氷 期 の 気 候

土 屋 巖¹⁾

Climate of Glacial Period

Iwao TSUCHIYA¹⁾

We may say that the terrestrial climate has been rather unstable during the period since the beginning of Quaternary up to the present. The so-called Milankovitch's solar curve basing on his summer curve has been used by many researchers in order to explain the Quaternary glacial and interglacial alternation.

His another curve, the winter curve, suggests a latitudinal insolation difference which brings about a change of latitudinal temperature gradient in winter as in the case of summer. Therefore, the change of winter atmospheric circulation may possibly create a new glacial or interglacial period, though he did not mention such circulation regime. The minimum temperature period showed in his summer-half-year solar curve corresponds to the greatest temperature gradient in his winter curve at the middle and the high latitudes in northern hemisphere. If a meridional circulation type prevails in winter, precipitation and temperature patterns in northern hemisphere become favorable to form new continental glaciers in the specified regions.

The author has criticized these considerations with the view point of recent researches concerning the global radiation, the atmospheric general circulation and also the meteorological events.

I. は じ め に

最近、間氷期の終りという問題が国際的な討議の場に出てくるようになった(たとえば、*Quaternary Research*, 2 (3), Nov. 1972 は 1972 年 1 月に Brown 大学で開かれたその種の会議の特集号である)。これは、大部分の人が現在を間氷期とみなしていることから、今後の気候予測にとって重要な問題を提出したことになる。

気候変動論の立場から、最近の氷期に関連した気候現象を検討することによって、現在が地質的な時間尺度で見た場合にどのような気候時代にあるかを知るための素材を提供することを試みたい。

氷期の気候を特徴づける最大の要素は北半球における大陸氷河がスカンジナビアとカナダ北東部とを中心にして発生したことである。これに関連して、(1)大陸氷河が発生するための気候条件、(2)大陸氷河の発生によって作られた気候、(3)大陸氷河が消滅するための気候条件、および(4)大陸氷河の消滅によって作られた気候、という 4 種類の問題が考えられる。

今までに数多くの大陸氷河発生原因論が提案されているが、前記(1)から(4)までを物理的に矛盾なく説明するようなものはなかったといえる。これには、いくつかの前提条件が必須であったと同時に、そのいくつかが同時に証明不能というような欠点を含むことが多かったためと思われる。また、気候そのものの全体が不安定と考えられるかによって仮説の進め方が違ってくるという論理上の問題が常に含まれていた。

筆者は、第 4 紀を通じて地球の持つ気候は本質的には不安定なものであったし、今後もその傾向は変わらないという立場で、氷期の気候を論ずるのが最も難点が少ないことを、次にのべるいくつかの仮説や大気大循環の実態を検討することによって得られる点から強調したい。

II. MILANKOVITCH 説の検討と大気大循環論上の意義

氷期の気候論における MILANKOVITCH (1920, 1930, 1941) の地質時代 solar curve に対する再評価は、近年

1) 気象庁気象研究所 Meteorological Research Institute, Tokyo

において特にめざましいものがある。彼の説については福井 (1938) の解説で詳しくなされているが、説そのものは国際的には特に重視されることなく経過した。

WOERKOM (1953) の検討でも天体の諸要素の最新資料による修正をしたうえで、仮説に基づく曲線が本質的には変化がないことを認めたが、曲線によって示される程度の地球到達太陽放射量の変化では大陸氷河の発生は不可能であろうという見解を示した。

しかし、 $180/160$ 法を用いる古海水表面温度の解析結果から EMILIANI (1955) は、大西洋熱帯海域での表面海水温度は第 4 紀の気候変動を反映しており、最近の 30 万年については MILANKOVITCH (1930) の solar curve と傾向が一致することを示した。

これに関連して図 1 を見ると、時間尺度について考え方に問題のあることがわかる。修正された EMILIANI (1966) の曲線では、その低極と MILANKOVITCH の夏の曲線の低極との相関係数が、0.997 という高い値になることが注目される。

