水痕跡がもたらされた当時の気圧配置を検討した。洪水痕跡のうち、17世紀以降について形成年月日が文献史料から特定できるものがある。19世紀末以降については測器による観測データを用い、17～19世紀については集成資料と一次資料を含む文献史料とを比較した。その結果、

洪水痕跡形成年は近接地において降水量が多かった年にあたり、16世紀以前の文献気象史料が多い近畿地方中部の降水量も月単位など時間的スケールを小さくすると、洪水痕跡の形成と矛盾がないことが分かったが、中国東部の降水量などとは明確な傾向を見出すことができなかった。次に、長期的な傾向として、9～10世紀の東北地方における洪水痕跡のピークを、近畿地方中部の文献史料と比較した。近畿地方中部では9世紀後半の6～7月に長雨が多く記載され、この点は洪水痕跡の増加と一致する。しかし、史料には質・量とも制約があり、長期的・広域的な大気循環の把握も必要となる。そこで、気温変動や中国東部における降水量データも用い、当時の気圧配置を推定した。その結果、9世紀後半については、広域的な気圧配置の変化が洪水痕跡の増加に関与した可能性を指摘できた。一方で、洪水痕跡の増加が、8世紀後半～9世紀前半に始まっていることを考慮すると、洪水痕跡の増加には気圧配置とともに、沖積低地における集落の増加や山林の過剰伐採など、気候変動以外の二次的要素が関与していることが示唆された。

第VI章 発展

考古遺跡の洪水痕跡と古気候、とくに文献史料から得られた長雨と干ばつの比率との関係について、第V章では二次的要因も無視できないことが判明した一方で、双方に整合的な部分があることも示すことができた。しかし、近畿地方中部の文献史料には量的な制約がある。6世紀以前の日本については、降水量を復元したデータは少なく、福沢ほか(1995)に限定されるといっても過言ではない。一方、洪水痕跡のピークは2~6世紀にも認められる。換言すると、6世紀以前の日本の降水量はこれまでほとんど分からなかったが、考古資料はこれを解明する有力な物証となる可能性を持っている。また、第V章では1ヶ月や1年、長くて100年という時間スケールで議論してきた。一方、考古資料は本来、数十年~数百年といった長い時間スケールでの議論を前提としたもので、これこそが文献史料や気象観測データにない長所でもある。洪水は短時間強雨に起因する部分が大きく、短時間強雨は気温の上昇に伴って増加するとされる。洪水痕跡を短時間強雨の痕跡とするなら、地球規模での長期的な気温変動によっても増減しているはずである。本章ではこれらについて議論してみたい。

第1節 2~6世紀における洪水痕跡

第1項 古気候データからみた2~6世紀

2~6世紀について、Sakaguchi(1983: 5, 9)は240~732年ごろを「古墳寒冷期」とし、270年ごろ、510年ごろ、720年ごろに低温のピークがあった一方で、390年ごろに高温のピークがあったとも指摘している。一方で、北川(1995: 50-52)によると3世紀~5世紀初めは低温が顕著ではない。また、Yang et al.(2002)は240~800年を中国全域における低温期としているが、中国東部における寒候期(10~4月)の気温は200年ごろに一旦下降するが、400年ごろに一旦上昇し、480~520年代と570~590年代に低温が顕著となった

(Ge et al. 2003: 939(Figure 3))。北京市における5~8月の気温は3世紀初めと5世紀末葉~6世紀初めに著しく低く(Tan et al. 2003)、季節間での差も考慮する必要がある。また、距離的にやや遠くなるが、チベット高原では、1~3世紀を高温、4~6世紀を低温とする見解(Bao et al. 2003: 2339(Fig. 5), 2341)がある一方で、青海省ツーラン周辺(北緯37度・東経98度)の年輪幅から得られた気温には明瞭な低温期は認められない(Liu et al. 2009: 355(Figure 5))。北極周辺では、450~700年ごろに寒冷化が進み、900~1050年ごろの温暖期と対比されるが(Kaufman et al. 2009: 1238)、アラスカではSakaguchi(1983)とほぼ同様に4~7世紀における低温を示すデータもある(Hu et al. 2001: 10554(Fig. 3))。アメリカ南西部のコロラド高原南部では、5世紀後半に最高気温が大きく低下し、6世紀にはかなり低くなったとされる(Salzer and Kipmueller 2005: 473(Figure 4))。他方で、太陽の活発度が地球の気温に比例するという前提

表VI-1 朝鮮半島における文献気象記録

項目	①	②	③	④	⑤	⑥	⑦	⑧	①~③・⑥の合計/⑧
世紀	大雨	大水	洪水	旱	大旱	祈晴	祈雨	総計	
1	0	4	0	6	4	0	0	14	29%
2	1	5	0	7	3	0	0	16	38%
3	2	2	0	6	10	0	1	21	19%
4	1	1	0	9	3	0	0	14	14%
5	1	7	2	8	6	0	0	24	42%
6	0	2	2	5	5	0	0	14	29%
7	0	2	1	4	4	0	1	12	25%
8	1	2	0	10	2	0	2	17	18%
9	0	4	0	5	3	0	1	13	31%
10	0	3	0	3	0	0	0	6	50%
11	23	5	5	38	2	10	75	158	27%
12	55	4	5	23	3	4	128	222	31%
13	14	5	0	38	4	0	36	97	20%
14	62	12	3	51	8	3	86	225	36%
15	172	13	12	31	15	12	145	400	52%
16	49	15	19	63	17	6	38	207	43%
17	51	85	33	60	31	20	120	400	47%
18	20	44	51	62	9	16	120	322	41%
19	10	119	156	4	0	1	165	455	63%
計	462	334	289	433	129	72	918	2637	44%

魚(1989)より作成。

表VI-2 『三国史記』(本紀)に記載された2~4世紀の干ばつ

No.	グレゴリオ暦		韓国・朝鮮暦(中国暦)		記載内容	該当箇所		
	年	月日	年号	年 月		卷	頁	頁
1	108	01.30-07.24	太祖大王	56 春-夏	春。大旱。至夏。赤地。民饑。王發使賑恤。	高	15	321下
2	108	01.30-07.24	己婁王	32 春-夏	春夏。旱。年饑民相食。	百	23	460上
3	111	06.23-09.19	婆娑尼師今	32 05-07	自五月至秋七月。不雨。	新	1	37下
4	134	02.11-08.06	祇摩尼師今	23 春-夏	春夏旱。	新	1	38上
5	145	02.09-08.04	逸聖尼師今	12 春-夏	春夏旱。南地甚甚。民飢。移其粟賑給之。	新	1	38下
6	150	05.13-08.09	逸聖尼師今	17 04-06	自夏四月不雨。至秋七月。乃雨。	新	1	38下
7	174	03.20-04.18	阿達羅尼師	21 02	旱。并泉渴。	新	2	53下
8	196	02.16-06.12	奈解尼師今	1 01-04	是年。自正月至四月不雨。及王即位之日大雨。百姓歡慶。	新	2	54上
9	196	04.15-05.13	伐休尼師今	13 03	旱。	新	2	54上
10	201	04.21-05.19	奈解尼師今	6 03	大旱。録内外繫囚。原輕罪。	新	2	54上
11	208	07.31-10.26	肖古王	43 秋	蝗。旱。穀不順成。盜賊多起。王撫安之。	百	23	461上
12	210	02.12-08.07	奈解尼師今	15 春-夏	春夏旱。發使録郡邑獄囚。除二死余悉原之。	新	2	54下
13	226	02.15-08.10	奈解尼師今	31 春-06	春不雨。至秋七月乃雨。民飢。發倉廩賑給。	新	2	54下
14	227	05.04-06.01	仇首王	14 04	大旱。王祈東明廟。乃雨。	百	24	472上
15	239	02.21-06.18	古尔王	6 01-04	春正月。不雨。至夏五月乃雨。	百	24	472上
16	246	05.03-07.30	古尔王	13 夏	大旱。無麥。	百	24	472上
17	248	02.12-08.06	古尔王	15 春-夏	春夏。旱。冬。民饑。發倉賑恤。又復一年租調。	百	24	472下
18	253	06.14-09.09	沾解尼師今	7 05-07	自五月至秋七月不雨。禱祀祖廟及名山。乃雨。(後略)	新	2	55下
19	257	02.01-03.02	古尔王	24 01	大旱。樹木皆枯。	百	24	472下
20	259	08.06-09.03	沾解尼師今	13 07	旱蝗。年荒多盜。	新	2	56上
21	268	02.01-07.26	味鄒尼師今	7 春-夏	春夏不雨。会群臣於南堂。親問政刑得失。又遣使五人。巡問百姓苦患。	新	2	56上
22	272	07.13-08.10	西川王	3 06	大旱。	高	17	354下
23	280	05.16-06.14	味鄒尼師今	19 04	旱。録囚。	新	2	56下
24	286	04.11-05.10	儒禮尼師今	3 03	旱。	新	2	56下
25	292	07.31-08.29	儒禮尼師今	9 07	旱蝗。	新	2	57上
26	300	03.08-08.31	烽上王	9 02-07	自二月至秋七月不雨。年饑民相食。	高	17	355上
27	302	02.15-08.10	其臨尼師今	5 春-夏	春夏旱。	新	2	57下
28	313	08.09-09.07	訖解尼師今	4 07	旱蝗。民飢。發使救恤之。	新	2	57下
29	314	03.04-04.01	訖解尼師今	5 02	重修宮闕。不雨乃止。	新	2	57下
30	316	02.11-05.08	比流王	13 春	旱。	百	24	473下
31	317	01.30-07.25	訖解尼師今	8 春-夏	春夏旱。	新	2	57下
32	318	03.20-04.17	訖解尼師今	9 02	下令。向以旱災。(後略)	新	2	57下
33	331	01.26-08.20	比流王	28 春-06	春夏。大旱。草木枯。江水竭。至秋七月乃雨。年饑。人相食。	百	24	473下
34	331	08.21-09.18	比流王	28 07	同上。	百	24	473下
35	373	02.10-08.05	奈勿尼師今	17 春-夏	春夏大旱。年荒。民飢多流亡。發使開倉廩賑之。	新	3	72下
36	378	-	小獸林王	8 -	旱。民饑相食。	高	18	372上
37	381	02.11-08.07	奈勿尼師今	26 春-夏	春夏大旱。年荒民飢。(後略)	新	3	72下
38	382	02.01-07.27	近仇首王	8 春-06	春。不雨至六月。民饑。(後略)	百	24	474下
39	388	05.23-06.21	故国壤王	5 04	大旱。	高	18	372上

①該当箇所のうち、新は「新羅本紀」、百は「百濟本紀」、高は「高句麗本紀」の略。

②頁は金(1997)のもの。

に立つなら、低温とされる5~6世紀にも、15~19世紀ごろの小氷期のような太陽活動の低下があったはずであるが、2~6世紀で太陽活動には大きな変化がなかったとされる(Solanki et al. 2004)。このように、世界的に見ると、この期間における「低温」は15~19世紀ごろの小氷期に比べて不明瞭で見解が分かれている(Jones and Mann 2004: 28; Moberg et al. 2005; Mann et al. 2008: 13255-13256)。日本を中心にするると寒冷といえるのは5世紀後半以降である。

次に、華北・華中の状況を見てみる。図V-11に戻るが、華北では2~5世紀の史料が少なく、見解も分かれている。華中について、Gong and Hameed (1991: 279)は270年ごろ、450年ごろ、700年ごろがとくに湿潤だったと指摘している。Zheng et al. (2006: 587(Table 1))によると、淮河周辺では560~650年代が湿潤だった。満(2009: 324-325)は長江と淮河の間の「江淮」地域について、80~180年を湿潤期、180~230年を乾燥期、230~300年を湿潤期、300~440年を

乾燥期, 440~520 年を湿潤期, 520~590 年を乾燥期, 590~660 年を湿潤期としている。淮河—長江間の共通点として, 200 年ごろを除く 2~3 世紀は多雨, 4 世紀は少雨, 5 世紀後半は多雨, 6 世紀は少雨, 7 世紀は多雨だったようである。さらに, 図 V-12 から, 中国東部における夏季のモンスーンは 1 世紀後半~3 世紀前半と 5 世紀後半に強く, 6 世紀~7 世紀初めに弱かったとされ (Cosford et al. 2008; Hu et al. 2008; Zhang et al. 2008), モンスーンと降水量の関係から (郭ほか 2003: 573-574), 1 世紀後半~3 世紀前半と 5 世紀後半は華北で多雨/華中で少雨, 6 世紀~7 世紀初めは華北で少雨/華中で多雨という見方ができる。これは文献史料と全く逆の結果で, 現時点でその理由は分からない。ただし, 日本との相関が相対的に明瞭な黄海~東シナ海沿岸のデータを重視するにしても, 華中のデータを鵜呑みにできないことは第 V 章からも自明であり, 史料が制約されるという点からも過信すべきではない。

そこで, 他の地域を見てみる。日本における数少ない研究成果として, 中塚ほか (2009) はヒノキの $\delta^{18}\text{O}$ が夏季の降水量と負の相関関係にあることを利用して, 2 世紀後半ごろに長周期の大きな変動があったとしているが, $\delta^{18}\text{O}$ は相対湿度とも相関があるため, もう少しデータの蓄積と議論を待ちたい。この地域では福沢ほか (1995) や Ma et al. (2009) などの成果があるが, 空間的精度やデータの密度は十分とはいえない。一方, 朝鮮半島では, 表 VI-1 のように文献史料の記載が増加するのは 11 世紀以降であるが, 3 世紀と 8 世紀に干ばつが多い (魚 1989)。その根拠となっているのが高麗主導で 1145 年に完成した官撰史書である『三国史記』である。『三国史記』には朝鮮三国時代~新羅の歴史書で, 「新羅本紀」「百濟本紀」「高句麗本紀」などからなり, 表 VI-2 に示したように 3 世紀の干ばつは 7~8 月に最も多い。また, 『三国史記』における降雹や霜と干ばつの相対的比率から, 夏季について, 2 世紀後半~3 世紀前半を低温, 4 世紀を高温, 5 世紀後半~

6 世紀前半を低温だったとするものもある (山本 1980: 45)。ベトナム北部のホン川下流では, 紀元前 150~紀元後 410 年が低温・多雨, 410~1330 年が高温だったことが, AMS 年代と花粉分析を用いた調査から示されている (Li et al. 2006: 25-26)。太平洋赤道域について, Longton et al. (2008: 795, 797) はインドネシア近海 (北緯 1 度・東経 127.5 度) の海底コアから採取した $\delta^{15}\text{N}$ から, 250 年ごろからエルニーニョ現象が増加に転じ, 450 年ごろには特に多かったと指摘している。エルニーニョ現象が起きると, 熱帯を中心に海面水温が全般的に高くなる。エルニーニョ現象は, 一般的に地球温暖化に伴って増加するとされていることから, 太平洋赤道域をベースとした議論は 2~6 世紀に大きな不確実性を投げかけている。Oppo et al. (2009: 1114) によると, 西太平洋赤道域の海面水温は 400~950 年ごろに低かった。

各データを総合すると, 3 世紀中葉ごろと 5 世紀中葉ごろに何らかの大きな循環場の変化があったように思われる。前者は Sakaguchi (1983) や Yang et al. (2002) が寒冷化を指摘している年代で, Longton et al. (2008) はエルニーニョ現象の増加が始まったと指摘している。後者は, 北川 (1995), Ge et al. (2003: 939 (Figure 3)) が寒冷化を指摘している年代で, 比較的広範囲で気温が低下したと見られる。

それでは 3 世紀中葉ごろと 5 世紀中葉ごろの違いは何を意味するのであろうか。これを解明する手がかりになる事例が比較的データの整った小氷期や 20 世紀にある。村田・吉野 (1988: 650, 652)

