

気候変動シンポジウム「気候の診断と問題点」の報告

(日本学術会議大会議室, 昭和55年12月8日)

1. 気候変化の実態

ア. 歴史時代

吉野正敏*

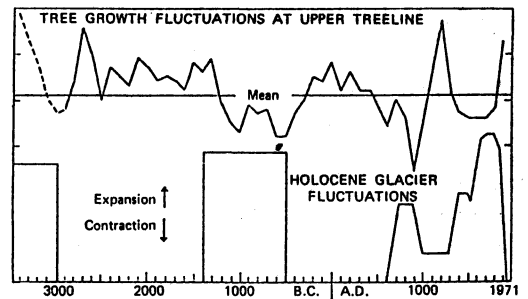
1. 概観

歴史時代をどこからと定めるのはむずかしいが、一応、現在から数千年前までとして話を進める。小さい変動を無視すると、ひとつの温暖期の極に達したのは、4000~5000年 B.C. である。全世界的に高温で、年平均気温は現在より2~3°C 高かったと考えられている。アラスカでさえ1°C は高温であった。日本も縄文の海進と呼ばれる高温な時代であった。この時期は後氷期の気候最良期 (post glacial climatic optimum) またはヒプシサーマル (hypsithermal) と呼ばれる。中緯度高圧帯は北にずれて、中緯度は現在より乾燥していたところが多い。わが国では北海道まで乾燥が及んでいたと考えられている。北半球の乾燥地域の北限は、北欧で55~60° N, 日本付近で40° N, 北アメリカでは35° N と推定されている。

4000~3000年 B.C. にやや冷涼な時代があり、その後、ふたたび温暖化へ向かった。850年 B.C. には寒冷化のため、北欧やアルプスの氷河は急に成長し、ヨーロッパの大河川は冬に凍結した。この時期は小型の氷期とみられる。この状況は紀元後350年まで続き、現在より冷涼で湿潤であった。

その後、気候は回復して、400~1200年は概して温暖な時代であった。その内でも7~8世紀と、10世紀に2回ピークがあった。特に800~1200年ごろを気候小最良期 (little climatic optimum) と呼び、上述の4000年 B.C. ころの気候最良期に準じる状態であった。

その後、気候はまた氷期に似てきた。13~14世紀はそのひとつの最低であった。次の寒冷な極は1800年前後



第1図 上は、カリフォルニアの樹木限界付近の高度における樹木の年輪から推定した樹木の成長。下は、北半球の氷河の成長・後退 (Denton, Karlén and LaMarche)。

であった。16世紀の後半から19世紀までを小氷期 (little ice age) と呼び、近年では最も寒冷であった時代とされている。わが国でも夏の温度が低く、北日本の凶冷が続発した時代である。

第1図は、3500年 B.C. 以降の気候変化の概略を示したもので、上部はカリフォルニアの樹木限界付近の高度における樹木の年輪から推定した気温の変化を示した。下部は主として北半球のたくさんの氷河の成長・後退の平均を示すものである。この2つから、上述の低温期高温期などがよく読みとれる。

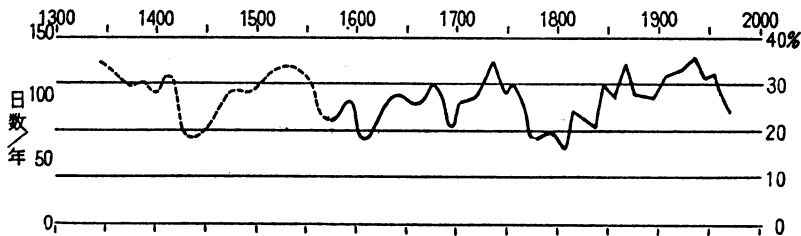
次に、少し詳しく、歴史時代の気候に関するトピックスを取りあげたい。

2. 世界各地の歴史時代の古気候復元

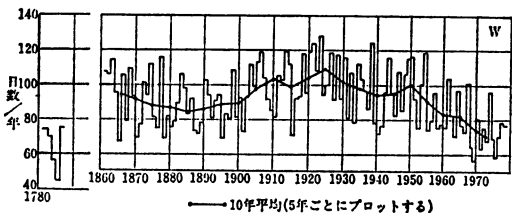
2.1. 北西ヨーロッパの16~20世紀の気温

ヨーロッパ (40~55° N) の小氷期をさらに詳しくみ

* Masatoshi Yoshino, 筑波大学地球科学系。



第2図(a) ロンドンおよび東部イングランドの南西風の頻度 (Lamb).



第2図(b) 1771~1786年と1861~1979年のイギリスの偏西風の日数 (Lamb).

ると、その中に特に寒冷であった3回の時代が認められる。すなわち、1541~1680年ごろの小氷期Ⅰの時代、1741~1770年ごろの小氷期Ⅱの時代、1801~1890年の小氷期Ⅲの時代である。この期間は天気型は大陸気団が張りだし、冬は寒さがきびしく、夏の気温も上らなかつた。

ラムが復元したイングランドの南西風の頻度(第2図(a))をみると、南西風の日数が少なかった年は低温を意味するが、1700年ごろを低極とする上記の小氷期Ⅰが読みとられる。しかし、上記の小氷期ⅡとⅢは連続して1800年ごろを極とする著しい低温の時代を示している。また20世紀になって、特にその前半は非常に南西風の頻度が多かったことがわかる。また第2図(b)は、1781~1786年と1861~1979年の変動をさらに詳しく比較したものである。1880年から1890年に至る間に極小があり、20世紀前半の大きな山があり、1960年以降、特に1970年以降は非常に明らかな頻度の低下が認められる。しかし、ここで重要なことは、1781~1786年の復元されている部分と比較すると、最近の低下は、小氷期(しかも、それは上記の細分で言うと小氷期ⅡとⅢの小さい間氷期に当る)の時代よりはまだまだ低下の程度が弱いことである。言い換えれば、1970年以降は最近の100年間では最も低温な時期を示しているが、小氷期の低温にはまだ達していないであろうことが推定されるのである。

