

第12回夏季大学

《気候変動と異常気象》

期日：1990年7月23日(月)～7月25日(水)

場所：なにわ会館(3階 葛城)

目 次

『気候変動』	1
山元龍三郎 (京都大学教授 気候変動実験施設長)	
『最近の異常気象』	15
好本 誠 (大阪管区気象台予報官)	
予報実習『天気図の書き方と見方』	37
中井 毅 (大阪管区気象台予報官) 増井 初水 (大阪管区気象台予報官)	
『温暖化をもたらす気体の科学』	54
村松 久史 (京都大学防災研究所教授)	

主催：日本気象学会関西支部

後援：大阪府教育委員会 京都府教育委員会 兵庫県教育委員会
奈良県教育委員会 滋賀県教育委員会 和歌山県教育委員会
大阪市教育委員会 大阪管区気象台

気候変動

山元龍三郎（京都大学 理学部）

§ 1 はじめに

「天気」は1週間以下の短時日の気象状態を意味し、「天候」は1週間から1か月程度の平均的天気状態を指す。天候が平年状態から大きくずれていることを異常気象と呼ぶのに対して、「気候変動」は数年以上の時間スケールの変化である。個々の異常気象は必ずしも気候変動ではないが、旱魃の頻発・継続する冷夏などは気候変動の1つの側面である。ここでは、地球規模の気候変動について述べるが、特にそのメカニズムと二酸化炭素の増加の影響に焦点を当て、二酸化炭素の量が倍増した時の気候シナリオについても触れる。

§ 2 地球の熱バランスと気候変動

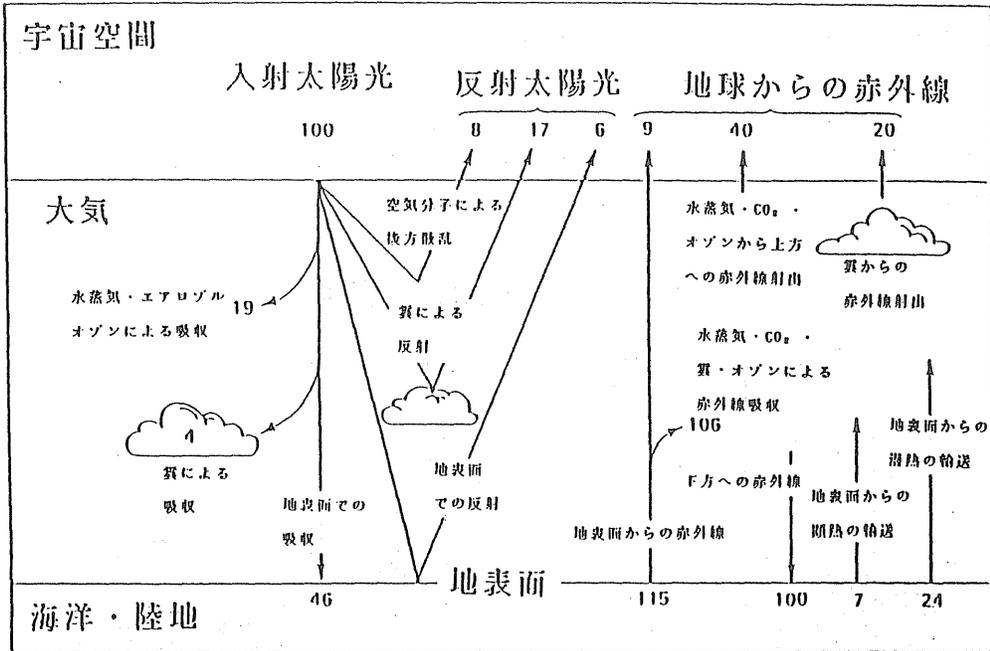
太陽系の惑星の中でも金星は表面温度が摂氏数百度の灼熱の世界で、火星は氷点下数十度の氷の世界であり、それらに比べると現在の地球は生物が生存する温和な気候である。現在の地球の気候が保たれているのは、熱収支がバランスしているからである。

熱がたまると物の温度は高くなり、熱が失なわれると温度が低くなることは物理学の教えるところである。地球の地上気温は、昼の半球と夜の半球を含めて北極から南極までの全世界を平均すると現在のところ約15℃でほぼ一定である。このように現在の気候が保たれているのは、地球の吸収している太陽からの熱エネルギーと、赤外線形で宇宙へ放出している熱量とが等しく、地球に熱がたまってもしないし減ってもしないからである（第1図）。大気へ放出されている地熱は、地球に降り注ぐ太陽放射の10000分の1程度であるので、地球全体として考える場合、無視してよい。

地球の吸収する太陽熱が減少して、地球が宇宙へ赤外線として放出している熱よりも少なくなると、地球は正味として熱を失うので寒冷化する。寒冷化の結果、地球の放出する赤外線が少なくなり地球が吸収する太陽熱と等しくなると、熱収支がバランスし、寒冷な気候が継続することとなる。地球から宇宙へ放出されている赤外線が吸収太陽熱よりも少なくなると、地球に熱がたまるので地球の温度は高くなり、そのために吸収太陽熱と等しくなるまで放出赤外線が増える。その結果、温暖な地球の気候が保たれる。

§ 3 大気の温室効果

地球に降り注ぐ太陽放射のエネルギーの大部分は、人間の目が感じる可視光線（波長が約0.4ミクロンから0.8ミクロン）の波長域に含まれる。地球に降り注ぐ太陽光の強さは、熱に換算して地球全体で平均すると、1分間1平方センチ当たり約0.5カロリーである。太陽光の大部分は大気を通過して地表面に達するが、そのうちの約30%が反射して宇宙に戻ってしまう。これは、雲や地表面による反射の他に、大気中に浮遊している固体や液体の微粒子や空気分子



第1図 地球全体としての熱収支。左半分は太陽からの日射の行方を、右半分は地球からの赤外線の行方を示している。数字は、入射太陽熱を100として表した強度である。

による反射のためである。残りの約70% (1分間・1平方センチ当たり約0.35カロリー) が地表面・雲・大気に吸収される (第1図の左半分)。

一般に物体は可視光線よりも波長が長くて人間の目には感じない赤外線を放出している。地球は、赤外線を夜半球からも昼半球からも放出している。地球の表面温度は上述したように約15℃であり、それが放出している赤外線の波長範囲はおおよそ5ミクロンから30ミクロンである。一般に表面が射出している赤外線の強さは絶対温度 (摂氏の温度 + 273° K) の4乗に比例する (物理学のステファン・ボルツマンの法則)。

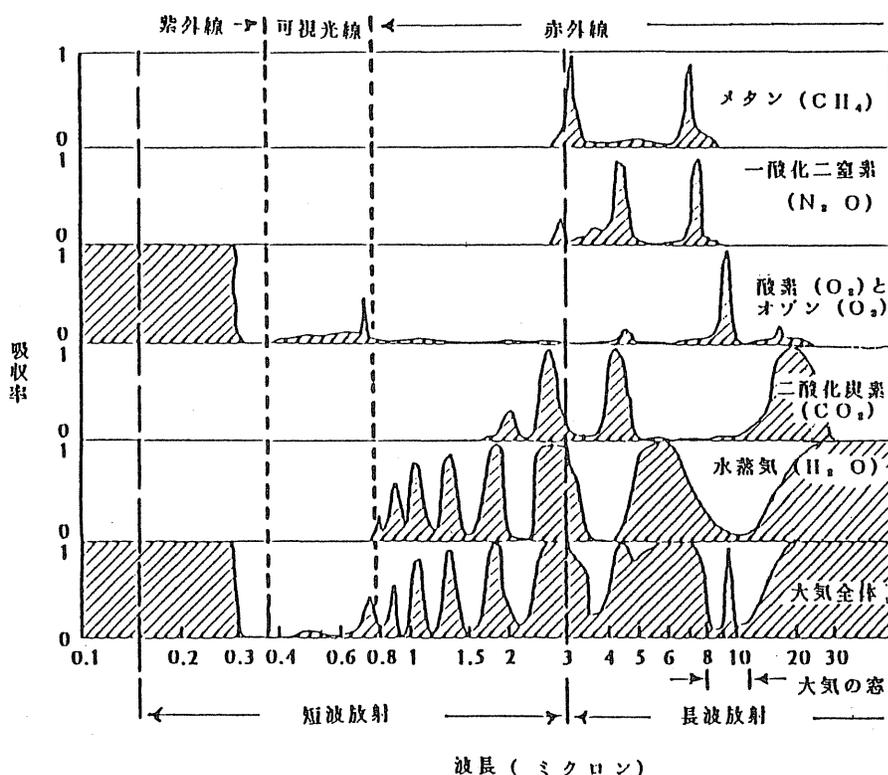
15℃の温度の地表面が射出している赤外線は、1分間・1平方センチ当たり約0.58カロリーで、地球が吸収している太陽熱よりも大きく、その約1.7倍である (第1図の右半分)。もしも、この赤外線が全部そのまま宇宙へ放出されると、地球は吸収太陽熱よりも多くの熱を失うので地球の温度は低くなる。このような状況で落ち着く平均気温は、計算すると氷点下約19℃となり、この場合地球は氷の世界となる。

実際には地表面が出している赤外線の大部分は大気に吸収されて、宇宙空間へ放出されるのは一部分だけである (図-1の右半分)。このために地球は15℃の気候を保っている。このように、地表面からの赤外線の宇宙への放出を抑

制して、その一部分だけを宇宙へ放出する作用が「大気の温室効果」である。この作用は、大気成分の一部の赤外線吸収に起因している。

大気に含まれている水蒸気・二酸化炭素・メタン・一酸化二窒素などの微量成分は、赤外線を吸収して「大気の温室効果」に寄与しているので、「温室効果気体」と総称される（第2図）。地球から放出されている赤外線の波長は5～30マイクロンであり、この波長域において大気はほぼ不透明であるが、「大気の窓」と呼ばれる8～13マイクロンの波長では半透明である。

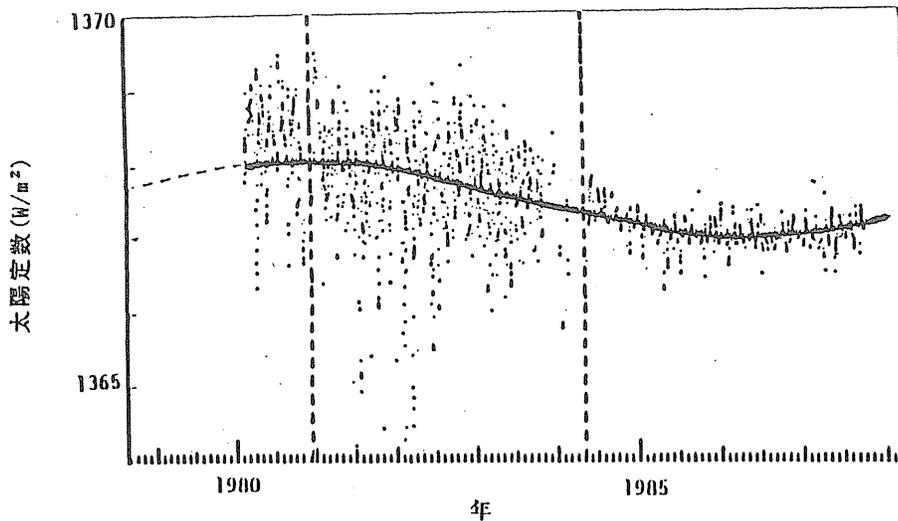
大気による放射の吸収



第2図 温室効果気体および大気全体による紫外線・可視光線・赤外線吸収。吸収率が気体と波長によって異なる状況を示している。透過率は(1 - 吸収率)に等しい

§ 4 気候変動の原因

気候の変動を引き起こす原因は上述した地球全体としての熱バランスから理解できる。まず第1の原因は「太陽活動」で、太陽放射が強くなった場合、地球に降り注ぐ太陽エネルギーが増える。その際、地球や大気が吸収する太陽の熱エネルギーも増え、過剰の熱が地球や大気にたまることとなるので、一時的に地球の温度が高くなる。このような状況では、地球全体の放出する赤外線が吸収太陽エネルギーと等しくなるまで地球の温度が上昇するので、結局、気候



年	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987
太陽黒点数	155.4	154.6	140.5	115.9	66.6	45.9	17.9	13.4	29.2

