日本の気候変動と沖積世の寒冷気候

山 本 武 夫¹⁾

The Changing Climate through the Period of Meteorological Records and the Historical Past in Japan and Some Considerations about the Cold Climate in the Alluvial Epoch

Takeo YAMAMOTO¹⁾

The Far East monsoon regime is a consequence of the interaction of both planetary and regional factors. When the westerlies over the Eastern Hemisphere are weak in winter, the stationary trough of the planetary wave, which is located normally in the neighborhood of the Japanese islands, tends to retreat in the Japan Sea side, producing the monsoonal climate, that is to say, the lower air temperatures in the south-western Japan and more snowy winter in the Hokuriku District. On the contrary, when the westerlies become stronger, the trough moves across the Japan Island to the Pacific side, resulting the non-monsoonal winter climate, warm winter in the south-western Japan, less snowy in the Hokuriku District and more rainy in the Pacific coast. In summer, the trough, which is normally located farther west in the Japan Sea, moves westwards or eastwards, corresponding to the weaker or stronger westerlies, and produces hot-dry summers or cool-rainy summers in Japan. In other words, the winter and summer monsoons in the Far East change their vigor in contrast with the intensity of the prevailing westerlies throughout the year, and this is the reasons why the cold-snowy(warm—less snowy) winters correspond to hot-dry (cool-rainy) summers, and the curve of 11-year running means of the annual means of wind speeds at the summit of Mt. Fuji (3782 m) changes opposite to those of the annual amplitude of air temperatures at various points in the central Japan.

Through the rhythm of the decade means of summer air temperatures in the north-eastern Japan and the running means of the amount of January precipitations on the Japan Sea coast, a significant trend of long-term change is noticeable, which must be attributed to the north-southward displacement of the climatic zone. The northward shift or the southward retreat of the climatic zone generally appears in company with the weak or vigorous state of the prevailing westerlies.

Consequently, in the case of Japanese climate, the effect of the Far East monsoons on the winter climate, for instance, the lowering or rising air temperatures due to the change of the Far East monsoon, objects to the effect influenced by the north-southward displacement of climatic zone, while, in summer, both effects cooperate with each other.

However, in the extreme cases of the displacement of the climatic zone, the global effect exceeds the regional effect of the Far East monsoons, producing the extreme case of "Little Climatic Optimum" with warm—less snowy winters and hot-dry summers and the extreme case of "Little Ice Age" with cold-snowy winters and cool-rainy summers.

It is beyond question that the most favorable condition for the accumulation of snow and ice must be the extreme case of "Little Ice Age" distinguished with much snowfalls, lower air temperature in all seasons, and rainy summers associated by the reduced durations of sunshine. The climate in the first half of XV Century, for instance, is estimated to be the extreme case of "Little Ice Age" from the various records of documents. In accord with the estimation, the ¹⁴C dating test on the wood which was discovered by Horie (1968) in the outwash deposit of Shirouma Kitamata (1620 M) gives 520±80 years B. P. However, the duration of extreme period of "Little

1) 山口大学教育学部地学教室 Department of Education, Yamaguchi University

Ice Age" is not so long as far as it concerns within historical times. The climate of (warm-winter)—(cool-summer), which is caused by the predominant westerlies and distinguished with the intensified activities of Lows in the surroundings of the Japan Island, is also favorable, to a certain extent, for the accumulation of snow. The chronicle of Iwate prefecture in the northern Japan says that, in the year of 1775, one of the biggest four of the bad harvest years in the history of Nambu Clan, it was so cool and rainy in summer that the snow cover on Mt. Kurakake (897 m) did not disappear through the year, notwithstanding the fact that, in the preceeding winter, that is to say from 1774 to 1775, to first freezing date of Lake Suwa as well as the first date of snowfalls at Edo (Tokyo) was very late. It seems that winter air temperatures have little effect of the formation of firn or the mountain glaciers and the cool-rainy summer climate is the most important.

I. 緒 言

“現在”は“過去”を解く鍵という。日本の過去の気候の変遷は、現在、日本に進行しつつある気候変動の事実に基づいて考察されなければならない。日本の気候変動を世界の気候変動の中に正しく位置づけることは大切なことであるが、日本の場合に世界の気候変動の“miniature”版をそのまま押付けることは正しくない。本稿においては、日本の、観測時代・歴史時代の気候変動の実態を論じた後、日本の沖積世の寒冷期の氷舌や氷河の伸長、拡大の気候条件について若干の考察を述べたい。

II. 日本の気候変動の特性 (その1)

—極東季節風の性格—

日本で気象観測が開始されたのは、函館の1873年が最も古く、日本の気象観測の歴史は、恰度一世紀になる筈であるが、全国的に、観測網が普及したのは1888年前後であるから、現在、約80年分位の、観測 data が得られる訳である。観測時代の日本の気候変動の特徴は、まづ、“極東季節風”の変動が、極めて、鮮明に現われていることである。図1(A)に西南日本冬季(12~2月の平均)気温、(B)に東北日本の夏季(6~8月の平均)気温、(C)に北陸地方の最深積雪量(12~2月の平均)、(D)に中部地方の夏季降水量(6~8月の合計量)の各々、10年平均値の変動を示した。西南日本の暖(厳)冬と、北陸地方、少(多)雪期間が、一々東北日本の冷夏(酷暑)と中部地方の多(寡)雨期間に対応していることは、10年程度の平均値を取って考えるならば、冬季、シベリア大陸からの、寒気の吹出の強いときは、夏季、北太平洋高気圧の日本列島への張出しもつよく、極東季節風の強度が、冬季・夏季を通じて、図1に見られる如き“rhythm”をもって変動して来たことを物語る。次にこの様な夏冬通じて共通の変動の“rhythm”をつくる原動力について考察してみたい。日本列島の西方 70°E~100°E, 30°N~40°N に、Himalaya-Tibet の大山塊が蟠居して居る。こ

図1 極東季節風の Rhythm (A)西南日本冬季(12月, 1月, 2月平均)気温。鹿児島・高知・境・和歌山・伏木5ヶ所の平均; (B)東北日本日本の夏季(6月, 7月, 8月平均)気温, 函館・秋田・宮古・山形・新潟5ヶ所の平均; (C)北陸の最深積雪量(12月, 1月, 2月平均), 福井・金沢・伏木3ヶ所の平均; (D)中部地方夏季(6月, 7月, 8月合計)降水量, 長野・松本・高山の合計

の障害物に吹きつける偏西風の流れは、山塊の機械的障害作用と、その熱的影響の下に極東地域に、超長波の定常的な“trough”を作る。最近約20年間の高層観測資料の解析結果によれば、冬季の定常波の“trough”の日本付近における平均位置は、大体 140°E 付近とされている。偏西風の弱まる夏季は、定常波の波長が縮り“trough”の位置は日本海西部に退く。