2.2. 東アジアの気候変動の平行性

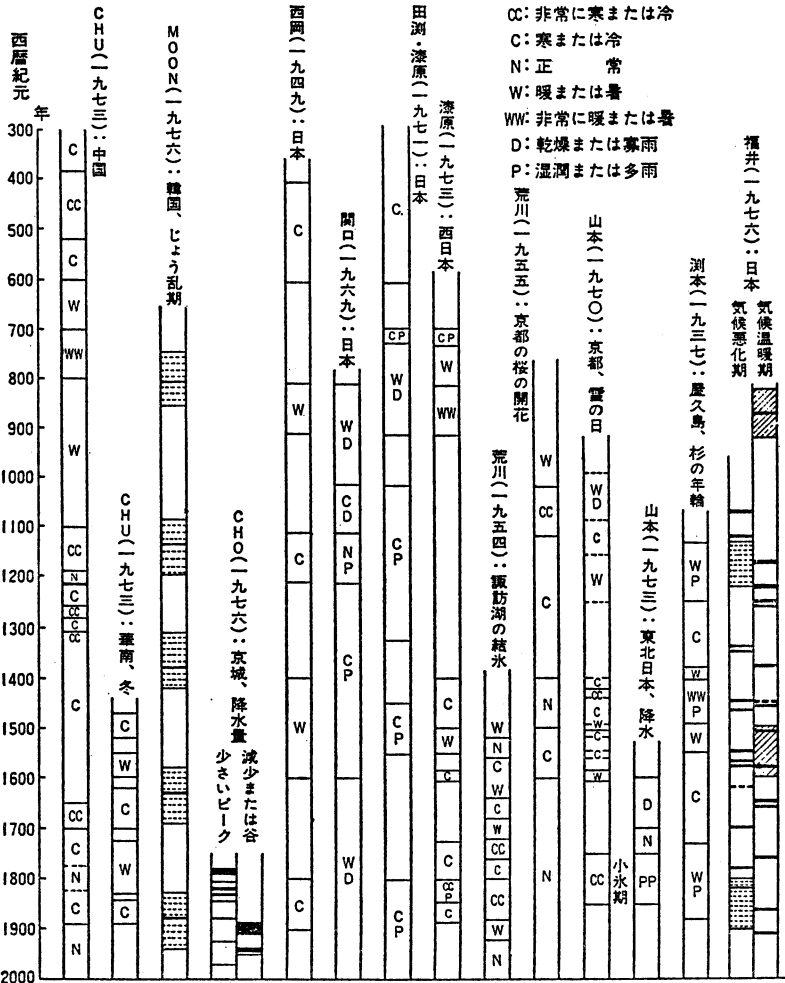
中国・韓国・日本のこれまでの古気候の復元はたくさんあり、それらを取りまとめると第3図の通りである。中国では400~500年が非常に低温、700~800年は非常に温暖、1100~1200年は寒冷、1200~1400年は寒冷と非常に寒冷とが交互した。1650~1700年にかけて非常に寒冷で、その後、1900年までが寒冷であった。

韓国では、豪雨・豪雪・干ばつ・異常暖冬・異常冷夏などの発生回数が多かった期間は、7世紀以降の記録のある限りにおいて、4回あった。それぞれ約100年間続き、その期間の中心は800年、1130年、1380年、1630年で約250年の間隔で出現しているという。

日本では、700年ころは夏冷涼で湿潤、8世紀後半は北日本で湿、南日本は暖湿、9世紀は非常に温暖、10世紀は温暖、11世紀は寒冷になり、12~13世紀はやや暖、14世紀と15世紀初では冬は寒冷、夏は暖、15世紀後半から変化はげしく、冬は厳しい寒さで、夏は暖のことが多かった。16世紀末から寒冷化し、冬ばかりでなく夏も低温で湿、19世紀前半まで寒冷であった。

ごく大まかには世界の傾向と一致しているが、細かくみるとややずれがみられる。これについては今後の研究が望まれる。

これらの結果をうまく説明できるように、冬と夏のそれぞれについて気圧配置と前線帯の位置を推定することができる。東アジアは特に寒帯前線帯が卓越するので、その位置と、強弱が気候変動の地域性と深く結びついている。小氷期には、ユーラシア大陸の冬の高気圧は発達し、寒帯低気圧の経路は南へずれている。夏には日本の上に寒帯前線帯が停滞し、オホーツク海高気圧がその北側で発達した。この状況は北西ヨーロッパの状況と同じである。小温暖期には夏には寒帯前線帯は弱く、40°N以北にあり、その南側になる中央日本以西、韓国、華北から南方は温暖で乾燥した。今後の問題のひとつは、卓越風向の復元によって、対流圏のトラフの位置などの推定をすることである。



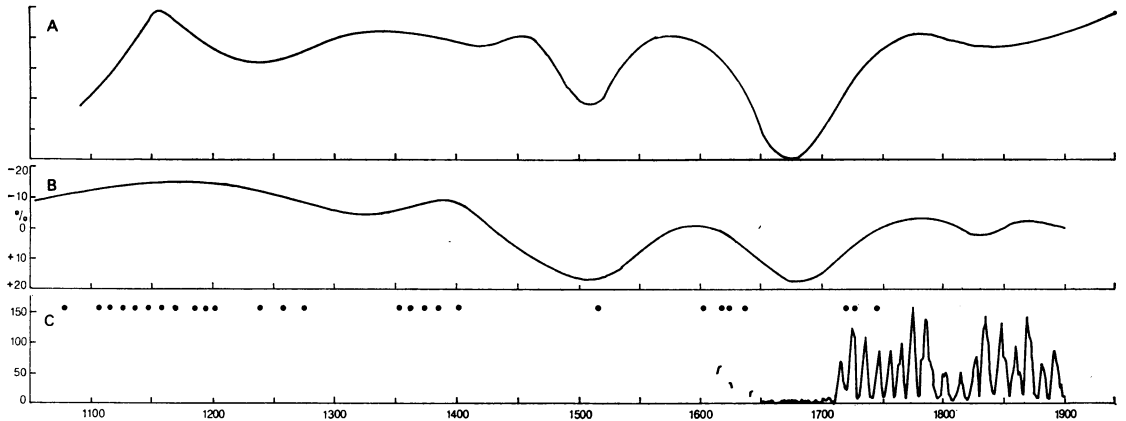
第3図 中国・韓国・日本の歴史時代の気候変化の平行性 (吉野).

2.3. 太陽活動の影響

観測時代の気候変動には太陽黒点数の11年周期や23年周期など、太陽活動の周期と強い関連を示すものが多いが、歴史時代の気候変動にもそれが認められる。最近の興味ある指摘は太陽黒点のほとんどみられなかった「マウンダー極小期」などの期間と、その期間の気候異常との対応である。

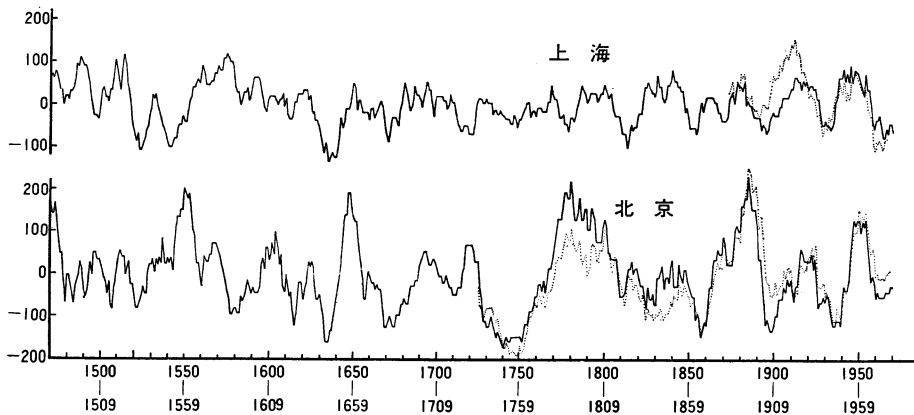
第4図は太陽の黒点数の変化(下)と、樹木の年輪から求めた大気中のC¹⁴の相対存在量の変化(中)と、ラムが求めたパリとロンドンの冬の寒さの指数の変化との対応を示す。大気中のC¹⁴は宇宙線によって地球をとりまく大気の超高層でつくられる。この宇宙線の流れは、太陽活動が活発なときには太陽からひろがった磁場によ

ってしゃへいされ、超高層に侵入する粒子数が減少するのでC¹⁴の生成量も減少する。太陽黒点数が少なく、太陽活動が弱いときには磁場が弱く、地球は多くの宇宙線にさらされC¹⁴は増加する。上層の大気中に生成されたC¹⁴を樹木がとり込むまでに約40年かかることを考慮して、第4図の上の線は40年おくらせて書いてある。この図から太陽黒点数は1100年ころから1280年ころまで多く(この時期を“中世の極大期”と呼ぶ)、ついで1450年ころから1500年ころまで少なく(この時期を“シュベラー極小期”と呼ぶ)、1645年から1715年の“マウンダー極小期”とともに大きな波を示している。太陽黒点数の多い時期はもちろん太陽活動の盛んな時期で、この多少がC¹⁴の多少と逆の関係(図のC¹⁴の曲線は目盛り



第4図 1050~1900年の太陽活動・C¹⁴存在量・冬のきびしさの変化 (Eddy).