第3 図 人工衛星に搭載のActive Cavity Radiometerによる太陽定数 (Willsonら, 1988) と太陽黒点数

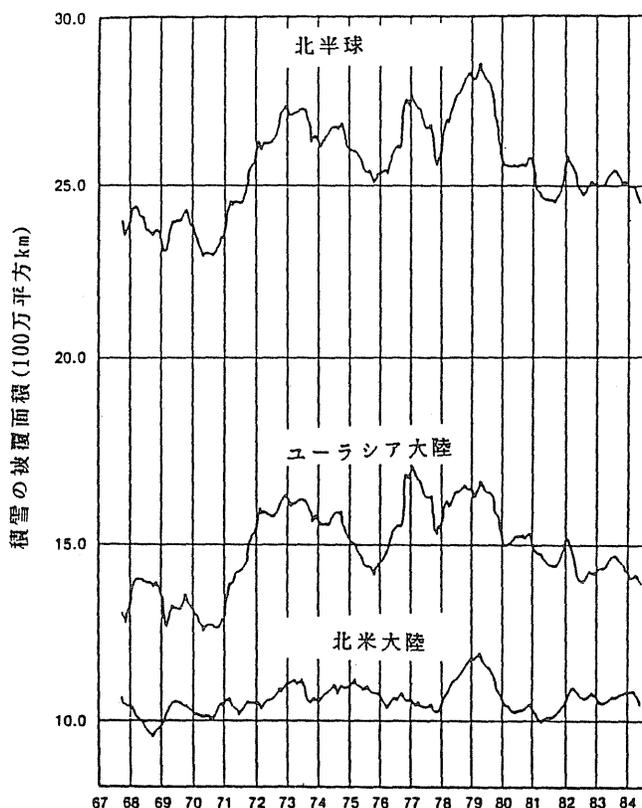
が温暖化する。黒点数の多いときには太陽からの放射エネルギーは強く、黒点数の少ないときには弱くて、その差は最近のデータによると約0.1%である(第3 図)。地球に降り注ぐ太陽熱が変化した場合に、地球の気候がどのように変わるかについて理論に基づいてコンピュータで計算されている。その計算によると、太陽放射が現在よりも0.1%だけ増加した場合に地球全体の平均地上気温は約0.1℃高くなる。

地球の熱バランスを乱す他の現象として火山大爆発にともなう「パラソル効果」がある。火山の大噴火による噴煙が成層圏まで届いて一年以上の長期間の間浮遊している状況は、地球にパラソルをかざして太陽からの光を遮っていることと同じであり、地球や大気の吸収する太陽熱が減るので気候が寒冷化することとなる。このような寒冷化は多量の噴煙が成層圏にまで届く大噴火の場合に限って認められ、最近の桜島や三原山などの噴火は規模が小さく噴煙が成層圏に届かないので、「パラソル効果」を及ぼさない。

雪氷の変化がきっかけとなって気候の大きい変化の起こる可能性が指摘されている。雪氷の表面は太陽光を強く反射する。裸地や草地のアルベドが20%位であるのに対して、古い雪でも30%であり新しい雪の場合は95%も日射を反射してしまう。地球全体に平均すると地表面が太陽光を反射する割合は現在約6%である(第1 図の左半分)。何かの原因で雪氷面積が増えたと地球表面全

積雪の被覆面積

(12か月の移動平均)



第4図 気象衛星観測から求めた北半球での12か月移動平均した雪氷被覆面積(Mathesonら, 1987)。

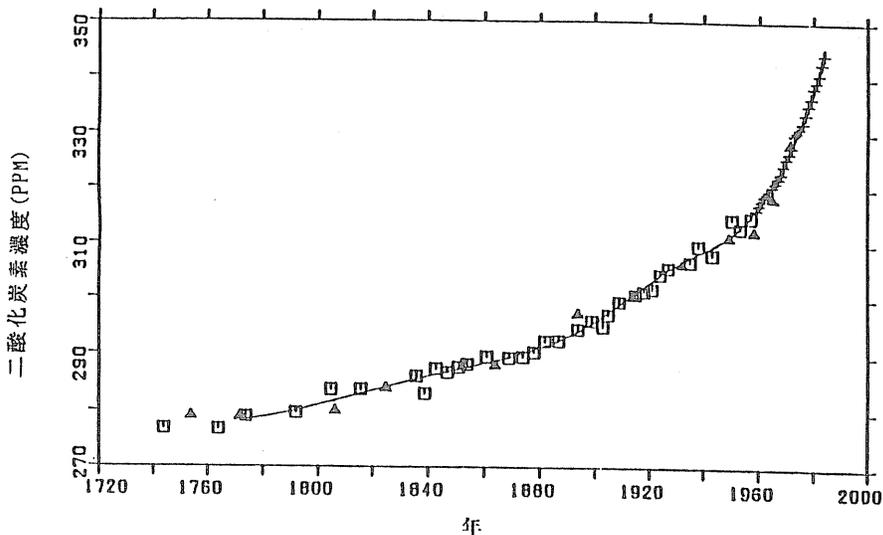
体のアルベード(太陽光に対する反射率)が大きくなるので、地球が吸収する太陽の熱エネルギーは少なくなる。この結果地球の温度は低くなるので雪氷面積はさらに増え、再び温度を一層低下させることとなる。このように、雪氷とアルベードとの相互関係は互いに強め合って地球を加速度的に冷却化し、地球を氷の世界にしてしまう可能性がある。この可能性を確かめる機会が、1970年代のはじめからの人工衛星のデータにより与えられた。人工衛星で観測された北半球の雪氷被覆面積が1970年から1972年にかけて約15%も急に増加した(第4図)。しかし、実際には、この雪氷面積の増加にともなって気温が継続的に低下し続けるようなことはなかった。この事実は、雪氷とアルベードとの関連性が10年程度の気候変動に対して支配的でないことを示しているが、1万年以

上の長い時間にわたる気候変動を左右する可能性は否定できない。

現在、最も関心を集めている気候変動の原因は「温室効果」の増強である。二酸化炭素などの「温室効果気体」の量が増えると、「大気窓」での赤外線透過度が低下し、地表から宇宙に向けて放出されている赤外線を、大気がさらに多量に吸収することとなる。その結果、「大気の温室効果」が増強されて地球や大気が失う熱が減るので、過剰の熱が地球にたまることとなって地球の温度が高くなる。この昇温は、放出赤外線が吸収太陽熱に等しくなるまで進行し、温暖な気候に落ち着くこととなる。これが二酸化炭素などの「温室効果気体」の増加にともなう気候の温暖化である。

§ 5 大気中の二酸化炭素の増加

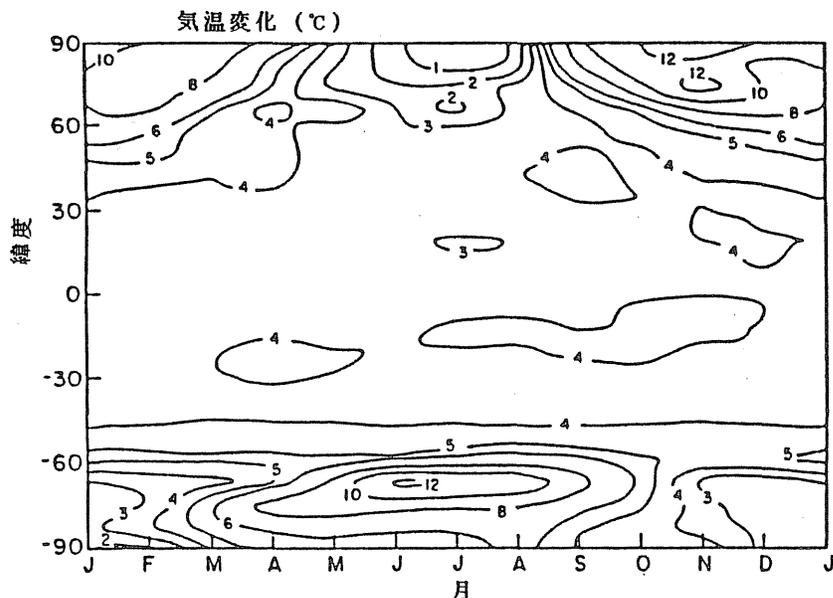
大気中の二酸化炭素量の直接測定は、1957年にハワイ島のマウナロウ火山の中腹の観測所で開始された。そのデータについて最も注目されたのは系統的な年々の増加である。その後、二酸化炭素の測定が世界の各地で実施され、また、極地方の氷のコアの分析などにより昔の二酸化炭素量の算定が行われた。18世紀の産業革命以後大気中の二酸化炭素の量が明らかに増え続けてきたことは、南極などの氷の中に閉じ込められている昔の空気の分析から知られている(第5図)。18世紀の中頃の値は約280PPMであったが(PPMはPart Per Millionの略で100万分の1)、20世紀になって増加が加速度的に進み1920年代には300PPMを越えている。大気中の二酸化炭素はその後も増え続けて最近では350PPMを越えようとしている。同様な増加傾向は南極を含めた世界の各地でも確かめられている。



第5図 大気中の二酸化炭素の濃度の変遷。+印はハワイ島のマウナロア観測所での直接観測データ、三角と四角は南極やグリーンランドの氷の分析データ。

18世紀以後の二酸化炭素の増加の主な原因は、石炭や石油などの化石燃料の大量消費である。石炭の大量消費が始まった18世紀の半ば以降から、二酸化炭素の増加が認められている事実は、これを裏付けている。また、北半球での二酸化炭素の量が南半球に比べて多く、年々の増加の割合も著しいことが認められている。これは、北半球での化石燃料の消費が南半球よりも多く、大気への二酸化炭素の放出が多量であることと符合している。大気中への二酸化炭素の放出量は化石燃料の消費量から算定できる。化石燃料の年間の消費量は、炭素の量として表すと1860年では年間1億トン以下であったが、その後、急速に増加して1910年代には9億トン近くに達した。その後の増加は緩やかで1940年代では10億トンを少し越える程度であったが、第2次世界大戦以後急速に増え、1970年ころには50億トンに達した。化石燃料消費による排出二酸化炭素が、海や植物に吸収されないで全て大気の中に留まると仮定した場合、最近20～30年の化石燃料の消費量から、大気中の濃度は毎年約1～2PPMずつ増加すると算定される。しかし大気中の増加は実際にはその約60%で、残りが海か生物圏のいずれかへ吸収されたという計算になるが、その正確な行方はまだ正確には判明していない。

今後の二酸化炭素量を予測する際、植物など生物圏の役割を正確にすることも必要であるが、それ以上に大きい要因は、人間による石炭・石油などの化石燃料の消費量である。その消費は世界の人口の増加・経済の成長やそれに関係するエネルギー消費に非常に密接に関係し、更に、技術開発・政治情勢・生活レベル・国際的規制など多くの要因に依存しているので、信頼できる予測は容易ではない。しかし、二酸化炭素の放出に対して抜本的な規制をしない限り21世紀のうちに現在の2倍を越える公算が大きい。



第6 図 大気中の二酸化炭素が倍増した時の気温と現在の気温との差の季節別・緯度別の分布。Hansen(1984)によるシミュレーションの結果。単位は°C。

§6 気候の数値シミュレーション

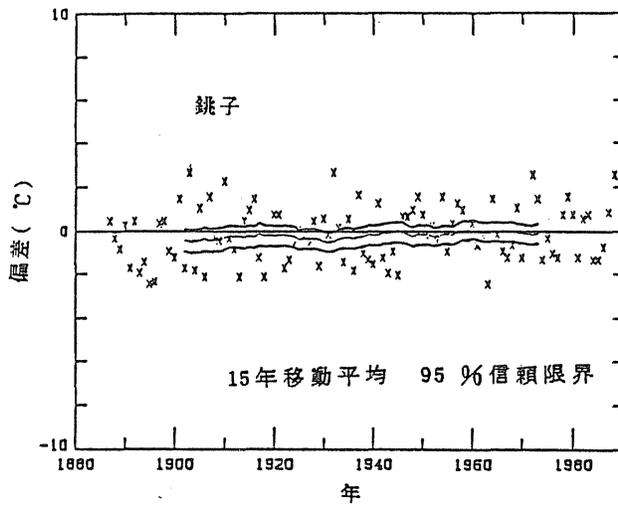
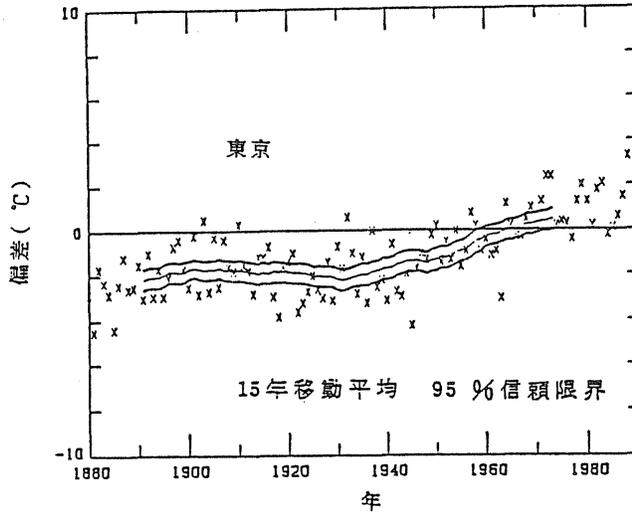
大気中の二酸化炭素の増加が地球を温暖化することについて前に述べたが、その時の気候がどのようなものであるかは風洞実験などの室内の実験では再現することができない。地球の気候を再現できる唯一の方法は、物理法則に基づく「数値シミュレーション」である。例えば、力が働くと物体の速度が変わるといふニュートンの運動法則に従って風が変化している。また、熱が加えられると温度が高くなるという熱力学の法則によって、気温が変化している。このような物理法則は数式で表すことができるので、その数式をコンピュータを利用して解くことにより、気象現象や気候をコンピュータの上で再現することができるのである。