約80年の日本の観測時代を通じて、偏西風の強度の変遷があった筈である。冬季、偏西風の衰弱期間には、超長波の波長は縮まり、定常波の“trough”の平均位置は 140°E 線から、西方日本海側に移る。その日本海上の“trough”の西側分枝に沿って、大陸の寒気が日本列島に氾濫し、東側分枝に沿っては低気圧群が、日本海上を

東北進する。このため西南日本は厳冬化し、北陸地方の降雪量は増大し、日本列島の冬は、monsoon 型の様相を呈する。偏西風の優盛期間には“trough”の平均位置は、日本列島を越えて、太平洋側に移り、西南日本は、大陸からの寒気流の直接の attack をまぬがれるという意味で“暖冬化”し、その東側分枝に沿う低気圧の進行径路は太平洋側に移る。後出の図 6 に見られる如く、北陸地方の 1 月降水量と房総半島・伊豆諸島の 1 月降水量の 10 年移動平均曲線が、共通の“rhythm”を持ちながらその正負の方向がまったく逆になっているのは、この関係を示すものである。

1 月の日々の天気図上の低気圧の位置を 50 年間分、調べた結果を図 2 (A)(B) に示した。(A) は図 1 において、日本の気候が、monsoonal の頂点をなす (ii) 1918 年～1927 年、(iv) 1938 年～1947 年の 20 年間の平均分布図、(B) は、non-monsoonal の期間である (i) 1908 年～1917 年、

(iii) 1928 年～1937 年、(v) 1948 年～1957 年の 30 年間の平均分布図である。日本海側、太平洋側を通じて日本付近全体の低気圧数頻度は、(B) の方が (A) よりも高い。この理由については、後で考察する。このために (A)(B) 図の低気圧分布の比較が、一見識別に困難かも知れないが、仔細に観察すると、低気圧が日本海を通る傾向は、monsoonal な (A) 期間の方が (B) よりも大きいことが分る。日本列島を境界¹⁾にして、低気圧数を一々数え挙げた結果について言うと、日本海上の低気圧数の太平洋側の低気圧数に対する比が、(A) 期間は 1.5 倍、(B) の場合は 1.1 倍である。

冬季の偏西風の衰弱期間には、同時に夏季の偏西風の衰弱期間でもあるであろう。夏季の偏西風が、比較的弱い場合は、超長波の“trough”の位置は、日本海西方に退き“trough”の東側分枝に沿って、亜熱帯気団が、日本海上に侵入し、北太平洋高気圧は日本列島を覆って日本海まで張出す。東北日本や北鮮・沿海州方面の夏季気

図 2 1 月の低気圧の位置分布 (経緯度 4° セクション毎の数の平均値)

- 1) 122° E～136° E について 34° N 線, 136° E について 36° N まで上り 136° E～138° E について 36° N 線, 138° E について 38° N まで上り 138° E～142° E については 38° N 線, 142° E～148° E について 42° N 線を境界線とすると (A) (n=20) の場合 日本海側 197, 太平洋側 132, 総数 329 (16.5/year)
(B) (n=30) の場合 日本海側 305, 太平洋側 275, 総数 580 (19.3/year)

図3 7月の低気圧の位置分布（経緯度4°セクション毎の数の平均値）

温は、亜熱帯気団からの熱の移流の影響を受けて上昇し、中部日本は安定した北太平洋高気圧に覆われて乾燥・寡雨化する。逆に、夏季の偏西風の強い期間には trough の平均位置は、日本列島の方へ近づき、低気圧径路が、日本列島寄りになるため、日本の夏の気候は冷涼化するとともに多雨型¹⁾になる。

7月の低気圧数を1月の場合とおなじ方法で調べたのが 図3 (A)(B)である。夏季気候が monsoonal な(A)期間の方が、低気圧の分布は西に偏っている。このことは超長波の“trough”の平均位置の西方後退を示唆するものである。又 non-monsoonal な(B)期間の方が、(A)よりも日本付近全体での低気圧活動が旺盛であることも1月の場合と同様である。

以上を総合すると、われわれは、極めて簡明な結論に到達する。西風 jet の衰弱期間には年間を通じて、超長波の“trough”の位置が西偏する。そのために、冬季；西南日本の厳寒、北陸方面の多雪、夏季；東北日本の高温、中部地方の寡雨という、極東季節風的な気候が現出する。西風 jet が強いときは“trough”の位置は、東に

進み、暖冬・寡雪、冷夏・多雨の non-monsoonal な気候の出現となる。図2、図3を通じて見られる如く、1月、7月の場合を通じて、日本付近全体の低気圧活動は(B)期間の方が、(A)期間よりも旺盛である。おそらくつよい西風 jet の shear による、大気層の不安定化が低気圧多発を助けるのであろう。

図4に富士山頂の年平均風速の11年移動平均曲線と、日本各地の気温の年振幅の年移動平均曲線の比較を掲げた。気温の年振幅は、年々の各月の月平均気温を調和分析してその初項 a_1 を取ったものであるが、その大小は、夏季と冬季の気温の差の程度、日本気候の季節風の性格の程度をあらわすのに、もっとも妥当な指数とすべきであろう。図4において、風速曲線の山がほぼ気温の年振幅曲線の谷に一致することは、西風 jet の盛(衰)⇔極東季節風の衰(盛)関係を具体的に示しているものと言える。

富士山頂の気象観測は、1932年7月から開始されているが、1937年以前は、風力塔の高さが違うので割愛した。富士山頂の風速は、自由大気の風速ではなく、種々の地

1) 福岡・米子・Khabarovsk の6, 7, 8月の200mb 平均高度の緯度傾斜と、岐阜・高山・松本・長野・諏訪の6, 7, 8月合計雨量との、各年の同時相関係数をとって見ると $R=0.85$ (1958—1971, 1969, 1970欠) $(n=12)$ となるのは、この関係を示すものである。

図4 富士山頂の年平均風速と中部日本各地の気温の年振幅の11年移動平均曲線（年次は11年の中心）

形的影響が加わったものであることは言うまでもないが、年間各月の平均最多風向がWないしWNWであること等に鑑み、10年程度の平均値について言えば、日本上空の偏西風の強度の一応の目安と考えてさしつかえないであろう。

年々の偏西風の変動は、北半球規模の超長波に、それ以下の規模の様々な長波・短波の重畳した結果であるから、偏西風の強度と日本の各種気候要素の関係も、年々の変動については、図1について述べた如く簡単ではない。しかし10年程度の平均値をとると、中規模以下の擾乱が消失して、超長波の性格が鮮明にあらわれたものが、図1および図4の結果である。10年程度の個数をとるという平均操作は、長波・短波の擾乱を消去して、超長波の変動をとり出すという意味を持つものである。