Aはパリとロンドンの冬の厳しさ (Lamb). ただし、曲線は40年ずらして記入してある。Bは樹木の年輪から決定した大気中の C¹⁴ の相対的存在量。Cは太陽黒点数の変化 (1600年以降) と肉眼でみえた大黒点に関する東洋の観測 (黒丸)。



第5図 10年移動平均の降水量偏差値の変化。実線は復元した値、点線は観測値を示す (王紹武)。

を逆にとってある)を示している。冬のきびしさの曲線(上)は太陽活動が活発だった時期には温暖で、弱かった“シュベラー極小期”や“マウンダー極小期”には寒冷であったことを示している。

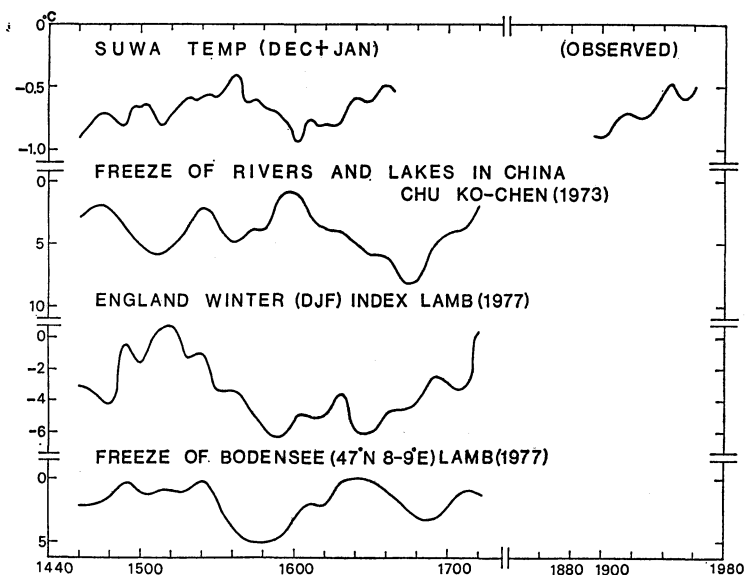
2.4 古気候復元の諸問題

歴史時代の古気候復元は最近、日本をはじめ諸外国で盛んに試みられている。それらに関する問題点をまとめると次の通りである。

i) 天気日記——連続した個人の日記、または公文書類に記録されている毎日の天気を集計し、それを根拠にして古気候を復元する。冬の寒さについては雨日数と雪日数の比をとったり、最近の気象観測時代の正式観測の

記録との対応から古い時代の記録を補正したり、またはたくさんの記録があれば、毎日毎日の天気分布図を作って低気圧・前線の位置などを推定することもできる。最もオーソドックスな復元法である。

ii) 干ばつや洪水の回数——古文書の干ばつ・洪水などの記録を集める。中国では省別にこの作業が進められており、地点によっては降水量の値を推定している。第5図は上海と北京の例で、実線が推定した値による曲線、点線が観測値である。また、雨量または偏差の分布図あるいは、気温またはその偏差を5階級に分類し、その分布図を寒候季・暖候季別にして、そのクロノロジーを最近の500年の毎年について作っている。



第6図 アジアとヨーロッパにおける湖沼・河川の結氷期日などの長期変動の比較(吉野・田中)。諏訪湖の結氷日から推定した12月・1月平均気温および近年の観測値(吉野・田中)、中国の河川と湖沼の結氷日(Chu)、イギリスの冬の厳しき指数(Lamb)、ボデー湖の結氷日(Lamb)の変化。

iii) 結氷記録——冬の寒さの指標としては結氷記録は有効である。諏訪湖の御神渡、ボデー湖の結氷、中国の河川や湖沼の結氷、バルト海の結氷面積などが利用されている。その1例は第6図に示す通りである。長期傾向の対応などの検討は紙面のつごうで省略する。

iv) 氷河の位置——目で見える気候変化の現象のひとつとして、氷河の成長・後退は歴史時代においてかなり明瞭である。特にアルプスの氷河のあるものについては、古い時代のスケッチがあり、最近の状態と比較することができる。しかし、短期間(10~20年くらい)の氷河の成長・後退と、100年オーダーの小氷河期・間氷期とは、もちろん対応しないことを注意しないとけない。

v) 年輪——樹木の年輪分析によって、中~高緯度地方の気温変動を知り、中~低緯度地方の乾燥地域の降水量変動を知ることができる。例えばアメリカ合衆国中西部の300年以上の期間の毎年の降水量分布を、たくさんの年輪分析の結果から復元している。

vi) 湖水面——内陸の湖水の水位の変動は、その集水域の降水量変動の指標である。特に低緯度では古気候復元のよい指標が少ない場合が多いので、湖水面の変動は重要な手がかりとなることが多い。

3. あとがき

紙面のつごうで、文献をすべて省略した。別の機会に十分な例を取りあげ、文献も記して論じたい。

1. 観測時代（大気大循環の変動を含む）

星 合 誠*

測器を用いた観測による気候変化の実態をつかむのに、一地点あるいは一地方に限るならば、例えば気温では Manley (1974) がまとめているように、イギリス中部で月平均値で17世紀の中頃までさかのぼることが可能であるし、降水量についてもイギリスで17世紀末までさかのぼることができる。しかし、半球規模での気候変化の実態をつかむということになると、現時点では現在から100年程度さかのぼるのが精一杯であると思われる。

1. 最近100年間の北半球平均地上気温の変動

19世紀末から最近までの北半球地上気温の変動については、Mitchell (1961, 1963, 1970) あるいは Budyko (1969, 1977) によって示されたものがよく知られている。両者共に19世紀の終り頃最も低く、1940年頃に最高となり、その後低くなっているという傾向は示されているが、細部においては違いが見られる。いずれを信ずべきかということになるが、実はこの両者共に重大な欠落がある。北半球上の観測点を考えてみるに、観測点の分布は一律均一ではなく、大陸上をとってみても極めて疎な地域もあり、それ以上に太平洋、大西洋という大きなギャップがある。このような事情のもとに算定を行えば当然、算定結果に推算誤差とも呼ばれるべきものが附随してくるはずであるが、両者共にこれに相当するものが明らかにされていない。誤差の明示されていない結果は、定量的議論の対象になり難い。

山元・星合 (1980) は客観解析法の1つである Gandin (1963) の最適内挿法を適用して、北半球上に設定した格子点の値を格子点に近い観測点の値から求め、同時に、求められた値の推算誤差を知るようにして、25°S以北367地点の1876~1975年の月平均地上気温を基にし、最近100年間の北半球地上平均気温の変動を得た。この方法に対して Barnett (1979) から、内挿するのに用いる観測点を変えると格子点の内挿値が変わるのではないか等の批判が寄せられたが、検討の結果、誤差の範

囲内で充分一致することが確かめられている。Mitchell や Budyko のものでは、1880年代の最低と1940年頃の最高との差は0.6°Cにも達しているが、山元・星合の結果では68%の信頼限界で見たとき、0.2~0.3°C（5年の移動平均の場合）である。Barnett (1978) によると、陸上の気温変動は海上のその2~6倍に達するという事であり、Mitchell らの値が大きいのは、陸上のデータに weight がかかっているのではないかと考えられる。