気候の数値シミュレーションが、米国海洋大気庁や米国航空宇宙局（NASA）の研究所、国立大気科学研究センターの他に、わが国の気象庁附属気象研究所や英国気象局などでも行われている。現在の地球の気候に関する数値シミュレーションは現在の状況を良く再現しており、二酸化炭素が倍増したときの地球の気候も同様にコンピュータで計算することができる。大気と海洋の表層とを取り入れた場合、上記の研究所の結果はいずれも、地球全体の温暖化を示しており、その程度は4～5℃の範囲である。深層海流の影響など一層現実に近い状況でのシミュレーションが最近始められたが、その結果では昇温の程度はやや低く、1.5～3.5℃である。気候のシミュレーションの結果では、温室効果気体の増加による温暖化は北半球に比べて南半球では遅れる。北半球では、熱容量の大きい海洋が全面積の約60パーセントを占めているのに対して、南半球では約80パーセントである。熱容量の大きい南半球において、温暖化の顕在化が遅れることは容易に理解できることである。季節と緯度別の昇温に関するNASAの研究結果を第6図に示す。北緯30度から南緯50度までの低緯度と中緯度の大部分では3～4度の昇温であるが、高緯度の冬には10℃以上の昇温が起こる。

§7 今世紀における温暖化

18世紀以来、温室効果気体が増加してきたので、過去の地球全体平均気温が実際にどのように変化してきたかは関心のあるところである。この問題に対して、長期間にわたって観測データの存在する陸地上について研究が行われてきた。しかし、観測所の多くは市街地内に位置しているので局地的な「都市化」の影響を受けている。第7図は、1月の日最低気温の月平均値の年々変化を東京と銚子について対比したものである。比較的近距離にあるにも係わらず、これらの両地点での気候データに明らかな差異が認められるのは、東京での「都市化」が原因である。

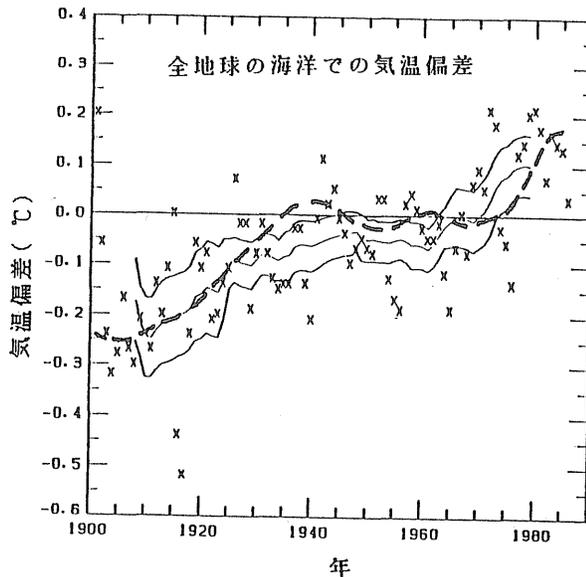
海上では、このような局地的な「都市化」の影響に患わされていない。第8図は、北緯70度～南緯50度の海上での気温の平年（1951～1980年の30年）偏差の推移を示している。この図で見られるように、実際の変化では1900年頃から1980年代までの温暖化は約0.3～0.4℃であった。第3図に見られるように、この期間内の大気中の二酸化炭素は約50PPMだけ増加しており、シミュレーションで想定された倍増の約1/7である。シミュレーションの倍増結果を単純に比例配分すると、今世紀始めから最近までの二酸化炭素の増加による温暖化の



第7図 東京と銚子での1月の日最低気温の月平均値の30年平均(1951～1980年)からの偏差。×は年々の値で実線は15年移動平均とその95%の信頼限界。

程度は、 $(1.5^{\circ}\text{C} \sim 3.5^{\circ}\text{C}) \div 7 \approx (0.2^{\circ}\text{C} \sim 0.5^{\circ}\text{C})$ と算定される。実際の気温変化はこの範囲内であり、二酸化炭素の増加による温室効果の増強の結果が既に顕在化している公算が大きい。しかし、統計的に有意な温暖化が1920年代以前と1960年代以降に認められる理由については、今後の研究に待たざるを得ない。

上述したように気候のシミュレーションの結果によると、温室効果気体の増加による温暖化は北半球に比べて南半球では遅れる。しかし、これとは逆に、温室効果気体の増加が著しい1960年代以降において、南半球の温暖化で北半球に比べて顕著であることが、最近の地球の気温変化の観測データで認められる



第 8 図 全地球（北緯70度～南緯50度）の海上での年平均気温偏差の推移（山元ら，1990）。×印は年々の値で，実線は15年移動平均とその95%の信頼限界。破線は，Jones ら（1988）が陸上のデータも含めた解析から求めた結果。

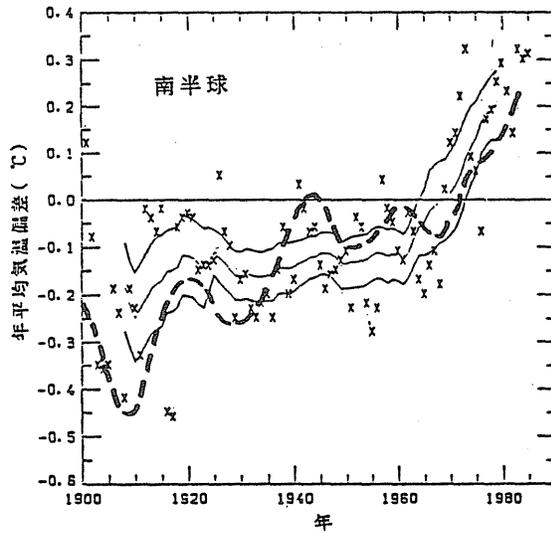
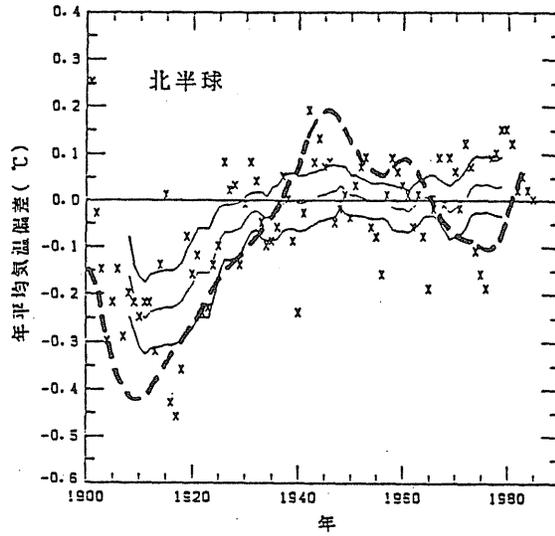
（第9図）。また，北大西洋の北部では，他の地域とは異なり1960年代以降寒冷化している。この寒冷化は，今までの気候シミュレーションでは示されていない。これらの事実は気候の数値シミュレーションの改善の必要性を示している。

§ 8 21世紀における気候シナリオ

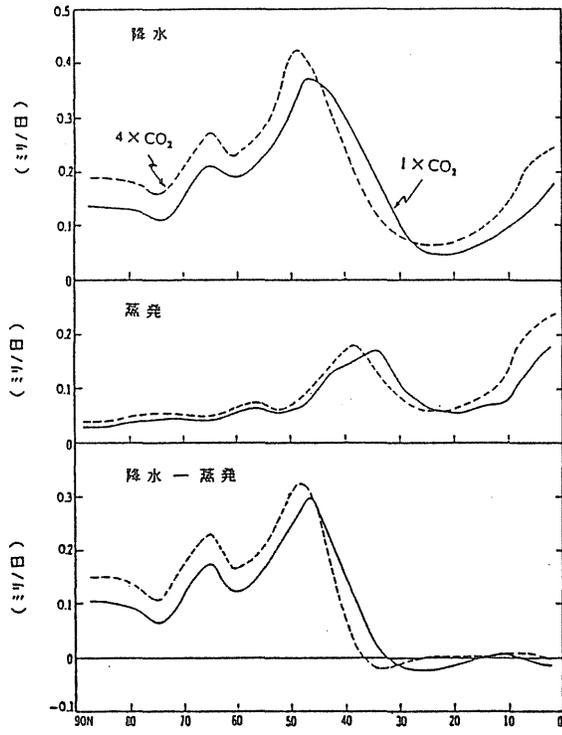
日本や米国本土での気温がどの程度に高くなるかなど地域的気候の変化は関心の集まる問題である。しかし，地域的気候の変動に関する結果は，シミュレーションの間の不一致が大きく，確実なことを述べる段階ではない。温室効果気体の増加にともなう温暖化に際して，襲来する台風の頻度や強さが顕著に変わるのか，また，梅雨の状態が著しく異なったものとなるのか，まだ，信頼のおける予測をすることができないのが，現状である。

二酸化炭素の倍増にともなう降水量分布に関する各国の数値シミュレーションの結果によると，中緯度地方で降水量の減少が見られるが，大部分では増加する（第10図）。一方，蒸発量も増加するので水不足の解消は期待できない。現在世界の穀倉地帯として多量の穀物を生産している米国やソ連などでの雨はどのように変わるかなど，地域的な降水量変化の予測については，気温の場合と同様に，複数の研究所の結果に顕著な違いが認められ，降水量のシミュレーションの信頼度の限界を示している。

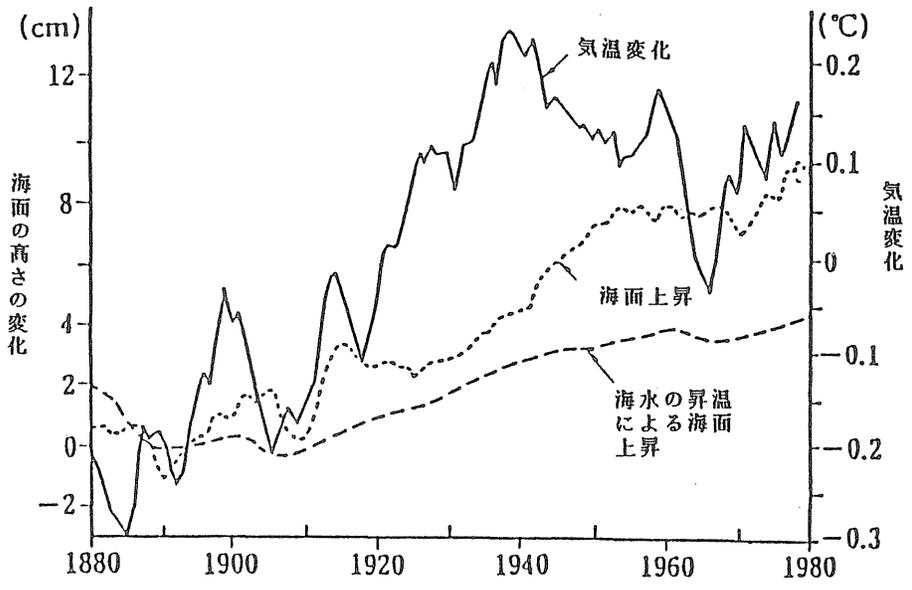
地球の昇温が進んで極地方の冬の昇温が10℃以上にもなった時，氷が融けて世界の海面が上昇するのではないかという心配がある。極域の雪氷の動向については，まだ気温や降水量のように，数値シミュレーションができる程には，



第 9 図 北半球（北緯70度～赤道）および南半球（赤道～南緯50度）平均の海上での年平均気温偏差の推移（山元ら,1990）。×印は年々の値で、実線は15年の移動平均とその95%の信頼限界。破線は、Parker (1989)が夜間の観測データから求めた半球平均の海上の気温。