Ⅲ 日本の気候変動の特性（その2）

一気候帯の北進・南退一

前節に述べた極東季節風の rhythm は、周期20年～30年程度のものである。数百年ないし数千年の長期の変動を考える場合には、この rhythm を貫く、長期傾向や長周期の変動について考察しなければならない。数日の生命しか持たない“かげろう”が、日々の気温の日変化の若干個の経験に基いて、季節変化を認識するためには、日変化を貫く長期傾向に注意するほかない。この場合、もし日変化の存在を無視して、季節変化を探ろうとするならば、結果は徒らに混迷と錯誤に終るであろう。われわれは、再び図1に立還って、rhythm を貫く長期傾向を観察しなければならない。図1でもっとも鮮やかに、長期傾向が認められるのは、(B)夏季気温の場合である。この長期変化は、1930年頃を頂点として、以後はゆるやかに下降に向っている。この変動は既に MITCHELL その他によって確かめられている、世界の中・高緯度帯の気候の変動の pattern によく一致していると言える。図1(B)において最後の2点は、上昇傾向が停止した後であるから、はじめの6個の decade means について、気温の上昇率を求めると、 $1.69^{\circ}\text{C}/\text{世紀}$ となる。

この様な夏季（6～8月）気温の長期変動の機構を調べるため、便宜上、7月の気候を取上げることにした。日本の観測時代の7月の気候変遷を考えるには、全期間を図5(A)に示す如き気温の変動の実態から

- $$\left\{ \begin{array}{l} \text{(i) } 1891\text{年} \sim 1910\text{年} \quad (n=20) \\ \text{(ii) } 1911\text{年} \sim 1950\text{年} \quad (n=40) \\ \text{(iii) } 1951\text{年} \sim 1970\text{年} \quad (n=20) \end{array} \right.$$

の3期間に大別するのが便利である。この期間区分は、降水量についても意味がある。日本の本州には、80年以上の観測 data を持つ観測所が25箇所あるが、その内、関東地方（東京・宇都宮）と東北地方北部（青森・宮古・秋田・新潟）の6箇所を例外として、19箇所¹⁾の観測所の7月降水量は、いづれも(i)1891年～1910年(n=20)多雨、(ii)1911年～1950年(n=40)寡雨、(iii)1951年～1970年(n=20)多雨の鍋底型の変動をしている。その結果は表1に示す。19箇所の7月雨量合計については、凹型率((i)(iii)の平均値と(ii)との差を全期間の平均値で割ったもの)は24%に及ぶ。例外地点を加えた25箇所の7月降水量も鍋底型の変動を示し、更に25箇所の年降

1) 下関、広島、浜田、境、岡山、大阪、京都、和歌山、津、金沢、伏木、名古屋、岐阜、浜松、長野、銚子、福島、山形、石巻、

表1. 本州7月降水量, 年降水量の鍋底型変化

期 間 \ 降 水 量	19箇所7月雨量合計	25箇所7月降水量合計	25箇所年降水量合計
(i) 1891年~1910年 (n=20)	3657 mm	4678 mm	40433 mm
(ii) 1911年~1950年 (n=40)	3089 mm	4054 mm	39626 mm
(iii) 1951年~1970年 (n=20)	4207 mm	5108 mm	40771 mm
凹型率*	24.0%	18.8%	2.4%

* (i)(iii) の平均値と (ii) の差を全期間の平均値で割ったもの。

水量の合計値の変動についても, 鍋底型変動の痕跡が残っている。

この様な, (i) 低温多雨, (ii) 高温寡雨, (iii) 低温多雨の3期間別に, 日本列島付近の7月の地上平均気圧図を作成してみると, 図5(B)の(i)(ii)(iii)の如くなる。

(ii)の高温寡雨期間の平均地上気圧図は, 1009mb 等圧線が日本列島を越えて, 日本海に張り出し, かつ等圧線の型が西南日本に突出している。(i)(ii)(iii)期間別に北太平洋高気圧の中心部の気圧配置図を調べたものを図5(C)に掲げた。data source は1959年までは U. S. A.

図5 日本の7月の気温の変動(A)と, 北太平洋高気圧の張り出し(B), 北太平洋高気圧の中心部の気圧分布(C)の関係。

表 2 「銚子—旭川」又は「八丈島—敷香」の 7 月気圧差と東北日本、朝鮮半島および南西諸島方面の 7 月気温期間別の相関係数。(i)1891~1910 北太平洋高気圧衰弱期、(ii)1911~1950 同旺盛期、(iii)1951~1970 同衰弱期、
(a)「銚子—旭川」7 月気圧差と東北日本の 7 月気温の正相関関係 (b)「銚子—旭川」7 月気圧差と南西諸島方面の 7 月気温の負相関関係

期 間	(i)1891 ~1910	(ii)1911 ~1950	(iii)1951 ~1970
銚子—旭川気圧差	0.39mm Hg	1.02mm Hg	0.75mm Hg
場所	相関係数	相関係数	相関係数
旭 川 43°47'N 142°22'E	0.33	0.58	0.45
札 幌 43°04'N 141°20'E	0.38	0.60	0.50
帯 広 42°55'N 143°13'E	0.56*	0.65	0.52
寿 都 42°47'N 140°14'E	0.58	0.65	0.56
函 館 41°49'N	0.62	0.70	0.57
青 森 40°51'N 140°42'E	0.66	0.74	0.65
宮 古 39°38'N 141°59'E	0.63	0.76	0.70
山 形 38°15'N 140°21'E	0.65	0.73	0.59
福 島 37°45'N 140°28'E	0.73	0.78	0.68
宇都宮 36°33'N 139°52'E	0.74	0.66	0.73
東 京 35°41'N 139°46'E	0.69	0.64	0.69
甲 府 35°38'N 138°34'E	0.61**	0.43	0.65
12ヶ所平均	0.60	0.66	0.61

*1892~1910 (n=19) の平均

**1895~1910 (n=16) の平均

Weather Bureau から micro film で与えられたもの。それ以後は気象庁発行の「季節予報資料」などに拠った。日本列島の高温・寡雨期である(ii)期間の特徴は、北太平洋高気圧の中心部の高圧部が著しく拡大していることで、1026mb 等圧線で囲まれている面積が、(i)(iii)期間の数倍から10倍程度に達している。そればかりでなく、(i)から(ii)へ、高圧部の中心示度の位置が北進し、(ii)から(iii)に再び南退の傾向を見せていることである。(ii)から(iii)への南下は、(i)から(ii)への北上程、明瞭でないのは、data source に不連続がある外、図 5(C)の製作には、緯度・経度各 5° 毎の気圧値を使っているため、位置移動があまり著しくない場合は、平均図に、はっきり現れないこともあり得るであろう。