図 1 日射の変動と海水温度変動の対比

a) MILANKOVITCH (1930) 作成のものを WOERKOM (1953) が修正した日射の変動, b) EMILIANI (1955) が作成した大西洋熱帯海域の表面海水温度の変動, c) EMILIANI (1966) が(b)とほぼ同じ海域で得た新しい資料によるもの: イ MILANKOVITCH (1930) の当てはめた第 4 氷期 (Würm I, II, III): 1—6, 同じく第 3 氷期: 10—12, ロ EMILIANI (1955) の当てはめた第 4 氷期: 1—4, 第 3 氷期: 6, 第 2 氷期: 10, 第 1 氷期: 14—16

ところで MILANKOVITCH (1930) は次の式で理解されるように、1 年を熱的夏半年と熱的冬半年に分けてさらに緯度別で計算をしたものを基礎としたのであり、夏の曲線が第 4 紀の氷河 cycle に適合すると見なされていたものである。

大気圏外での日射の夏半年と冬半年の永年の変化量を

それぞれ ΔQ_s および ΔQ_w とすると、北半球では、

$$\Delta Q_s = \delta W_s \Delta \epsilon - m \Delta (e \sin \lambda)$$

$$\Delta Q_w = \delta W_w \Delta \epsilon + m \Delta (e \sin \lambda)$$

という形で表現される (南半球ではプラスとマイナスが入れかわる)。ここでは W は緯度ごとに異なる半年間の日射量であり、 m は緯度によって定まる係数である。

黄道面の傾き ϵ 、地球軌道の離心率 e および歳差運動 (春秋分の日付に関連した近日点の経度 λ で表現) の 3 要素を変数とするが、夏と冬については図 2 のような形で表現できる。

図 2 緯度別の日射偏差の変動 MILANKOVITCH 1930)
—: 夏半年,: 冬半年, ●: 氷期 (Würm I, II, III)

日射偏差の地球気候に与える影響としては次の点が留意されなければならない。夏と冬では変化傾向が逆であることと緯度によって振幅が違ふことである。この 2 点については気象学以外の分野では余り問題にできなかったが、全地球的な気候変化とは大気大循環の変化でもあるという最近の認識からすると、大循環の面からの検討が必要といえる。

TSUCHIYA (1963, 1964, 1967) の見解では、MILANKOVITCH 説が 65°N における夏の日射曲線の谷が、いくつかの氷期に一致するとしたことが中心になっているのに対し、MILANKOVITCH の論文に用いられた数表や図を検討したうえで、冬の曲線にも夏とは違う位相で谷や峯があること、および緯度ごとに変動の程度が違ふ点に着目して、緯度間の気温傾度に永年変動の現われる点を明らかにした。地球大気の大循環を維持するのは赤道と極の間に発生する対流圏の気温傾度であるから、MILANKOVITCH の曲線は冬において大循環系の顕著な変動を導きだすことになる。ただし夏半年の気温傾度はもともと小さいのと夏の曲線はそれをさらに弱めるように変化しているので、冬とは別の問題が発生する。

Ⅲ. 氷期の大循環

はじめに述べたように、大陸氷河が発生するための気

候条件と発生によって形成される気候とは区分して考える必要がある。ここで、発現度数の多い大気大循環を気候要素の重要部分であるとみなすと、大陸氷河発生のための気候条件に、氷河発達に適した大循環を組み入れることができる。

図3は北半球の中高緯度で広い範囲にわたって、特定の領域で寒さが特に厳しかった1945年1月の中で、北極気団が強い寒波となって南下した日の500mb天気図を集めて、18,000フィート(約5,500m)等高線を合成したものである。この高度での大気は、ほぼこの等高線に沿って流れるので、谷の部分に北極寒気がはいりやすい。この場合には、ヨーロッパ、北アメリカ東部および日本周辺に厳冬が卓越した。

図3 大陸氷河の成長に都合がよいと考えられる循環型(500mb面, 1800フィート等高線で表わす)(土屋1964)

ここで注目されるのは、北アメリカとヨーロッパの気温低下領域はかつて大陸氷河の発生した地帯だということである。図4の大陸氷河分布図と比較すると、この循環型とスカンジナビア大陸氷河とローレンタイド大陸氷河の最大時の境界がこの循環型に適合することがわかる。