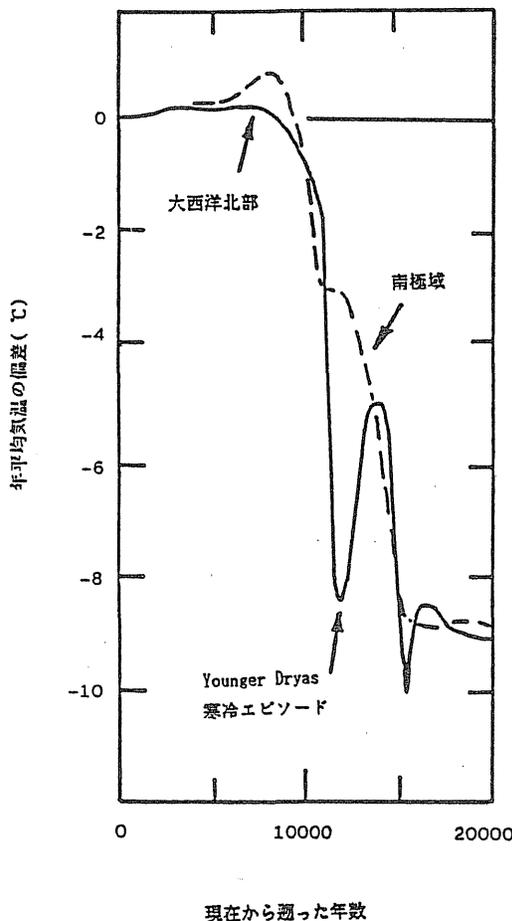
第10図 降水量・蒸発量およびそれらの差の現状と二酸化炭素が4倍増の時の北半球での緯度別分布 (Manabeら, 1986)。分布が北の方にずれることが示されている。



第11図 19世紀後半以降の全地球平均の海面の高さの変化 (Robin, 1987)。海水の昇温による膨張の寄与の算定値と気温の変化も示している。

研究が進んでいない。南極の西半球の広い範囲に存在する棚氷は、片端が支えられているだけなので極めて不安定であり、温暖化にともなって突発的に氷床から切り離される可能性がある。21世紀に、棚氷が氷床から切り離されて氷山のように海に投げ出されて、世界の海面の高さが唐突に約5メートル上昇するとショッキングな論文を、米国の学者が発表したことがある。しかし、多くの学者は、そのような現象は21世紀には起こらないで数100年先のことだろうと考えている。

19世紀の後半から最近までに地球全体の気温が約0.5℃上昇し、同じ期間に世界の平均海面が約10cm上昇した(第11図)。この海面上昇の約半分は極氷の融解によるもので、残りは海水の昇温にともなう熱膨張によると考えられている。気温上昇と海面上昇の関連性を単純に延長すると、二酸化炭素の倍増による気温の約4度の昇温にともなって全地球の平均海面は約30~70cm上昇することとなる。しかし、過去の海面上昇は地域的差異が顕著であり、この地域的差異は21世紀でも見られるだろう。



第12図

氷のコアの分析(Loriusら, 1988)や花粉分析(Bergerら, 1987)から求めた約2万年前から現在までの気温推移。Dansgaardら(1989)によると、Younger Dryas 寒冷エピソードの終結する時間は約50年。

§ 9 結語

約1万年前に最終氷期が終わって現在の後氷期に移行した(第12図)。地球全体が温暖化しつつあるこの時期に、北大西洋の北部と西ヨーロッパでは、比較的短期間のYounger Dryas寒冷エピソードと呼ばれる地域的な寒冷気候が出現した。温室効果の増強しつつある1960年代以後、これと類似した現象が認められている。北大西洋の北部では、他の地域とは異なり寒冷化している事実を上述した。これがYounger Dryas寒冷エピソードと同様なものであるかどうかは未解決である。温暖化に対する雲や海洋の影響など、研究すべき問題が残されており、それを解決するために世界の研究者は懸命の努力をしているのが現状である。

参考文献

- 浅井富雄：気候変動，東京堂(1988年)
気象庁：近年における世界の異常気象と気候変動－その実態と見通し－(IV)
大蔵省印刷局(1989年)
高橋浩一郎・岡本和人：21世紀の地球環境，NHKブックス，(1987年)
田中正之郎：温室効果，読売科学選書(1990年)
山元龍三郎：気象異常，集英社，(1988年)
山元龍三郎：地球温暖化の実態に関する研究の動向，「天気」，1990年5月

最近の異常気象について

好 本 誠

近年異常気象についてマスコミで大きく取り上げられることが多くなってきました。通信技術の急速な進歩に伴い、かなり辺りな奥地で観測された異常気象でも世界中を駆け巡ります。各種ニュースはもともと「目を見張らせ、あつと言わせる性質のもの」が多いのですが、最近は地球環境問題が国際政治の舞台でも大きな問題として取り上げられています。高度成長を続け経済大国となった日本ですが、エネルギー多消費型の生活行動はそれ自身異常気象や気候変動の原因となり、大きな国際摩擦を生じます。地球を取り巻く大気や海洋など地球環境問題を真剣に考え、対応することが国際的に求められているのです。

今回は異常気象とは何か？ 異常気象をもたらす原因は何か？ と言ったことを概観したいと思います。また、特に重要と考えられる海面水温の変動との関係をやや詳しく見て行きます。

1. 異常気象とは

私たちはたやすく「異常気象」と言葉にしますが、異常気象とはいったいどういう状態をいうのでしょうか？

気象の事典（東京堂出版）では次のように解説しています。『広義には、出現度数の少ない、いわゆる珍しい気象をさすが、狭義には、人間の生活に不利をもたらす、あるいはもたらす可能性を持つと言う意味を付加して用いられる。また、何十年来の記録的な豪雨とか強風も異常気象の一つであるが、異常気象災害として特に取り上げられる災害は、長期間にわたって異常な天候（例えば、長雨、干ばつ、異常乾燥、夏季の凶冷など）が続いたために発生するものことが多い。なお、非常に顕著な前線が来襲すると、気温が急変して異常寒波、暖波の現象が発生し、色々の災害をひき起こすことがあるが、これらの災害も異常気象として取り扱う人もある。異常気象の大部分は、大気大循環（地球を巡る風）の異常な状態が続くことによって発生する。なお、WMOで世界各国の気象庁から異常気象の報告を求めたときは、25年以上に1度ぐらいしか起こらぬ現象を異常気象の目安としたことがある。』

気象庁では昭和49年3月に「近年における世界の異常気象の実態調査とその長期見通しについて」と題して報告書を出しました。この中では以下のように述べています。

『ここでは、「過去30年の気候に対して著しい偏奇を示した天候をもって、異常気象と定義した（この定義は本調査の作業上のものであり、取り扱った基礎資料は主として月の値についてのものである。従って、台風、集中豪雨などについて、一般に用いられているものとは異なる）。その理由は次の通りである。

（1）異常現象とは、正常の現象の存在を前提としている。通常、気象の場合には、正常の状態として、それぞれの地点の気候平年値を採用しているが、気候そのものが数年から数万年またはそれ以上の時間単位ではかられる変動を

*大阪管区気象台子報官

している。従って、気候値をどの時間単位で定めるかによって異常気象の内容も異なってくる。極端なことをいえば、数万年以上の時間単位で測られる気候を正常と考える場合には、氷期の出現さえもそれは気候が本来持っている変動の現れであり、とりたてて異常とはいえなくなる。しかしこのような取扱は、われわれの目的とする異常気象の解明にとって非現実的である。もっと短い時間単位の気候を正常なものとして、そこからの著しい偏差を異常とするのが妥当である。

(2) 気象情報で「気温が平年より何度高い」などという場合に基準となる平年値は、WMO (World Meteorological Organization: 世界気象機関、国連の専門機関の一つで、世界各国の気象事業の協力、発展、統一的運営をはかる) の申し合わせにより過去30年間の平均値(1931~1960、1941~1970、1951~1980のように西暦の10年単位で区切られる30年間を用い10年毎に平年値を更新する)が用いられている。また、WMOは、世界各国の気象局から、各国に起こった異常気象の目安は25年以上に1回ぐらいしか起こらぬ程稀な現象とされている(25年に1回以下の出現率の現象は、その母集団が正規分布をしているならば、平均値に対して標準偏差の約2倍以上の偏りを示す現象である。これより大きい偏りの現象が近年問題になっている)。

(3) 社会生活に参加する人間の“世代”と呼ばれる時間単位も、ほぼ30年であり、したがって、30年以上に1回しか起こらないような現象を、人々は、きわめて「異常」に感じる。』

以上のように報告書はほぼ広義の意味で定義しています。この報告書の後も、昭和54年3月に同(Ⅱ)、昭和59年3月に同(Ⅲ)が、また平成元年4月サブタイトルに近年における世界の異常気象と気候変動—その実態と見通し—(Ⅳ)と題して異常気象レポート'89を発行しており、現在では次のような定義で報告が行われています。

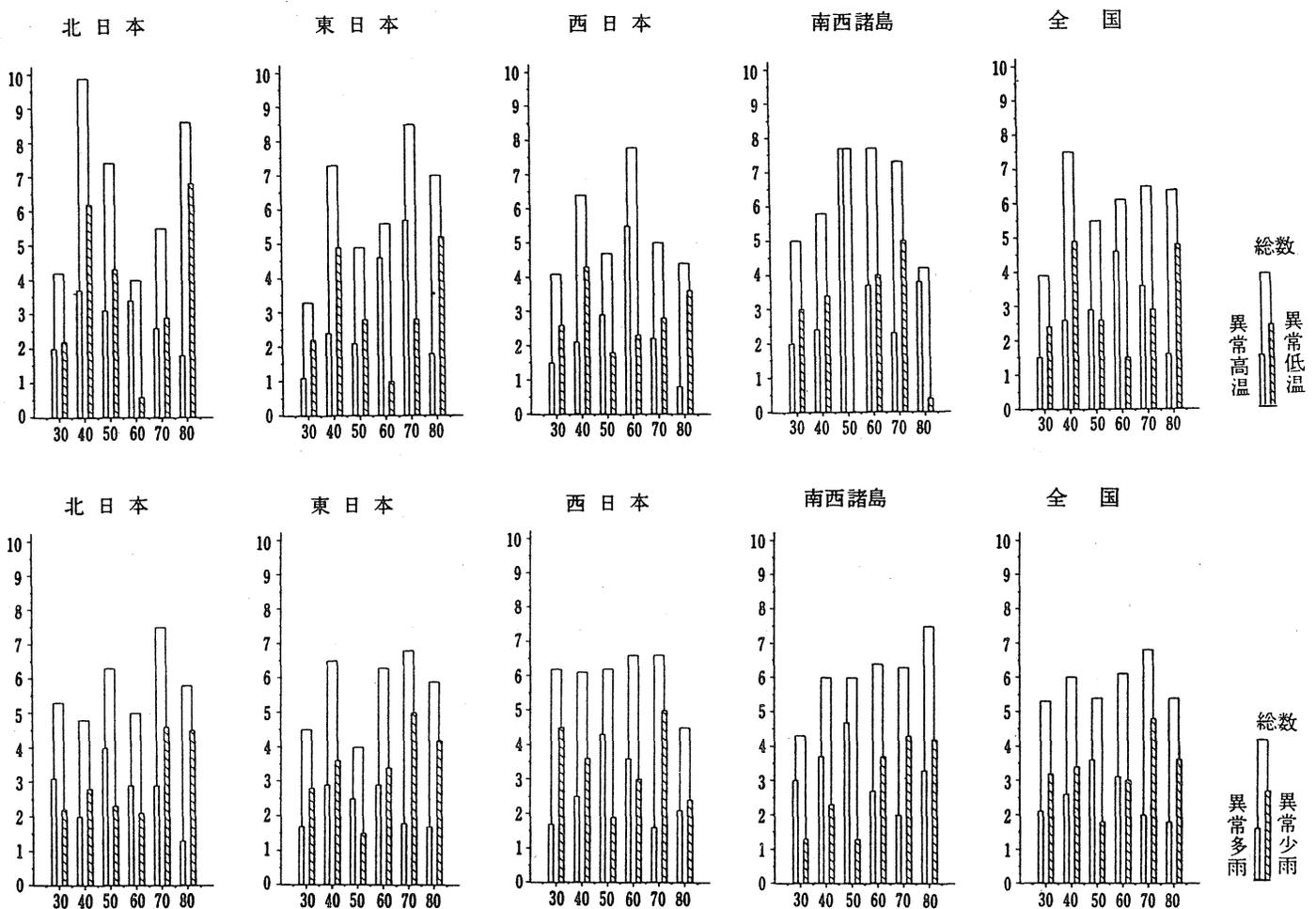
「それぞれの地点で月平均気温や月降水量が過去30年間あるいはそれ以上にわたって観測されなかったほど平年値から偏った場合」、あるいは、月平均気温が正規分布する場合「月平均気温の平年値からの偏差値が標準偏差値の2倍以上偏った場合を異常高温または異常低温とし、月降水量が過去30年間のどの値よりも大きいあるいは小さい場合、それぞれ異常多雨、異常少雨とする」