山元・星合の結果を緯度帯別、季節別、長期変化傾向、変動度の推移等についてみる。先づ緯度帯別では、5年移動平均でみて、高緯度帯（90~60°N）が最も変動が大きく、また、全期間を、あまり変動のない1880~1910年代、大きく昇温している1910年代終り~1930年代終り、そして昇温前にほぼ戻る1940年頃~1960年代の3つの時期にわけられる。中緯度帯（60~30°N）では、前世紀末から、10数年の周期的な変動を伴いつつ1940年頃まで上昇し、その後下降している。高緯度帯に比べて1940年頃までの昇温は小さい。ここで特徴的なのは1960年頃に1940年頃のものと同程度の最高の現われていることである。低緯度帯（30°N~0°）では有意な変化はみとめられない。

北半球平均を季節別にみると、冬に最も変動が大きい。前世紀末から1940年頃に向って変動を伴いながら昇温していることは全季節に見られるが（19世紀末の最低と1940年頃の最高との差：冬0.54~0.27°C、春0.35~0.14°C、夏0.25~0.09°C、秋0.40~0.19°C、いずれも信頼限界68%で）、冬において1940年頃よりもむしろ1960年頃に高温（0.1°C位）となっているのが注目される。

30年間平均値の推移によって長期変化傾向を冬と夏についてみると、北半球平均は両者共に19世紀末最低で、順次昇温し1940~1950年頃に最高に達している（冬1876~1905年と1936~1965年との差0.11~0.22°C、夏1886~1915年と1926~1955年との差0.06~0.13°C）。緯度帯別では、低緯度帯の夏のみ有意な変化傾向は認めることが

* Makoto Hoshiai, 愛知学院大学。

できないが、変化は夏より冬に大きく(冬の変化: $90 \sim 60^\circ\text{N}$ で 1896~1925年と 1926~1955年の差 $0.21 \sim 0.68^\circ\text{C}$, $60 \sim 30^\circ\text{N}$ で 1876~1905年と 1936~1965年の差 $0.16 \sim 0.34^\circ\text{C}$, $30^\circ\text{N} \sim 0^\circ$ で 1896~1925年と 1936~1965年の差 $0.05 \sim 0.13^\circ\text{C}$)、冬の最高は高緯度帯において、中・低緯度帯よりも早く現われている(1926~1955年)。50年間の標準偏差によって変動度の推移をみると、北半球平均については68%信頼限界内で有意な変化は夏、冬共に認め難い。緯度帯別では、高緯度の初夏、冬共に変動度の増大してきていることが認められる。

2. 地上気温の変動と外的要因との関係

Miles and Gildersleeves (1977)は Mitchell and Budyko の北半球平均気温の変化と CO_2 、火山噴火の dust、太陽黒点数、極氷面積、zonal index などとの関係を多重回帰方程式を解いて調べ、 CO_2 濃度と噴火 dust によって、変動の65%が説明されると述べ、これら2つの要因だけから予測した値と Mitchell らの実際の値との比較を図示しているが、前世紀末から1920年頃までは割合と良く一致しているが、1940年頃の最高、さらにその後の降温が表わされていない。

2.1. 太陽黒点数との関係

太陽黒点数との関係は古くからいわれている。山元・星合の得た北半球平均気温と黒点数との関係をみると、1920年頃までは逆相関となっているが、1930年頃にこの関係はくずれ、1940年頃からは正相関の様相を示している。緯度帯別に比べると、中緯度帯のみ上述の関係がみられる。

2.2. 火山噴火との関係

火山噴火による大気中の火山灰によって、大気のアルベドが増大して低温化が起るのではないかということは古くから予想されていた。噴火後の低温化が、全ての観測点に現われるものではなく、逆に高温となる所もあるなどの理由で影響を認めようとする研究者もある。局地的な気温は大気の内層過程に大きく影響されると考えられるので、半球規模での気温に対する影響を見るのがよい。

火山噴火の影響をみるのには、大気中への噴出物の行動過程が知らねばならない。1963年、Bali 島の Agung 噴火についての研究で、噴上げられた SO_2 が次第に H_2SO_4 液滴に変わり、長期間成層圏に滞留し、気候に影響を与えることがわかってきた (Pollack *et al.*, 1976)。この Agung の場合、Cadle (1980) によれば、 SO_2 が

H_2SO_4 に変わる半減期が230日、 $1/e$ になるのが300日である。最近、山元 (1980) は Agung の場合の Dyer and Hicks (1965, 1968) によって示された緯度帯別の成層圏エアロゾル量の時間的経過から、北半球全体のエアロゾル量の経過を求め、エアロゾルは噴火後11カ月は増加を続け、その後の約17ヶ月はほぼ一定値を保ち、そして減少してゆくことを見出し、このエアロゾル変化過程が他の火山噴火にも適用できると仮定して、最近100年間の Mitchell class で 10^7ton 以上の噴火18例による成層圏エアロゾル量の推移を求め、前述の山元・星合による北半球平均気温と対比した。これによると、dust 量の多かった1883年の Krakatau, 1902, 1903年の Santa Maria, 1963年の Agung などでは低温がみられる。この対応を明確にするため、山元はさらに、dust 量と北半球平均の年平均気温の偏差との関係を調べ、dust 量が $2 \times 10^7\text{ton}$ 以下では気温偏差はさまざまであるが、 $3 \times 10^7\text{ton}$ 以上では非常によく対応(信頼限界95%相関 $-0.77 \sim -0.95$)を示し、両者の時間対応は time lag なしの場合が最も良いことを見出している。この結果、Agung クラス又はそれ以上の噴火の場合、北半球平均の年平均気温の低下は確かなものといえる。

2.3. 雪氷面積との関係

雪氷面積が増大すると、地球のアルベド増加、日射吸収量減少により低温化の傾向を生ずることが予想される。1967年から1975年までの雪氷面積の変動 (Kukla and Gavin, 1978)の中で、1970~1972年の面積急増と気温の北半球平均および雪氷域南縁に近い 60°N の zonal mean とそれぞれ対比してみると、いずれも面積急増による気温低下の対応は認められない。また、逆の場合の、1968~1969年冬の低温に対応する面積増加も認められない。

3. 対流圏内の気温変動

Dronia (1974)は1949~1973年(25年間)の $25 \sim 90^\circ\text{N}$ の $500 \sim 1000\text{mb}$ 間の気温変動を求めているが、太平洋部分の除外があったりして、北半球面積の55%をカバーしているにすぎない。Harley (1978)も $500 \sim 1000\text{mb}$ 間の $25 \sim 85^\circ\text{N}$ について1949~1976年(27年間)の変動を求めているが、やはり期間の一部で太平洋を除外している。なお、Harley は太平洋を除外しても結果は大きく変わらないと述べている。Angell and Korshover (1978)は1958~1977年の地表~ 100mb 間の気温変動を全球的に求めている。彼等は全球で63のラジオゾンデ観測点を

なるべく均一に分布するよう選び、求められた結果に対して一々標準偏差で信頼限界を表示している。北半球平均についてみると、この期間中の最高と最低は1959年と1971年にそれぞれ現われており、その差は1.5~0.5°C(信頼限界を考慮して)であり、因に前述の山元・星合の地上の値でこれに対応するものは0.23~0.13°Cである。いうに及ばぬことであるが、対流圏内の気温変動についても可能な限り時間的にさかのぼり、信頼度の明確なものが見られる。