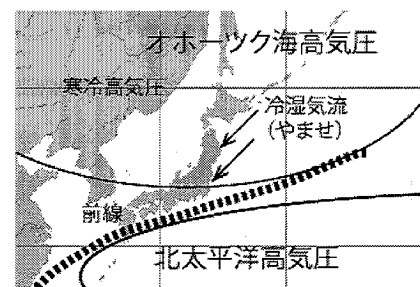
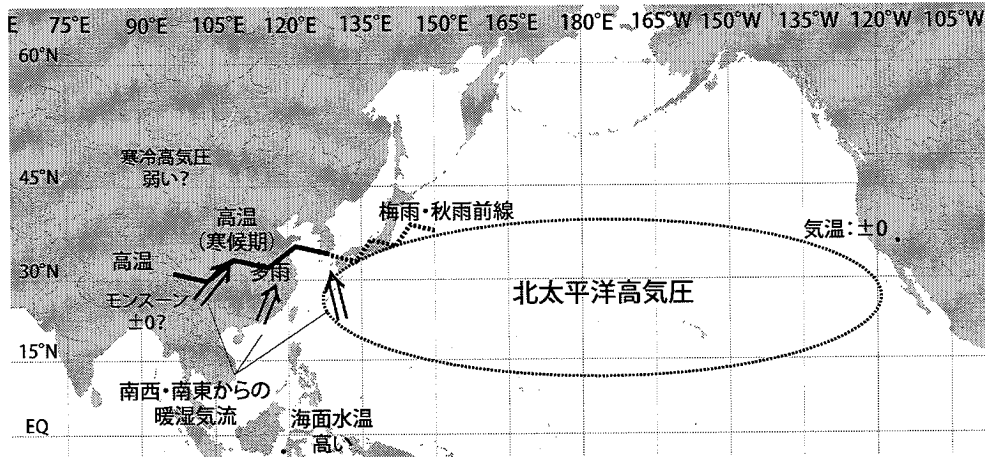
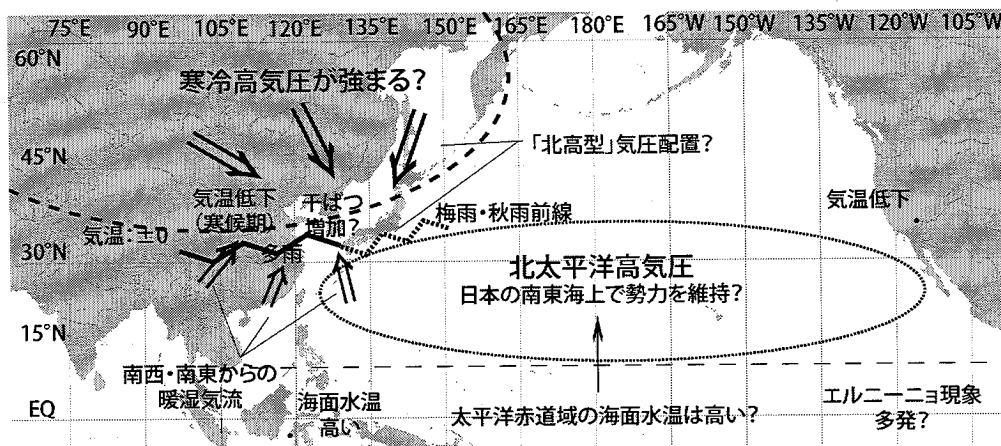


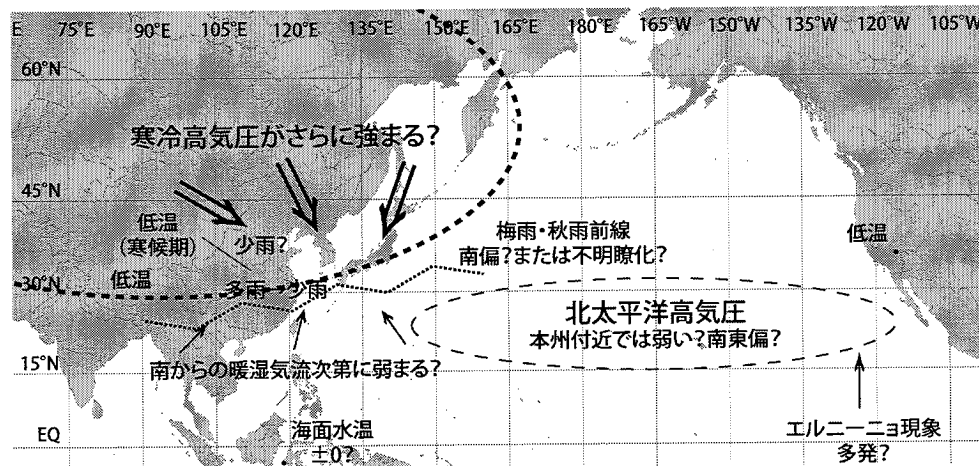
図 VI-1 「北高型」の気圧配置



a) 2世紀



b) 3世紀半ば～後半



c) 5世紀後半～6世紀

図VI-2 2～6世紀における天候と気圧配置

によると、日記をベースに復元された1714年以降の小氷期における梅雨期間の降水量は、関東地方で現代よりも多いのに対し、近畿地方では1760～1820年に少ない期間があると指摘している。さ

らに、天気図から読み取った気圧配置を分類した結果として、山川(1989: 842, 850)は1906～1920年の「寒冷期」には梅雨期を含めて「北高型」の気圧配置が多く出現したと述べている。「北高型」

とは図VI-1に示したように、オホーツク海から日本海、華北にオホーツク海高気圧を含む寒冷高気圧、本州の南に低気圧や前線がある気圧配置のことで、盛夏期に典型的な「南高北低」型とは逆のパターンである。寺尾ほか(1991: 101)は6月について関東地方では「北高型」の気圧配置が卓越すると多雨になる傾向があると述べ、その特異性を指摘している。これらは、長期的にみた低温期に「北高型」気圧配置を経由して関東地方が多雨となりやすいことを示唆するとともに、気温変動とも関連して関東地方の特異性、端的にはSakaguchi(1983)をベースにした日本における気温変動の代表性を問うと同時に、北川(1995)との単純な比較に慎重さを促すものともいえよう。

第2項 古気候データから想定される洪水痕跡の変化と実際の変化

これらを踏まえると洪水痕跡は、3~6世紀は九州地方や関東地方で多いという仮説が成り立つ。図VI-2は3世紀の暖候期に想定される気圧配置を模式的に示したもので、関東地方では「北高型」の気圧配置が増加した3世紀に洪水痕跡の増加が想定される。3世紀中葉には気温の低下を示すデータと(Sakaguchi 1983: 4-5, 9; Ge et al. 2003: 939(Figure 3)), 屋久島など気温の低下が顕著でないデータもある(北川 1995)。一方、華中の沿岸部では3世紀は多雨、4世紀は少雨である(Gong and Hameed 1991; 満 2009)。朝鮮半島の『三国史記』には239~259年に干ばつ年が6年記載され、3~4世紀は干ばつが多い。これらから、3世紀中葉~4世紀は本州付近の北太平洋高気圧が弱く、梅雨前線の北上が相対的に遅かった可能性がある。華中・朝鮮半島とも史料は断片的にしか存在しないが、干ばつの記載は朝鮮半島が梅雨前線よりも北に位置することが多く、朝鮮半島と華中の緯度的関係から、3世紀は本州から華中に前線が停滞しやすかったと解釈できる。これは、図VI-1で示した「北高型」の気圧配置の卓越あるいは北太平洋高気圧の南偏を意味する。気温の低下

を示すデータが屋久島よりも尾瀬で顕著な背景として、尾瀬を含む東北地方~関東地方が北東からの冷湿気流の影響を受けやすい場所に位置していることも考えられる。その後、4世紀後半~5世紀前半には気温が上昇したとする見解が多いが、5世紀後半~6世紀は気温が低かったとみられ、各データは2~3世紀よりもよく一致している(Sakaguchi 1983: 4-5, 9; Ge et al. 2003: 939(Figure 3))。したがって、5世紀後半~6世紀はシベリア周辺の寒冷高気圧が、北太平洋高気圧よりも相対的に強かったと見られる。さらに、5~6世紀は3世紀と異なり、華北・華中ともに少雨だったとされる(Gong and Hameed 1991; Zheng 2006; 満 2009)。また、3~6世紀は全般的にエルニーニョ現象が多かったとされること、エルニーニョ年には梅雨期間が長く(山川 2003: 95; Kusunoki et al. 2006: 597-603)、当該期に最も雨量が多くなる九州地方の西側斜面を中心とした西日本でその影響が大きいと想定される。

しかし、実際の洪水痕跡は上記のような変化をたどらない。この年代の気圧配置が推測の域を出ないことは言うまでもないが、洪水痕跡の変化を詳細に見てみる。2~6世紀における洪水痕跡の増加は、静岡県から岡山県にかけて認められるが、府県による差や時期差が大きく、ピークが分散している。このうち、大阪府・兵庫県・岡山県では2世紀後半に洪水痕跡の増加が始まる。表VI-3は本稿で2~4世紀と対応させた弥生時代後期後半~古墳時代前期の洪水痕跡が見つかった大阪府の遺跡である。表VI-3のうち、久宝寺遺跡と山賀遺跡では1980年代に相次いで発掘調査報告書が刊行された近畿自動車道建設に伴う調査ですでに弥生時代後期~古墳時代前期に厚い砂層や大規模な洪水痕跡が形成されたとの見解が出されている(小林 1984; 一瀬 1987)。また、東大阪市瓜生堂遺跡でも弥生時代後期後半に洪水を受けていたとされるなど(赤木・上西 1980: 66; 安田 1980)、大阪平野東部ではこの時期に洪水痕跡が多く検出されているとの見解が従来からあ

表VI-3 大阪府で検出された2~4世紀ごろに形成されたとみられる洪水痕跡

遺跡名	市町村	検出位置 など	層など	報告書記載内容・該当ページ	年代	出典	刊行年
					報告書	編集機関	
1 勝部遺跡	豊中市	4地点	2-2	p211: 今回の調査範囲に限れば縄文時代を含め、第2面までの土地利用も活発であったとはいいがたい。第2面において水田としての土地利用がみられるわけであるが、これも廃絶は弥生時代後期末~古墳時代初頭という時期であり、(中略)活発な堆積環境の中で耕地の拡大が進行する状況がみられなかったと推測する。弥生時代末~古墳時代初頭の洪水により第2面は廃絶し、第1面が形成される。p212: 今回の調査範囲に限れば、洪水にともなう土砂災害による生産域の廃絶という状況のなか、若干の利用痕跡を残しつつも布留段階での集落形成までの間、ほぼ放置された状況を認めることができる。	★弥生末~古墳初頭。	(財)大阪府文化財センター	2003
2 加美遺跡	大阪市平野区	基本層序	6A ii	p22: (加美6A ii 層) 灰褐色ないし灰色を呈する粘土質ないし砂質シルトと砂層からなる河川の氾濫堆積層である。遺跡北部を模式地とし、平均層厚は30cm、最大層厚90cmである。下位の加美6A iii 層を覆って中・南部に広く分布する。布留式土器、庄内式土器が包含される。	▼弥生後期末半。○庄内・布留。△古墳前期。	(財)大阪市文化財協会	2001
3 萱振遺跡	八尾市	基本層序	7	p15: (第7層は)「黄灰色シルト」庄内期の遺構面を形成する層で調査区全域に堆積するが、無遺物層である。上面の水準高は4.6~5.0m、層厚10~20cm。p53: NR3002AはD区で検出した南北方向の大規模な自然流路、NR3002BはA, B, D区にかけて検出したNR3002Aから分流する南東から北西方向の自然流路である。(中略)これらの自然流路は弥生時代後期後半以降、終末、あるいは古墳時代のごくはじめごろまできわめて短い期間にのみ流れていたもので、これほど大規模な河川としては驚くほど短命なものである。	▼弥生後期末葉(庄内)。△弥生後期末葉(庄内)。	大阪府教育委員会	1992
4 久宝寺遺跡 竜華地区	八尾市	02-1調査区基本層序	5-2b	p157: 弥生時代後期後半頃に発生した大規模な洪水により、調査区全域が厚い氾濫堆積物に覆われることとなり、当地周辺の地形環境は大きく変化した。氾濫によってもたらされた第5-2b層は、調査区西半の中央付近に最も厚く堆積しており、層厚は約1.5mを測る。	★弥生後期末半。	(財)大阪府文化財センター	2007
5 久宝寺遺跡 竜華地区	八尾市	02-1調査区基本層序	4-2b	p492: 第5面では、古墳時代初頭頃の墳墓の築造を前後する遺構面の変遷を明らかにしたが、それらは弥生時代後期に発生した洪水の収束を契機としたものであった。第4面は、下面において遺構面に変化をもたらした流路が、再び発生した氾濫によって埋没し、同時に周辺一帯を襲った土砂が形成した新たな地形を基盤とする遺構面である。この氾濫は古墳時代前期前半頃に発生したと考えられ、本遺構面も自然現象を契機に再形成されたことが明らかである。	★古墳前期前半(庄内期を含む)。▼古墳初頭(庄内期を含む)。△布留中段階。	(財)大阪府文化財センター	2007
6 小阪遺跡	堺市中区	河川5		p213: 河川5はF地区の中央部を北東から南西方向に貫流してE地区に至っている。(中略)遺物からは、形成時期を確定することができなかった。しかし、河川5の埋没直後、その上部に後述する溝24が形成されている。このことから、溝24の遺物から推定される時期、すなわち布留期の前半代以前に河川5が流れていたことが類推される。	★古墳初頭(庄内期を含む)。	(財)大阪府文化財センター	1992

①年代(土器型式でも表示)は全て報告書によるが付表や第II章第1節も参照されたい。

②年代のうち、★は報告書の記載年代、▼は洪水痕跡の上限年代、○は洪水痕跡包含遺物の年代、△は洪水痕跡の下限となる年代。

る。また、岡山県でも3世紀前半に非常に顕著なピークがあり、百間川遺跡群における一連の洪水痕跡に対応した変化である。これに対し、静岡県や愛知県では3世紀後半~4世紀にピークがある。また、4世紀後半~5世紀は大阪府では少なくなるが、兵庫県では多くなる。仮に、洪水痕跡の長

期的変化が、気候変動と関連しているのなら、高温で短時間強雨が多かったと想定される2世紀~3世紀前半に多く、5世紀後半~6世紀には少なく、広い範囲でほぼ同じ時期に増減が繰り返されているはずである。こうした矛盾の要因として、第V章第1節では台風という時間的・空間的スケー

表VI-3 大阪府で検出された2~4世紀ごろに形成されたとみられる洪水痕跡（つづき）

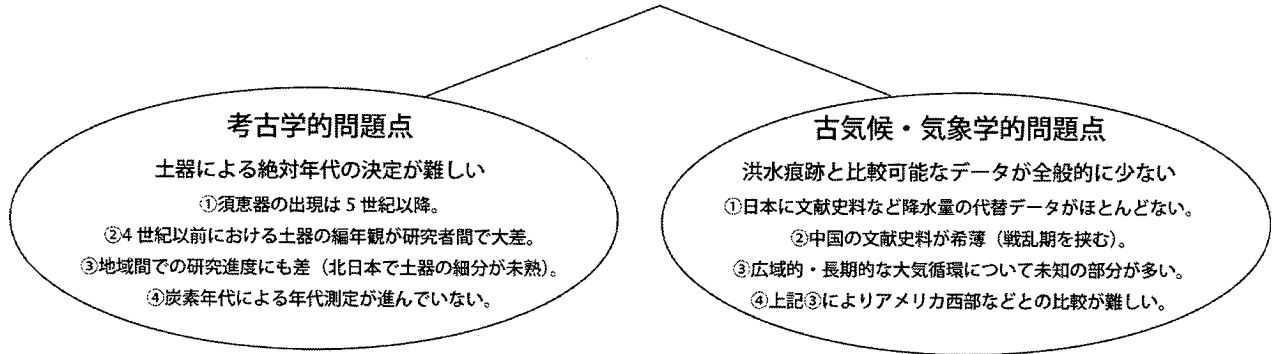
遺跡名	市町村	検出位置 など	層など	報告書記載内容・該当ページ	年代	出典	刊行年
					報告書	編集機関	
7 讃良郡条里遺跡03-3区	寝屋川市	基本層序	4-2b	p14: 第4-2b層は5区と4区の北部では細砂~粗砂で細礫が混じる淘汰の悪い土石流堆積である。時期を示す遺物は出土していないが、第4-2a層は讃良郡条里遺跡03-1調査の古墳時代初頭の層準と同じと考えられるため、この時期を想定している。	★古墳初頭。	(財)大阪府文化財センター	2006
8 讃良郡条里遺跡03-1区	寝屋川市	基本層序	4-1b	p41: 第4-1b層の堆積時期に関しては、後述する第4-2a層上面の溝・流路出土土器も合わせて考えると、古墳時代前期と考えられる。(中略)第4-1b層や第3b層は、668流路から供給された砂である可能性がきわめて高い。	★古墳前期。▼古墳前期後半。	(財)大阪府文化財センター	2008
9 志紀遺跡第5次	八尾市	基本層序	68・83~85	p4: (第68・83~85層は)部分によって様々な色調を呈する砂、粗砂、小礫で構成される洪水層であり、第9遺構面を覆う。p26: (第8遺構面について)本来布留2式に水田が造営(第8a面)され、その後I型式3段階の時期に前代の大畦畔1を踏襲して再度盛土を行った(第8b面)と考えることができる。p32: (第9遺構面について)遺物は庄内併行期に位置付けられ、本遺構面の時期を示している。	▼庄内。△布留2。	大阪府教育委員会	1995
10 湊遺跡	泉佐野市	基本層序	4	pp106-107: (第4層は)主に第5面で形成された後背湿地を埋積していく層で、(中略)溢流的な洪水により後背湿地に流れ込んだ堆積層と考えられる。第4面に接した部分以外は土壌化の痕跡はほとんどない。単層で最大厚のものは約40cmほどのものもある。p192: 庄内式併行期以降、布留式期の古墳時代前期から後期まで、遺跡内で遺物が極端に少ない時期がある。再び遺物が増加し、遺構も見られるようになるのは飛鳥時代である。その間に、古墳時代後期に326流路は後背湿地化し、その流れは再び324流路と、調査区より上流側で合流する形になったと思われる。そして、南西側の後背湿地の堆積もほぼ完了する。	★弥生後期後半(和泉V-3・4)~庄内初頭。	(財)大阪府文化財センター	2008
11 山賀遺跡08-1・2区	八尾市	08-1・1・2区基本層序	4	p9: (第4層は)調査区のほぼ全域に認められる氾濫堆積物であり、層厚は0.6mから1.0mを測る。(中略)同層の除去面に侵食の痕跡があまり認められないことから、当地は本流から離れた溢流堆積部分と考える。同層より出土した遺物から、弥生時代後期末頃に発生した氾濫(洪水)によるものと推測する。	★弥生後期末。	(財)大阪府文化財センター	2009