2. 異常気象は増えている？

(1) 日本の異常気象

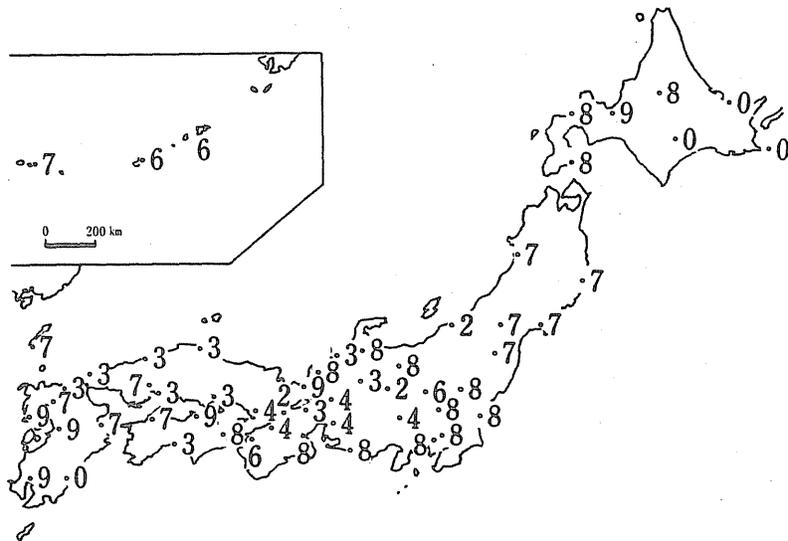
第1図は1930年から10年毎に、日本の59地点の月平均気温と月降水量についての異常気象発生数を示したものです。全国的に見てみますと異常気象の発生総数には顕著な変化はみられません。1980年代は他の年代に比べ異常低温が多く、1970年代以降異常少雨の発生が多くなっています。地域別には気温でみると南西諸島で異常高温の発生が多くなっていますが、その他の地域では異常低温の発生が多く、北日本でその傾向が顕著に現れています(図には示していませんが、季節的には夏に多く、1980年以降4年間続い

た夏の低温とも関連しているようです)。一方、降水量を見ると異常多雨は1950年代を極大とし、前後の年代では少なくなっていますが、異常少雨は1950年代に少なく1970年代に多いという変動をしています。1980年

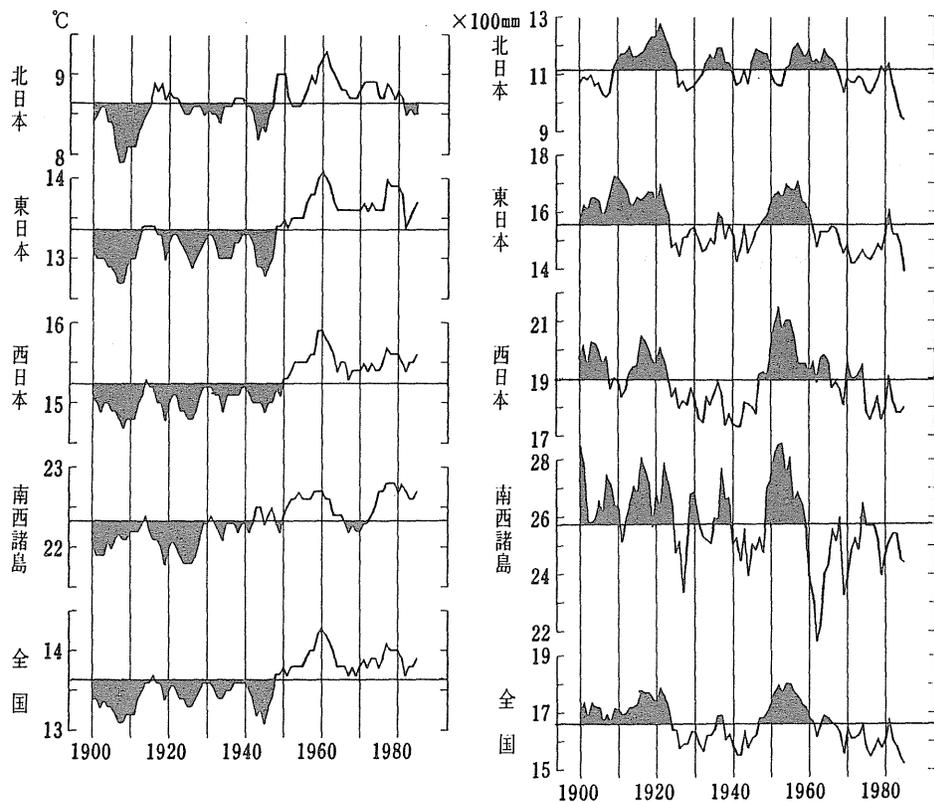


第1図 日本の月平均気温(上段)と月降水量(下段)の地域別異常値の発生度数 1930年以降の各10年代毎、発生総数を地点数で割った1地点当りの発生度数、ただし、1980年代は1980~1987年の発生総数を10年間分になるように10/8倍してある。

代は1970年代に比べ異常少雨の発生は減ったものの依然異常少雨が異常多雨よりもかなり多く発生しています。この傾向も北、東日本で顕著となっています。また、第2図は年降水量の最小値が発生した年代を示したのですが、これを見ても北、東日本を中心に



第2図 年降水量の最小値を記録した年代
数字は年代を表し、「8」は1980年代を、「9」は1890年代、「0」は1900年代を表す。



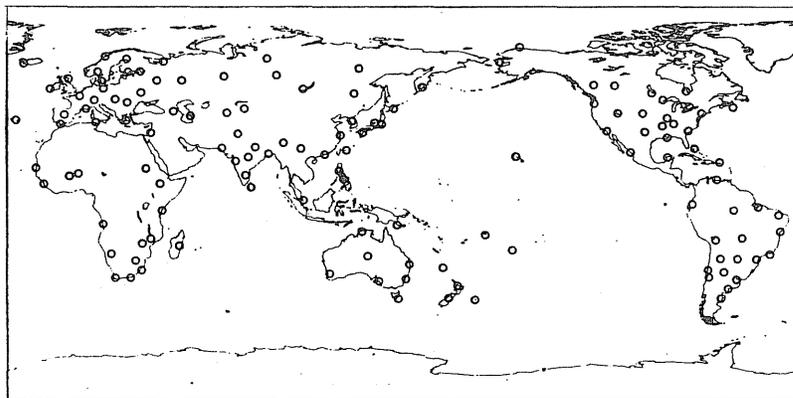
第3図 年平均気温(左)と年平均降水量(右)の経年変化(5年移動平均)
全国23地点の観測資料による。
地点名：北日本(網走・根室・寿都・宮古・山形・石巻), 東日本(金沢・長野・前橋・熊谷・水戸・浜松)
西日本(境・浜田・彦根・和歌山・巖原・熊本・宮崎・多度津・高知), 南西諸島(名瀬・石垣島)

1970年代、1980年代に最小値の発生が多くなっています。

次に長期傾向を見てみますと、第3図のように気温は1950年代からは高温傾向が全国的に明瞭です。また降水量は、1960年代頃から再び少雨傾向となっています。

(2) 世界各地の異常気象

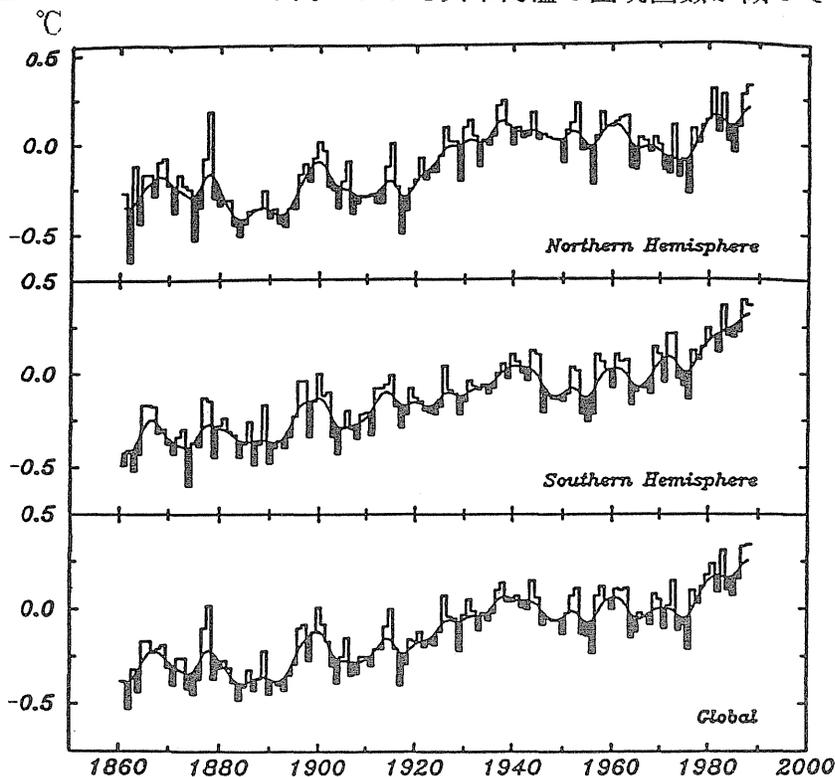
世界各地の異常気温と異常降水量を見てみましょう。調査地点は第4図に示した131地点で、これらを7地域に分けて見たのが第5図です。



第4図 世界の異常値調査地点

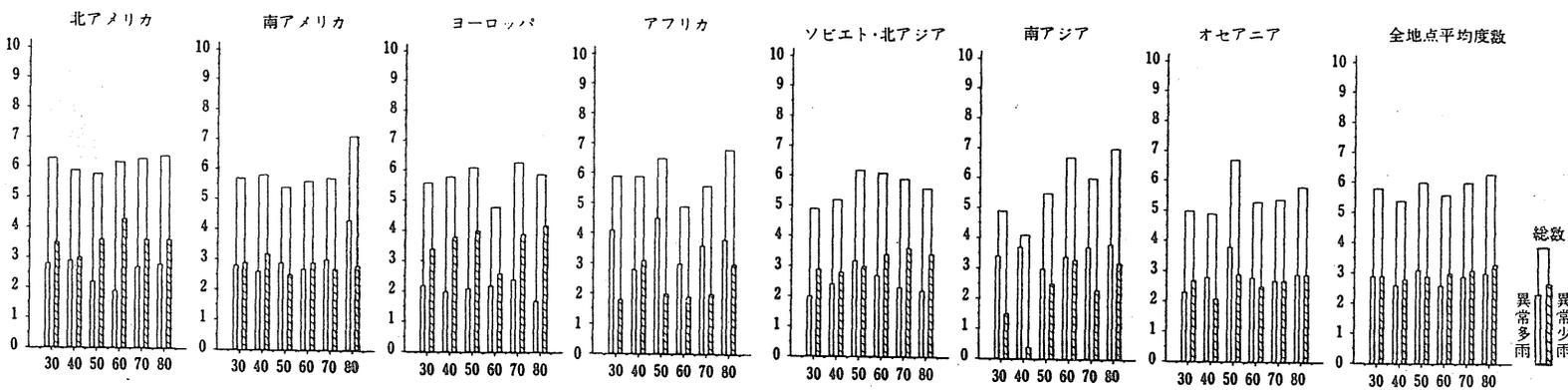
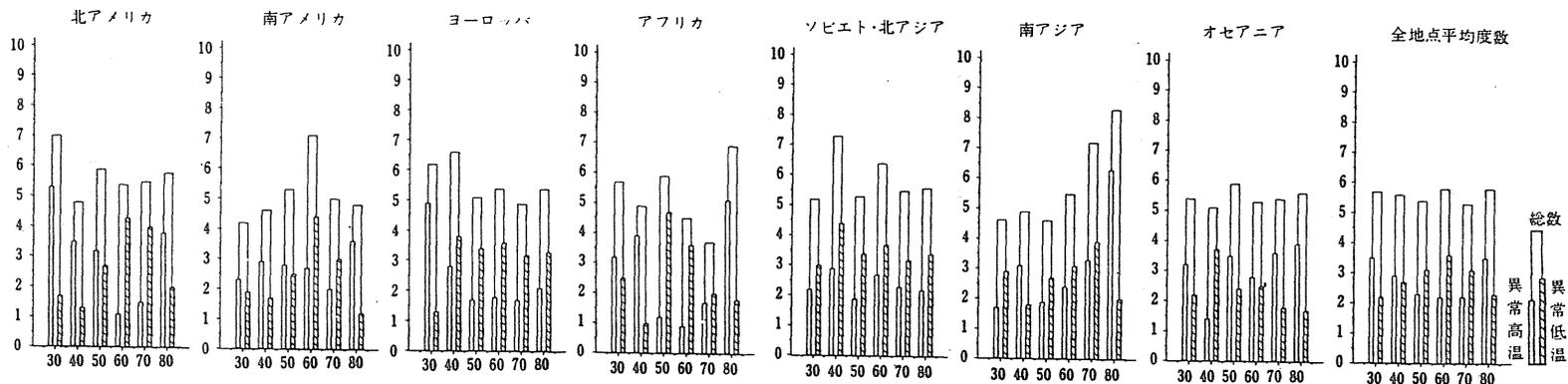
全地点の平均を見ますと、降水量については