関東から東北地方各地の 7 月気温は、帯状指数として

期 間	(i)1897 ~1910	(ii)1911 ~1944	(iii)1951 ~1970
銚子—旭川気圧差	0.31mm Hg	1.12mm Hg	0.75mm Hg
場所	相関係数	相関係数	相関係数
名 瀬 28°23'N 129°30'E	-0.09	-0.10	-0.24
那 覇 26°12'N 127°39'E	-0.20	-0.54	-0.56
宮古島 24°47'N 125°17'E	—	—	-0.86
石垣島 24°20'N 124°16'E	-0.38	-0.41	-0.68
台 北 25°02'N 121°31'E	-0.42	-0.12	-0.33
台 中 24°09'N 120°41'E	-0.45	-0.31	—
台 南 23°00'N 120°13'E	-0.20	-0.32	—
名瀬、那覇、石垣、 台北の平均	-0.27	-0.29	-0.45

(c)「八丈島—敷香」7 月気圧差と沿海州、朝鮮半島の 7 月気温の正相関関係

期 間	(ii)1908~ 1944 (n=37)	(iii)1951~ 1970 (n=20)
八丈島—敷香気圧差	1.2mm Hg	0.8mm Hg
場所	相関係数	相関係数
Nikolsk 43°52'N Ussuriysky 131°57'E	0.81	—
Vladivostok 43°07'N 131°54'E	0.78	0.67***
雄 基 42°19'N 130°24'E	0.79*	—
城 津 40°40'N 129°12'E	0.65	—
元 山 39°11'N 127°26'E	0.67	—
江 陵 37°45'N 128°54'E	0.55**	0.77
浦 項 36°03'N 129°18'E	—	0.73****
大 邱 35°53'N 128°37'E	0.53	0.67
釜 山 35°06'N 129°02'E	0.65	0.59****
蔚 原 34°12'N 129°18'E	0.52	0.51

* 1915~1944 (n=30)

*** 1965欠

** 1912~1944 (n=33)

**** 1952~1970 (n=19)

取った, [銚子—旭川] の7月気圧差によく相関¹⁾する。この帯状指数と各地気温の相関係数を, (i)(ii)(iii)の期間別に求めてみると, 表2(a)に見られる如く, 相関係数の最大域が, (i)から(ii)へ北進し, (ii)から(iii)へ南退している。同じ帯状指数と南西諸島の7月気温は負の相関をするが, 表3(b)に見られる如くこの場合の相関係数の値の最大域も, 同様の北進, 南退を繰返している。表2(c)は, 帯状指数として, 八丈島と敷香 (Poronaysk) (49°13'N, 143°06'E) の7月の気圧差を取り, 沿海州から朝鮮半島の日本海側に沿う各地の気温との相関係数を求めた場合であるが, 東北日本の場合と同じく, 相関係数最大域の, 最近における南退傾向が認められる。

以上の諸事実を総合して, 図1(B)の各点を貫いて存在すると考えられる日本の夏季気候の長期変動は, 北太平洋高気圧の拡大・北進, 縮小・南退に対応して起っているものと推論することができる。

次に, 冬季気温の長期傾向を, 図1(A)について見ると, 夏季気温の場合に比較して小さく, 8個の点について, 上

昇率を求めると $0.36^{\circ}\text{C}/\text{世紀}$ 程度である。この上昇率の信頼限界はしばらく問題にしないで置く。この上昇傾向は小さく有意性が曖昧であるが, それでは, 観測時代の日本の冬季気候には長期傾向が認められないかと言うと, そうではなく, 図6の北陸地方 (福井・金沢・伏木の合計) と太平洋側 (八丈島と勝浦) の1月降水量の10年移動平均曲線を作ってみると, 両者は, 正負逆の型で平行しているが, いづれも, その rhythm を貫く増加方向の長期傾向が認められる。但し北陸の場合は, 増加の長期傾向が大きく, 太平洋側では小さい。しかし北陸方面も太平洋側も揃って増加の長期傾向が認められることは注意すべきである。なんとすれば, 北陸方面の冬季降水量の増加は極東季節風の長期的増強をもって説明することが出来るが, もしそれのみであるならば, 極東季節風の強度と負相関関係にある, 太平洋側の1月降水量は, 減少の長期傾向を辿る筈である。したがって, 北陸方面と太平洋側の1月降水量の10年移動平均曲線が揃って増加の長期傾向を示していることは, 極東季節風以外の変動機構が存在することを示唆する。それを, 夏季の場合とおなじく, 中緯度高気圧帯の拡大・北進の影響と考えることにする。図7(A)に冬季の極東季節風の強度の指数である, Irkutsk と根室の冬季の気圧差 (12~2月平均) の10年毎の平均値と, 日本の冬季気温のそれを対比した。[Irkutsk—根室] の気圧差の8点は日本の気温の低・高によく対応するが全体としては, 明瞭な増大傾向を持つ。この極東季節風の強度増大傾向から期待される, 日本の冬季気温の, 長期的下降率を, 極東季節風の強度と日本の冬季気温の夫々8個の点の対応から算出した, 回帰係数を用いて計算すると $-0.70^{\circ}\text{C}/\text{世紀}$ となる。

極東季節風の影響のみならば本来下降傾向を示すべきものが, 実際は $+0.36^{\circ}\text{C}/\text{世紀}$ の上昇率を示しているのであるから, 中緯度高気圧帯の北進の影響によると考えられる,

$$0.36 + 0.70 = 1.06^{\circ}\text{C}/\text{世紀}$$

の上昇傾向が, 極東季節風の増強による, 気温の下降傾向を cover した結果と考えねばならぬ。

図7(B)は夏季の場合と, おなじに data source よって作成した冬季 (12~2月の平均) のシベリア高気圧の中心部の平均地上気圧図である。1900年~1960年を, 前半, 後半に分けた平均図を作成して見ると, 前半 (1900年—1929年, $n=30$) に比して, 後半 (1930年—1960年, 資

図6 金沢・伏木・福井の1月降水量総計, 八丈島, 勝浦の1月降水量の10年移動平均上: 金沢・伏木・福井の総計; 中八丈島 (銚子); 下: 勝浦

1) 7月の [銚子—旭川] 気圧差と函館・青森・宮古・山形・福島・宇都宮の6地点平均7月気温との相関係数 $R=0.74$ (1891~1970 $n=80$) である。

図7 極東における冬季気候帯の北進。(A)極東季節風の強度の示数の10年平均値と西南日本の冬季気温の比較、上：Irkutsk, 根室の冬季(12月, 1月, 2月, 平均)気温の差；下：鹿兒島・高知・和歌山・境・伏木の冬季(12月, 1月, 2月, 平均)気温の平均。(B)シベリヤ高気圧の冬季(12月, 1月, 2月平均)気温の分布の比較。