1945年の合成循環型を利用して、何年分かの寒候期の500mb天気図の中から、合成循環型に適合する日を選び出して、ヨーロッパと北アメリカでの気温と降水の偏差を調べると、問題にした谷領域で低温と多めの降水量とが検出できた(TSUCHIYA, 1963, 1964)。したがって、この種の循環型は大陸氷河発生に好都合といえる。

このように、氷河発生条件に大気大循環を検討したものとして、LAMB (1971) の説を示すことができる。図

図4 最大氷河期における氷河の南限線(BUDYKO, 1971より)

5に見られるようにヨーロッパと北アメリカに定常的な大循環の谷ができた状態をそれに当てはめている。図6は同じく LAMB (1971) が、大陸氷河の最大時期に卓越した大循環の型を想定したもので、この場合は発現した大陸氷河によって谷の部分強化されると見なしている。したがって、本質的には筆者が示した三つの谷が卓越する型(図3)と同じである。

図7は、「昭和38年1月豪雪」として知られた年の1月の平均層厚(1000—500mb)図である。前に示した環流型と細部では違っても、大局的には同じように3個の定常的な谷が見られ、平年に比べて谷の部分のマイナス偏差と峯の部分のプラス偏差が著しい点が認められる。気温・降水(雪として降る)ともに、当時のいくつかの世界的な気象資料(Monthly Climatic Data for the World,あるいは Die Witterung in Übersee)の偏差統計によって、氷河発達に都合の良い分布であったとみなせる。

以上述べた大循環解析やモデルの検討によって、大陸氷河発生のために条件のよい循環型は氷河生成後もその循環を維持強化する傾向がありそうだといえる。ところが、1945年の場合も1963年の場合も大陸氷河のない状態で発現し、また氷河を発生させもしないで、さらにその特徴となった3個の谷の卓越型が何年も継続したわけではない。

1963年型の循環発生に TSUCHIYA は1962年秋季を中心とする対流圏下部の温度集積が原因として考えられることを指適し、NAMIAS (1969) は北太平洋海面水温の広範囲な領域での上昇が大気循環にフィードバックされ

図5 急速に(1,000~5,000年)大陸氷河が形成されるような循環の推定。

(実線は1000~500mb層厚の5300m等値線, 矢印は卓越風向, 影矢印は主要低気圧経路, LAMB, 1971より)

図6 氷河最大時に卓越したと推定される循環型(1000~500mbの層厚で示す)(LAMB, 1971より)

JANUARY
c 20 000--17 000 BC

図7 1963年1月の月平均層厚(1000~500mb)図(気象庁資料)
(細い破線は偏差を示す, 単位はm)

図8 MILANKOVITCH 説に基づいて計算した ΔQ (ly day^{-1})の変動(上半分:北半球の熱的冬, 下半分:北半球の熱的夏, 一は過去を十は将来を表わす(VERNEKAR, 1972より))

たとみなした。いずれも極と中緯度との間の対流圏の温度傾度が増加することによって前述の循環が増強されるという見方である。

このような温度傾度の増大は TSUCHIYA (1963) の MILANKOVITCH 説の検討によって冬半年に顕著であることが示されている。MILANKOVITCH 説にあっては、地球の天体としての運動だけで発生する、地球上へ到達する日射量の分布偏差の永年変化が中心課題であって、太陽活動の変動や地球上の地形的変化とか大気組成変化はいはいっていない。つまり彼の説は地球の軌道要因だけで氷期が発生するというもので、他の要素が変らないでも気候は大きく変化するという、いわば地球気候の不安定論を内在するものといえる。

ΔQ_s と ΔQ_w の MILANKOVITCH の変動式を認めたうえで、その場合の thermal ROSSBY number を計算した KUTZBACH et al.(1968) は、温度風が夏で +6% から -4% の偏差で、冬は +2% から -3% の範囲で変動することを示した。この変化が現実の大循環のパターンにどのような変化をもたらすか簡単には判断できないが、変動量としてはかなり大きいとみられる。VERNEKAR (1972) は天体の諸要素についての新しい数値を用いて、MILANKOVITCH の式を再計算しさらに将来 115,000 年にわたって延長計算をした。図8は計算結果を図示したものの一部である。上が北半球の冬で下が夏であるが、これによって今後10,000年ほどの間は北半球高緯度では夏も冬も日射が減り、中緯度の冬でやや増加ということになる。25,000年前を氷期の最盛期の一つとみなすと、10,000年後は弱い氷期型ということになり、また10,000年前を間氷期の中心であるとみなすと現在は間氷期の後半ということになる。ところで SALTZMAN と VERNEKAR (1971) は、実質的にこの計算の原形となった