4. sensible heat flux の長期変動

小林寿雄(前 京都大学)が北向きの、standing eddy と transient eddy による sensible heat flux の長期変動を解析している。アメリカの天気図より格子点の値を求め、緯度 20~85°N の 5° 毎、高度 850, 700, 500, 300, 100 mb などで、low-pass filter (周期の response, 4年で1, 3年で0.6)を施し、1963~1977年の15年間について得ている。ここでその一部を紹介する。

850 mb では、heat flux の最大は 50°N で現われており(全期間中最高約 17 m/s・°K, 最低約 15 m/s・°K)、変動の様相は 45°N・50°N 附近とこれらの南北とで異なっている。500 mb において、flux の最大は 50°N であるが(全期間中最高約 13 m/s・°K, 最低約 11 m/s・°K)、この高度で注目をひくのは、60°N を境にしてその南北で互に逆相位の 4年程度の変動がみられることである。300 mb 高度になると、周期的変動が 30°N 以北で非常にはっきり現われ、振幅も大きい。500 mb でみられた 60°N を境とする逆位相の変動はここでもみられる。flux 最大はこの高度でも 50°N に現われている(全期間中最高約 11 m/s・°K, 最低約 7 m/s・°K)。

2.3. 節で述べた雪氷面積との対応を見ると、1970~1971年に雪氷面積の急増があり、この時期、雪氷の周縁部に近い緯度での flux の減少が見られるが、同様の flux

の減少の現われている1974~1975年には、雪氷面積は漸減している。この heat flux と雪氷面積とは単純に結びつかない。

5. 最近100年間の7月世界地上気圧分布の変動

張鐔(北京大学)と安成哲三(京都大学東南アジア研究センター)の研究の一部を紹介する。この研究では、1871~1976年(106年間)の緯度・経度 10° 毎の格子点データを基にして移動平均により10年以上の長周期変動を取出し、主成分分析によっている。

第1成分(総分散の約31%)では、時間係数は単調に時間と共に減少を示している。空間係数は大きくみて、赤道低圧域を含めた南半球のほぼ全域と、日本附近を除く北半球中・高緯度域とは逆の傾向で変動している(日本附近は南半球と同傾向の変動)。19世紀後半、南半球全域、特に亜熱帯高圧帯と ITCZ 域の気圧はかなり高く、北太平洋高気圧は逆に低かった。これが今世紀後半に向けて逆転してきている。アジア大陸のモンスーン低気圧は全体に北に偏していたのが、次第に南へ下がり中心示度が低くなってきている。

第2成分(総分散の約19%)の空間パターンでは、海洋域(特に太平洋)と、大陸域および ITCZ 域とが逆になっている。時間係数からみて、その極大時(1880年頃、1950年頃)には、北太平洋高気圧の西への張出し、南インド洋高気圧の強化、南太平洋高気圧の南米側への移動、アジア・アフリカのモンスーン低気圧の強化を示している。

第3成分(総分散の約14%)において、時間係数では1900年頃極大、1920~1940年頃極小である。空間係数では北太平洋高気圧の極東方面への張出し、アジア・アフリカのモンスーン・トラフの南北方向の移動、太平洋上の ITCZ の強弱、南太平洋高気圧の南北方向の移動、南インド洋高気圧の東西方向の移動をそれぞれ表わしている。

2. 異常天候と気候診断

朝 倉 正*

1. 気候診断 (Climate Diagnostics) とは

気候診断とは文字通り、気候を診断することである。

気候の時間的な変化、あるいは空間的な変化をできるだけ正確に、かつ定量的に記述することは気候研究の基礎であり、同時に出発点でもある。

気候診断には2つの分野がある。1つは昔から現在に

* Tadashi Asakura, 気象庁企画課。

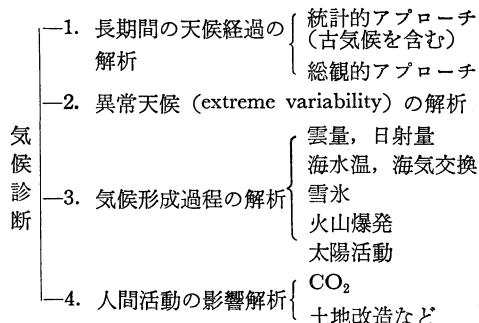
至るまでの間に、地球上に起こった気候の実態、気候変化の実態、気候形成過程の実態を定量的あるいは定性的に記述することである。これは大気だけでなく、海洋も対象に入る。他の1つは天候の変動、いわゆる異常天候のように極端な天候経過、要因を記述することである。

前者はいわば統計的診断、後者は総観的／経験的診断ということも出来よう。

統計的診断には平均値だけでなく、また、分散や共分散など基本的な変動量だけでなく、気候系のじょう乱の研究に役立つより高次の統計量も含まれる。

総観的／経験的診断には天候の急激な変化、ブロッキング高気圧の突然の発生、それらの要因の研究も含まれる。

これらを具体的に整理すると次の通りである。

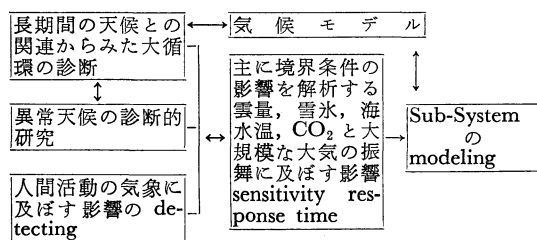


2. 気候診断の目的

過去からの地球上における気候がどのように変わって来たかを明らかにすることは、今後の気候がどのように変わってゆくかを知る上で重要である。また、気候と人間とのかかわり合い——たとえば、気候と経済、社会——を理解し、気候資料の利用法を開発することにも役立つであろう。一般に、気候診断の成果は多方面に利用される性格を持ち、基礎的資料になる。

しかし、気候診断の目的はより現実的な気候モデルを作ることに関与させることである。これを流れ図で示すとつぎの通りである。

流れ図



さらに説明すると、

(1) 長期間にわたる天候特性を大気大循環とのかかわり合いの面から理解する。これは大気大循環の振舞を通して、長期間の天候を物理的に理解する出発点になり、同時に気候モデルに役立つ情報を提供する。

(2) 大気大循環の極端なゆらぎは異常天候をもたらす要因なので、異常天候の診断的研究は大循環の振舞を理解することから始まる。また、異常天候の原因は、主に境界条件の変化が大循環に及ぼす影響を明らかにすることによって追求できるであろう。

(3) 将来、人間活動の気象に及ぼす影響を特定することは気候診断の重要な項目になるう。

(4) 気候を形成する主要な因子(太陽活動、日射量、雲量、雪氷、海水温、火山爆発、土地利用の改変 CO₂, dust など)は、大気にとって、境界条件に当る。これらの境界条件の影響を診断的に解析、大気大循環の振舞に及ぼす効果を特定することによって、大気が境界条件に対して持つ sensitivity や response time が分る。その成果は、気候モデルの sub-system のモデリングに役立つ情報を提供し、異常天候の原因究明や予測に役立つであろう。