料欠のため $n=27$) の方が、シベリヤ高気圧は増強し、かつその中心示度の位置が北西進していることが明瞭に認められる。日本の夏季気温の長期上昇傾向には、北太平洋高気圧の北進(中緯度高気圧帯の北進)の影響と北太平洋高気圧の拡大(極東季節風の増強)の影響が、相助的にはたらき、夏季の東北日本の長期昇温率、 $1.69^{\circ}\text{C}/\text{世紀}$ を作ったのであり、冬季気温の場合は、気候帯北進の影響と極東季節風増強効果が、相殺的にはたらくことになり、その結果、冬季の西南日本の気温の長期上昇率が $0.36^{\circ}\text{C}/\text{世紀}$ となったと考えるならば、この両者の平均値 $1/2$ ($1.69+0.36$) $=1.03^{\circ}\text{C}/\text{世紀}$ は、中緯度高気圧帯の北進傾向による気温の長期傾向の概略値を与えることになるであろう。この値は図7(A)について、冬季の気候帯北進効果として算出した $1.06^{\circ}\text{C}/\text{世紀}$ とほぼ一致し、又 MITCHELL が調査した北半球 $40^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 緯度帯の年平均気温の上昇率； $(0.58\pm 0.12)^{\circ}\text{F}/30\text{years}=(1.07\pm 0.22)^{\circ}\text{C}/\text{世紀}$ と比較して、首肯出来る値である。

極圏の寒冷化がすすみ、極冠高気圧が優勢化すれば、中緯度における平均 jet は強くその平均位置は南下する。極冠高気圧が衰えれば西風 jet は弱まり、その平均位置は北上する。この関係は、模型的には、年々の大気環流の春夏秋冬の季節変化に見られる現象である。極東地域では、この北半球全般の共通現象に付随する特殊な事情が生ずる。冬季西風 jet が強ければシベリヤ大陸内部に出来る流線の ridge に生ずる気流の激みは減少してシベ

リア高気圧は弱体化し、極東季節風を弱め、その結果は、極冠高気圧の拡大・気候帯南下によって生ずる半球的寒冷化を相殺することになる。1930年頃を頂点として、世界の中・高緯度の気温が下降傾向を示しているのに、日本の冬季気温のみが、1950年以後の暖冬傾向を最近まで保持して来たのは、この様な理由によるものと考えられる。一方夏の場合は、極冠高気圧の拡大・気候帯南下に随伴する西風 jet の優勢は、北太平洋高気圧の中心部の気流の激みを減少し、北太平洋高気圧を衰弱せしめる。この二つの効果は相助的に日本の夏季気温の下降を促す。北半球全体の温暖化、もしくは寒冷化の長期傾向に、極東地域では、極東季節風の影響が、夏季は相加的に、冬季は相殺的に overlap することは、日本の気候変動のもう一つの特性として重要である。

以上は、僅か一世紀に充たない気象観測時代の経験に基いての考察であるが、何千年来の日本の気候変動の長期の変動の法則を探るためには、歴史時代の気候変動に遡ってその実態を展望する必要がある。18世紀後半から19世紀前半は天明・天保の凶冷期に当り、夏季気候が、全般的に低冷・陰湿であった期間である。その19世紀の初頭、1813年2月9日、1822年1月24日、1824年1月10日～13日の「大阪諸川結氷」の記録(「撰陽奇観」)がある。この様なことは最近1世紀には経験されなかったことであるが、当時の他の諸種の気候史料¹⁾を参照しても、この期間が異常な厳寒期間であったことには

表3. 18世紀末から19世紀中期までの諏訪湖の結水日

期	間	平均結水日	明海回数**	備考
(i)	1795年～1809年 (15年)	1月 12.3日 (n=10)	3	1813年, 1822年, 1824年 大阪諸 川結氷 1820年 湖山地結氷
(ii)	1810年～1824年 (15年)	8.5 (n=12)	0	
(iii)	1825年～1839年 (15年)	17.8 (n=10)	1	
(iv)	1840年～1854年 (15年)	17.1 (n=8)	3	

* () の中は平均操作の資料数, ** 薄氷を含む.

疑問の余地がない, ところがこの期間の夏季気候を. かりに「岩手県災異誌」のみについて見ても, 1813年霖雨・夏冷・飢饉. 1814年気候不順・凶作. 1815年霖雨・低温・凶作. 1817年降霜・凶作. 1821年洪水・夏冷. 1825年霖雨・低温・凶作. 等ある. これ以後は, 天保の凶冷群に接続する. すなわち異常な厳寒・多雨期間は, 同時に夏冷・陰霖の期間に相当し, 従来述べて来た, 暖冬(寡雪)→冷夏(多雨)関係とは異なる様相である. 次にこの異常厳冬の出現の前後の様子を諏訪湖の結氷日の遅速から伺って見ると表3の如くである.

期間は15年づつ区切っているが, 「明海」や記録の欠けた年もあって, 結氷日の平均操作の資料数は必ずしも揃わないが, 表の60年間を挟んで比較的資料が揃っている. 1789年～1872年期間の平均結氷日が1月14.6日 (n=54) であること, 明海回数が12回 (15年に2回) であることを参考にして, 表3を見ると, (ii)1810年～1824年が, 異常厳冬期間であることは, 議論の余地はないが, その前後の(i)(iii)(iv)は, 明海回数と平均結氷日の両方から判断して, 厳冬期間ではなく, むしろ暖冬期間であったと言えることが出来る. すなわち(ii)の如き異常厳冬期は, 長期間の寒冷化の極として出現するのではなく, むしろ, 暖冬期に介在して, 突発的に, 比較的短期間だけ出現しているのである.

10世紀から12世紀にかけての平安朝時代の堂上公卿の日記について, 寒候期(11月～3月)の雪日数(S)

と降雨日数(R)をとり出して, 降雪率($\frac{S}{S+R}$)を作ってみると, 15世紀から16世紀の室町時代の諸日記に比較して著しく小さい.

表4. 平安時代と室町時代の降雪率の比較

平安時代	小右記+御堂関白記 982年～1019年	0.220	平均 0.214
	殿曆十後二条師通記 1097年～1117年	0.209	
	玉葉 1167年～1200年	0.214	
室町時代	看闕御記 1416年～1444年	0.332	平均 0.324
	後法興院記 1466年～1505年	0.335	
	実隆公記 1474年～1533年	0.305	

10世紀から12世紀は, ヨーロッパでは, 北氷洋の氷量が寡く, viking が北大西洋に跳りようしイングランドの葡萄園が北方に拡大していた時代で, 世界的に気候の“小最適期”と考えられる. 最近, DANSGARD (1971) は, Greenland の氷について, 酸素の同位元素比の変動 $\delta(\frac{O^{18}}{O^{16}})$ から, 沖積世の気温の長期変動を推定しているが, それによると, 1000年B. P. 前後, 400年B. P. 付近に, それぞれ, 温暖と低冷の極があり, 日本の古典の記録から推定された, 従来の結果をよく裏付けてくれる. 10世紀から12世紀を中心とする気候の“小最適期”において, 京都では地下水枯渇の記録²⁾が多く, このことは日本の平安朝の気候が暖冬・少雪・寡雨であったことを示唆するもので, これまた, 気象観測時代に考えられた変動法