VERNEKAR (1969) の計算結果によって、25,000年前と10,000年前の夏日射の偏差極大の差は7%であると見なし、北緯65度の夏半年の地上平均気温はそれぞれ274.15°Kと275.39°Kになり、その差は1.24°Kであり氷期気候サイクルの原動力にするには小さすぎるという見解を示した。ただし、ここで小さすぎるといったのは SIMPSON 説 (SIMPSON, 1940) で示されたような放射の直接的な影響を考えたもので、日射エネルギーが大気循環へ用いられ、しかも海陸分布や大山脈の影響を入れた場合については別である。したがってこの日射偏差のもたらす引金効果については判定が困難であるという立場を示している。

ここで気候安定論(地質時代の大部分が気候は温和であり、第4紀の氷河時代といえども氷期の期間は第4紀全体から見れば短かったとか、そのような気候を氷期にするためには強い外力が必要であるというような考え方)の立場では判定困難な部分を否定または過少評価することになる。

他方、気候不安定論の立場では、外力がとくに変化しなくても地球自体の諸要因で気候が変化すると考える。現在も現われる大循環型の特別な型が卓越することによって、大陸氷河の発生しやすい気候が成立するという (TSUCHIYA, 1963) のはその1例である。

IV. 気候不安定論の立場から

いわゆる後氷期以後最近に至るまでの地球の気候の振幅はかなり大きなものであるというのが、気候変動を専門に研究する人々の多数意見といえる。この期間の地球上の諸要因は軌道要素を除くとほとんど変わっていないといえる。ただし、軌道要素のみの変化による直接的な日射変化の小さいことはすでに示した。ここでその小

さい変化を無視できなくなるような仮説を二、三検討する。

図9 間氷期の緯度ごとの温度傾度 (32°F を 0°C とし 1°F の目盛は $\frac{5}{9}^{\circ}\text{C}$ (Brooks, 1926より))

図9は BROOKS ("1926", 1949: p. 359) の提出した極氷自己拡大説ともいうべきものである。極氷がない場合には気温傾度がゆるやかであるが、一度それが成立すると高緯度の気温傾度が増加し、その生成維持がつづくというものである。ここで中緯度の気温低下を $4\sim 5^{\circ}\text{C}$ にしたのは、氷河最大時を想定したためで、発生の条件を示したわけではない。

図10 温度分布に対する極氷の影響

BUDYKO (1971) はこの簡単なモデルに最新の地球上の熱収支に関する研究成果を適用して、図10に示す極氷効果の定量的な説明を出した。すなわち海水の凍結点に近い北極地方の年平均温度の状態では、放射収支がほんのわずかに変化しただけで氷が出現するというのである。

この立場で彼は MILANKOVITCH 説の検討をし、その年間放射計算によって氷河南限の計算をしたが、南限線の移動はわずか1度程度であったとしているが、これによって仮説を否定したわけではなく、季節的な積算放射量の変化の影響を入れたところ実際の南限線の移動に匹敵する結果がでたとしている。

間氷期についても、気候安定論と気候不安定論では違った見解になる。安定論の立場では、間氷期は数万年以上つづくものであり、現在を間氷期とした場合まだ何万年かつづくものであり、場合によってはそのピークにもなっていないと見る。他方、不安定論ではすでに間氷期のピークは過ぎており、今後は新しい氷期に近づいており、その到達時期は見方にもよるが数百年から数千年の範囲の近さで始まる可能性があるというものである (KUKLA et al., 1972)。この見方で根拠にしたのは、Riss 氷期と Würm 氷期との間にあった間氷期 (Eemian) が、20,000年以内の長さしかないことである。それに匹敵する最近の間氷期 (Flandrian) がそれに近い形態をとるとした場合には、従来 climatic optimum と呼ばれた温暖期がそのピークに相当し、現在は間氷期の後半になっているという見解が示された。