ルは小さい擾乱が洪水痕跡の形成に深く関与していること、第V章第2節では気候以外の二次的要素が洪水痕跡の長期的変化に影響を及ぼすことを指摘した。このうち、前者については現時点のデータから議論することは不可能といえる。一方、後者については遺跡における花粉分析などから9~10世紀と同様のことが判明している。神戸市東灘区郡家遺跡では古墳時代中期(5世紀ごろ)に洪水が頻発するようになり、古墳時代後期のMT85型式期(6世紀後半)を最後に集落が周辺遺跡を含めて大規模な洪水により壊滅し、二次林であるマツ属の花粉が増加したこと、噴砂・地割れ痕跡が認められることから、開発に伴う伐採や地震が洪水に関与したとされる(石島 2008)。同様に、大阪平野南東部では、庄内期(2世紀末葉~3

世紀中葉)に発生した地震などに起因する遺跡近傍での局地的に河川の埋積速度が速くなったことが洪水の増加につながったという指摘がある(松田 2000: 273-274)。さらに、大阪平野では須恵器生産に伴う過剰伐採が森林の荒廃を招き洪水を誘発したとされ(赤木 1984: 677)、大阪府枚方市茄子作遺跡では古墳時代中期以降における須恵器窯の操業に伴い燃料材が伐採されて土砂災害が頻発するようになり、周辺に燃料材が乏しくなった古代初めに操業が終焉したとされる(黒須 2008: 288)。

一方で、華中のデータや大規模な気圧配置を前提とした議論には限界もあり、このことは第V章第1節で述べた。2~6世紀における洪水痕跡の増加をすべて二次的な要因で説明することには違

2～6世紀についての議論が難しい背景



図VI-3 2～6世紀における議論の問題点

和感が残る。洪水痕跡が多い地域は静岡県を中心とした東海地方と近畿地方であり、両地域とも6～7月と9月に降水量が最も多くなる。仮に、洪水痕跡が6～7月における多雨を原因とするなら華中のデータも重要となるが、9月は日本と中国東部の間に降水量の相関関係は乏しく、5～6世紀における洪水痕跡の増加を説明する有力な事実となる。つまり、5～6世紀における洪水痕跡は6～7月よりも9月に形成されるケースが多かった可能性が高く、台風や秋雨前線との関連を指摘したい。

このように、2～6世紀における洪水痕跡の増加には、気候変動以外の二次的要因が関与していたと見られるが、二次的要因と降水量変動のどちらが相対的に強く働いたのかなどについては議論が難しい。この点は図VI-3に示したように、考古資料も含めてデータの不確実性が大きいこと、特に日本の降水量変動に関する有力なデータがないことに尽きよう。

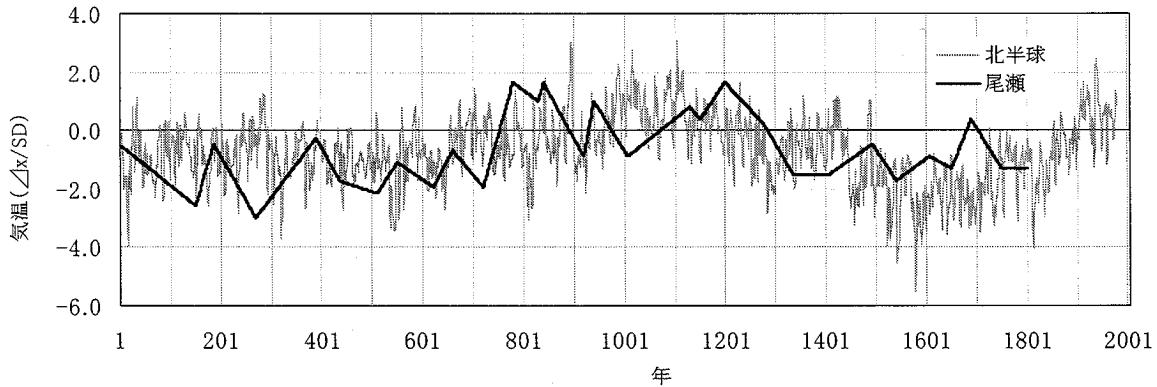
第2節 気温の長期変動から見た洪水痕跡

地球規模の長期的な気温変動は短時間強雨の頻度を間接的に示す指標となる。第V章第1節第1項では、大雨日数が洪水痕跡の形成と深く関連していることを示したが、これは遺跡に近接した観測点についていえることである。近畿地方中部において降水量や降水日数が多い年月は、洪水痕

跡が形成された年月と一致することが多いのに対し、大雨日数が多い年月については統計的に有意な形で結論が得られなかった。これには、大雨日数が年合計で0.5～1.0日程度と少なく、統計的分析が困難という背景がある。他方で、第III章第1節から短時間強雨は長期的な気温の上昇に伴って増加することが想定される。たしかに、長期的な気温変動と短時間強雨の関係については分からないことが多いが、これは気象観測データが100年分しかないことにも起因すると考えられる。

第1項 2～10世紀における気温変動

図VI-4は先行研究による日本と北半球における気温変動である。ここで、空間スケールの異なるデータを提示したのは、短時間強雨の増減が地球規模での長期的な気温変動と連動するという前提があるからである。図VI-4から日本と北半球のデータは細部では異なる年代があるものの、数百年単位では、1～7世紀ごろの相対的な低温期、8～15世紀ごろの高温期、15～19世紀ごろの低温期を有している。したがって、8～15世紀ごろには短時間強雨が多く、洪水痕跡が多く、文献史料にも大雨や洪水が多く記載されたという仮説が成り立つ。しかし、図IV-3において洪水痕跡に長期的な高温期に対応するような傾向は認められず、11～15世紀は洪水痕跡が少ない年代といえる。さらに、文献史料にも長期的な高温期に対応するような大雨・洪水のピークは認められない。



図VI-4 紀元後1年以降の気温変動

①北半球はMoberg et al.(2005), 尾瀬はSakaguchi(1983)による。

②数値は601~1200年を基準とした規格化偏差値で示した。

洪水痕跡が多いのは2~6世紀ごろと9~10世紀ごろである。双方のピークが台風による豪雨などスケールの小さいイベントや気候変動以外の二次的要因にも起因する可能性があることはすでに述べたが、地球規模での気温変動との関わりはどのようなのであろうか。

2~6世紀と9~10世紀とでは、地球規模でみた気温が大きく異なる。第1節でも触れたが、2~6世紀は低温で、Sakaguchi(1983: 5, 9)は240~732年ごろを「古墳寒冷期」としている。これに対し、9~10世紀はヨーロッパにおける“Medieval Warm Period”と対応するとみられる温暖な時代である。

第2項 気温変動から想定される洪水痕跡の変化と実際の変化

2~6世紀と9~10世紀を比べると、後者の方が高温である。長期的に見た気温変動と短時間強雨の頻度に正の相関関係があるなら、後者について洪水痕跡の増加と短時間強雨の増加を前提とした気温の上昇とが一致する。これに対し、前者については第1節とも関連して、気温変動や気圧配置の変化といった気候変動以外の二次的要素が洪水増加に深く関与していたことを再認識せざるを得ないが、同時に短時間強雨を前提とした気温変動と気圧配置を考慮した総合的な分析の必要性、さらには9~10世紀を含む時系列的な分析

の必要性を迫っている。

そこで、もう一度洪水痕跡の変化を見てみる。洪水痕跡の最初の画期は2世紀の大阪平野に求められる。その後、3~6世紀には東海地方から岡山県にかけて大規模な洪水痕跡も散見される。仮に、大規模な大気循環を仮定するなら、洪水痕跡の増加はもっと広い範囲に及ぶはずであるが、2世紀に洪水痕跡の増加が認められるのは大阪平野にほぼ限られる。そのため、大規模な大気循環とは別に、大阪平野に固有の要因もあったと考えられ、具体的には地震や局所的な河川環境の変化(松田2000: 273-274)や二次的要素(例えば、赤木1984: 677)が想定される。一方で、3世紀には洪水痕跡増加の範囲が東海地方や岡山県にまで拡大し、何らかの大規模な大気循環の変化が洪水痕跡の増加に関与していた可能性もある。ただし、これが地球規模での気温変動とどのように関連するのは分からない。

一方で、9~10世紀も一貫して高温だったわけではない。とくに、洪水痕跡が最も多くなる9世紀後半ごろに気温が低かったという可能性は洪水痕跡、気温変動、短時間強雨の間に矛盾があることを示している。もちろん、9世紀後半~10世紀初めにあったとされる寒冷化(Sakaguchi 1983; 北川1995)についてはデータをさらに蓄積し、どの程度の時間的・空間的スケールを持つのかを

明らかにしていく必要がある。しかし、洪水痕跡のピークが開発や集落立地の変化といった二次的要因が洪水の増加に寄与していたことと無関係ではないと思われる。

このように、気温変動と洪水痕跡とは単純に結びつけることができない。他方で、先行研究の中には気温変動そのものを洪水と結び付けた例もある。鈴木（2004：44）は、静岡県浜松市伊場遺跡周辺について、弥生時代後期後半（欠山様式期）における伊場・城山・梶子遺跡周辺は海進に伴う湿潤化の結果と度重なる洪水のため、居住には不適當な環境になったと指摘している。欠山式土器は近畿地方の庄内式土器に併行するとみられることから、これはおおむね3世紀前半ととられられよう。松木（2007：263-264）も寒冷化と大阪平野、岡山平野における洪水痕跡との関連性を指摘している。パリノ・サーヴェイ株式会社（1996b：84）によると、大阪府東大阪市北島遺跡の分析結果から弥生時代後期に河内平野東部で堆積したと見られる泥炭層について、気候の冷涼化・降水量の増加が、耕作地の縮小という状況を招いたとされる。さらに、辻（1993：112）によると、古墳時代は「西日本から東日本まで広域におよぶ照葉樹林・スギ林の卓越あるいは拡大から示唆されるように、降水量の多い湿潤な気候環境であった。弥生時代から進行した人間による土地的改変によって洪水が頻発する時代であったが、洪水の頻発は多雨気候にも拍車がかげられた。山間部での泥炭地形成も一般的にみられる時期であり、多雨気候に加えて、積雪量の増大など気候の全般的な寒冷化が進んだ」。辻・辻本（2009：362）は大阪府寝屋川市讃良郡条里遺跡で実施した花粉分析等から「古墳時代には、冷涼・多雨化の気候変化に伴い、モミ属、ツガ属、コウヤマキ属、マツ属、スギ属、イチイ科-イヌガヤ科-ヒノキ科の針葉樹が調査区は以後の山地斜面で増加したと判断された」としている。パリノ・サーヴェイ株式会社（1999：100）は、静岡平野の遺跡における洪水痕跡の増加が古墳時代中期以降の多雨化に起因

すると指摘している。これらは2～6世紀における洪水痕跡の増加と気候変動との関連を肯定的に捉えたもので、本稿を補強するようにも見える。

しかし、筆者はこうした論法には賛成できない。ここでは具体的に4つの問題点がある。第1は、気温変動は降水量変動や短時間強雨と一元的な相関関係を持っていないにも関わらず、遺跡と気候変動との関係に論及した先行研究の多くが両者を短絡的に関連付けている点である。とくに洪水の場合、1回のイベントが有する時間的・空間的スケールが小さく、数ヶ月あるいは全国レベルで見た降水量と洪水痕跡形成年が一致しないことがあることは、19世紀末以降の各年を対象とした第V章第1節第1項で触れたとおりである。岡山市の百間川周辺では、弥生時代後期末葉の酒津式期に形成された大規模な洪水痕跡が見ついている。これと同様のケースとして、1934年を挙げることができるが、この1934年における洪水は室戸台風が原因で、暖候期全体でみると西日本で干ばつがあったことで知られている。百間川周辺における洪水痕跡は大規模で、それゆえに長期的な気候変動との関連がありそうにも見えるが、実際には数週間スケールの季節内振動や台風などが関連してくる。第2として、研究者により「寒冷化の開始時期」が異なる点で、松木（2007：263-264）はこれを弥生時代後期後半（2世紀～3世紀前半）、甲元（2008：46）は2世紀末葉とし、Sakaguchi（1983）、Yang et al.（2002）よりも50年以上早い時期を想定している。これについては、今後における古気候研究の進展を待つしかない。第3として、洪水痕跡は数ヶ月単位の降水量と同時に短時間強雨の頻度にも影響されるにも関わらず、両者が混同されて扱われている。第II章第2節でも触れたように、1901年以降、近畿地方中部では6～9月の降水量が1900～1910年代に多く、1920～1940年代に少なかったが、大雨日数は1900～1940年代で顕著な変動が認められない。ただし、降水量変動は降水日数や日照時間の変動と比較的類似し、前者は1900～1910年代に多く、

後者は1900年代と1950～1970年代に少なかった。花粉分析等の植物を媒体とした古気候データと洪水痕跡を比較する場合、「降水量」「降水日数」「短時間強雨の頻度」「日照時間」等の違いには特に配慮すべきである。第4は筆者に起因する注意点ともいえるが、2～3世紀はその前後の年代に比べ土器編年が細分化されている点も挙げられよう。2～3世紀は弥生時代の終焉、邪馬台国の成立、古墳時代の開始という考古学的・歴史学的画期にあたる。特に近畿地方周辺では、庄内式土器・布留式土器を中心に活発な論争が展開されていることは第Ⅱ章第1節でも触れた。本稿では形成年代幅が200年を超えるものは集計していないが、土器編年が詳細になると、当然、洪水痕跡の形成年代も絞りやすくなる。これにより、見かけ

上、洪水痕跡が増加している点が否めない。ただし、今後、弥生時代後期前半以前や布留式の後半期を中心に土器編年の細分化、各地域の併行関係、相対年代と絶対年代との対応が判明すれば、さらに詳細な変化を提示することもできよう。

小結

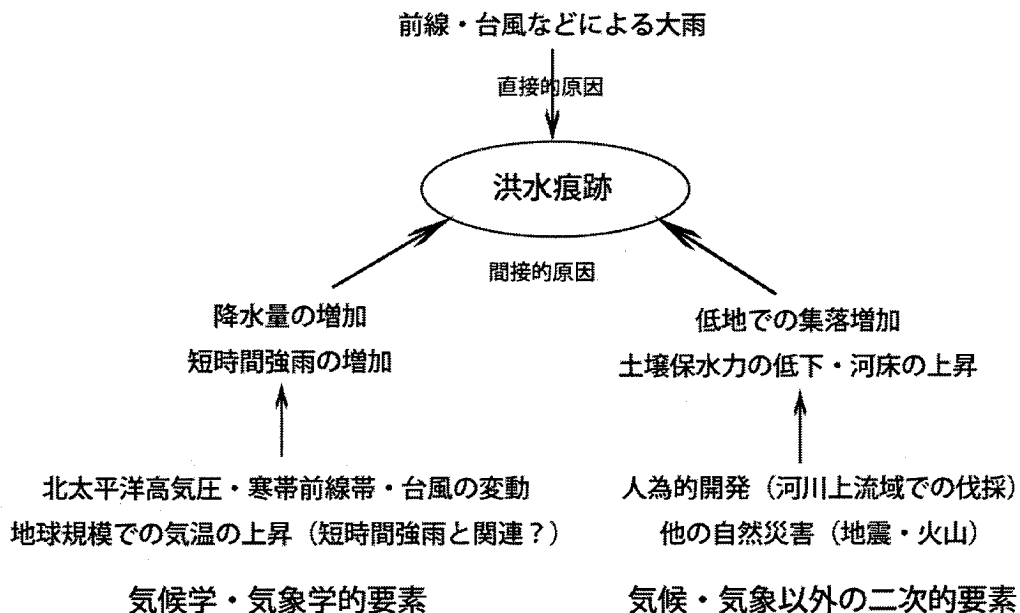
本章では、2～6世紀における洪水痕跡のピークと、短時間強雨の頻度と関連する気温変動と洪水痕跡との関係を議論した。この年代は東海～近畿地方で洪水痕跡が多い。しかし、洪水痕跡の変動は長期的な気圧配置や大気における水循環の変動と一致しない部分が多く、スケールの小さい擾乱や土器編年などに見直すべき点や、今後における課題が多いといえる。