3. 気候診断の研究計画

日本において、望まれる研究項目、実行可能な研究項目はつぎの通りである。

3.1. 長期間の天候経過の解析

(1) 観測時代の気候変動の解析的研究

19世紀以後の100年間に、北半球の気圧、気温、降水分布を解析し、地上気温分布の変化が気圧、降水分布の変化とどのように関連しているかを調べる。

また、最近の数十年間の気候変動を北半球 500 mb 環流の場から解析し、地域相互の関連について研究する。

(2) 気候変動機構の実態の統計的解析

主に高層天気図を用い、大規模なパターンの推移、ブロッキング活動などに着目して気候変動の実態を解析する。

(3) 熱帯じょう乱の気候学的研究

気候形成に重要な役割を果たしている熱帯地方の気象じょう乱の役割について気候学的に研究する。

(4) 古気候の復元

気候システムの長期間の変動性を明らかにするためには、観測時代の記録だけでなく、歴史時代の資料が必要である。また、将来、気候モデルによる予測パターンか

ら天候を推定する基礎資料として用いられるので、古気候の復元は気候研究計画に含まれている。日本として考えられる研究項目はつぎの通りである。

古記録による日本各地の古気候の復元。

古環境による復元。

氷河・凍土にもとづく山岳地帯における古気候の復元。

3.2. 異常天候の解析

近年、社会からの要望が強いのは、天候の極端な variability の予測である。これは数十日～数か月の長期予測で、気候予測の当面の目標になろう。数十日以上（時間スケールを持ち、極端な偏り（ 2.2σ 以上、 σ : 標準偏差）を示す天候を異常天候とよび、つぎのような研究項目がある。

- (1) 異常天候と大気大循環の変動の解析
- (2) 異常天候と海洋、雪氷分布との関係
- (3) 火山爆発、太陽活動と異常天候

3.3. 気候形成過程の解析

(1) FGGEデータなどによる大循環のエネルギー解析
大気大循環の3次元力学解析を行なう。特に経年変化に着目して、気候変化に関連したエネルギー過程の経年変化を明らかにする。その結果をスペクトル気候モデルにおけるパラメタリゼーションに役立てる。

(2) 広域の雪氷分布の変化と気候変動の研究

広域の雪氷分布が気候変化とどのように関連しているかを調べ、雪氷分布の気候変化に対する feed back, sensitivity について研究する。

(3) 雲量、日射量の変化と気候変動の研究

資料の制約は大きいですが、衛星資料の活用が期待され、気候変動の本質をつく研究である。

(4) CO₂, dust など人間活動の気候変動に及ぼす影響の研究

自然に起因する変動とどう分離するのかがむずかしいが、将来重要な問題になろう。

(5) 海洋と気候変動の研究*

気候形成過程のなかで、とくに重視されているのは海洋と大気とのかかわり合いである。しかし、海洋の観測資料は大気にくらべると、時間的にも空間的にも不十分であり、海洋の観測体制の整備、拡充は研究を進める上に必須の条件である。

(ア) Ocean Monitoring

* これは海洋の研究グループの研究計画をそのまままとめたもので、筆者の意見は入っていない。

海洋が大気に及ぼす影響を評価し研究に役立てるためには、大気～海洋間の熱交換量を少なくとも数年間にわたり連続観測する必要がある。当面は北太平洋域における季節躍層以浅の海洋水温・海流構造を定期的かつ連続的にモニターする必要性が大きい。これを実行するためには現業官庁を中心とした関係機関の協力が絶対不可欠であり、特別の配慮が必要となろう。

(イ) 海洋表層・海上大気状態量の変動解析

すでに収集されている海洋・気象観測資料および今後の観測で得られる資料を解析し、海洋表層の変動の実態を理解し、大気・海洋相互作用にかかわる気候変動の研究に寄与する。当面、考えられる課題はつぎの通りである。

- a) 日本海・オホーツク海における熱収支解析と海面水温変動の解析
- b) 北太平洋の熱収支の解析
- c) 北太平洋の海面水温変動の解析
- d) 海洋表層混合層の熱構造の変動の解析
- e) 潮汐に起因する長周期海洋変動とその気候変動への影響

問題点

気候診断は社会に対して直接的に重要な情報を提供するもので、各方面からの関心が強い。たとえば、火山爆発があったとき、天候や気候にどのように影響するののかの質問が社会の各分野から寄せられる。一方、10年先、50年先の気候がどう変わるのかの関心も強い。すなわち、気候診断には2つの面がある。比較的短期間に激しく変動する現象に関するものと、長期間にわたりゆっくりと変化する現象に関するものである。前者には異常天候、後者は気候変化がある。この両者は関連はあるが、異質である。

これらについて求められるのは単なる診断ではなく、正確な予測につながる診断である。diagnostic だから prognostic とは全く疎遠であってよいとする立場もあろう。しかし、WCRP に求められるのは prognostic な立場に立った diagnostic な研究である。

今後、この問題を進めてゆく上で当面考えられる問題点はつぎの通りである。

- a) 研究者相互の間で、問題認識についての討論が不十分なので、意思の疎通をまず計る必要がある。
- b) 研究の軸となる研究者層、機関が確実なものになっていない。
- c) 研究者に必要な資料を提供する体制はまだ出来て

いない。

d) モデリング、観測、南極、資料など各分野と診断研究との間で、具体的な問題についての討論が進んでいない。

予算を別にしても、研究計画は出発点に立ったところである。問題点は数多くあろうが、まずは関心のある研究者層を組織化し、共通の問題意識をもつよう努力することから始めねばなるまい。

3. 海水温の長期変動

長 坂 昂 一*

1. はじめに

海洋と大気とが相互に大きな影響を及ぼし合っていることは、誰の目にも疑いのないところであろう。特に1960年以降、海面水温の大規模な変動と気候との係りについての数多くの研究が続けられている。それらの幾つかによれば、赤道海域の海面水温と大気の大規模な変動の間には非常に密接な関係があることが報告されている。例えば我々に馴染みの深い太平洋では、赤道貿易風の消長と東部赤道海域の海面水温の異常変化 (El Niño 現象)、これに対応するアリューシャン低気圧の勢力の変化、といった大規模な海洋と大気の相互作用が見出されている (Bjerknes, 1966, 1969)。

ここでは、1967年以来気象庁の凌風丸 (1598 ton) により毎1月 (1972年以降は6/7月にも) に行われている、日本南岸からニューギニア沿岸にかけての海洋観測の結果をもとに、太平洋の西部赤道海域における海況の長期変動とその気候との関連の一端を紹介する。この海洋観測は、ユネスコの政府間海洋学委員会により推進された黒潮共同調査の一環として開始されたものである。日本近海から赤道に至る広い海域を対象に、15ヶ年間も定期的に継続されている海洋観測は、日本では唯一の、世界的にみても極めて例の少ない貴重なものである。

2. 海水温の長期変動

太平洋の海流系は、大陸縁辺部を除けば、ほぼ東西流が卓越しており、これを横切る子午線沿いの海洋観測を継続すれば、太平洋中央部をある程度代表する海況変動のモニターが可能である。このため気象庁では、東経137度線沿いに本州南岸 (北緯34度) からニューギニア沿岸 (南緯1度) に至る定線を設定し、主に1000 m 以浅

の水温・塩分等の海洋観測を繰り返している (Masuzawa and Nagasaka, 1975; Nagasaka, 1979)。この3500 km に及ぶ定線上には、日本沿岸寄りから黒潮・黒潮反流・亜熱帯反流・北赤道海流・赤道反流及び、季節により入れ替るニューギニア沿岸流又は南赤道海流の太平洋を代表する海流系が含まれている。