また DANSGAARD et al. (1971, 1972) によるグリーンランド氷床のボーリング資料の $180/180$ 解析結果も MILANKOVITCH 説を補強するような示唆を含んでいる。

気候不安定論の立場では特別な外力がなくても大陸氷床が発生し得るという考えになるので、当然、間氷期の発現にも外力はいらないことになる。大気循環の現象から言うと、南北温度傾度の弱まることによって発生する南北交換の減少に対応した、偏西風蛇行幅の小さい形である。しかしこのような形は温度傾度のある範囲内で安定であって、上下どちらの側にずれても蛇行の形は変わってくる。現在南半球と北半球では、中高緯度の気候の重要な要因となる中緯度偏西風の強度が全く違う。南半球での温度傾度は大きく、偏西風強度は平均して海面で 7 m/s 北半球では 2 m/s 以下である (TSUCHIYA, 1970)。南半球ではいずれの季節にあっても北半球の平均偏西風の最強時を上廻っている。つまり、南半球は北半球よりもより氷期的であるといえる。他方、北半球で三つの谷が偏西風帯に卓越するときには、その谷の部分に非常に強い偏西風の強風軸すなわち jet stream が強化される。この風速は南半球の場合と同じかそれ以上になる。そのような場合であっても半球を平均した偏西風の示数は南半球よりもはるかに小さい。また、蛇行の幅の小さい場合よりも小さいことが多く low index と呼ばれる。し

表1 大気循環と気候に対する気候変化におけるある種の仮想的要素の効果
(それぞれの要素とそれぞれの循環——気候統計の変動の間の相関係数の符号のプラスまたはマイナスの印で示される。MITCHELL, 1965)

効 果	太陽 定数	大気中の CO ₂ および、あるいは水蒸気含有量	成層圏 の O ₃ の 含有量	成層圏 の火山 塵の量	下層対 流圏の 雲量	極氷冠 の拡大
大気に対する直接効果						
対流圏平均温度 (T)	+	+	0	—	—	—
静安定度 (S)	—	—	(+)	+	(+)	+
圏界面の高度 (h)	+	+	(—)	—	(—)	—
南北加熱の傾向 (ΔQ)	+	0	0	—	—	+
大気に対する間接効果						
西風の速さ (U) ; 南北温度傾度 ($-\partial T/\partial \phi$)	—	—	(+)	+	(+)	+
熱と水蒸気の南北の輸送 (V)	+	(+)	0	—	(—)	0
全循環の活動度 (E)	+	+	(—)	—	—	(—)
惑星波の波数 (N)	+	+	0	—	0	—
惑星波の速さ (c)	—	—	(+)	+	(+)	+
大陸度 ; 立ち上り擾乱の強さ	+	(+)	(—)	—	(—)	—
ブロッキング型循環型の度数	—	—	(+)	+	(+)	+
全球の平均降水量	+	+	(+)	—	—	(—)

() の印はその効果が比較的小さいか、または不確かな場合を、ゼロは相関関係がほとんど無視でできることを示す

たがって、北半球では仮定した南北温度傾度の増大によって発現する温度風成分の増加は、偏西風の谷の振幅が増大して定常的になった場合に low index に分類されることが多いが、南半球では常に high index になりやすい。

結局、北半球と南半球では index の内容が違ってくる。違いの原因は海陸の分布とみなすことができる。偏西風の蛇行が顕著になり谷が定常的になる現象は北半球ではるかに多い。これをブロッキング現象と呼ぶが、北半球の氷期がブロッキング現象と特定の型と結びつくとなると (TSUCHIYA, 1963), 間氷期はそれの発現の少ない時代と考えられ、冬季の南北温度傾度が弱まることで維持されるといえる。MILANKOVITCH 説の10,000年前の日射偏差はそれに相当する温度傾度をもたらすものといえる。