第Ⅶ章 結論

第1節 古気候データから見た洪水痕跡

洪水痕跡の形成やその増減には降水量が密接に関連し、遺跡の近接地における降水量変動や短時間強雨の頻度を復元する上で有力なデータとなる。この点は、文献史料が存在しない年代や地域における気候復元とともに、そこから発展して、気候変動や気象災害と、集落などから伺える社会の変動との関連を探求する上で重要である。一方で、洪水痕跡の長期的な増減には気候以外の二次的な要因も関与している。古代は二次林の急増（例えば、高原 1998: 133-134）などからも類推されるように人為的開発による森林破壊が加速した時期にもあたる。外山（2006: 274-277）は「弥生時代以降の自然環境の変化と土地の開発をはじめとする人間活動の状況」について古代末期など4つを挙げ、土地の開発など近接地に与える人間活動の画期は気候環境や地形環境の変化などいくつかの要因が重なった時に生じると指摘している。この年代の妥当性については別として、二次的要因が洪水痕跡の形成に重要であることを示唆している。森林伐採が山林の保水力の低下につながったとする言及は、古代の大宰府周辺

（山崎 2005: 255）、中世の大阪平野北東部（例えば、辻・辻本 2007: 178; 2009: 361）や甲府盆地周辺（例えば、村石 1997; 五十嵐 2003; 今福; 2004: 437）、近世の中国地方（貞方 1996: 288; 中村 2004; 2006）などにもみられる。また、東北地方でも、岩手県平泉町柳之御所遺跡の周辺では開発に伴い12世紀に洪水が多くなったという指摘があるが（西澤 2010: 17, 21）、これに関しては奥州藤原氏滅亡後における河道の変化に伴うものとする見解もある（野中 2005: 41, 44）。これらのうち、大阪平野北東部については、本稿で一次資料として提示した『徳川実紀』にも1684年4月15日～5月14日（貞享元年3月）の記載で「この月令せられしは。山城。大和。摂津。河内。近江の公料。私領の諸山。草木の根を連々掘とるによて。風雨の折から川筋へ土砂を流出し。水雍塞すれば。今より後草木の根掘とる事をかたく禁ずべし。河筋左右の山。樹木なき所土砂出れば。今春より木苗。草根など植て。河中へ土砂の流墮ざらんやうにすべし。（後略）」とあり、文献史料・考古資料とも一致した見解を示す。同様の例は近代にも存在し、1930～1940年代における山



図Ⅶ 洪水痕跡形成までのプロセス

林の乱開発に伴い斜面の脆弱になったことが、土石流が大規模化した一因になったことは第V章でも述べた。要するに、洪水痕跡は、気候変動と人為的開発や他の自然科学的要素などと関連し、図Ⅶに示したようなプロセスで形成・増減していると考えられる。

第2節 今後の課題

一方で、本稿では大きく2つの課題が残った。洪水痕跡は考古遺跡から古気候との関連を探る有力な物証であると同時に、気候以外の二次的要因によっても増減する。このことから、第1に洪水痕跡の比較対象となる古気候データのさらなる整備、第2に二次的要因の具体化が重要となる。

第1の点について、読者の中には第Ⅵ章で取り上げた6世紀以前や気候変動と洪水痕跡との関連を第Ⅴ章に含めるべきと考える人も多いと思う。また、筆者も、第Ⅵ章の内容は第Ⅴ章第2節とした洪水痕跡の長期変動という形で取り上げるのが理想的と考えている。しかし、日本には6世紀以前の文献気象史料がない。もちろん、6世紀以前にも中国東部には文献史料や $\delta^{18}\text{O}$ から降水量や夏季のモンスーンを復元した研究があるが、第Ⅲ章や第Ⅴ章でも触れたように、中国東部と日本の降水量の関係は一元的ではなく、さらには大規模な大気-海洋循環と日本の降水量の関係については不明な点が多い。そのため、洪水痕跡と代替データを比較する中であって、文献史料のある7世紀以降と、6世紀以前との差は大きいと言わざるを得ない。

これらについては、理化学的手法などを通して降水量を復元していくしかなく、関係機関との協力が急務である。また、中国東部における史料から、気圧配置等の類推につながる記載を精査していくことも積極的に行いたい。これに加え、洪水痕跡以外の気象災害・気候変動の痕跡を考古遺跡から見出すことも今後必要になると思われる。具体的な例として、藤(1988: 209)は、石川県羽咋市吉崎・次場遺跡を中心とした成果から、10世

紀に大きな被害を与えるような飛砂現象があり、11世紀に遺跡での祭祀が終焉を迎えたとし、温暖化による海進ないし海面上昇との関連を指摘している。さらに、京都市内では井戸遺構から地下水位の復元を試みた研究もある(森・吉越 2005)。これらについて、今後の成果が記載されるとともに筆者としても参考としたい。

第2の点について、本稿では考古遺跡を周辺地形や植生なども含めて空間的に分析することが十分できなかった。立地に着目すると、微地形は年代により変化するため、遺跡データと、現地形あるいは復元された当時の地形を重ねることで、立地条件等を介して遺跡を分類していくことが必要になる。また、洪水痕跡の存在が確認されている遺跡だけでなく、洪水痕跡が検出されなかった。しかし、これには膨大な時間がかかると思われるため、遺跡データをいかにして効率的に集約・分析していくかが大きな課題となる。そのため、対象地域を絞ることなども解決策の一つとなるかもしれない。

また、広島県には帝釈峡遺跡群という世界有数の石灰岩洞窟地帯があり、広島大学が主体となって調査がおこなれているにも関わらず、今回この資料を生かせなかったことも反省点である。縄文時代を中心とした論考はもちろんであるが、石灰岩から酸素同位体比等を用いた降水量復元等も機会があれば行いたいと考える。

さらに、気候変動は地球温暖化問題に代表されるように現在にも共通した問題である。文献史料に気象災害が民衆の生活に影響を与えたことが記載されていることは言うまでもないが、考古遺跡からもこうしたことに踏みこんでいく必要があるだろう。先行研究でもたしかにこうした問題が扱われているが、実証的な議論には至っていない。本稿で取り上げた9~10世紀ごろの東北地方は、鳥海山の噴火(871年)、十和田山の噴火(915年)などの自然災害が一因となり、元慶の乱(878年)に代表されるような社会不安が蔓延し、遺跡にも大きな動揺があったとされ(菊池 2000: 126; 工

藤 2008: 7), 特に十和田山の噴火は広範囲に甚大な影響を与えたとされる(例えば, 早川 1997)。さらに, 関東地方周辺を中心とした東日本, 畿内, 九州についても, 集落が 10 世紀以降に続かないことの原因の一つに, 気候変動に代表される自然環境の変化があったという意見もあり(坂上 2001: 292), 9 世紀には西日本で集落や人口が減少し, 10 世紀後半になって回復に転じたとされる(佐久間 2001: 42)。これに関して, 福岡市博多区雀居遺跡(松村 1998: 59-60)や近接する下月隈C遺跡(山崎 2005: 255)では 9 世紀ごろの洪

水が集落に大きな被害を与えたことが判明している。日野(2007: 253)は, 福岡空港周辺で 9 世紀ごろの洪水痕跡が目立つことから, 「六国史」から「西海道では 860 年前後に不安定な気象状況が続き, 大きな災害が発生したと考えられる。席田郡の土地争いに関する古文書の年代が貞観 9・10・11 年に集中しているのも, 大きな災害が発生したことと無関係ではないだろう」とし, 洪水が地域社会に与えた影響について言及している。今後はこうした気象災害・気候変動と集落・社会との関連についても論じていきたい。

謝辞

本博士論文執筆にあたり、主査を務め、筆者が研究を始めた当初から終始ご指導いただいた広島大学大学院文学研究科（考古学）の古瀬清秀教授には感謝を表したい。研究の過程では友澤和夫教授、西別府元日教授、竹広文明准教授、野島 永

准教授からも有益なアドバイスを頂いた。また、考古学研究室の各学生からも機器の使用について便宜を図っていただいた。未筆ながら御礼を申し上げます。

脚注

- 1) 実際にはこうしたケースは17世紀以降にはほぼ限られる。
- 2) 同様のものとして European Centre for Medium-Range Weather Forecasts による1957~2004年を対象としたERA40、気象庁と(財)電力中央研究所による1979~2004年を対象としたJRA25などがある。
- 3) 湖水による湖面が高いと、湖底には硫黄を含む枯葉を主体とした有機物が多く堆積し、必然的に硫黄も堆積することを利用したもの。
- 4) $\delta^{18}\text{O}$ は ^{18}O と ^{16}O の比で、氷床コアや海底コアなどから気温復元に用いられることが多い。 ^{18}O は、通常の ^{16}O よりも重く蒸発しにくい。そのため、氷期など低温期には海水からの ^{18}O の蒸発が少なくなる。そのため、降水の中に含まれる ^{18}O は相対的に少なくなり、高緯度や高い山岳地帯で雪として蓄積された氷床の ^{18}O は少なくなる。これに対し、 $\delta^{18}\text{O}$ は上昇する。これに加え、サンゴを形成する有孔虫は低温ほど $\delta^{18}\text{O}$ を多く取り込む性質がある。そのため、低温期にはサンゴなど海底堆積物の $\delta^{18}\text{O}$ が大きくなる。
- 5) 気象庁は「エルニーニョ現象」をペルー沖のNiño.3海域における海面水温の5カ月移動平均値が6ヶ月位以上連続して基準値よりも 0.5°C 低い状態となった場合と定義している。
- 6) 『貞信公記抄』のもとになった『貞信公記』は現存しない。『貞信公記抄』は日記を執筆した藤原忠平の子である実頼による抄出本で960~970年に作成されたとされる。(参考:石上英一 2000「貞信公記」『日本歴史大事典』2 小学館 p.1139 など。)
- 7) 北半球では冬季に降水が本来的に少なく、必然的に冬季の降水は ENSO の影響を受けないとされる。これに対し、夏季は海水の鉛直循環と多量の降水があり、これを利用して夏季における海水の塩分濃度や温度が求められる。

略語一覧

- AMS: Accelerator Mass Spectrometry (加速器質量分析計)
CAS: Chinese Academy of Sciences
GHCN: Global Historical Climatology Network
GTS: Global Telecommunication System
IAP: Institute of Atmospheric Physics
NAO: North Atlantic Oscillation (北大西洋振動)
NCAR: National Center for Atmospheric Research
NCDC: National Climatic Data Center
NCEP: National Centers for Environmental Prediction

参考文献

- 会下和宏 1997「考察」(会下和宏編『島根大学構内遺跡第1次調査(橋縄手地区1)』島根大学埋蔵文化財調査研究報告1 pp.130-133)
- 青山和夫・猪俣 健 1997「マヤ文明」『メソアメリカの考古学』世界の考古学2 同成社 pp.109-169
- 赤木克視・西美佐子 1980「A地区の調査」(堀江門也・瀬川勉・赤木克視・西美佐子・藤澤真依・入江正則・岩崎二郎・藤田雅子・今村道雄・石神幸子・大谷治孝・奥 和之・杉本二郎・松村隆文・村上富喜子・小野久隆・中西靖人『瓜生堂』(財)大阪文化財センター pp.13-82)
- 赤木克視 1984「第II調査区の遺構」(赤木克視・村上富喜子「太平寺遺跡」『府道松原泉大津線関連遺跡発掘調査報告書I』大阪府教育委員会・(財)大阪文化財センター pp.661-694)
- 赤塚次郎 1990「廻間式土器」(赤塚次郎編『廻間遺跡』愛知県埋蔵文化財センター調査報告書10 (財)愛知県埋蔵文化財センター pp.50-109)
- 赤塚次郎 2006「東海系土器と東日本の墳丘墓」(森岡秀人・西村 歩編『古式土師器の年代学』(財)大阪府文化財センター pp.319-327)
- 赤塚次郎 2009「洪水 T-SA 層」(赤塚次郎編『朝日遺跡Ⅷ 総集編』愛知県埋蔵文化財センター調査報告書154 (財)愛知県教育・スポーツ振興財団(愛知県埋蔵文化財センター) p.153)
- 阿子島功・吉田由美子 1993「山形西高敷地内遺跡の立地環境」(安部 実・伊藤邦弘編『山形西高敷地内遺跡第5次発掘調査報告書』山形県埋蔵文化財調査報告書192 山形県教育委員会 付編 pp.1-14)
- 東 博紀・松浦知徳 2006「日本における大雨の発生頻度と El Niño 監視海域における海面水温変動」『土木学会論文集』B.62 pp.251-257
- 麻生敏隆 2006「基本土層」(麻生敏隆編『下原遺跡Ⅱ』(財)群馬県埋蔵文化財調査事業団調査報告書389 (財)群馬県埋蔵文化財調査事業団 p.12)
- 阿部賢治 2004「試掘調査の結果」(宍道年弘・阿部賢治・大田晴美『堀切工場団地造成工事に伴う八斗蔭I遺跡発掘調査報告書』斐川町文化財調査報告 斐川町教育委員会 pp.3-4)
- 阿部幸一編 1994『池田西遺跡発掘調査概要・I』大阪府教育委員会
- 荒川秀俊・石田祐一・伊藤忠士 1961『日本高潮史料』気象研究所
- 荒川秀俊・大隈和雄・田村勝正 1964『日本旱魃霖雨史料』気象研究所
- 飯塚 聡・松浦知徳・藤田貢崇・筆保弘徳 2005「大気海洋モデルにおける ENSO と台風発生との関係」『月刊海洋』号外42 pp.20-29
- 五十嵐一治 2003「まとめ」(五十嵐一治編『厨川谷地遺跡』秋田県文化財調査報告書383 (財)秋田県埋蔵文化財センター pp.226-237)
- 石井 悠・西尾克己編 1983『富田川河床遺跡発掘調査報告書—Ⅲ—』島根県教育委員会
- 石島三和 2008「集落の変遷—水田, 植生, 自然災害—」(石島三和編『郡家遺跡発掘調査報告書第83次調査』神戸市教育委員会 pp.138-140)
- 石原幸司 1999「1998年夏の中国における洪水」(気象庁監修, 日本気象協会編『気象年鑑』1999年版 大蔵省印刷局 pp.129-132)
- 石原 聡 2004「彰古館北の調査」(大社町教育委員会編『出雲大社境内遺跡』大社町教育委員会 pp.227-264)
- 石守 晃 2006「気候変動と竪穴住居増減の関連について」『研究紀要』24 (財)群馬県埋蔵文化財調査事業団 pp.63-70
- 出穂雅美編 2005『K135 遺跡(第4次調査)』札幌市文化財調査報告書78 札幌市教育委員会
- 磯貝富士夫 2002『中世の農業と気候』吉川弘文館
- 一瀬和夫 1987「まとめ」(一瀬和夫編『久宝寺南(その2)』(財)大阪文化財センター pp.613-616)
- 伊藤 驍 2001「積雪寒冷地帯における気象変動と地番災害の変動」『土と基礎』49(1) pp.5-8
- 井上智博 2010「断続する農耕—池島・福万寺遺跡の調査から」(佐藤洋一郎監修, 鞍田 崇編『農耕の変遷と環境問題』ユーラシア農耕史5 臨川書店 pp.57-71)
- 今福利恵 2004「遺跡の立地」(今福利恵『百々遺跡2・4』山梨県埋蔵文化財センター調査報告212 (財)山梨県埋蔵文化財センター pp.433-437)
- 岩田明広 2006「ある弥生集落の終焉」(『埼玉県の考古学Ⅱ』埼玉考古学会 pp.231-250)
- 植田宏昭・安成哲三 1998「西太平洋上の海洋性モンスーンの季節進行と日本付近の夏季天候との関係—1993年冷夏・1994年暑夏時の事例解析—」『天気』45 pp.199-215
- 植村善博 2008「京都盆地南部, 木津川・宇治川の水害地形」『文学部論集』92 立命館大学 pp.29-43
- 内嶋善兵衛 1986「観測時代の気候変化」(中村和郎・木村龍治・内嶋善兵衛『日本の気候』日本の自然5 岩波書店 pp.187-193)
- 江浦 洋 1996「大名・庶民の時代と自然」(大塚初重・白石太一郎・西谷 正・町田 章編『自然環境と文化』考古学による日本歴史16 雄山閣 pp.101-124)
- 江上智恵 1996「遺構の変遷」(永越信吾・山城雅美・仲谷由利子編『上千葉遺跡』葛飾区遺跡調査会発掘調査報告書35 葛飾区遺跡調査会 pp.320-322)
- 大川 清・鈴木公雄・工楽善通 1996『日本土器事典』雄山閣
- 大木伸一郎 2001「遺跡周辺の層序」(大木伸一郎編『徳丸仲田遺跡(1)縄文時代草創期編』(財)群馬県埋蔵文化財調査事業