特に大きな変動はみられません。気温についてみれば、1930年代の異常高温のピークから70年代にかけて異常高温の出現回数が減っていましたが、80年代には



第6図 南北両半球と全球平均気温の経年変化 (Jones,1990)
(滑らかな線は10年移動平均値)

急速に異常高温の出現回数が増えてきました。また、異常低温の出現回数も1960年代をピークとして出現回数が減ってきています(1989年気候問題懇談会温室効果検討部会ではこの1980年代の全球的な異常高温の増加は、自然的な気候変動要因による変化に温室効



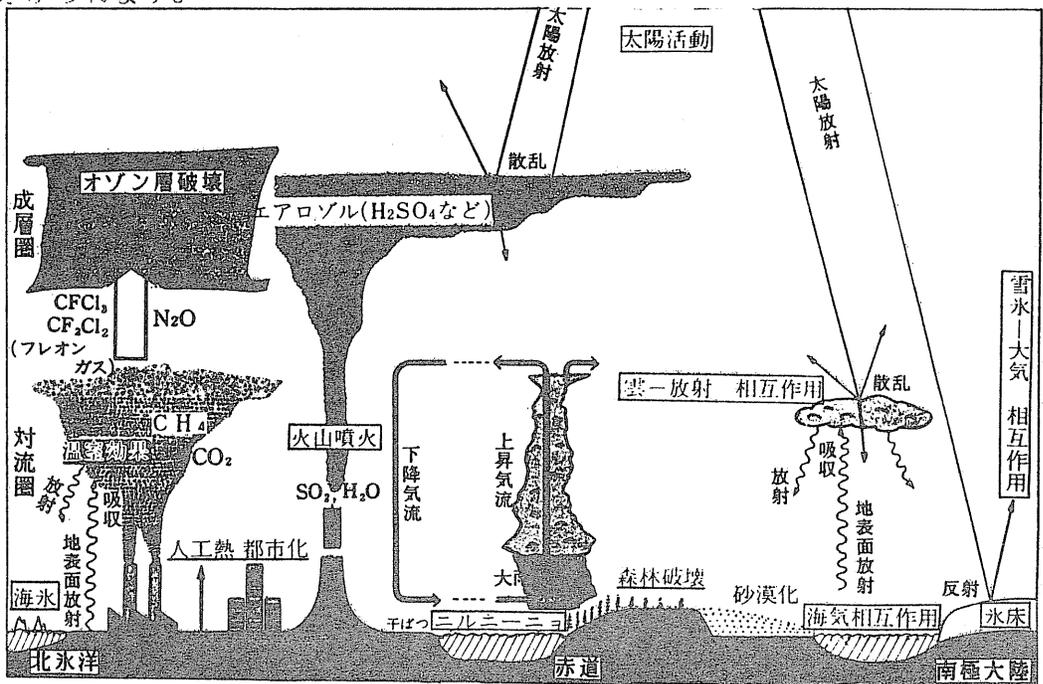
第5図 世界の月平均気温(上段)と月降水量(下段)の地域別異常値の発生度数 1930年以降の各10年代毎、発生総数を地点数で割った1地点当りの発生度数、ただし、1980年代は1980~1987年の発生総数を10年間分になるように10/8倍してある。

果気体の増加による影響が重なったためと見られるとしています)。地域別に見ますと、1980年代は、南・北アメリカ、アフリカ、南アジア、オセアニアで異常高温の発生数が異常低温の発生数を上回っていますが、このうちオセアニアやアフリカ以外の地域では1970年代に比べ異常高温の増加、異常低温の減少が著しくなっています。ヨーロッパ、ソビエト・北アジアでは、1980年代に異常高温より異常低温の発生が多くなっていますが、1970年代と比べてそれぞれの発生数に大きな変化は見られません。また、降水量では1980年代は南アメリカ、アフリカ、南アジアで異常多雨が異常少雨より多く発生しています。一方、北アメリカ、ヨーロッパ、ソビエト・北アジアでは異常少雨の発生が異常多雨より多くなっています。1970年代と比較すると、各地域とも気温ほど際だった変化は見られませんが、南アメリカで異常多雨、ヨーロッパで異常少雨が増加したなどの特徴が見られます。

気温の長期傾向を見たのが第6図です。北半球1584、南半球203の観測地点の地上気温とCOADS(Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set)海面水温データから求めた過去130年間の南、北両半球と全球の時系列です。南半球はこの40年間で北半球より0.3℃程上昇しています。また、全球平均ではこれまでに最も暖かかった6回の年はすべて1980年代に起きています。図中の滑らかな線は10年移動平均でこれから上に出ている年はエルニーニョの、下に出ている年はラニーニャの年です。

3. 異常気象や気候変動の要因について

異常気象や気候変動をもたらす要因には大きくは自然的要因と人為的要因に分けられます。



第7図 異常気象や気候変動をもたらす要因
□…自然的要因 一…人為的要因

自然的要因としては太陽活動の強さ、火山噴火、海面水温や雪氷分布、土壌水分や植生の分布、偏西風や大気波動、雲の量や光学的性質の変化などがあります。また、これらの自然的要因も大気自身の運動の変化（大気大循環の変動）に基づく要因を内部要因、それ以外の要素の変化に起因するものを外部要因と呼ぶことがあります。海洋は気候変動をもたらす上で特に重要な外部要因と考えられている要因の一つです。

人為的要因とは人間が行う農業や工業などの生産活動にともなって起こる森林の破壊、二酸化炭素の放出、フロンガスなどによるオゾン層の破壊などがあります。

異常気象や気候変動の要因で重要と思われるものについて、世界各国の気象機関や内外の気候問題専門家へのアンケート調査による結果が第1、2表です。

第1表 気候変動の要因（49気象機関）

順位	要因
1	二酸化炭素
2	都市化
3	海水温・森林破壊
4	エアロゾル
5	砂漠化・太陽活動
6	オゾン・火山噴火・人工熱

第2表 異常気象の原因（気候専門家65名）

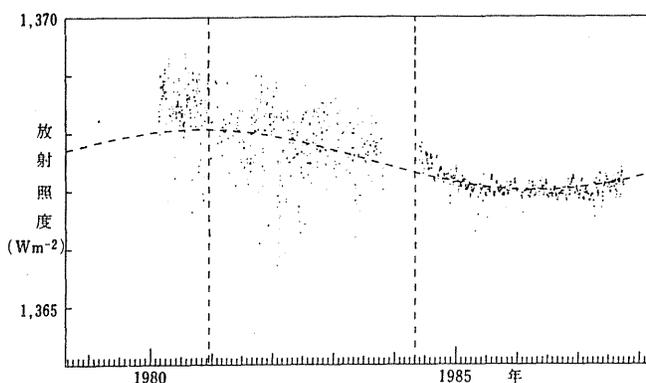
日本（51名）		外国（14名）
偏西風波動間の相互作用	火山噴火	海面水温の変化
海面水温の変化	雪氷面積の変化、その他	火山噴火
雪氷面積の変化、その他		土壌水分
		雪氷面積の変化、その他

次にこれらの要因について見てゆきます。

（1）自然的要因

a. 太陽活動の強さ

地球大気の大規模な運動のエネルギーは太陽からやってくる放射エネルギーです。地球大気の上限に達する太陽からのエネルギーは太陽定数といわれており、この太陽定数が変われば大気の大規模な運動に大きな影響を与えることが容易に推測されます。数値実験ではその1～2%の増減で地球の気候が著しく変化する（2%増加すると年平均気温は約3℃上昇し、2%減少すると4.3℃低下すると見積られています）と



第8図 SMM衛星による1980～1988年の太陽定数の観測 (Willson and Hudson, 1988)

といった結果もあります。ただ太陽定数の正確な観測は非常に困難です。近年SMM (Solar Maximum Mission) 人工衛星による1980～1987年の観測によれば、第8図に見られるようにこの期間の太陽定数は、太陽黒点と同様約11年周期で変動していると思なすことができ、その振幅は全体の約0.039

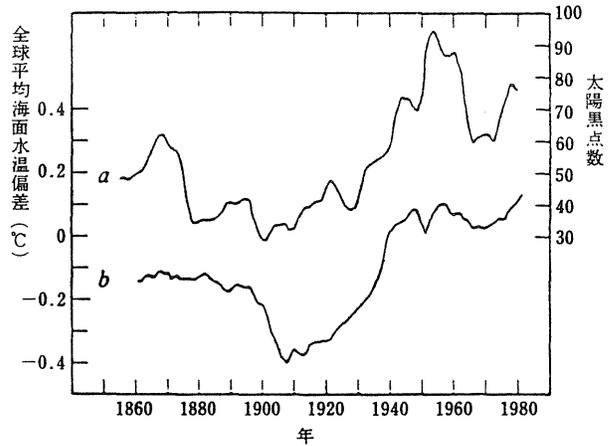
%程度とされています (Wilson and Hudson, 1988: Nature, 332, 810-812)。

第9図は太陽黒点数と地球全球の平均海面水温との関係を見たものです。これからも太陽活動の変化が気候に影響を及ぼしていることが推測されます。また太陽からの紫外線や高エネルギー粒子の増減により、上層の大気組成の変化などを通して、気候への影響があることも示唆されています。

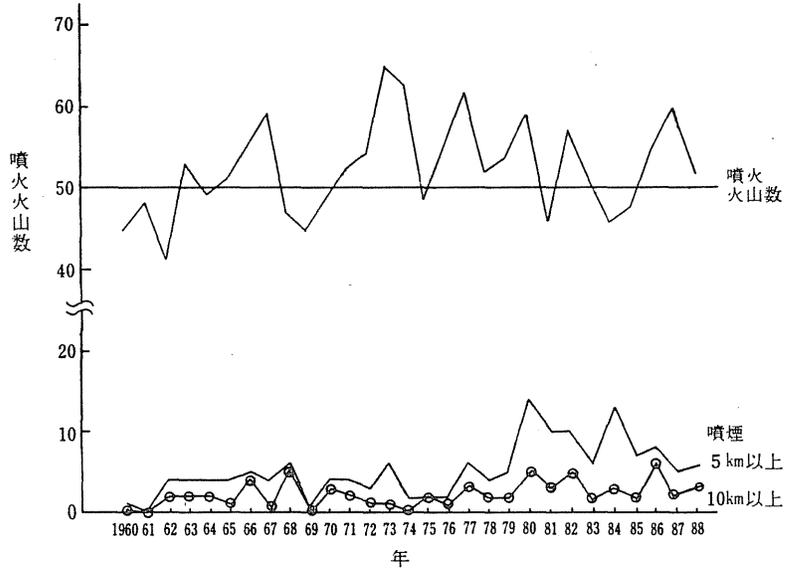
b. 火山噴火

世界には約1000以上の活火山があり、平均すると毎年約50火山で噴火が起きています。噴煙高度が火口上5 km以上の噴火は年に8山程度、10 km以上の噴火は年に数山程度で起こっています。火山噴火の気候への影響は主として成層圏に注入される火山性物質(水蒸気・

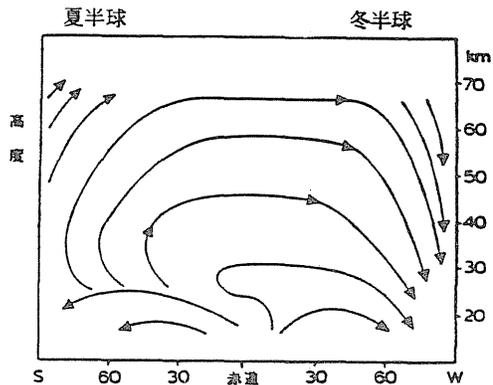
亜硫酸ガス・硫化水素などのガスや火山灰・ちり)がエアロゾルとしてどの様に全球的に拡散していくかによります。一般には成層圏の子午面循環を考えると低緯度での大規模な噴火の影響が大きいと見られます。1982年のメキシコのエルチヨン火山噴火後は大量の火山灰と亜硫酸ガスなどの気体が成層圏に入り、高度26 km付近まで達しました。そのとき高度20 kmでは東風が、それ以下では西風が吹いており、約



第9図 11年移動平均した太陽黒点数(a)と全球平均海面水温(b) (Reid, 1987)