南半球では陸地の影響が少ないので、北半球のように氷期と間氷期の循環の違いは大きくはないものと思われる。

しかし、実際の古温度記録と大気循環とを対比させたり、南北両球間の相互作用については、まだ解析的事実の集積が不十分でまだ吟味が困難である。

表1は大気大循環に対しての、外力および自己励起的

に発達するいくつかの要素の影響を定性的に評価した Mitchell の定性的判定を示した。気候不安定論を進める研究者にあっても、外力の変化を無視するわけではなく、実際に確認される外力の変化の程度では glacial cycle の主要因となり得ないと見る場合が多い。したがって、短期的な火山灰の影響などはかなり大きいとしても、それが地質時代の長期間にわたって継続して放出され、しかも周期的に増減があったという証拠が見つかるまでは主要因に入れないだけである。できるだけ仮定の要素を入れないで推定するために、現在得られる事実に基づく解析的知識の延長に重点を置くのが方法の中心である。

たとえば、15～19世紀のヨーロッパの小氷期といわれる寒冷時代は世界的な規模のものであることがわかっているが、その後の温暖化が1940年頃で停滞し、現在では北極を中心として寒冷化が顕著であるという事実がある。しかし、日本では地上の気候資料で見ると、その傾向は明白にでない。だが、図11に示すように、上空の気温の低下がかなりはっきりした形で現われている。ただし、それも2月と3月で顕著であり、他の月ではそれほどの変化はない。また4月には大きく上昇して、年間の平均では変化が消されるような形になっている。

2～3月は大気大循環の性質としてブロッキング現象

図11 秋田における寒候期月別対流圏下部気温の永年変化 (°C) (1961~1970の平均—1951~1960の平均)

の発生しやすい季節であり、谷の位置では北極寒気がはいりやすい。この場合、地表よりも上空で容易に寒気は侵入する。高層資料の世界的な分布密度は余り高くないが、資料の代表性が高いことと地表近くでの人工的影響が少ないので、大規模な自然の変化を示しやすい。このような資料を多く集めることによって、北極周辺の寒冷化がどのような形で中低緯度に影響していくかがわかることになる。また、もしこのような資料を大循環の偏差と関連して調べるならば、小氷期の循環推定に、またさらにすすめて氷期の循環をより立体的に具体的に推定する道に結びつけられることになる。

V あとがき

氷期の気候を気候変動論の立場から概観してみたが、数十の仮説の入り乱れている分野でもあり、その多くはすでに発表した論説(土屋, 1969)にも紹介したので、ここでは最近特に多くの分野から再評価の盛んに行なわれている MILANKOVITCH 説を中心にして、大陸氷河の発生とその維持に関連するものを論ずることにした。

大循環の推定を数値シミュレーションで示すことができれば、この説に関する論議はさらに明快になるが、気象力学のこれにかかわる分野はまだそこまで進展していない。事実から演繹的に進めた解析的循環モデルと大陸氷分布とは極東の部ですれているというような面につ

いては、今後も試行錯誤的な検討が必要である。

日本の氷期の気候に関しては、このような面も考慮すると、大氷河が発生したほどの水分補給が可能であったかどうかという問題とか、谷氷河(小規模のものの存在については異論がないと考えてはいるが)の生成開始後、日本海水位の低下と低温化によって降雪量に変化をもたらしたはしなかったとか、日本の小氷期は氷河気候の小さな再現であったのか、それとも全く違うものなのか、その他積雪—氷河現象に関するいくつかの示唆が得られるものと思う。

筆者は樋口(1968)が推定したように、夏の気温が平年値を1°C定常的に下まれば、日本でも条件の良いところで小さな氷河が発生するという見解に興味がある。これには、冬季における大量の降雪が前提になっている。現在でも北極寒気の流入が強ければ、ひと冬で30mをこす吹きだまりは、日本海側山地では随所に発生している(土屋, 1973)。日本の小氷期問題にはこのような事実を検討する必要がある。そして小氷期の解明が結局は日本の氷期の気候を解明する緒口となるように思う。