- 1) 1813年…両国川結氷(武江年表) 湖山池・米子裏海凍結(国府年表)
1822年…仙台, 金沢, 稀有の大雪(宮城県災異年表, 石川県災異誌)
1824年…積雪三尺, 沍寒近年比類ナシ, 文化壬甲(1813年)以来是ノ如キ事ナシ(国府年表)
金沢70年来の大雪(石川県災異誌)

- 2) 平安時代の京都の地下水枯渇記録: 貞觀五(863年)京都大旱井泉悉涸(皇年代略記), 延嘉十七(917年)大旱洛中池涸(日本紀略, 分類本朝年代記), 延喜廿二(922年)大旱洛中池涸(分類本朝年代記), 長元五(1032年)旱六月宇治川涸(日本紀略), 康和元(1099年)京師不雨井水皆涸(外記日記), 嘉承二(1107年)十月是月炎旱井涸(中右記), 正治二(1200年)炎旱井戸涸(明月記), 元久二(1205年)十二月井水涸一月上京辺井戸涸買水(明月記), 嘉祿二(1226年)炎旱井戸涸(明月記), 寛喜元(1229年)炎旱広沢池水涸大堰川減水(明月記).

則に外れるものである。但し、この暖冬（少雪）一酷暑（寡雨）の異常温暖期は、異常厳冬期間の様に、突発的に短期間出沒したのではなく、2・3世紀間、持続する安定型で出現したようである。

北半球の“小氷期”化（気候帯の南下）や“小最適”化（気候帯の北上）が極度に進行すると、冬季の極東季節風の抑止作用が、北半球全体の傾向に打ち負けて、〔厳冬一冷夏〕のいわば亜寒帯的性格をもつ気候や、〔暖冬一酷暑〕の亜熱帯的性質の気候の出現となるのである。以上を総合すると、日本の気候変動は概観的に、上のごとく tabulate することが出来る。

Ⅲ 日本の沖積世の寒冷期について

日本の夏季気候の場合は、極東季節風の影響が、北半球全体の“小最適期”化、“小氷期”化、の傾向に一致して働く。日本の夏季の気候を世界気候の長期変動に比較すると、密接な平行性が見出されるのはこのためである。図8は、(A) Iceland の氷結期間 (LAMB, 1969)、(B) England の南東部の SW'ly wind の頻度の長期変動 (LAMB, 1969) と (C) 東北日本の饑饉数・霖雨数・洪水数の変動 (山本, 1971) を比較したものである。極圏の氷量が増加して、北太西洋の気候帯が南下すると、England 付近の低気圧径路は南に押し下げられて、その中心位置が Britain 島の南側に来る場合が多く、NE'ly wiud の頻度が増加して、SW'ly wind 頻度曲線を低下せしめることになる。従って、イギリスの SW'ly wind の頻度の長期変動曲線の高低は、北太西洋における気候帯の北進・南退の一つの目安と考えることが出来る。その、1780 年～1840 年の、深い谷には、天明の飢饉 (1782 年～1787 年) と天保飢饉 (1833 年～1839 年) の凶冷冷期間と、(1810 年～1824 年) の異常厳冬期間がよく対応している。又 1700 年直前の深い谷には、日本では、元禄八年 (1695 年) の南部藩四大饑饉の一つである大凶冷年が起っている。又この 1695 年 というのは、Iceland

図8 ヨーロッパと日本の気候変動の比較。(A)アイスランドの結氷期間 (Lamb); (B)ロンドンのSW風の頻度 (Lamb); (C)日本の東北地方の夏季気候 (山本): (a)岩手県農業災害数; (b)洪水回数; (c)霖雨回数; (d)東北地方(磐城, 岩代, 陸前, 陸中, 陸奥, 羽前, 羽後)の人口の全国比。

島が、未曾有の規模の海水に長期間閉じ籠められた年でもある。1610 年頃の谷に相当しては、元和元年 (1615 年)「諸国陰冷風水奥羽特甚飢季成山」(「統皇年代略記」・「会津八幡長帳」)の大飢饉がある。SW'ly wind 曲線は1400年代の前半に幅広い谷を作っているが、日本の15世紀は「洛中の死者、八万四千、死骸が山を成して加茂川の流れを塞いだ」(「碧山日録」)という、寛正の大飢饉 (1460 年, 1461 年)をはじめ、農業災害が相継ぎ、社会的には“土一揆”が頻発した暗黒時代であった。小鹿島果「日本災異誌」によって、15世紀の飢饉数、洪水数、表5. 14, 15, 16世紀の気候の変遷 (小鹿島果「日本災異誌」による)

期 間	(a)飢饉数	(b)洪水数	(c)霖雨数	(d)旱魃数	(e)大風数
1301~1400	10	14	6	11	22
1401~1500	26	46	10	8	44
1501~1600	15	22	7	12	24

図9 諏訪湖の結氷日

霖雨数, 旱魃数, 大風数を前後の世紀と比較した表5は、15世紀の夏季気候が、冷涼・陰湿・多雨であったことを明瞭に示している。氷河時代の気候は風蝕礫や黄土層の堆積が物語るように、一般に stormy であったと言われている。表5の大風記録の数が、前後の世紀の二倍もあることは“小氷期”の気候もまた、この glacial climate の特徴¹⁾を具えていたことを示し、前節の末尾に tabulate した、日本の気候変動の特性、[偏西風優勢]→[冷夏・多雨]の関係を裏付ける結果にもなる。次にこの期間の冬気候について検討して見ると、図9に見られるごとく1400年代の前半頃の諏訪湖の結氷日が著しく早い。このことは、1400年代の前半の日記類“看聞御記”・“康富記”・“後法興院記”の降雪率が、15世紀後半から16世紀にかけての“実隆公記”・“言継卿記”に比較して大きい事実に照応している。1459年2月3日には、「今冬厳寒江州湖大堅氷絶舟之通路」(「在盛卿記」)の琵琶湖の結氷記録がある。その年の春、足利義政は4月21日に西芳寺、4月23日に常任光寺の桜花を賞して居るが、この花季は現代と比較して余程遅い(「蔭涼軒日録」)。このような異常な厳冬期間の持続性を諏訪湖の平均結氷日と桜花の平均満開日を対比しつつ調べた結果は、表6のごとくである。(i)(ii)(iii)(iv)の各期間の、諏訪湖結氷日と、京都観桜日の年次や資料数は一致しないのであるが、結果から見ると各期間の平均結氷日の遅速は、平均観桜日の早晚とよく一致している。表6から分ることは、(i)(iii)のごとき、異常厳寒期と考えられる期間は、19世紀初頭の場合もそうであった如く、長期間にわたって持続的に存在したのではなく、(i)の異常厳冬期間に(ii)の暖冬期間が隣接し、(iii)の後に、1508年~1515年の諏訪湖の連続不凍(または薄氷)の暖水期間²⁾が接続しているという、断続的、突発的に出没したものの様である。15世紀全体の平均観桜日を前後の世紀の平均に比較して見ると、14世紀; 4月15.9日(資料数16)、15世紀; 4月14.0日(資料数48)、16世紀; 4月16.7日(資料数39)であって、1400年代の平均観桜日は、前後の14, 16世紀を一緒にした平均観桜日4月16.4日(資料数55)よりも、危険率5%で早い³⁾。花種