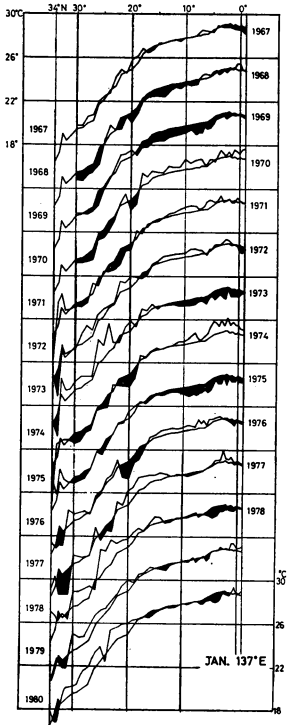
2.1. 水温

東経137度線上の1月の海面水温は通常16~29°C である。第1図は定線上の海面水温の年々の分布を示したものである。海面水温の南北傾度は、北緯18度付近を境に、北では、0.40°C/100km、同以南では0.16°C/100km と大きく異なっており、北緯2度付近からは南下とともに若干降温する。第1図には年々の海面水温の他に、その11年平均 (1967~1977年) も併せて示してあるが、日本近海・熱帯海域を問わず年々かなりの水温変動がみられる。しかし3500 km の定線を通じて一様な水温の年平均偏差がみられるのではなく、北緯19~15度付近に年平均偏差が零に近い海域があり、これを境に南北の海域内では水温偏差は同一符号であるという特徴がみられる。

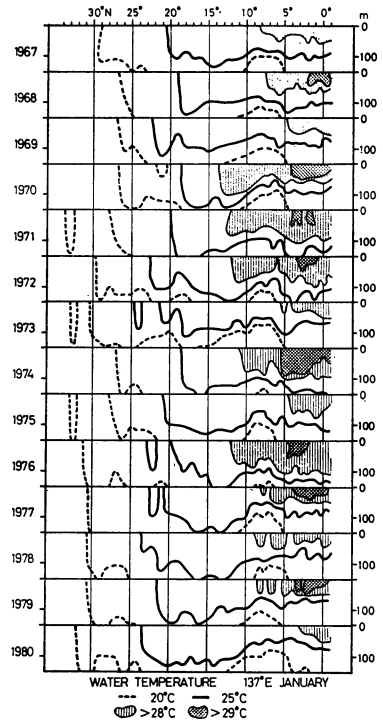
第2図は表層付近の主要等温線の断面分布を示したものであるが、第1図と比較すると海面水温の変動は、表層付近の水温構造にも影響を及ぼしていることがうかがわれる。とりわけこの度合は赤道近海において著しい。例えば1973年1月は北緯15度以南で海面水温はかなり低かったが、同海域の表層にみられる暖水の断面積も著しく狭くなっている。

ところでこの赤道付近の暖水 (例えば27°C 以上) が断面図上で占める面積と、その年の台風の発生数の間には、明らかに正の相関関係がみられる (第3図)。朝倉 (1980) は、同様な関係をこの観測で毎1月に得られる北緯6度での海面水温の年平均偏差との間に見出している。年間の台風発生数が、大気の状態をどの程度代表す

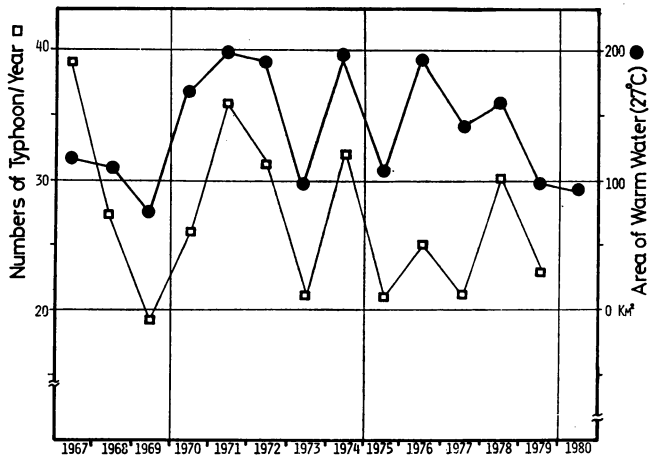
* Koichi Nagasaka, 気象庁海洋課。



第1図 東経137度線沿いの毎1月の海面水温とその平年値(1967~1977年), 黒色部分は平年以下を示す。



第2図 東経137度線沿いの毎1月の表層水温分布。



第3図 東経137度線沿い断面で27°C以上の暖水の占める面積(1月)とその年の台風個数。

るものであるかについては議論の多いところであろうが、西部赤道海域における、長期間にわたる海洋と大気の相互作用の一端を示唆するものと考えられる。

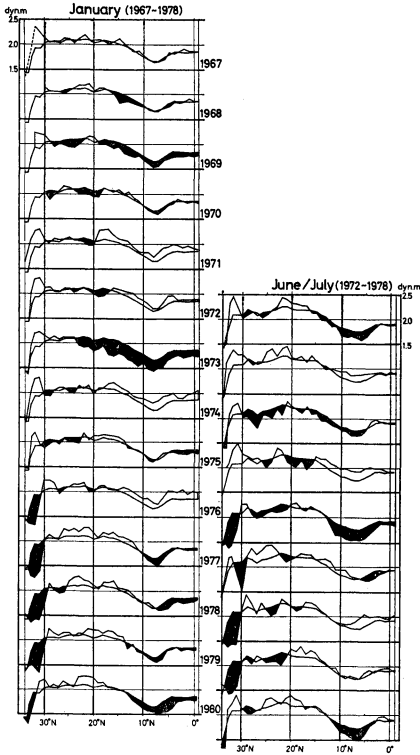
2.2. 力学的な高度偏差

第4図は、1000 db 面に対する海面の力学的な高度偏差の年々の値をまとめたものである。ここで非常に目を引くのは、1973年1月の北緯20度以南の熱帯海域における低水位現象である。同じような低水位現象は1972年7月及び1976年7月にもそれぞれみられる。海面水位が低下した主な原因は、海面及び表層の水温が低かったことによる（海水の密度は第1近似的には水温により定まるため、第4図は定性的には海面から1000 db 面までの積算水温と考えて差しつかえない）。

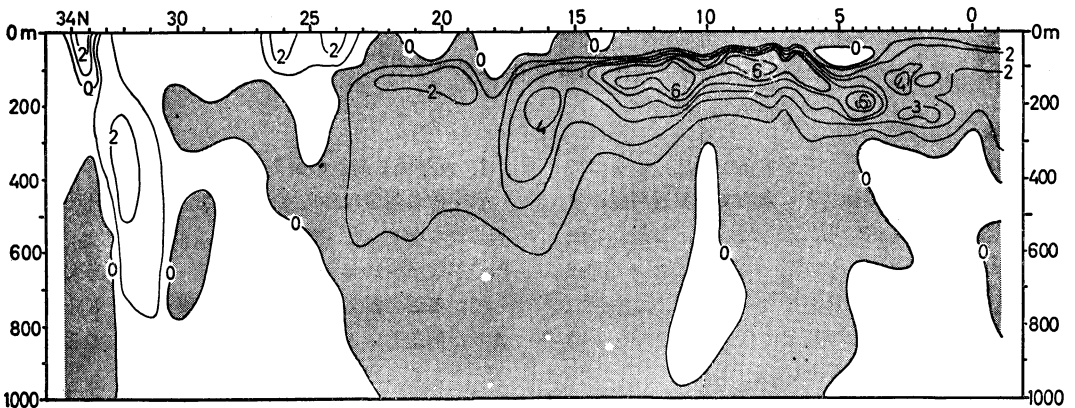
3. El Niño 現象と西部赤道海域の海水温

前述のように1973年1月の赤道海域の海況は、“低温・低水位”現象が著しく他の年に比較して特異的であるので、今少し詳しく述べる。

第4図からも明らかのように、この“低温・低水位”現象は1972年夏から続いており、南米沖で El Niño 現象がみられた期間と時期的に一致していることは興味深い。1972年から1973年にかけての El Niño 現象は非常に顕著なもので、南米沖の漁業に壊滅的な打撃を与えたことで有名である。1972年2月からペルー及びエクアドル沖の海面水温は平年より高めとなり、5月にはペルー沖で $+3^{\circ}\text{C}$ （平年偏差）となるとともに高温水は、赤道から北緯10度にかけて西経130度付近まで広がった。8月にはペルー沖の水温偏差は $+7^{\circ}\text{C}$ を越え、12月に入ると日付変更線以東の赤道海域はすべて 2°C 以上高めとなった。しかし年が明けるとともに El Niño 現象は急激に衰え、2月にはこれらの海域の海面水温は平年並みに回復した。古くから El Niño の原因は、ペルー沖を