- 業団調査報告書 (財)群馬県埋蔵文化財調査事業団 pp. 11-18)
- 大阪府 1936『大阪府風水害誌』
- 大田幸博 1989「総括」(大田幸博編『上片町水田遺跡』熊本県文化財調査報告 109 熊本県教育委員会 pp. 84-85)
- 大沼忠春・工藤研治・中田裕香 2004「総説 続縄文・オホーツク・擦文文化」(大沼忠春編『続縄文・オホーツク・擦文文化』考古資料大観 11 小学館 pp. 37-46)
- 大庭重信 2001「弥生時代中期の集落構造とその変遷」(清水和明編『森小路遺跡発掘調査報告 I』(財)大阪市文化財協会 pp. 208-218)
- 大庭重信 2008「総括」(大庭重信編『池島・福万寺遺跡 6』(財)大阪府文化財センター調査報告書 185 (財)大阪府文化財センター pp. 185-190)
- 大八木規夫 2007「土砂災害」(岡田義光編『自然災害の事典』朝倉書店 pp. 442-539)
- 大和田道雄・石川由紀 2002「地球環境変化にかかわる中緯度高圧帯の変化」『地球環境』7 pp. 117-127
- 小鹿島果 1894『日本災異志』日本鉱業会
- 置田雅昭 1996「大和政権下の自然と人間」(大塚初重・白石太一郎・西谷正・町田章編『自然環境と文化』考古学による日本歴史 16 雄山閣 pp. 49-62)
- 小倉義光 1997「メソ対流系」『メソ気象の基礎理論』東京大学出版会 pp. 155-188
- 小倉義光 1999「メソスケールの気象」『一般気象学』第2版 東京大学出版会 pp. 203-247
- 小沢芳郎 1994「世界の天候」(気象庁監修, 日本気象協会編『気象年鑑』1993年版 大蔵省印刷局 pp. 46-51)
- 押切智紀 2007「基本層序」(押切智紀・須賀井明子編『庚壇遺跡発掘調査報告書』山形県埋蔵文化財センター調査報告書 161 (財)山形県埋蔵文化財センター pp. 10-11)
- ガンジイ, ピーター (松本宣郎・阪本浩訳) 1998『古代ギリシア・ローマの飢饉と食糧供給』白水社
- 郭其蘊 1983「东亚夏季風強度指数及其变化的分析」『地理学报』38 pp. 207-217
- 郭其蘊・蔡静宁・邵雪梅・沙万英 2003「东亚夏季風の年代际変率对中国气候的影响」『地理学报』58 pp. 569-576
- 加藤久雄 1983「集中豪雨」(気象庁監修, 日本気象協会編『気象年鑑』1982年版 大蔵省印刷局 pp. 60-61)
- 門真町史編纂委員会編 1962「水害及びその他の災害」『門真町史』門真町役場 pp. 766-806
- 片平博文・吉越昭久・赤石直美・塚本章宏・麻生将・荒木まみ・飯田将悟・大塚夏子・小畑貴博・北利史・柴山礼子・福島康之・藤野真拳・森田美晴 2006「京都における歴史時代の災害とその季節性」『京都歴史災害研究』6 立命館大学歴史都市防災研究センター pp. 1-8
- 金三津道子 2010「舌山遺跡」(金三津道子『若栗中村遺跡・舌山遺跡・宮沢釈迦遺跡発掘調査報告』富山県文化振興財団埋蔵文化財発掘調査報告 46 (財)富山県文化振興財団埋蔵文化財調査事務所 pp. 58-93)
- 金子明彦 2006「金附遺跡の歴史」(金子明彦編『金附遺跡発掘調査報告書』岩手県文化振興事業団埋蔵文化財調査報告書 482 (財)岩手県文化振興事業団埋蔵文化財センター pp. 323-324)
- 株式会社古環境研究所 2008「札幌市 K528 遺跡における古環境復元」(野月寿彦編『K528 遺跡 (第2分冊)』札幌市文化財調査報告書 86 札幌市教育委員会 pp. 41-47)
- 株式会社テクノバ・災害研究プロジェクト編 1993『近代日本の災害—明治・大正・昭和の自然災害—』株式会社テクノバ
- 河角龍典 2003「平城京と土地利用規定要因と地形環境」『人文地理学会大会研究発表要旨集 2003』 pp. 54-55
- 河角龍典 2004「歴史時代における京都の洪水と氾濫原の地形変化」『京都歴史災害研究』1 立命館大学歴史都市防災研究センター pp. 13-23
- 河西克造 2000「川田条里遺跡における自然災害痕跡と水田の消長」(鶴田典昭・河西克造編『上信越自動車道埋蔵文化財発掘調査報告書 10 川田条里遺跡 (第3分冊)』(財)長野県埋蔵文化財センター発掘調査報告書 47 (財)長野県埋蔵文化財センター pp. 55-58)
- 河原幹雄・北畠淳 2004「オホーツク海高気圧」(気象庁編『平成 15 年夏の低温・日照不足に関する調査報告』気象庁技術報告 125 pp. 123-129)
- 河原幹雄 2004「過去の冷夏との比較」(気象庁編『平成 15 年夏の低温・日照不足に関する調査報告』気象庁技術報告 125 pp. 141-145)
- 魏凤英・张京江 2004「1885~2000 年长江中下游梅雨特征量的统计分析」『应用气象学报』15 pp. 313-321
- 菊池晋 2000「まとめ」(磯村亨・菊池晋編『横山遺跡』秋田県文化財調査報告書 363 (財)秋田県埋蔵文化財センター pp. 121-128)
- 気象庁監修 2003『気象年鑑』2003 年版 (財)気象業務支援センター
- 気象庁 2003「降水量の変化」『地球温暖化予測情報』第5巻 気象庁 pp. 30-51
- 気象庁 2005「異常気象の長期変動」『異常気象レポート 2005』気象庁 pp. 55-79
- 北川浩之 1995「屋久杉に刻まれた歴史時代の気候変動」(吉野正敏・安田喜憲編『歴史と気候』文明と環境 6 朝倉書店 pp. 47-55)
- 北畠淳 2004「オホーツク海高気圧」(気象庁編『平成 15 年夏の低温・日照不足に関する調査報告』気象庁技術報告 125 pp. 123-129)
- 絹川一徳 2009「水田遺構の検討」(絹川一徳編『長原遺跡発掘

- 調査報告XVIII』(財)大阪市文化財協会 pp.122-128)
- 京嶋 覚 1990「水田遺構と古代の長原」(京嶋 覚・積山 洋『長原・瓜破遺跡発掘調査報告Ⅱ』(財)大阪市文化財協会 pp.294-306)
- 魚 塘 1989「朝鮮半島の歴史時代の気候変化」『地学雑誌』98 pp.464-470
- 魚 塘 1993『朝鮮半島の洪積世後の気候変化』アジア歴史地理研究所
- 日下部正雄 1959「西日本災異誌」『研究時報』11 pp.425-465
- 日下部正雄 1961「史料からみた北海道の気象災害」『天気』8 pp.403-409
- 日下部正雄 1969「19世紀末までの四国地方の気象災害」『研究時報』20 pp.502-526
- 日下部正雄 1973a「19世紀末までの関東地方の気象災害(その1)」『研究時報』25 pp.385-403
- 日下部正雄 1973b「19世紀末までの関東地方の気象災害(その2)」『研究時報』25 pp.429-447
- 日下部正雄 1975a「19世紀末までの中部地方および三重県の気象災害(その1)」『研究時報』27 pp.81-96
- 日下部正雄 1975b「19世紀末までの中部地方および三重県の気象災害(その2)」『研究時報』27 pp.119-135
- 日下部正雄 1975c「19世紀末までの中部地方および三重県の気象災害(その3)」『研究時報』27 pp.159-173
- 日下部正雄 1975d「19世紀末までの中部地方および三重県の気象災害(その4)」『研究時報』27 pp.203-217
- 日下部正雄 1977「19世紀末までの近畿地方の気象災害」『研究時報』29 pp.1-51
- 日下部正雄 1978「19世紀末までの中国地方の気象災害」『研究時報』30 pp.23-56
- 日下部正雄 1981「19世紀末までの奥羽地方の気象災害」『研究時報』33 pp.89-133
- 工藤雅樹 2008「北海道と東北の古代文化」(佐藤憲幸・宮尾 亨編『古代北方世界に生きた人びと—交流と交易— 展示図録』東北歴史博物館・北海道開拓記念館・新潟県立歴史博物館 pp.5-8)
- 倉嶋 厚 1966『日本の気候』古今書院
- 窪田順平 2009「中央ユーラシアの気候・水資源とその変遷」(佐藤洋一郎監修, 鞍田 崇編『砂漠・牧場の農耕と風土』臨川書店 pp.93-140)
- 栗原弘一 1994「夏」(気象庁監修, 日本気象協会編『気象年鑑』1993年版 大蔵省印刷局 pp.60-64)
- 黒須亜希子 2008「遺構の変遷とその特徴」(黒須亜希子編『茄子子遺跡』(財)大阪府文化財センター調査報告書174 (財)大阪府文化財センター pp.287-294)
- 甲元真之 2008「気候変動と考古学」『文学部論叢』97 熊本大学 pp.1-52
- コールズ, ブライアニ・コールズ, ジョン (河合信和訳) 1994『低湿地の考古学』雄山閣
- 国立天文台編 2007「日本のおもな気象災害」『理科年表』平成20年版 pp.328-350
- 小島 晃 2001「野史」『日本歴史大事典3』小学館 p.951
- 児玉信雄 1988「越佐災害年表(享保元年～天保元年)」(『新潟県史』通史編4 新潟県 pp.238-243)
- 小林義孝 1984「基本層序」(生田維道編『山賀(その4)』(財)大阪文化財センター pp.15-22)
- 小宮木代良 2001「徳川実紀・続徳川実紀」(皆川完一・山本信吉編『国史大系書目解題』下巻 吉川弘文館 pp.833-879)
- 小森俊寛 2005「型式・期・様式の年代観」『京から出土する土器の編年的研究』京都編集工房 pp.70-90
- 近藤純正 2000「日射量の推定」『地表面に近い大気科学』東京大学出版会 pp.71-73
- 坂井秀弥 2008「東日本における古代集落の展開」『古代地域社会の考古学』同成社 pp.164-184
- 坂上康俊 2001「第8章地域社会の変容 1 消えゆく集落」『律令国家の転換と「日本」』日本の歴史05 講談社 pp.280-292
- 坂口 一・小高哲茂 2008「K・L区の河道, 洪水及び水田について」(深澤敦仁編『上強戸遺跡群』(財)群馬県埋蔵文化財調査事業団調査報告書443 (財)群馬県埋蔵文化財調査事業団 pp.131-134)
- 佐久間貴士 2001「西国の集落」(小野正敏編集代表『図解・日本の中世遺跡』東京大学出版会 pp.42-49)
- 笹生 衛 2001「まとめ—芝野遺跡の景観変化について—」(笹生 衛編『東関東自動車道(千葉・富津線)埋蔵文化財調査報告書7 木更津市芝野遺跡』千葉県文化財センター調査報告409 (財)千葉県文化財センター pp.161-169)
- 笹嶋貞雄 2009「京都・鴨川の洪水考古論」(江戸遺跡研究会編『災害と江戸時代』吉川弘文館 pp.116-129)
- 笹山晴生 1992「「東人」と東国経営」(戸沢充則・笹山晴生編『関東』新版古代の日本8 角川書店 pp.331-350)
- 貞方 昇 1996『中国地方における鉄穴流しによる地形環境変貌』溪水社
- 佐藤甲二 2000「基本層, 検出遺構についての見解とまとめ」(佐藤甲二編『沼向遺跡第1～3次調査』仙台市文化財調査報告書241 仙台市教育委員会 pp.131-141)
- 佐藤忠信・八嶋 厚 1990「年輪気象法に関する研究」(奈良国立文化財研究所編『年輪に歴史を読む』同朋舎 pp.128-158)
- 竺 可楨 1972「中国近五千年來気候変遷の初歩研究」『考古学報』1972年第1期 pp.15-38
- 寒川 旭 1992『地震考古学』中公新書
- 設楽博己 2006「弥生時代改訂年代と気候変動—SAKAGUCHI1982論文の再評価—」『駒沢史学』67 pp.129-154
- 島田 泉 2002「先スペイン期後期の海岸の諸国家」(ラウラ・ラウレンチック・ミネリ編, 増田義郎・竹内和世訳『インカ

- 帝国歴史図鑑』 東洋書林 pp. 49-110)
- 清水昭博 1997「三宮寺遺物散布地」『奈良遺跡調査概報 1996年度第二分冊』 奈良県立橿原考古学研究所
- 下澤公明 2000「弥生時代後期末の吉備南部の社会について—百間川遺跡群を通して—」『古文化談叢』45 pp. 101-115
- 須賀井明子 2007「庚壇遺跡の成立過程について」(押切智紀・須賀井明子編『庚壇遺跡発掘調査報告書』山形県埋蔵文化財センター調査報告書 161 (財) 山形県埋蔵文化財センター pp. 118-119)
- 鈴木敏則 2004「伊場遺跡群」(鈴木敏則『梶子遺跡X』 (財) 浜松市文化協会 pp. 44-47)
- 関 俊明編 2003『久々戸遺跡・中棚II遺跡・下原遺跡・横壁中村遺跡』(財) 群馬県埋蔵文化財調査事業団調査報告書 319 (財) 群馬県埋蔵文化財調査事業団
- 関 雄二 1997「王国の衝突」『アンデスの考古学』世界の考古学1 同成社 pp. 188-217
- 瀬古 弘・家藤教章 2010「まとめと今後に向けて」(大阪管区気象台・彦根地方気象台・京都地方気象台・奈良地方気象台・和歌山地方気象台・神戸海洋気象台・松江地方気象台・鳥取地方気象台・舞鶴海洋気象台・広島地方気象台・徳島地方気象台・気象研究所予報研究部「強雨をもたらす線状降水帯の形成機構等の解明及び降水強度・移動速度の予測に関する研究」『気象研究所技術報告』61)
- 高野繁昭・増渕和夫 1999「遺跡とその周辺の自然史」(『落川・一の宮遺跡IV—自然科学編—』落川・一の宮遺跡(日野3・2・7号線) 調査会・調査団 pp. 5-53)
- 高橋浩一郎 1985「変わる気候」『気候と人間』日本放送出版協会 pp. 147-166
- 高橋 学 2003『平野の環境考古学』古今書院
- 高橋 学・五十嵐一治 2010「小結」(高橋 学・五十嵐一治編『弘田柵跡—第139次・第140次調査 関連遺跡の調査—』弘田柵跡調査事務所年報 2009・秋田県文化財調査報告書 457 秋田県教育庁弘田柵跡調査事務所 p. 22)
- 高橋 裕 1986「洪水の猛威」(町田 洋・小島圭二編『自然の猛威』日本の自然8 岩波書店 pp. 117-140)
- 高原 光 1998「近畿地方の植生史」(安田喜憲・三好教夫編『図説 日本列島植生史』朝倉書店 pp. 115-137)
- 高安克己 2004「地質コア分析結果と周辺の環境変遷に関する考察」(大社町教育委員会編『出雲大社境内遺跡』大社町教育委員会 pp. 359-378)
- 竹内 誠 2001「武江年表」『日本歴史大事典 3』小学館 p. 537
- 武部敏夫 1971「統史愚抄」(坂本太郎・黒板昌夫編『国史大系 書目解題』上巻 吉川弘文館 pp. 159-187)
- 武吉眞裕 2000「考察—調査結果と水害史料の検討」(武吉眞裕・江戶秀輝編『里改田遺跡 室ノ内・岩路地区』高知県埋蔵文化財センター発掘調査報告書 45 (財) 高知県文化財団埋蔵文化財センター pp. 139-147)
- 田崎博之 1998「福岡地方における弥生時代の土地環境の利用と開発」(小林 茂・磯 望・佐伯弘次・高倉洋彰編『福岡平野の古環境と遺跡立地』九州大学出版会 pp. 113-137)
- 田崎博之 2007「古代～中世」(田崎博之編『文京遺跡V』愛媛大学埋蔵文化財調査報告 XVI 愛媛大学埋蔵文化財調査室 pp. 180-193)
- 田中清美 2001「MS94-13 次調査」(清水和明編『森小路遺跡発掘調査報告 I』 (財) 大阪市文化財協会 pp. 187-192)
- 谷岡能史 2008a「古気候データから見た考古遺跡における洪水痕跡」『考古学研究』55(2) pp. 82-93
- 谷岡能史 2008b「考古遺跡に残された洪水痕跡と降水量の関係」『天気』55 pp. 797-806
- 谷岡能史 2010「近畿地方の文献史料から見た7～10世紀における暖候期の気候」『地理学評論』83 pp. 44-59
- 田辺昭三 1966「出土遺物の検討」『陶器古窯址群 I』平安学園考古学クラブ pp. 35-58
- 田辺昭三 1981「須恵器生産の展開」『須恵器大成』角川書店 pp. 34-58
- 中央気象台・海洋気象台 1939『日本気象史料』中央気象台中央気象台編 1949『日本気象災害年表 1900年より1947年まで』資源調査会資料 17 経済安定本部資源調査会事務局 中央気象台気象科学研究所 1981『中国近五百年旱澇分布図集』地図出版社
- 張 德二・劉 傳志 1993「中国近500年旱澇分布図集 続補(1980-1992)」『気象』1993. 11期 pp. 41-45
- 張 德二・李 小泉・梁 有叶 2003「中国近五百年旱澇分布図集 的再続補(1993-2000年)」『应用气象学报』14(3) pp. 379-388
- 張 德二(主編) 2004『中国三千年気象記録総集(一)～(四)』鳳凰出版社・江蘇教育出版社
- 趙 哲濟 2001「長原遺跡の地層」(小田木富慈美・寺井 誠・村元健一編『長原・瓜破遺跡発掘調査報告 XVI』 (財) 大阪市文化財協会 pp. 7-28)
- 趙 哲濟 2003「地層の見方」(松井 章編『環境考古学マニュアル』同成社 pp. 33-53)
- 寺尾 徹・村松久史・井上治郎 1991「日本の梅雨期における降水量の年々変動と東アジアの500 mb 循環場」『京都大学防災研究所年報』34(B2) pp. 85-102
- 寺沢 薫 1986「畿内古式土師器の編年と二・三の問題」(寺沢 薫編『矢部遺跡』奈良県史跡名勝天然記念物調査報告 49 奈良県立橿原考古学研究所 pp. 327-397)
- 寺沢 薫 2002「布留0式土器の新・古相と二, 三の問題」(寺沢 薫編『箸墓古墳周辺の調査』奈良県文化財調査報告書 89 奈良県立橿原考古学研究所 pp. 137-140)
- 戸口伸二 1996「平安京右京の衰退と地形環境変化」『人文地理』48(6) pp. 58-69