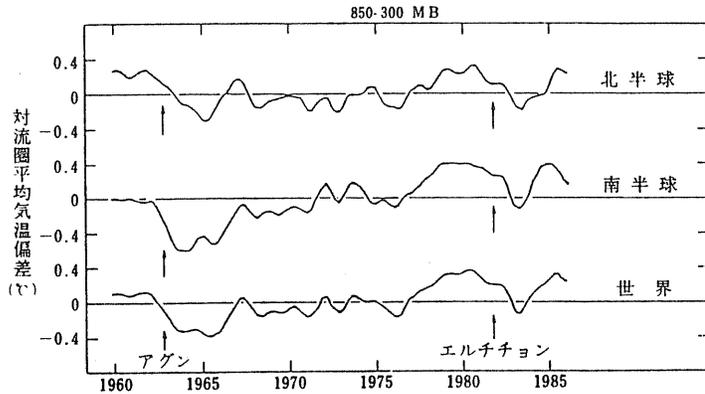


第10図 1960~1988年の世界の火山噴火数



第11図 平均子午面循環の模式図 (Hirota, 1985)

3週間で地球を一回りして東西方向に帯状に広がったことが衛星の観測でわかっています。大気中に滞留する火山噴出物は日射を遮る（ミー散乱）ため、それが広範囲・長期間にわたって地表を覆った場合、気温の低下など気象に大きな影響を及ぼすことは当然考えられます。1963年のアグン大噴火の時、それ以後の1年間に熱帯

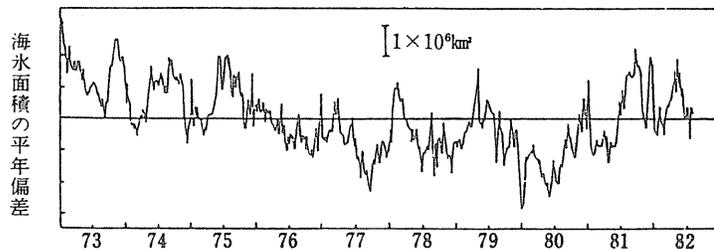


第12図 全球的気温の低下をもたらしたエルチチョン火山噴火エルニーニョの影響を差し引いた北、南半球と全球の対流圏平均気温偏差 (Angell, 1988)

の対流圏の気温が約0.5℃低下したことが観測されています (Hansen et. al., 1978)。また、Taylorら (1980) は、1815~1963年の期間について世界各地で起きた主要な25の火山噴火と世界42地点の地上気温の関係を統計的手法で解析した結果、火山噴火の1~2年後に統計的に意味のある気温低下が生じていることを見いだしました。多くの研究者によれば、エルチチョン噴火は北半球地上平均気温を約0.5℃低下させると予測されましたが、実際は予測とは逆に0.37℃の上昇が観測されました。Angell (1988)はエルニーニョ現象が地上気温を上昇させているとして (1982~1983年には大規模なエルニーニョ現象が起こっていました)、この影響を差し引いて評価すると第12図に見られるようにアグンと同様エルチチョンの場合も全世界的に気温が低下していることを導いています。

c. 雪氷分布

北極、南極地方及びシベリア、アメリカ大陸などの雪氷面積や海水面積が年々変化していることは人工衛星の資料によって観測されています。雪氷面積が変化すると、地球表面における日射の反射量



第13図 南極海の海水面積の年々 (1973~1982) 偏差の時系列 (Chiu, 1983)

(アルbedo) や大気との熱のやりとり、融雪時期の遅速、蒸発や雨 (雪) などの水の循環も変化します。そのために気温分布が変わり大規模な大気の運動も変化して天候が変わると考えられます。

モンスーン・梅雨の要因の一つとしてチベット高原での加熱が維持されることが重要です。加熱を維持するためには日射に伴う地面からの顕熱の輸送とチベット高原南側 (アッサム地方など) の積雲活動に伴う潜熱の放出がモンスー

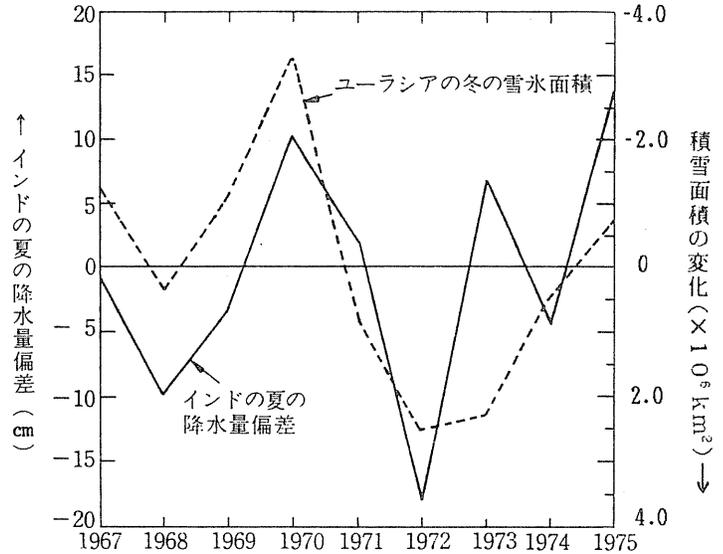
ン循環に大きく影響します。第14図はヒマラヤから中央アジアにかけての冬の積雪面積と、続く夏の中部インドにおけるモンスーン降水量との関係を見たものです。9年間の資料ですがはっきりとした逆相関がみられます。冬の多雪年は、春から夏にいたるアジア大陸上の残雪アルベド効果により大気加熱を強く抑制し、夏のモンスーンの成立にマイナスに働くことが考えられます。時期的には、冬の残雪分布よりもプレ・モンスーン期で

ある3~5月の残雪の分布の方がより重要だといわれています。このモンスーンは熱帯域の海面水温の分布や南方振動とも大いに結び付いています。

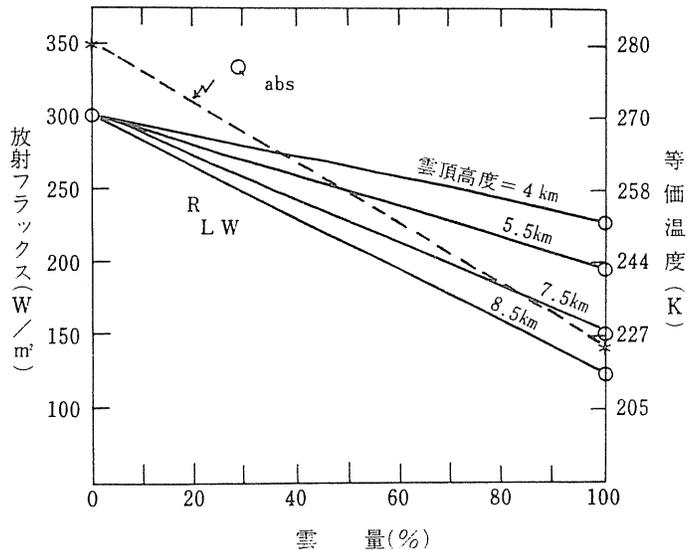
d. 雲の量や光学的性質の変化

通常雲では、雲粒として存在する水の量は気体の形で存在する水蒸気量に比べて、一般に10分の1以下です。水の量からすれば雲は希薄です。水蒸気が一たび凝結または昇華して10 μ m位の大きさの雲粒になると、放射を強く散乱する働きを持ちます。この作用は特に太陽放射の波長域で効果的です。これにより垂直積分した雲水量が僅か0.1mmにも満たない雲でも、太陽を完全に隠してしまうほど光学的には厚いのです。また、

雲粒を構成する水や氷は可視光に対しては透明ですが、赤外波長域の放射を強く吸収する性質を持ち、厚さ10 μ m程度の水膜は赤外放射をほぼ完全に吸収してしまいます。波長による光学的性質の違いと雲粒による散乱の増幅作用と



第14図 北緯52度以南のユーラシア大陸の冬の雪氷面積とその後の夏のインドの降水量の経年変化1967~1975年の平均値からの偏差 (Hahn and Shukla, 1976)



第15図 地球・大気系の吸収する太陽放射量 (Qabs) 及び放出する赤外放射量 (Rlw) と雲量及び雲頂高度の関係 (Smith, 1978)

により、雲は太陽放射に対しては効果的な反射体となります。放射支出に及ぼす雲の影響は、熱源である太陽放射を減少させる反射効果と、冷源である赤外放射の発散を妨げる「温室効果」という相反する二つの効果のかねあいにかかっています。それぞれの効果の大きさは、雲物理特性（雲粒の層、形、粒径分布、雲水量など）、厚さ、形状、地表面放射特性、大気の種類・湿度分布、太陽高度など、ミクロからマクロ・スケールまでに及ぶ多くの要素と関係しています。

簡単なモデルで雲の振舞いが気候変化にどのような影響を及ぼすかを見たのが第15図です。雲の放射特性を一定とすれば、反射効果は雲量に比例し、温室効果は雲量と雲頂温度によって決まります。この図から、なんらかの気候変化にともない、仮に雲量は一定で雲頂高度だけ上昇するとすれば放出される赤外放射量は吸収される太陽放射量より少なくなるので、赤外放射量と太陽放射量が釣り合うまで地球・大気系の温度は上昇しなければなりません。また、仮に雲頂高度は不変で雲量だけが増加するとすれば、赤外放射の放出量は太陽放射の吸収量より多くなるので、平衡温度は逆に低下しなければならなくなります。雲のこのような働きは、二酸化炭素の増大などに対する気候の応答を評価する際に重要となります。二酸化炭素の倍増による全球平均の気温の上昇は、雲の変化がないとした場合は3℃前後と見積られています。この著しい昇温も、それに伴って仮に中層の雲量が数%増加するものとするれば、その冷却効果によって殆ど相殺されます。このような雲の状態の僅かな変化は起こりうると思われ方が自然です。

(2) 人為的要因

a. 森林の破壊と砂漠化

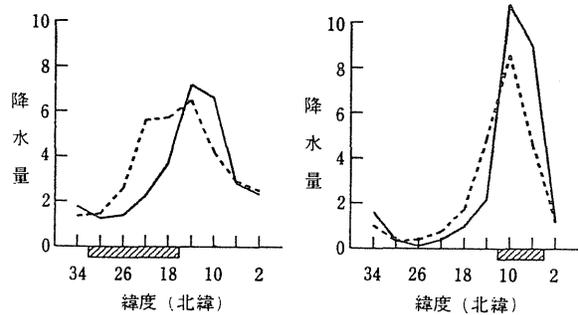
アメリカ政府のまとめた「西暦2000年の地球」によると、1950年代に世界の陸地の1/4以上を占めていた森林が、現在では1/5になっており、西暦2000年には1/6にまで減少すると予測されています。（1年間に10～20万km²の減少に相当しています。日本の面積は37万km²）

森林の伐採は農村人口の増加による焼き畑や薪炭用や用材としての木材の伐り出し、あるいは放牧、農地開発を目的として土地が切り開かれていることなどによります。また、工業国の亜硫酸ガスの放出による酸性雨やオゾン、窒素酸化物、アンモニアなどの汚染物質に起因する森林の枯れ死が北半球中緯度では問題となっています。森林の半乾燥化に対して、乾燥地や半乾燥地では過剰放牧・燃料としての薪炭確保・不適切な農業開発による灌漑地への塩類集積や土壌侵食に起因する砂漠化が問題となっています。国連環境計画によれば砂漠化とは「世界の乾燥地及び半乾燥地（南極を除いた世界の陸地の約1/3）における土地生産力の低下」と定義されています（1年間に砂漠化している土地は5万～7万km²といわれています）。

森林伐採による炭素放出量は、測定困難ですが0.5～4.7×10¹²kg/年と見積られています。世界各地で測定された大気中の二酸化炭素量の時間変化から生物圏に起源をもつ一年周期の成分があり（晩夏に最少、晩冬に最大）、植生が短期的な二酸化炭素量の変動に大きな影響を持っています。陸上の炭素の最大の集積場は植物や森林の土壤中です（熱帯多雨林は中でも最大の

ものです)。このことから、物質代謝の僅かな変化が、大気中の二酸化炭素量に影響する可能性が高いのです。

また、森林は降水の補足と蒸散という水循環にとっても重要な役割を持っており、太陽放射にとっても効率的な吸収体です。これらのことから砂漠化を含めて植生が変わると地面アルベドや水の流出量に影響を及ぼし顕熱と潜熱のフラックスの比が変わり、地表風が変化して局地循環に影響します。更に放射に強く影響するエーロゾルについても森林伐採や火災に起源を持つものが多いのです。



第16図 左図；北緯18度以北の地面アルベドが14%の時(点線)と35%の時(実線)のアフリカの夏の降水量(Charney,1975)
 右図；アフリカ熱帯多雨林がある時(実線)と伐採時(点線)の西アフリカの夏の降水量(Kitoh et al.,1988)