第4図 東経137度線沿いの1000db面に対する海面の力学的な高度偏差とその平年値（1月は1967~1978年、6/7月は1972~1978年）黒色部分は平年以下を示す。



第5図 1973年1月の海水温の平年（1967~1978年）偏差（ $^{\circ}\text{C}$ ）黒色部分は平年以下を示す。

中心に赤道貿易風が弱まり、そこでの湧昇流がほとんど止まるためと説明されてきた。しかし、最近の調査によると、必ずしも El Niño が発生している期間同海域での貿易風が弱いとは言えず、むしろ次に述べるように通常は太平洋の西部赤道海域にみられる表層の暖水が東部に移動し、ペルー沖ではこの暖水が海面付近に湧昇されるためと考えられている。

一方この時期西部赤道海域では“低温・低水位”であったことはこれまで述べたが、この原因について Wyrski (1979) は次のような機構を提唱している。赤道貿易風により西部赤道海域に堆積されていた暖水が、風の応力が弱くなったためにバランスを失い、太平洋の中央部・東部に移動したためである。凌風丸による測流観測の結果でも、El Niño 現象のみられた時期には赤道反流(東流)が他の時期に比較して強くなっている。しかし西部赤道海域における風の資料は必ずしも充分とは言えず、今後の調査が期待される。

また1976年夏にも、程度の差こそあれ同様な“低温・低水位”現象がみられたが、この時期にも小規模ながら El Niño 現象がみられたことを付記する。第5図は1973年1月の東経137度線沿いの水温断面の年平均偏差を示したものであるが、赤道から北緯20度以北にかけて広い範囲に低温現象が及んでいる。このような El Niño 現象に伴う暖水の大規模な移動は、当然太平洋規模の気候変動に多大な影響をもたらしていると思われる。

4. おわりに

表題に“海水温の長期変動”をかかげておきながら、話題が太平洋の西部赤道海域の表層水温にとどまったことは筆者の不勉強以外のなにものでもない。しかし一方では、ここで報告したような長期にわたり繰り返し実施されている海洋観測が極めて少ないことも指摘しておきたい。今後一日も早く表層水温の全球的なモニター網が確立されることを期待したい。

文 献

- Asakura, T., 1980: Climatic change and long-ranged forecast Asakura syoten. pp 179-181 (in Japanese).
- Bjerknes, J., 1966: A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature, *Tellus*, 18, 820-829.
- , 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, *Mon. Wea. Rev.*, 97, 163-172.
- Masuzawa, J. and K. Nagasaka, 1975: The 137° E oceanographic section, *J. Mar. Res. Supplement*, 33, 109-116.
- Nagasaka, K., 1979: The oceanographic section along 137°E. The Kuroshio IV, *Proceedings of the fourth CSK symposium, Tokyo (1979)*, 313-320.
- Wyrski, K., 1979: The response of sea surface topography to the 1976 El Niño, *J. Phys. Oceanogr.*, 9, 1223-1231.

4. 日射量の長期変動

田 中 正 之*

日射量は地表面の熱収支を支配する主要成分の1つであり、また火山活動の影響なども含めて大気透明度の変化の良い目安としても用いられる。従って、日射量の最近の傾向を、過去の長期的な変動との関連において的確に把握することは、気候の診断にとっても極めて有効であると考えられる。しかし、現状では、このような立場からの研究は殆どなされていない。

1. 水平面日射量の長期変動

水平面日射量は熱収支の熱源であり、気候と直接的に関る量である。従来得られている資料により、水平面日射量が数年~10年程度の時間スケールで相当大きく変動していることが見られる。問題はそのような変動をどのように解釈し、どのように気候診断に役立てるかということである。水平面日射量は気候を支配する要因であると同時に、気候から最も敏感に影響される量であり、気候そのものの表現であるといつてよいからである。

* Masayuki Tanaka, 東北大学理学部。

2. 直達日射量の長期変動

直達日射量は、主に大気中の水蒸気量とエアロゾル量によって支配されている。したがって、その長期変動は水蒸気量やエアロゾル量の変動に対応するものである。実際には水蒸気量の長期変動の振幅は小さいため、直達日射量の変動はほとんどエアロゾル量の変動によって見なし得る。最近の100年間の直達日射量の変動には火山噴火の影響がかなり明瞭に認められる。また、それとは別に1940年以降に長期的減少傾向が認められ、対応するエアロゾル量（大気混濁度）の増加のあったことが知られるが、その有力な原因として人間活動の影響が指摘されている。より最近になると資料も多くなり、詳細な直達日射量の変動の様相が知られるが、その結果は人間活動と密接に関連しているように見える。ただし人間活動から遠く離れた地域（例えば南太平洋）での傾向はほとんど不明であり、地球的規模でのエアロゾル量の変化傾向の把握はむづかしい。

3. 太陽活動の長期変動

太陽黒点数の消長などに見られる太陽活動の長期変動と気候要素の長期変動との間に、密接な相関があると指摘している研究は数多く見受けられる。しかし、両者の間の因果関係については、いろいろな説が唱えられているが、定量的な知見はほとんど得られていない。太陽黒点数と太陽定数の間の関係についてさえ、一致した見解は得られていない。スミソアン天文台の数10年にわたる太陽定数の観測資料を用いた従来の研究結果を総合

すると、太陽黒点数と太陽定数の間には有意な相関はないと言える。太陽定数の値そのものも有意な変動をしたとは考えられない。観測された変動は大気状態（特に大気混濁度）の変動から生じた見かけの変動であると見なされる。一方、Kondratyevらは気球、航空機等を用いて成層圏からなされた比較的最近の少数のデータから、黒点数と太陽定数の間に著しい相関があると指摘し話題を呼んだ。しかし、スミソアン天文台の長期観測の精度を吟味すると、少なくとも相対的には極めて高精度であり、Kondratyevらのような大きな振幅の変動が本当に存在するならば、決してそれを見落すことはないだろう。また、もしもKondratyevらの指摘した通りであるならば、太陽活動の変動の影響は気候のあらゆる面で顕在化しているであろう。このような観点から、太陽活動の変動による太陽定数の変動は仮にあるとしても検出できるほどのものではないと言える。ただし、ここに述べたことは、黒点数の消長などが気候変動の1要因となっているということを否定するものでは全くない。

4. おわりに

日射量の長期変動を知り、また最近の傾向を知って、その結果を積極的な気候診断に役立てるという可能性は十分に考えられる。そのためには日射量をただそれだけの量としてながめるのではなく、より総合的な気候（変動）との関連において見直す必要がある。そのためにも過去の膨大なデータの収集や、利用しやすい形での整理が望まれる。