- 1) 14世紀の初頃カヌーやカタマラン船によって Tahiti から Newzealand まで進出したポリネシア民族が、その後 Tasmania や Australia を発見し得なかったのは、その後の世紀の気候が stormy になったためであると説く学者もいる。
- 2) 根本史料である諏訪大社上社所蔵の永正十二年(1415年)の注進案の末尾に「此九年之間者依無渡立人体注進無之候」と明記してある。
- 3) 資料を宮中花宴・将軍観花に限った場合14世紀; 4月18日 (n=12), 15世紀; 4月13日 (n=30), 16世紀; 4月18日 (n=31), (「日本の気候」(和達監修), 1958) で15世紀が早いことは、変らない。

表6. 諏訪湖平均結氷日と京都平均観桜日

(a) 諏 訪 湖 結 氷 日		(b) 京 都 観 桜 日	
期 間	平均結氷日	期 間	観 桜 日*
(i) 1397・1444年 ~ 1460年 (n=17)**	1 月 2.8 日	1401年 ~ 1460年 (n=20)*	4 月 15.3 日
(ii) 1461年 ~ 1500年 (n=40)	1 月 7.5 日	1461年 ~ 1500年 (n=24)	4 月 12.5 日
(iii) 1501年 ~ 1506年 (n=6)	1 月 1.0 日	1501年 ~ 1506年 (n=5)	4 月 18.2 日
(iv) 1516年 ~ 1532年 (n=17)	1 月 4.9 日	1516年 ~ 1532年 (n=14)	4 月 14.1 日

* 史料綜覧，大日本史料，日記類より蒐集した観桜日

** 平均操作の資料数

表7. 山岳観測所の日照時間の変動

月		May.	June.	July.	Aug.	Sept.	May~Sept.	annual
期間								
筑波山	(i) 1902~1910 n=9	169h	119h	94h	122h	86h	590h	1718h
	(ii) 1911~1950 n=40	184	137	144	155	114	734	1973
	(iii) 1951~1970 n=20	183	115	107	135	99	639	1819
富士山	(ii) 932 July. ~1950 Dec.	231h	203h	231h	251h	184h	1100h	2543h
	(iii) 1951 Jan. ~1964 Sept.	210	176	203	239	174	1002	2325
伊吹山	(ii) 1919~1950 n=32	183h	139h	124h	141h	111h	698h	1478h
	(iii) 1951~1970 n=20	178	118	108	144	109	648	1469

その他社会的条件の相違も考えられるが，一応1400年代全体の，冬の気候は前後の世紀より，むしろ，温暖であったと推定されてよいのではないかと考えられる．但し，その暖冬は，時々異常な厳冬期間によって中断されている．この様な異常厳冬期間の出没の不安定さは，おそらく西風 jet が，Himalaya・Tibet 山塊にひっ懸る位置関係が，飛躍的に変ることによって起るのであろう．

宝暦4年(1755年)もまた，南部藩四大饑饉の一つが起った年で，冷夏・陰霜・寡照の典型的な凶冷年である．その年の初雪は，早く，10月2～3日，岩手県鞍懸山(897 m)に新雪が降り，前年の残雪に降り重って，「本年一円消えず残雪無之」(「岩手県災異誌」という状況を現出した．その前年の冬，すなわち，1754年から1755年にかけての日本の冬気候はと言うと，諏訪湖の結氷日は，1755年2月1日で著しく遅く，江戸の初雪の1755年1月29日(「徳川実紀」)も，早いとは言えず，北陸・山陰の気象史料にも大雪の記録はない．但し，江戸初雪日と符合する1755年1月29日東北地方には，「仙台領道中通路絶え2尺7～8寸」(「宮城県災異年表」という大雪が降った．恐らく，関東地方から太平洋側を北上した低気圧がもたらしたものであろう．岩手県鞍懸山の残雪というのは，この大雪を主とするものかも知れない．積

雪はその後の，陰冷・多雨気候によって ablation を妨げられ，残雪の翌年への持越しが実現されたのである．この実例は，根雪の発生の条件としては，ある程度の降雪の供給さへあれば，前冬の寒暖は問題にならず，むしろ，夏季の気候が重要な因子をなすことを示している．

冷夏・多雨夏気候は，一般には暖冬傾向を伴い，例外的に異常な厳冬期を同伴するが，いつれにしる日本近傍において年間を通じて低気圧活動の増大する期間であるから，夏季を中心とする暖候季の気温の低下が降雪期間を拡大することと相俟って，山岳地帯には相当量の降雪が供給される筈である．

中部山岳地帯を中心として本州全体，夏季の低冷期が，多雨期に一致する傾向を持つことは，日本の気候変動の特徴である(図1，表2参照)．夏季の降水は融雪を促す作用もし，凝結現象そのものは山岳高処の雪面に熱を与えることにもなるが，多雨期間が寡照期間を伴うことが氷雪の ablation を妨げる影響は見逃せない．本州の三つの山岳観測所について，表2の，(i)冷夏期(ii)酷暑期(iii)冷夏期に従って夏季(5～9月)および全年の日照時間の変動を見ると表7のごとくである．

表7の筑波山の場合については，7月の変動率¹⁾32%，夏季(5～9月)5ヶ月間については16%である．歴史

1) (ii)の酷暑期の平均値と(i)，(iii)の冷夏期の平均値の差を全期間の平均値で除したもの．

時代・地質時代の“小氷期”については、更に、大きい変動が期待されるであろう。

夏季の低温・寡照気候が、冬季の多雪・厳寒気候を伴するならば、それが氷舌や氷河の伸長拡大に絶好の気候条件であることは論ずるまでもない。そう言う異常期間は、比較的短い期間ではあるが、19世紀初頭、15世紀前半に確かに存在した。1965年、堀江正治は、白馬岳の馬尻小屋(1620m)付近の氷舌の outwash の跡に埋没している木片を発掘し、その ^{14}C 年代を 520 ± 80 年 B. P. ($=1430 \pm 80$ 年) と報告している。この年代が、冷夏・多雪の“小氷期”気候の極に符合していることは興味深い。