- 辻誠一郎 1993「植物と気候」(石野博信・岩崎卓也・河上邦彦・白石太一郎編『総論・研究史』古墳時代の研究第1巻 雄山閣 pp.105-112)
- 辻 康男・辻本裕也 2007「私部南遺跡の古環境変遷」(後川恵太郎編『私部南遺跡I』(財)大阪府文化財センター調査報告書 154 (財)大阪府文化財センター pp.158-180)
- 辻 康男・辻本裕也 2009「古環境分析」(森本 徹編『讚良郡条里遺跡IX』(財)大阪府文化財センター調査報告書 188 (財)大阪府文化財センター pp.331-364)
- 東村康文 1990「19世紀前半にみられた東アジアにおける夏季の寒帯前線帯の南偏」『地理学評論』63A pp.577-592
- 寺内隆夫 2000a「自然災害痕跡」(寺内隆夫編『上信越自動車道埋蔵文化財発掘調査報告書 28 更埴条里遺跡・屋代遺跡群(含む大境遺跡・窪河原遺跡)―総論編―』長野県埋蔵文化財センター発掘調査報告書 54 (財)長野県埋蔵文化財センター pp.191-194)
- 寺内隆夫 2000b「堆積物の特徴」(寺内隆夫編『上信越自動車道埋蔵文化財発掘調査報告書 28 更埴条里遺跡・屋代遺跡群(含む大境遺跡・窪河原遺跡)―総論編―』長野県埋蔵文化財センター発掘調査報告書 54 (財)長野県埋蔵文化財センター pp.199-204)
- 寺沢 薫・吉村和昭編 2006『箸尾遺跡I―耕作遺構編―』奈良県立橿原考古学研究所調査報告 97 奈良県立橿原考古学研究所
- 富井 眞 2005「京都白川の弥生前期末の土石流」『京都大学埋蔵文化財研究センター紀要XVI』京都大学構内遺跡調査研究年報 2001年度 京都大学埋蔵文化財研究センター pp.225-262
- 富井 眞 2008「土石流は初期農耕の地をどう通り過ぎたか」『京都大学埋蔵文化財研究センター紀要XVIII』京都大学構内遺跡調査研究年報 2003年度 京都大学埋蔵文化財研究センター pp.187-208
- 富井 眞・谷口圭輔 2009「弥生時代の砂質土石流堆積物の地点別粒度分析」『京都大学埋蔵文化財研究センター紀要XIX』京都大学構内遺跡調査研究年報 2004~2006年度 京都大学埋蔵文化財研究センター pp.69-127
- 富山県編 1987『富山県史 年表』富山県
- 外山秀一 2006『遺跡の環境復原』古今書院
- 外山政子 1988「田端遺跡の変遷」(神保侑史・西田健彦・下城正・関 晴彦・外山政子・大江正行・飯田陽一・大木伸一郎・石守 晃・新倉明彦編『田端遺跡(第5分冊)』群馬県教育委員会・(財)群馬県埋蔵文化財調査事業団 pp.1107-1138)
- 中川 一 2009「明治元年閏4月の大和川決壊についての一考察」(黒田慶一編『遠里小野遺跡発掘調査報告II』(財)大阪市文化財協会 pp.33-38)
- 永島暉臣慎編 1982『長原遺跡発掘調査報告』改訂版 長原遺跡調査会・(財)大阪市文化財協会
- 中澤哲夫 2005「2004年台風の発生・日本最多上陸に果たした季節内振動の役割」『月刊海洋』号外42 pp.12-19
- 中塚 武・大西啓子・河村公隆・尾崎大真・光谷拓実 2009「BC1~AD3世紀における埋没木曾ヒノキの年輪セルロース」『日本地球化学会年会要旨集』56 p.32
- 中塚 良 1995「古代京都・長岡京の廃絶と自然条件の推移」(吉野正敏・安田喜憲編『歴史と気候』文明と環境6 朝倉書店 pp.171-182)
- 中村唯史 2004「尾原ダム建設予定地内原田遺跡の立地と斐伊川」(西尾克己編『家ノ脇II遺跡・原田遺跡1区・前田遺跡4区』島根県教育庁埋蔵文化財調査センター pp.339-343)
- 中村唯史 2006「山陰中部地域における完新世の海面変化と古地理変遷」『第四紀研究』45 pp.407-420
- 中村 尚・深町知宏 2005「オホーツク海高気圧の成因と予測への鍵」『天気』52 pp.591-598
- 中村 浩 2001「相対年代と絶対年代」『和泉陶器窯出土須恵器の型式編年』芙蓉書房出版 pp.21-23
- 那須孝悌 1989「概論」(永井昌文・那須孝悌・金関 恕・佐原眞編『弥生人とその環境』弥生文化の研究1 雄山閣 pp.119-130)
- 那須孝悌・趙 哲済 2003「地層の見方」(松井 章編『環境考古学マニュアル』同成社 pp.33-53)
- 西 弘海 1982「土器様式の成立とその背景」(小林行雄博士古稀記念論文集刊行委員会編『考古学論考 小林行雄博士古稀記念論文集』平凡社 pp.447-471)
- 西尾克己 1983「小結」(石井 悠・西尾克己編『富田川河床遺跡発掘調査報告書-III-』島根県教育委員会 pp.98-99)
- 西澤正晴 2010「検出遺構」(西澤正晴編『平泉遺跡群発掘調査報告書 柳之御所遺跡』岩手県文化財調査報告書 130 岩手県教育委員会 pp.12-27)
- 西本豊弘編 2006『弥生時代の新年代』新弥生時代のはじまり1 雄山閣
- 西森基貴 1999「日本における冷夏・暑夏の出現特性に関する解析」『天気』46 pp.269-280
- 西森基貴・山川修治 2001「付録 20世紀のエルニーニョ, 異常気象・気象災害ならびに諸要因」(気候影響・利用研究会編『エルニーニョと地球環境』改訂増補版 成山堂書店 pp.247-249)
- 二宮洗三 2004「1896年(明治29年)7月の信濃川大洪水の気象状態」『天気』51 pp.655-665
- 野田真人 2006「日本の年輪解析研究の現状と展望」『木材学会誌』52 pp.271-276
- 野月寿彦 2008a「遺跡の層序」(野月寿彦編『K528遺跡(第1分冊)』札幌市文化財調査報告書 86 札幌市教育委員会 pp.17-18)
- 野月寿彦 2008b「総括」(野月寿彦編『K528遺跡(第2分冊)』札幌市文化財調査報告書 86 札幌市教育委員会 pp.75-79)

- 野中奈津子 2005「柳之御所付近の沖積地の河川氾濫と河道痕跡の検出—地形学的手法を用いて—」『平泉文化研究年報』5 岩手県教育委員会 pp.37-44
- 萩原 進 1992「災害と飢饉の推移」(群馬県史編さん委員会編『群馬県史』通史編6 pp.813-900)
- 橋本敬之 1996「近世の風水害の歴史」(静岡県編『静岡県史 別編2 自然災害誌』静岡県 pp.173-208)
- 早川由紀夫 1997「十和田湖の成立ちと平安時代に起こった大噴火」(小島圭二・田村俊和・菊池多賀夫・境田清隆編『東北』日本の自然地域編2 岩波書店 pp.58-60)
- 早野浩司 2006「まとめ」(早野浩二・宮腰健司編『島崎遺跡・伝法寺本郷遺跡・中之郷北遺跡』(財)愛知県埋蔵文化財センター報告書 (財)愛知県教育・スポーツ振興財団(愛知県埋蔵文化財センター) pp.104-106)
- 原 滋 1988「開発と災害」(長野県編『長野県史』通史編5 長野県史刊行会 pp.157-188)
- パリノーサーヴェイ株式会社 1996a「自然科学分析」(永越信吾・岡田千浪編『柴又帝釈天遺跡VII』葛飾区遺跡調査会発掘調査報告書36 葛飾区遺跡調査会 pp.294-353)
- パリノーサーヴェイ株式会社 1996b「珪藻化石・植物化石・樹種による古環境復元」(松田順一郎・パリノーサーヴェイ株式会社『北島遺跡の耕作地跡と古環境』(財)東大阪市文化財協会 pp.71-130)
- パリノーサーヴェイ株式会社 1999「静清平野北部の古環境変遷」(財)静岡県埋蔵文化財調査研究所編『静岡・清水平野の埋没古環境情報—一般国道1号静清バイパス埋蔵文化財発掘調査1984~1993—』(財)静岡県埋蔵文化財調査研究所 pp.87-105)
- 樋上 昇 2002a「時期区分と層序」(樋上 昇編『八王子遺跡報告編』(財)愛知県埋蔵文化財センター報告書92 (財)愛知県埋蔵文化財センター pp.10-11)
- 樋上 昇 2002b「結語」(樋上 昇編『八王子遺跡報告編』(財)愛知県埋蔵文化財センター報告書92 (財)愛知県埋蔵文化財センター pp.264-268)
- 日野尚志 2007「下月限C遺跡を中心にして条里・河川について考える」(山崎龍雄・荒牧宏行編『下月限C遺跡VII(本文編)』福岡市埋蔵文化財調査報告書932 福岡市教育委員会 pp.249-256)
- 平林 工 2000「御領遺跡第99-1次調査」(平林 工編『神辺町内遺跡発掘調査概要1999年度』神辺町埋蔵文化財調査報告24 神辺町教育委員会 pp.17-19)
- 廣瀬時習 2007「遺構面の認識と基本層序」(廣瀬時習編『池島・福万寺遺跡3』(財)大阪府文化財センター調査報告書158 (財)大阪府文化財センター pp.16-27)
- 廣田佳久 2004「まとめ」(廣田佳久・下村 裕編『不破遺跡』高知県埋蔵文化財センター発掘調査報告書90 (財)高知県埋蔵文化財センター pp.45-48)
- 福岡義隆 1986「年輪分析による気候変動の周期性と地域性」(河村 武編『気候変動の周期性と地域性』古今書院 pp.41-53)
- 福沢仁之・小泉 格・岡村 真・安田喜憲 1995「水月湖細粒堆積物に認められる過去2,000年間の風成塵・海水準・降水変動の記録」『地学雑誌』104 pp.69-81
- 藤 則雄 1988「吉崎・次場遺跡の古環境」(福島正実編『吉崎・次場遺跡(第2分冊)』石川県立埋蔵文化財センター pp.193-210)
- 藤井誠二編 2001『K39 遺跡 第6次調査』札幌市文化財調査報告書65 札幌市教育委員会
- 藤尾慎一郎 2009「縄文から弥生へ・弥生前史」(設楽博己・藤尾慎一郎・松木武彦編『弥生文化誕生』弥生時代の考古学2 同成社 pp.3-16)
- 藤尾慎一郎・今村峯雄・西本豊弘 2006「弥生時代の開始年代」(西本豊弘編『弥生時代の新年代』雄山閣 pp.7-28)
- 藤尾慎一郎・尾崎大真 2009「朝日遺跡出土土器に付着した炭化物の年代学的調査」(赤塚次郎編『朝日遺跡VIII 総集編』愛知県埋蔵文化財センター調査報告書154 (財)愛知県教育・スポーツ振興財団(愛知県埋蔵文化財センター) pp.138-148)
- 藤部文昭 1999「日最低・最高気温の統計値における日界変更の影響」『天気』46 pp.819-830
- ブライソン, R.A.・ムーレイ, T.J. (根本順吉・見角鋭二訳) 1980「インディアン時代の気候」『飢えを呼ぶ気候』古今書院 pp.39-58
- ブローデル, フェルナン(浜名優美訳) 1991『地中海1 環境の役割』藤原書店
- 保坂康夫 1997「山梨県下の遺跡・住居址数変動の通史的理解」『研究紀要』13 山梨県立考古博物館・(財)山梨県埋蔵文化財センター pp.31-46)
- 保坂康夫編 2006『鵜沢河岸跡IV』山梨県埋蔵文化財センター調査報告238 (財)山梨県埋蔵文化財センター
- 保坂康夫 2007『鵜沢河岸跡V』山梨県埋蔵文化財センター調査報告245 (財)山梨県埋蔵文化財センター
- 本田浩二郎 2000『東比恵三丁目遺跡』福岡市埋蔵文化財発掘調査報告書636 福岡市教育委員会
- 増田富士雄・伊藤有加・坂本隆彦・佐藤智之 2009「京都府京田辺市魚田遺跡付近の地形と洪水破堤堆積物」(『京都府遺跡調査報告集』133 (財)京都府埋蔵文化財調査研究センター pp.99-104)
- 榎本 哲 2007『平石遺跡発掘調査概要・I』大阪府教育委員会
- 松尾充晶 2004「考古学的所見のまとめ」(大社町教育委員会編『出雲大社境内遺跡』大社町教育委員会 pp.325-336)
- 松木武彦 2007『列島創世記』全集日本の歴史第1巻 小学館
- 松田順一郎 2000「八尾市小阪合遺跡における弥生時代~古代

- の河川堆積作用と地形発達」(駒井正明編『小阪合遺跡』(財)大阪府文化財調査研究センター調査報告書 51 (財)大阪府文化財調査研究センター pp.259-276)
- 松村道博 1998「第8次調査 2. II面の調査 調査のまとめ」(松村道博・力武卓治『雀居遺跡 4』福岡市埋蔵文化財調査報告書 565 福岡市教育委員会 pp. 59-60)
- 松本 淳 2002a「梅雨季の特徴」(吉野正敏監修, 気候影響・利用研究会編『日本の気候 I』 二宮書店 pp. 88-96)
- 松本 淳 2002b「夏季の特徴」(吉野正敏監修, 気候影響・利用研究会編『日本の気候 I』 二宮書店 pp. 97-103)
- 松本 淳 2002c「秋季の特徴」(吉野正敏監修, 気候影響・利用研究会編『日本の気候 I』 二宮書店 pp. 105-109)
- 満 志敏 2000「歴史早渇災害資料分布問題的研究」『歴史地理』16 pp. 280-294
- 満 志敏 2009「我国東部不同地区早渇演变的序列」『中国历史时期气候变化研究』 山东教育出版社 pp. 316-352
- 水越允治 1986「近畿・東海地方における梅雨期間の長期変動傾向について」『人文論叢』3 pp. 103-109 三重大学人文学部
- 水越允治 2001「近畿地方における過去六百年間の梅雨の長期傾向」『皇學館大学社会福祉学部紀要』4 pp. 15-31
- 水越允治 2004『古日記による 16 世紀の天候記録』 東京堂出版
- 水越允治 2006『古日記による 15 世紀の天候記録』 東京堂出版
- 水越允治 2008『古日記による 14 世紀の天候記録』 東京堂出版
- 宮崎泰史 2006「陶器の変遷」(宮崎泰史・藤永正明編『年代のものさし—陶器の須恵器—』大阪府立近つ飛鳥博物館図録 40 大阪府立近つ飛鳥博物館 pp. 60-65)
- 宮原ひろ子 2010「過去 1200 年間における太陽活動および宇宙線変動と気候変動の関わり」『地学雑誌』119 pp. 510-518
- 宮脇和人 1993「基本土層について」(栗田正芳・河野史知・宮脇和人編『古照遺跡—第 6 次調査—』松山市文化財調査報告書 35 pp. 13-15)
- 三輪健治 1983「夏」(気象庁監修, 日本気象協会編『気象年鑑』1982 年版 大蔵省印刷局 pp. 57-58)
- 村石眞澄 1997「遺構と遺物の検討」(村石眞澄編『古婦毛遺跡』山梨県埋蔵文化財センター調査報告 142 (財)山梨県埋蔵文化財センター pp. 96-97)
- 村石眞澄・野代恵子 2006「道路地区遺構」(村石眞澄・芦澤昌弘・代永智恵・上野 桜編『鰍沢河岸跡 (第 1 分冊)』山梨県埋蔵文化財センター調査報告 235 (財)山梨県埋蔵文化財センター pp. 164-207)
- 村田昌彦・吉野正敏 1988「日本における梅雨季の降水量変動の復元」『地学評論』61A pp. 643-656
- Monin, A. S. and Shishkov, Y. A. (内嶋善兵衛訳) 1982「完新世」『気候の歴史』 共立出版 pp. 277-331
- 森 雄仁・吉越昭久 2005「井戸遺構からみた平安時代の地下水環境と洪水」『立命館地理学』17 pp. 117-128
- 森岡秀人・西村 歩 2006「古式土師器と古墳の出現をめぐる諸問題」(森岡秀人・西村 歩編『古式土師器の年代学』(財)大阪府文化財センター pp. 507-588)
- 安田 稔 2002「集落の変遷」(安田 稔・高久田富裕・佐藤あかり・菅原祥夫・大河原勉・大波紀子『阿武隈川右岸築堤遺跡発掘調査報告 2 (第 2 分冊) 高木・北ノ脇遺跡 2』福島県文化財調査報告書 401 (財)福島県文化振興事業団 pp. 194-204)
- 安田喜憲 1977「「倭国乱」期の自然環境」『考古学研究』23(4) pp. 83-100
- 安田喜憲 1980「瓜生堂遺跡の泥土の花粉分析 II」(堀江門也・瀬川 勉・赤木克視・上西美佐子・藤澤真依・入江正則・岩崎二郎・藤田雅子・今村道雄・石神幸子・大谷治孝・奥 和之・杉本二郎・松村隆文・村上富喜子・小野久隆・中西靖人『瓜生堂』(財)大阪文化財センター pp. 427-436)
- 安田喜憲 1990『気候と文明の盛衰』 朝倉書店
- 山形俊男 2005「インド洋の変動が世界に波及する」『科学』73 pp. 1159-1163
- 山川修治 1989「20 世紀の寒冷期・温暖期・変動期における東アジア地上気圧配置の季節内変動と特異性」『地学雑誌』98 pp. 833-852
- 山川修治 2002「気候変動の実態」(吉野正敏監修, 気候影響・利用研究会編『日本の気候 I』 二宮書店 pp. 149-175)
- 山川修治 2003「気候システムの変動と日本の環境」(吉野正敏・福岡義隆編『環境気候学』 東京大学出版会 pp. 89-111)
- 山崎孝治 2005「北極はゆらぐ」『科学』75 pp. 1168-1171
- 山崎純男 1999『福岡市板付周辺遺跡調査報告書第 20 集』福岡市埋蔵文化財調査報告書 601 福岡市教育委員会
- 山崎純男 2000『福岡市板付周辺遺跡調査報告書第 21 集』福岡市埋蔵文化財調査報告書 640 福岡市教育委員会
- 山崎龍雄 2005「調査のまとめ」(山崎龍雄編『下月隈 C 遺跡 V』福岡市埋蔵文化財調査報告書 839 福岡市教育委員会 pp. 255-260)
- 山田悟郎 2002「オサツ 2 遺跡周辺の古植生について」(豊田宏良・松田淳子・久原直利編『ユカンボシ C2 遺跡・オサツ 2 遺跡における考古学的調査』千歳市埋蔵文化財発掘調査報告書 27 千歳市教育委員会 pp. 275-283)
- 山村英二 2006「富田細田遺跡における洪水層下水田について」(山村英二・徳江秀夫編『富田細田遺跡・富田宮下遺跡』(財)群馬県埋蔵文化財調査事業団調査報告書 384 (財)群馬県埋蔵文化財調査事業団 pp. 430-434)
- 山本武夫 1976「現代は過去を解く鍵」『気候の語る日本の歴史』そしえて文庫 4 そしえて pp. 49-86
- 山本武夫 1980「二, 三世紀の気候」(森 浩一編『三世紀の考