引用文献

- BROOKS, C. E. P. (1949) *Climate through the ages*. (Rev. ed.) 395pp. McGraw-Hill, New York.
- BUDYKO, M. I. (1971): 気候と生命。(内嶋・岩切訳 (1972) 488pp., 東大出版会, 東京)
- DANSGAARD, W., S. J. JOHNSEN, H. B. CLAUSEN & C. C. LANGWAIS (1971) Climatic record revealed by the Camp Century ice core. In TUREKIAN (ed.), *The Cenozoic glacial ages*, Yale Univ. Press, New Haven: pp. 37—56.
- DANSGAARD, W. S. J. JOHNSEN, H. H. CLAUSEN & C. C. LANGWAY, (1972) Speculations about the next glaciation. *Quater. Res.*, 2, 396—398.
- EMILIANI, C. (1955) Pleistocene temperatures. *J. Geol.*, 63, 538—578.
- EMILIANI, C. (1966) Paleotemperature analysis of Caribbean cores P 6304—8 and P 6304—9 and a generalized temperature curve for the past 425,000 years. *J. Geol.*, 74, 109—124.
- 福井英一郎 (1938) 気候学. 454pp., 古今書院, 東京.
- 樋口敬二 (1968) 雪溪の消長と夏期気温の変動. 気象研究ノート, (97), 42—46.
- KUKLA, G. J., R. K. MATTHEWS & J. M. MITCHELL JR. (1972) The end of the present interglacial.

- Quater. Res.*, **2**, 261—269.
- KUTZBACH, J. E., R. A. BRYSON & W. C. SHEN (1968) An evaluation of the thermal Rossby number in the Pleistocene. *Met. Monogr.*, **8** (30), 134—138.
- LAMB, H. H. (1971) Climate and circulation regimes developed over the Northern Hemisphere during and since the Last Ice Age. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoeco.*, **10**, 125—162.
- MILANKOVITCH, M. (1920) *Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire*. 388 pp. Gauthier-Villars, Paris.
- MILANKOVITCH, M. (1930) Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. In KÖPPEN-GEIGER (ed.) *Handbuch der Klimatologie I-A*, 176 pp., Springer-Verlag, Berlin.
- MILANKOVITCH, M. (1941) *Canon of insolation and the Ice-Age problem*. (Translated from German, 1969), 484 pp., IPST, Jerusalem.
- NAMIAS, J. (1969) Seasonal interactions between the North Pacific Ocean and the atmosphere during the 1960's. *Month. Wea. Rev.*, **97**, 173—192.
- SALTZMAN, B. & A. D. VERNEKAR (1971) Note on the effect of earth orbital radiation variations on climate. *J. Geophys. Res.*, **76**, 4195—4197.
- SIMPSON, G. (1940) Possible causes of change in climate and their limitations. *Proc. Linnean Soc. London*, Pt. 2, **152**, 190—219.
- TSUCHIYA, I. (1963, 1964) An analysis on the relationships between general circulation and climatic fluctuation (1), (2), *J. Met. Soc. Jap.*, **41**, 288—298; **42**, 299—308.
- 土屋 巖 (1967) 偏西風の蛇行現象と日本の気候の動気候学的研究. 気象研欧文報, **18**, 27—76.
- 土屋 巖 (1969) 最近における気候変動研究の発展について, 関口武 (編), 現代気候学論説, 262pp., 東京堂出版, 東京: pp., 175—201.
- TSUCHIYA, I. (1970) Year-to-year variations of rainfall over the India-equatorial Pacific region and low and middle latitude circulations in the Southern Hemisphere. *Pap. Met. Geophys.*, **21**, 73—87.
- 土屋 巖 (1973) 日本における越年性積雪の水収支上の問題と気候変動の指標としての役割. 気象研究ノート, (117), 108—118.
- VERNEKAR, (1968) Long-period global variations of incoming solar radiation. Final Rept., *ESSA Contract 22—137—67(N)*, 1—289.
- VERNEKAR, (1972) Long-period global variations of incoming solar radiation. *Met. Monogr.*, **12** (34), 1—21.
- WOERKOM, A. J. J. (1953) The astronomical theory of climatic changes. In SHAPLEY, H., (ed.), *Climatic Changes*. 318pp., Harvard Univ. Press, Cambridge: pp. 147—157.