表6の諏訪湖の結氷日(B)の遅速と、京都の桜花季(B)の早晚の、四個の対応関係から求めた。実験式は、 $B = 18.4 - 0.83F \cdots (1)$ である。諏訪湖の1397年、1444年—1460年($n=17$)の平均結氷日は、1月28日で1444年—1682年($n=224$)の平均結氷日は、1月7.3日であるから、(1)式に $\Delta F = 2.8 - 7.3 = -4.5$ を代入すると、 $\Delta B = 3.7$ 日となる。現代の京都の桜花の満開日と、2月3月の平均気温との相関関係から求めた、回帰係数は、 2.7 日/ $^{\circ}\text{C}$ であるから、日本の歴史時代の気候の小氷期の極である15世紀前半頃の2月3月平均気温は、その後の2世紀半の平均値と比較して、 $\frac{3.7}{2.7} = 1.5^{\circ}\text{C}$ 程度低かったという一応の計算になる。現代大阪平野では、19世紀初頭に起った様な河川の凍結は起らないが、琵琶湖の沿岸部は相当広範囲にわたって凍結¹⁾することがある。もし大阪の1月の気温の平均値が彦根の1月の平均気温程度であったならば、大阪平野でも河湖を凍結せしめるごとき厳冬年が起り得るであろうと言う考えに立てば、大阪と彦根の1月平均気温、

大阪： $\bar{\theta}_1 = 4.2^{\circ}\text{C}$ (1883年—1970年, $n=88$)

彦根： $\bar{\theta}_2 = 2.9^{\circ}\text{C}$ (1894年—1970年, $n=77$)

の差、 $4.2 - 2.9 = 1.3^{\circ}\text{C}$ は、近畿地方における現代と19世紀初頭の1月気温の差の程度を示唆することになるであろう。以上の二つの推定は極めて大雑把のものであるが日本の歴史時代の気候の“小氷期”の極の程度を推定するための一つの試みである。いづれにせよ、小氷期の低温の程度は“氷河期”に比較すれば小さいものである。DANSGARD (1971) の Greenland Ice の δ (180/160) 曲

線は15世紀付近の寒冷の谷を示すが、それ以前、約1万年の沖積世に遡って幾度かの寒冷期があり、そのあるものは、15世紀のそれより、低温を示している。その様な場合の日本の“小氷期”は15世紀前半のごとく冷夏・陰霖・多雪・厳寒の様相を示すばかりでなく、その程度や継続期間がそれ以上であったものと思われる。従って、氷河期以後の沖積世においても、日本の山岳地帯において、小規模ながら幾段かの氷河の進出後退があったものと推定され Neoglaciation は日本列島にも存在した筈と考えられる。

IV 結 語

日本の気候変動は、世界の気候変動の一環であるが、偏西風の強い“小氷期”には、極東節風が衰弱すると言う地域的な性格が overlap することに注意しなければならない。これは、東西流が卓越すれば、南北の熱交換が衰えるという関係の一つである。日本の夏季気候の場合は、世界的傾向と極東の地域的特性の影響が一致することになるが、冬季の場合は両者が拮抗し相殺する場合が起る。日本の気候史料の中の、大凶冷期間に、屢々異常暖冬²⁾の介在することが記録されているのはこのためである。しかし、半球の寒冷化が極度に進行すれば、冷夏・陰霖・多雪・厳寒の、氷舌や氷河の成長に絶好の気象条件が現出する期間も起り得る。

気候の小氷期には、極東季節風は衰弱するが、年間を通じて、日本付近全域において、低気圧的生傾向は増大するから、山岳地帯への降雪の供給にはこと欠かないであろう。氷舌・氷河の成長は氷雪の ablation を小さくする夏季の気候条件に左右されるところが大きく、このことが、極東の氷蝕地形が、多雪地帯である本州日本海岸のみに局限されず太平洋側の南アルプスにも存在し、又北海道でも、北太平洋の亜熱帯気団の影響を受け易い太平洋側の日高山脈にあり、又、北朝鮮の山岳地帯においても日本海側に面する冠帽山などに限って、見出される主な理由をなしているのではないかと考えられる。

引用文献

DANSGARD, W., JOHNSEN, S. J., CLAUSEN, H. B. and LANGWAY, C. C. JR. (1971) Climatic record

1) 1936年2月3日、1963年1月24日、1967年1月17日。

2) 例えば寛喜大飢饉(1230年、1231年) 1230年7月27日美濃、武蔵、信濃降雪。9月1日諸国降霜。1230年12月～1231年1月、麦早熟、桜咲き筈長じ、蟋蟀鳴き郭公囀り蝸蟬啼く(明月記)。慶応・明治凶冷期(1865年、1866年凶作、1868年不作、1869年大凶作) 1866年～1869年諏訪湖4年連続明海。

- revealed by the Camp Century ice core. in TUREKIAN, K. K. (ed.) *The Late Cenozoic Glacial Ages*. Yale Univ. Press, New Haven : pp. 37—70.
- 堀江正治 (1968) 日本の Neoglation について, 京大防災研年報, (11.B), 47—59.
- KURASHIMA, A. (1968) Studies on the Winter and Summer Monsoons in East Asia based on Dynamic Concept. *Geophy. Mag.* **34**, (2), 145—235.
- LAMB, H. H. (1969) Climatic Fluctuations. *World Survey of Climatology*, **2**, Elsevier, Amsterdam-London-New York : pp. 173—249.
- LAMB, H. H. (1970) The Flora of a Changing Britain. *B.S. B. I. Conference Report*, (11), London : pp. 11—24.
- LAMB, H. H. (1972) Climatic Changes in Arctic Areas during the Last Ten-Thousand Years. *Acta Univ. Ouluensis*. A. No. 3, Geol. (1), 455—495.
- MITCHELL, JR., J. M. (1963) On the World-Wide Pattern of Secular Temperature Change of Climate. *Proc. Rome Symp. Organized by UNESCO & W. M. O.* : pp. 161—181.
- 竹中 要 (1938) 半島の山と風景, 古今書院.
- 和達清夫監修 (1958) 日本の気候, 492pp. 東京堂, 東京 : pp. 53—59.
- WILSON, A. T. and HENDY, C. H. (1971) Past Wind Strength From Isotope Studies, *Nature*, **234**, 344—345.
- 山本武夫 (1967) 歴史の流れに沿う日本とその周辺の気候の変遷, 地学雑, **76**, 115—141.
- YAMAMOTO, T. (1971a) On the Nature of the Climatic Change in Japan since the “Little Ice Age” Around 1800 A.D., *Jour. M.S.J.*, **49**, 798—812.
- YAMAMOTO, T. (1971b) On the Climatic Change in XV and XVI Centuries in Japan. *Geophy. Mag.* **35**, 187—206.
- 山本武夫 (1972a) 極東における降水量の長期変動, 地学雑, **81**, 1—24.
- 山本武夫 (1972b) 日本の気候変動と大気循環, 地理, **17**, 15—27.