- 古学』上巻 学生社 pp.35-48)
- 山元敏裕・末光甲正編 1999『川南・西遺跡』高松市埋蔵文化財調査報告 38 高松市教育委員会
- 遊佐教寛 2000「泰平年表」『日本歴史大事典 2』小学館 p. 891
- 吉野正敏 1978『気候学』自然地理学講座2 大明堂
- 吉野正敏 1995a「ヴァイキングの時代」(吉野正敏・安田喜憲編『歴史と気候』文明と環境6 朝倉書店 pp.104-111)
- 吉野正敏 1995b「渤海の盛衰と気候変動」(吉野正敏・安田喜憲編『歴史と気候』文明と環境6 朝倉書店 pp.143-155)
- 吉野正敏監修, 気候影響・利用研究会編 2002『日本の気候 I』二宮書店
- 米川裕治 2007「シロカイト遺跡」(『奈良県遺跡調査概報』2006年度第二分冊 奈良県立橿原考古学研究所 pp.311-322)
- 米田敏幸 1991「近畿」(石野博信・岩崎卓也・河上邦彦・白石太郎編『土師器と須恵器』古墳時代の研究6 雄山閣 pp.19-33)
- 若松博恵 2000『水走遺跡第4次発掘調査報告』(財)東大阪市文化財協会
- 和達清夫監修, 高橋浩一郎・関口 武・大後美保・斎藤練一・善如寺信行・藤田敏夫・倉嶋 厚・三寺光雄・菊池原英和・北村幸房・田中 昭 1957『日本の気候—Climate of Japan—』東京堂出版
- 渡辺典昭 1999「夏」(気象庁監修, 日本気象協会編『気象年鑑』1999年版 大蔵省印刷局 pp.60-63)
- Adhikari, D.P. and Kumon, F. 2001: Climatic changes during the past 1300 years as deduced from the sediments of Lake Nakatsuna, central Japan. *Limnology* 2. 157-168.
- Allan, R. J. and Ansell, T. J. 2006: A new globally complete monthly historical mean sea level pressure data set (HadSLP2): 1850-2004. *Journal of Climate* 19. 5816-5842.
- Alley, R.B. 2000: The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quaternary Science Reviews* 19. 213-226.
- Amesbury, M. J., Charman, D. J., Fyfe, R. M., Langdin, P. G. and West, S. 2008: Bronze Age upland settlement decline in southwest England: testing the climate change hypothesis. *Journal of Archaeological Science* 35. 87-98.
- Aono, Y. and Kazui, K. 2008: Phenological data series of cherry tree flowering in Kyoto, Japan, and its application to reconstruction of springtime temperatures since the 9th century. *International Journal of Climatology* 28. 905-914.
- Bao, Y., Bräuning, A. and Yafeng, S. 2003: Late Holocene temperature fluctuations on the Tibetan Plateau. *Quaternary Science Reviews* 22. 2335-2344.
- Beer, J. and van Geel, B. 2007: Holocene climate changes and solar and other forcings. (Battarbee, R.W. and Binney, H. A. (ed.) *Natural climate variability and global warming: a holocene perspective*. Willey-Blackwell. 138-162.)
- Bell, B. 1975: Climate and the history of Egypt: The Middle Kingdom. *American Journal of Archaeology* 79. 223-269.
- Boomer, I., Wünnemann, B., Mackay, A. W., Austin, P., Sorrel, P., Reinhardt, C., Keyser, D., Guichard, F. and Fontugne, M. 2009: Advances in understanding the late Holocene history of the Aral Sea region. *Quaternary International* 194. 79-90.
- Boroffka, N., Oberhänsli, H., Sorrel, P., Demory, F., Reinhardt, C., Wünnemann, B., Alimov, K., Baratov, S., Rakhimov, K., Saparov, N., Shirinov, T., Krivonogov, S.K. and Röhl, U. 2006: Archaeology and climate: settlement and lake-level changes at the Aral Sea. *Geoarchaeology* 21. 721-734.
- Bradley, R. S. 1999: *Paleoclimatology*. (second edition) Academic Press.
- Briffa, K. R., Jones, P. D., Bartholin, T. S., Schweingruber, F. H., Karlén, W., Zetterberg, P. and Erogen, M. 1992: Fennoscandian summers from AD 500: temperature changes on short and long timescales. *Climate Dynamics* 7. 111-119.
- Choi, K.-S. and Byon, H.-R. 2009: Possible relationship between western North Pacific tropical cyclone activity and Arctic Oscillation. *Theoretical and Applied Climatology* DOI 10.1007/s00704-009-0187-9 (in press)
- Chou, C. 2003: Land-sea heating contrast in an idealized Asian summer monsoon. *Climate Dynamics* 21. 11-25.
- Chuine, I., Yiou, P., Viovy, N., Seguin, B., Daux, V. and Ladurie, E. L. R. 2004: Grape ripening as a past climate indicator. *Nature* 432. 289-290.
- Cobb, K. M., Charles, C. D., Cheng, H. and Edwards, L. R. 2003: El Niño/Southern Oscillation and tropical Pacific climate during the last millennium. *Nature* 424. 271-276.
- Compo, G. P., Whitaker, J. S. and Sardeshmukh, P. D. 2006: Feasibility of a 100-year reanalysis using only surface pressure data. *Bulletin of American Meteorological Society* 87. 175-190.
- Cook, E. R., Meko, D. M., Stahle, D. W. and Cleaveland, M. K. 1999: Drought reconstructions for the continental United States. *Journal of Climate* 12. 1145-1162.
- Cook, E. R., Buckley, B. M., D'Arrigo, R. D. 2000: Warm-season temperatures since 1600 BC reconstructed from Tasmanian tree rings and their relationship to large-scale sea surface temperature anomalies. *Climate Dynamics* 16. 79-91.
- Cook, E. R., Anchukaitis, K. J., Buckley, B. M., D'Arrigo,

- R.D., Jacoby, G.C. and Wright, W.E. 2010: Asian monsoon failure and megadrought during the last millennium. *Science* **328**. 486-489.
- Cosford, J., Qing, H., Eglinton, B., Matthey, D., Yuan, D., Zhang, M. and Cheng, H. 2008: East Asian monsoon variability since the Mid-Holocene recorded in a high-resolution, absolute-dated aragonite speleothem from eastern China. *Earth and Planetary Science Letters* **275**. 296-307.
- Dahlin, B.H. 2002: Climate change and the end of the classic period in Yucatan. *Ancient Mesoamerica* **13**. 327-340.
- Dark, P. 2006: Climate deterioration and land-use change in the first millennium BC: perspectives from the British palynological record. *Journal of Archaeological Science* **33**. 1381-1395.
- Davi, N., D' Arrigo, R.D., Buckley, B. and Kobayashi, O. 2002: Warm-season annual to decadal temperature variability for Hokkaido, Japan inferred from maximum latewood density (AD 1557-1990) and ring width data (AD 1532-1990). *Climatic Change* **52**. 201-217.
- Duke, P. 2000: Pueblo dwellers of the Southwest. (Bahn, P.G. (ed.) *The Atlas of World Archaeology*. Institute of Archaeology, University of Oxford. 164-165)
- Eklom, A. and Stabell, B. 2008: Paleohydrology of Lake Nhaucati (southern Mozambique), ~400 AD to present. *Journal of Paleolimnology* **40**. 1127-1141.
- Fu, C., Diaz, H.F., Dong, D. and Fletcher, J.O. 1999: Changes in atmospheric circulation over northern hemisphere oceans associated with the rapid warming of the 1920s. *International Journal of Climatology* **19**. 581-606.
- Fujibe, F., Yamazaki, N. and Kobayashi, K. 2006: Long-term changes of heavy precipitation and dry weather in Japan (1901-2004). *Journal of the Meteorological Society of Japan* **84**. 1033-1046.
- Ge, Q., Zheng, J., Fang, X., Man, Z., Zhang, X., Zhang, P. and Wang, W.-C. 2003: Winter half-year temperature reconstruction for the middle and lower reaches of the Yellow River and Yangtze River, China, during the past 2000 years. *The Holocene* **13**. 933-940.
- Gergis, J.L. and Fowler, A.M. 2009: A history of ENSO events since A.D.1525: implications for future climate change. *Climatic Change* **92**. 343-387.
- Gill, R.B., Mayewski, P.A., Nyberg, J., Haug, G.H. and Peterson, L.C. 2007: Drought and the Maya collapse. *Ancient Mesoamerica* **18**. 283-302.
- Glaser, R. and Riemann, D. 2009: A thousand-year record of temperature variations for Germany and Central Europe based on documentary data. *Journal of Quaternary Science* **24**. 437-449.
- Gong, G. and Hameed, S. 1991: The variation of moisture conditions in China during the last 2000 years. *International Journal of Climatology* **11**. 271-283.
- Grudd, H. 2008: Torneträsk tree-ring width and density AD 500-2004: a test of climatic sensitivity and a new 1500-year reconstruction of north Fennoscandian summers. *Climate Dynamics* **31**. 843-857.
- Haberzettl, T., Fey, M., Lücke, A., Maidana, N., Mayr, C., Ohlendorf, C., Schäbitz, F., Schleser, G.H., Wille, M. and Zolitschka, B. 2005: Climatically induced lake level changes during the last two millennia as reflected in sediments of Laguna Potrok Aike, southern Patagonia (Santa Cruz, Argentina). *Journal of Paleolimnology* **33**. 283-302.
- Hallett, D.J. and Anderson, R.S. 2010: Paleofire reconstruction for high-elevation forests in the Sierra Nevada, California, with implications for wildfire synchrony and climate variability in the late Holocene. *Quaternary Research* **73**. 180-190.
- Hantemirov, R.M. and Shiyatov, S. G. 2002: A continuous multimillennial ring-width chronology in Yamal, northwestern Siberia. *The Holocene* **12**. 717-726
- Huffman T.N. 2010: Intensive El Niño and the Iron Age of South-eastern Africa. *Journal of Archaeological Science* (2010), doi: 10. 1016/j. jas.2010. 05. 017
- Hoffmann, G. and Heimann, M. 1997: Water isotope modeling in the Asian monsoon region. *Quaternary International* **37**. 115-128.
- Hu, C., Henderson, G.M., Huang, J., Xie, S., Sun, Y. and Johnson, K.R. 2008: Quantification of Holocene Asian monsoon rainfall from spatially separated cave records. *Earth and Planetary Science Letters* **266**. 221-232.
- Huang, C.C., Pang, J., Zha, X., Su, H., Jia, Y. and Zhu, Y. 2007: Impact of monsoonal climatic change on Holocene overbank flooding along Sushui River, middle reach of the Yellow River, China. *Quaternary Science Reviews* **26**. 2247-2264.
- Hughes, M. K. and Graumlich, L. J. 1996: Multi-millennial dendroclimatic studies from the western United States. NATO ASI Series. *Climatic variations and forcing mechanisms of the last 2000 years* **141**. 109-124.
- Inoue, T. and Matsumoto, J. 2004: A comparison of summer sea level pressure over east Eurasia between NCEP-NCAR reanalysis and ERA-40 for the period 1960-99. *Journal of the Meteorological Society of Japan* **82**. 951-958.

- IPCC (Trenberth, K.E. and Jones, P.D. (coordinating lead authors)) 2007: Observations: surface and atmospheric climate change. (Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., M. Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M. and Miller, H.L. (ed.) *IPCC fourth assessment report*. (Chapter 3) pp.235-336) (available for: http://www.ipcc.ch/publications_and_data/publications_ipcc_fourth_assessment_report_wgl_report_the_physical_science_basis.htm)
- Itzstein-Davey, F., Atahan, P., Dodson, J., Taylor, D. and Zheng, H. 2007: A sediment-based record of Lateglacial and Holocene environmental changes from Guangfulin, Yangtze delta, eastern China. *The Holocene* 17. 1221-1231.
- Jennings J. 2008: Catastrophe, revitalization and religious change on the prehispanic north coast of Peru. *Cambridge Archaeological Journal* 18. 177-194.
- Jiang, J., Wu, B., Gu, X., Lu, J. and Ju, J. 2009: Rainfall index since 1873 for middle-lower reaches of Yangtze River basin during the eastern Asia summer monsoon. *Quaternary International* 216. 19-27.
- Johnson, K.R. and Ingram, B.L. 2004: Spatial and temporal variability in the stable isotope systematics of modern precipitation in China: implications for paleoclimate reconstructions. *Earth and Planetary Science Letters* 220. 365-377.
- Jones, P.D. and Mann, M.E. 2004: Climate over past millennia. *Reviews of Geophysics* 42. 1-42.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, B., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, R. and Joseph, D. 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society* 77. 437-471.
- Kumar, R., Nunn, P.D., Field, J.S. and Biran, A. 2006: Human responses to climate change around AD 1300: A case study of the Sigatoka Valley, Viti Levu Island, Fiji. *Quaternary International* 151. 133-143.
- Kaufman, D.S., Schneider, D.P., McKay, N.P., Ammann, C.M., Bradley, R.S., Briffa, K.R., Miller, G.H., Otto-Bliesner, B.L., Overpeck, J.T., Vinther, B.M. and Arctic lakes 2k project members 2009: Recent warming reserves long-term Arctic cooling. *Science* 325. 1236-1239.
- Kawamura, R., Matsuura, T. and Iizuka, S. 2001: Interannual atmosphere-ocean variations in the tropical western North Pacific relevant to the Asian summer monsoon-ENSO coupling. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 79. 883-898.
- Kushunoki, S., Yoshimura, J., Yoshimura, H., Noda, A., Oouchi, K. and Mizuta, R. 2006: Change of Baiu rain band in global warming projection by an atmospheric general circulation model with a 20-km grid size. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 84. 581-611.
- Kistler, R., Kalnay, E., Collins, W., Saha, S., White, G., Woollen, J., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Kanamitsu, M., Kousky, V., van den Dool, H., Jenne R. and Fiorino, M. 2001: The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: monthly means and CD-ROM and documentation. *Bulletin of the American Meteorological Society* 82. 247-267.
- Kitagawa, J., Nakagawa, T., Fujiki, T., Yamaguchi, K. and Yasuda, Y. 2004: Human activity and climate change during the historical period in central upland Japan with reference to forest dynamics and the cultivation of Japanese horse chestnut (*aesculus turbinata*). *Vegetation History and Archaeobotany* 13. 105-113.
- Lamb, H.H. 1977: *Climatic history and the future—Climate: present, past and future*. (vol.2) Methuen.
- Langton, S.J., Linsey, B.K., Robinson, R.S., Rosenthal, Y., Oppo, D.W., Eglinton, T.I., Howe, S.S., Djajadihardja, Y.S. and Syamsudin, F. 2008: 3500 yr record of centennial-scale climate variability from the Western Pacific Warm Pool. *Geology* 36. 795-798.
- Li, H., Dai, A., Zhou, T. and Lu, J. 2010: Responses of East Asian summer monsoon to historical SST and atmospheric forcing during 1950-2000. *Climate Dynamics* 34. 501-514.
- Li, Z., Saito, Y., Matsumoto, E., Wang, Y., Tanabe, S., Vu, Q.L. 2006: Climate change and human impact on the Song Hong (Red River) Delta, Vietnam, during the Holocene. *Quaternary International* 144. 4-28.
- Liu, Y., An, Z., Linderholm, H.W., Chen, D., Song, H., Cai, Q., Sun, J. and Tian H. 2009: Annual temperatures during the last 2485 years in the mid-eastern Tibetan Plateau inferred from tree rings. *Science in China Series D: Earth Sciences* 52. 348-359.
- Ma, J., Edmunds, W.M., He, J. and Jia, B. 2009: A 2000 year geochemical record of palaeoclimate and hydrology derived from dune sand moisture. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 276. 38-46.
- Maejima, I. and Tagami, Y. 1986: Climatic change during historical times in Japan—Reconstruction from climatic hazard records. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University* 21. 157-171.
- Manley, G. 1974: Central England temperatures: monthly means 1659 to 1973. *Quarterly Journal of the Royal*

- Meteorological Society* 100. 389–405.
- Mann, M. E., Zhang, Z., Hughes, M. K., Bradley, R. S., Miller, S. K., Rutherford, S. and Ni, F. 2008: Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 105. 13252–13257.
- Mann, M. E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R. S., Hughes, M. K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G. and Ni, F. 2009: Global signatures and dynamical origins of the little ice age and medieval climate anomaly. *Science* 326. 1256–1260.
- Masse, W. B., Liston, J., Carucci, J. and Athens, J. S. 2006: Evaluating the effects of climate change on environment, resource depletion, and culture in the Palau Islands between AD 1200 and 1600. *Quaternary International* 151. 106–132.
- McGregor, S., Timmermann, A. and Timm, O. 2010: A unified proxy for ENSO and PDO variability since 1650. *Climate of the Past* 6. 1–17.
- Mikami, T. 1996: Long-term variations of summer temperatures in Tokyo since 1721. *Geographical Report of Tokyo Metropolitan University*. 31: 157–165.
- Misumi, R. 1994: Variations of large-scale characteristics associated with increment of baiu precipitation around 1950. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 72. 107–121.
- Moberg, A., Sonechkin, D. M., Holmgren, K., Datsenko, N. M. and Karlén, W. 2005: Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature* 433. 613–617.
- Nesje, A. Dahl, S. O., Matthews, J. A. and Berrisford, M. S. 2001: A ~ 4500-yr record of river floods obtained from a sediment core in Lake Atnsjøen, eastern Norway. *Journal of Paleolimnology* 25. 329–342.
- Ninomiya, K. 1984: Characteristics of Baiu front as a predominant subtropical front in the summer northern hemisphere. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 62. 880–894.
- Nitta, T. 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the northern hemisphere summer circulation. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 65. 373–390.
- North Greenland Ice Core Project members. 2004: High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* 431. 147–151.
- Nunn, P. D. 2000: Environmental catastrophe in the Pacific Islands around A. D. 1300. *Geoarchaeology* 15. 715–740.
- Ogi, M., Tachibana, Y. and Yamazaki, K. 2004: The connectivity of the Okhotsk Sea ice with the Okhotsk high and their relation to the winter North Atlantic Oscillation (NAO). *Journal of the Meteorological Society of Japan* 82. 905–913.
- Ollive, V., Petit, C., Garcia, J.-P., Reddé, M., Biellmann, R., Popovitch, L. and Chateau-Smith, C. 2008: Roman Rhine settlement dynamics evidenced by coin distribution in a fluvial environment (Oedenburg, Upper Rhine, France). *Journal of Archaeological Science* 35. 643–654.
- Oppo, D. W., McManus, J. F. and Cullen, J. L. 2006: Evolution and demise of the Last Interglacial warmth in the North Atlantic. *Quaternary Science Reviews* 25. 3268–3277.
- Oppo, D. W., Rosenthal, T. and Linsley, B. 2009: 2,000-year-long temperature and hydrology reconstructions from the Indo-Pacific warm pool. *Nature* 460. 1113–1116.
- Pfister, C. 1995: Monthly temperature and precipitation in central Europe 1525–1979: quantifying documentary evidence on weather and its effects. (Bradley, R. S. and Jones, P. D. (ed.) *Climate since A. D. 1500* (revised edition) 118–142. Routledge.)
- Polyak, V. J. and Yemane, A. 2001: Late Holocene climate and cultural changes in the southwestern United States. *Science* 294. 148–151.
- Polyakov, I. V., Bekryaev, R. V., Alekseev, G. V., Bhatt, U. S., Colony, R. L., Johnson, M. A., Maskhtas, A. P. and Walsh, D. 2003: Variability and trends of air temperature and pressure in the maritime Arctic, 1875–2000. *Journal of Climate* 16. 2067–2077.
- Qian, Y. F., Zheng, Y. Q., Zhang, Y. and Miao, M. Q. 2003: Responses of China's summer monsoon climate to snow anomaly over the Tibetan Plateau. *International Journal of Climatology* 23. 593–613.
- Qian, W. and Zhu, Y. 2001: Climatic change in China from 1880 to 1998 and its impact on the environmental condition. *Climatic Change* 50. 419–444.
- Qian, W., Hu, Q., Zhu, Y. and Lee, D.-K. 2003: Centennial-scale dry-wet variations in East Asia. *Climate Dynamics* 21. 77–89.
- Quinn, W. H. and Neal, V. T. 1995: The historical record of El Niño events. (Bradley, R. S. and Jones, P. D. (ed.) *Climate since A. D. 1500* (revised edition) Routledge. 623–648)
- Rayner, N. A., Parker, D. E., Horton, E. B., Folland, C. K.,

- Alexander, L. V., Rowell, D. P., Kent, E. C. and Kaplan, A. 2003: Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research* **108**. D14(4407), doi:10.1029/2002JD002670.
- Robinson, R. S., Mix, A. and Martinez, P. 2007: Southern Ocean control on the extent of denitrification in the southeast Pacific over the last 70 ka. *Quaternary Science Reviews* **26**. 201-212.
- Rodrigo, F. S. and Barriendos, M. 2008: Reconstruction of seasonal and annual rainfall variability in the Iberian peninsula (16th-20th centuries) from documentary data. *Global and Planetary Change* **63**. 243-257.
- Saji, N. H., Goswami, B. N., Vinayachandran, P. N. and Yamagata, T. 1999: A dipole mode in tropical Indian Ocean. *Nature* **401**. 360-363.
- Sakaguchi, Y. 1982: Climatic variability during the Holocene epoch in Japan and its causes. *Bulletin of the Department of Geography, University of Tokyo* **14**. 1-27.
- Sakaguchi, Y. 1983: Warm and cold stages on the past 7600 years in Japan and their global correlation. *Bulletin of the Department of Geography, University of Tokyo* **15**. 1-31.
- Salzer, M. W. and Kipfmüller, K. F. 2005: Reconstructed temperature and precipitation on a millennial timescale from tree-rings in the southern Colorado plateau, U. S. A. *Climatic Change* **70**. 465-487.
- Shabalova, M. V. and van Engelen, A. F. V. 2003: Evaluation of a reconstructed of winter and summer temperature in the low countries, AD764-1998. *Climatic Change* **58**. 219-242.
- Smith, T. M. and Reynolds, R. W. 2003: Extended reconstruction of global sea surface temperatures based on COADS Data (1854-1997). *Journal of Climate* **16**. 1495-1510.
- Smith, T. M. and Reynolds, R. W. 2004: Improved extended reconstruction of SST (1854-1997). *Journal of Climate* **17**. 2466-2477.
- Smith, T. M., Reynolds, R. W., Peterson, T. C. and Lawrimore, J. 2008: Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880-2006). *Journal of Climate* **21**. 2283-2296.
- Solanki, S. K., Usoskin, I. G., Kromer, B., Schüssler, M. and Beer, J. 2004: Unusual activity of the sun during recent decades compared to the previous 11,000 years. *Nature* **431**. 1084-1087.
- Suk, K. G. and Sen, C. I. 1987: A preliminary study on long-term variations of unusual climate phenomena during the past 1000 years in Korea (Duzheng, Y., Congbin, F., Jiping, C. and Yoshino, M. (ed.) *The Climates of China and Global Climate*. China Ocean Press. 30-37.)
- Sweda, T. and Takeda, S. 1994: Construction of an 800-year-long CHAMAECYPARIS dendrochronology for central Japan. *Dendrochronologia* **11**. 79-86.
- Takahashi, K. 1987: An analysis of long-term variation of storm damage in Japan. (Duzheng, Y., Congbin, F., Jiping, C. and Yoshino, M. (ed.) *The Climates of China and Global Climate*. China Ocean Press. 13-19.)
- Tan, M., Liu, T. S., Hou, J., Qin, X., Zhang, H. and Li, T. 2003: Cyclic rapid warming on centennial-scale revealed by a 2650-year stalagmite record of warm season temperature. *Geophysical Research Letters* **30**(12). 1617. doi:10.1029/2003GL017352.
- Thompson, L. G., Thompson, M. E. and Aranao, B. M. 1984: El Niño-southern oscillation events recorded of the tropical Quelccaya ice cap, Peru. *Science* **226**. 50-53.
- Thompson, L. G., Thompson, E., Bolzan, J. F. and Koci, B. R. 1985: A 1500 year record of tropical precipitation recorded in ice cores from the Quelccaya Ice Cap, Peru. *Science* **229**. 971-973.
- Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Davis, M. E., Henderson, K. A., Brecher, H. H., Zagorodnov, V. S., Mashiotta, T. A., Lin, P. N., Mikhailenko, V. N., Hardy, D. R. and Beer, J., 2002: Kilimanjaro Ice Core Records: Evidence of Holocene Climate Change in Tropical Africa. *Science* **298**. 589-593.
- Tipping, R., Davies, A., McCulloch, R. and Tisdall, E. 2008: Response to late Bronze Age climate change of farming communities in north east Scotland. *Journal of Archaeological Science* **35**. 2379-2386.
- Torres, L., Parra, O., Araneda, A., Urrutia, R., Cruces, F. and Chirinos, L. 2008: Vegetational and climatic history during the late Holocene in Lake Laja basin (central Chile) inferred from sedimentary pollen record. *Review of Palaeobotany and Palynology* **149**. 19-28.
- Touchan, R., Xoplaki, E., Funkhouser, G., Luterbacher, J., Hughes, M. K., Erkan, N., Akkemik, Ü. and Stephan, J. 2005: Reconstructions of spring/summer precipitation for the Eastern Mediterranean from tree-ring widths and its connection to large-scale atmospheric circulation. *Climate Dynamics* **25**. 78-95.
- Trenberth, K. E. and Paolino, Jr., D. A. 1980: The northern hemisphere sea-level pressure data set: trends, errors and discontinuities. *Monthly Weather Review* **108**. 855-872.
- Trenberth, K. E. and Hurrell, J. W. 1994: Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. *Climate*

- Dynamics* 9. 303-319.
- Urrutia, R., Araneda, A., Torres, L., Cruces, F., Vivero, C., Torrejón, F., Barra, R., Fagel, N. and Scharf, B. 2010: Late Holocene environmental changes inferred from diatom, chironomid, and pollen assemblages in an Andean lake in Central Chile, Lake Laja (36° S). *Hydrobiologia* 648. 207-225.
- Verschuren, D. Laird, K.R. and Cumming, B.F. 2000: Rainfall and drought in equatorial east Africa during the past 1,100 years. *Nature* 403. 410-414.
- Villalba, R. 1990: Climatic fluctuations in northern Patagonia during the last 1000 years as inferred from tree-ring Records. *Quaternary Research* 34. 346-360.
- Wang, B., Wu, R. and Fu, X. 2000: Pacific-East Asian teleconnection: how does ENSO affect East Asian climate? *Journal of Climate* 13. 1517-1536.
- Wang, B., Liu, J., Yang, J., Zhou, T. and Wu, Z. 2009: Distinct principal modes of early and late summer rainfall anomalies in East Asia. *Journal of Climate* 22. 3864-3875.
- Wang, H., Liu, H., Liu, Y., Cui, H. and Abrahamsen, N. 2009: Mineral magnetism and other characteristics of sediments from an alpine lake (3,410 m a. s. l.) in central China and implications for late Holocene climate and environment. *Journal of Paleolimnology* 43. 345-367.
- Wright, R.P., Bryson, R.A. and Schulderein, J. 2008: Water supply and history: Harappa and Beas regional survey. *Antiquity* 82. 37-48.
- Xu, X.D., Shi, X.Y., Wang, Y.Q., Peng, S.Q. and Shi, X.H. 2008: Data analysis and numerical simulation of moisture source and transport associated with summer precipitation in the Yangtze River Valley over China. *Meteorology and Atmospheric Physics* 100. 217-231.
- Yamada, K., Kamite, M., Saito-Kato, M., Okuno, M., Shinozuka, Y. and Yasuda, Y. 2010: Late Holocene monsoonal-climate change inferred from Lakes Ni-no-Megata and San-no-Megata, northeastern Japan. *Quaternary international* 220. 122-132
- Yang, B., Braeuning, A., Johnson, K. R. and Yafeng, S. 2002: General characteristics of temperature variation in China during the last two millennia. *Geophysical Research Letters* 29(10). 1029/2001GL014485.
- Yasuda, Y., Fujiki, T., Nasu, H., Kato, M., Morita, Y., Mori, Y., Kanehara, M., Toyama, S., Yano, A., Okuno, M., Jiejun, H., Ishihara, S., Kitagawa, H., Fukuzawa, H., Naruse, T. 2004: Environmental archaeology at the Chengtoushan site, Hunan Province, China, and implications for environmental change and the rise and fall of the Yangtze River civilization. *Quaternary International* 123-125. 149-158.
- Yoshino, M.M. 1978: Regionality of climatic change in Monsoon Asia. (Takahashi, K. and Yoshino, M.M. (ed.) *Climatic change and food production*. University of Tokyo Press. 331-342.)
- Yi, L., Yu, H., Xu, X., Yao, J., Su, Q. and Ge, J. 2010: Exploratory precipitation in North-central China during the past four centuries. *Acta Geologica Sinica* (English edition) 84. 223-229.
- Yi, S., Saito, S., Chen, Z. and Yang, D.Y. 2006: Palynological study on vegetation and climatic change in the subaqueous Changjiang (Yangtze River) delta, China, during the past about 1600 years. *Geosciences Journal* 10. 17-22.
- Zhang, Q., Zhu, C., Liu, C.L. and Jiang, T. 2005: Environmental change and its impacts on human settlement in the Yangtze Delta, P.R. China. *Catena* 60. 267-277.
- Zhang, P., Cheng, H., Edwards, R.L., Chen, F., Wang, Y., Yang, X., Liu, J., Tan, M., Wang, X., Liu, J., An, C., Dai, Z., Zhou, J., Zhang, D., Jia, J. and Johnson, K.R. 2008: A test of climate, sun and culture relationships from and 1810-year Chinese cave record. *Science* 322. 940-942.
- Zhang, Y., Tian, Q., Gou, X., Chen, F., Leavitt, S.W. and Wang, Y. 2010: Annual precipitation reconstruction since AD 775 based on tree rings from the Qilian Mountains, northwestern China. *International Journal of Climatology* (in press)
- Zheng, J., Wang, W.-C., Ge, Q., Man, Z. and Zhang, P. 2006: Precipitation variability and extreme events in eastern China during the past 1500 years. *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences* 17. 579-592.
- Zhu, X., Wu, Z. and He, J. 2008: Anomalous Meiyu onset averaged over the Yangtze River valley. *Theoretical and Applied Climatology* 94. 81-95.

参考 URL

国土交通省水文水質データベース : <http://wwwl.river.go.jp/>
(最終閲覧日 2010 年 3 月 21 日)

CISL Research Data Archive (managed by the Data Support Section of the Computational and Information Systems Laboratory at the National Center for Atmospheric Research in Boulder, Colorado.) /Data for atmospheric and geosciences research/China monthly station precipitation and temperature, 1951-2000 : <http://dss.ucar.edu/datasets/ds578.1/> (最終閲覧日 2010 年 10 月 11 日)