地表面の状態の変化が大気にどのような影響を及ぼすのかを見た数値実験(アフリカ熱帯多雨林地域での土壤水分減少と地面アルベド増加の影響)では、どちらの影響によっても対象領域での降水量は減少する。しかし両プロセスの効果は大きく異なり、土壤水分減少の効果としては蒸発量の減少が起こりますが、地面温度の増加や地面からの顕熱フラックス増加による下層大気の加熱により低圧部となります。このため水蒸気収束が起こることにより降水量は減少するものの蒸発量の減少よりも小さくなります。一方、地面アルベドの増加による降水量の減少は蒸発量の減少よりも大きく、上昇流が抑えられて水蒸気発散となっています。(実際には両効果や地面粗度の変化などが起こるため複雑な応答を示しますが、降水量の減少には地面アルベド増加の効果が、地面温度上昇には土壤水分減少の効果が効いてきます)

更に、アフリカの北緯18度以北の地面アルベドが砂漠状態の35%の時と、森林があったとした場合の14%の時の夏の降水量の比較をしたのが第16図です。地面アルベドが大きいときには、熱帯収束帯が北上できずに降水量が減少しています。この地面アルベドを変化させない北緯18度以南では降水量が増加しています。また、アフリカの熱帯多雨林の一部(赤道から北緯12度まで)で、緑が破壊されたために地面のアルベドが17%から30%に増加し、更に土壤の含みうる最大水分量が1/10に減少したとして計算した西アフリカの夏の降水量です。森林伐採領域では降水量の減少がみられます。このときにも地面状態を変化させない北緯12度以北のサヘル地域で、南北循環や水蒸気収束に変化が起こることによって、逆に降水量が増加しています。この様に地表面の状態が変わることによりその場所だけでなく、隣接した地域や更に遠くはなれた地域にも影響を及ぼす可能性があります。

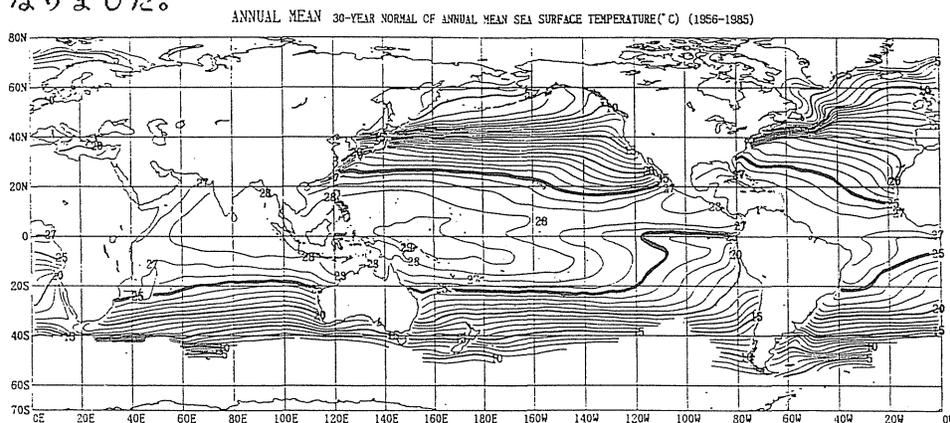
4. 海面水温の変動と異常気象

前項では異常気象を起こすと考えられるいくつかの要因について簡単に述べました。ここでは異常気象や気候変動に大きな影響を及ぼしていると考えられる海面水温について、主にエルニーニョ現象から見ていきます。

海水の密度は空気のそれに比べ約1000倍、全質量で約260倍あります。そこで地球の7割を占める海の表面水温（季節や海域によって厚さは大きく異なりますが、海洋の表層には物理量が鉛直に一定の層が存在します。この層が上部混合層です。表面水温はこの層の水温と近似的には見て良いのです）が平年値と違っていれば、大気と海面との間で熱交換の過程の結果として海面上を流れる空気の温度も平年値と違ってくると考えられます。この温度の違いが大規模な大気の流れの変化を引き起こし、その大気の流れが海流の変化をもたらします。

(1) エルニーニョとラニーニャ

ペルーやエクアドルの沿岸では通常、南東貿易風が強く深海から栄養塩に富む海水が湧昇して海面水温は低く保たれ世界有数の漁場となっています。クリスマスの季節頃から翌年3月にかけて熱帯収束帯が北半球から赤道付近に南下するのに伴って、ペルー沖の南東貿易風が弱まります。このためフンボルト海流に赤道を越えて北から赤道反流系の暖水が流入します。この局所的な季節現象をさす言葉がもともとの「エルニーニョ」です。ところが、何年かに一度の割合で中部から東部の広い熱帯太平洋域での強い昇温が観測され、科学用語として「エルニーニョ」を用いる場合はこの太平洋域の広い昇温をさすのが一般的となりました。

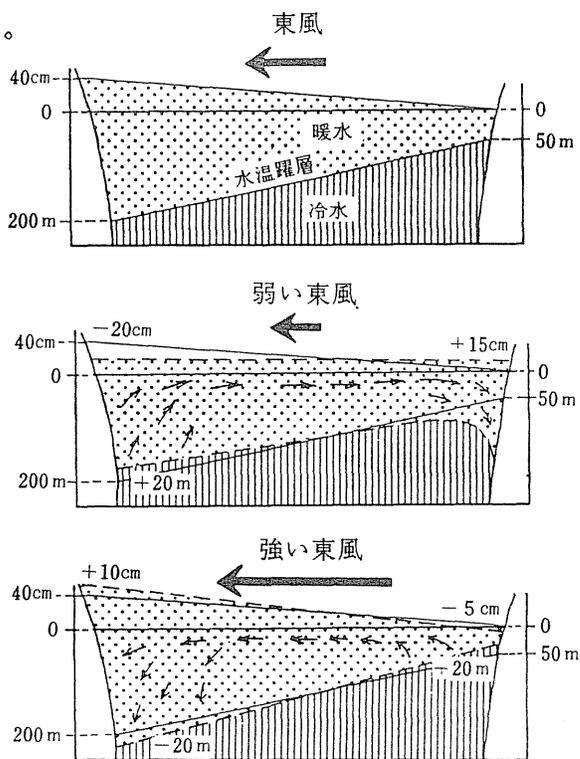


第17図 年平均の海面水温分布図（1956-1985年）

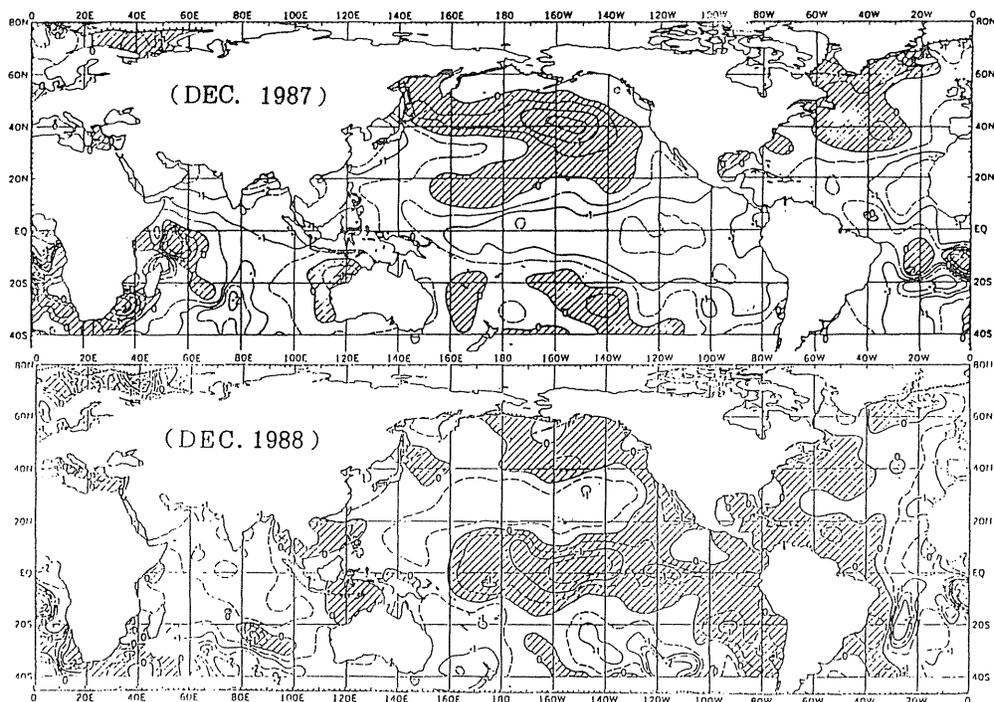
第17図に見られるように熱帯太平洋域の海面水温分布は西部で高く、東部で低くなっています。これは貿易風が海面近くの暖水を西側に運ぶため、暖水層の厚さが西部で厚く、東部で薄くなります。また、東部では貿易風による湧昇によって深層の冷たい海水が湧き上がって冷たくなります。第18図はエルニーニョとラニーニャの起こる様子を模式的に示しています。通常の状態から貿易風が何らかの原因で弱まると西部の暖水層は通常より薄く、東部では厚くなります。このため、湧昇は弱まり上がってくる冷たい海水も暖められます。その結果中部から東部熱帯太平洋の海面水温は平年より高く、水位も通常より

上がり、西部では逆に下がります。

実際の例を見てみましょう。
 第19図上段はエルニーニョの状態、南米沿岸から日付変更線にいたる熱帯の太平洋域で、広く平年より海面水温が高くなっています。平均的にみますと、3~5月頃に発生しその後次第に発達してその年の11~12月から翌年の1月頃にピークを迎えます。さらに、発生から約1年後の4~6月頃にほぼ平年並に戻ります。もちろん個々に見ますと発生時期、継続時間、現象の規模などかなり違いがあります。発生間隔も不規則で2~6年くらいの幅を持っています。一方、ラニーニャ現象とはエルニーニョ現象とは逆に第19図下段のように海面水温が平年より低くなる現象です。

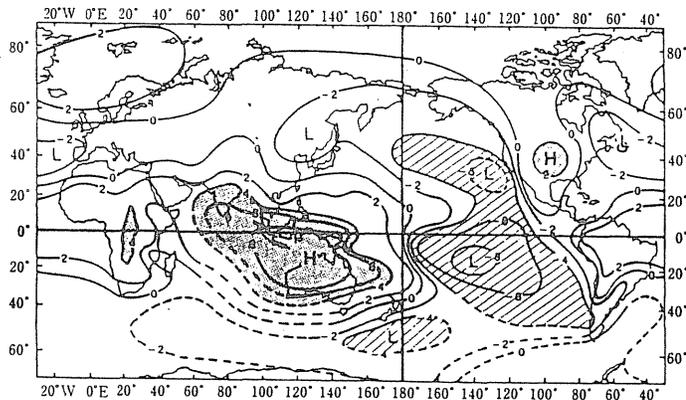


第18図 太平洋赤道域の貿易風の強弱と暖水の分布
 上から通常時、エルニーニョ時、ラニーニャ時



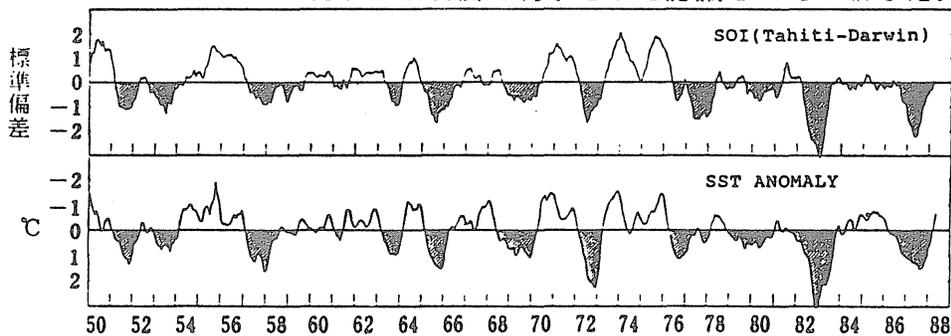
第19図 1987年12月と1988年12月の海面水温偏差
 陰影部は平年より低い部分、等値線は0.5℃毎

この海面水温の変動は太平洋域での現象として捉えられていますが、海面水温偏差図でもわかるようにエルニーニョ現象が起きているときは全球的に海面水温が高く、低緯度の気象全体が昇温する（地球規模でも）。ラニーニャ現象の時は逆に低い傾向がみられます。また、海水温の変動に伴い全球的な対流活動や大気循環の変動がみられます。第20図はオーストラリアのダーウィンと世界各地との年平均地上気圧の相関係数の分布です。ほぼ日付変更線をはさんで東西の符号が大きく反転しています。これは南方振動（Southern Oscillation）と呼ばれ、大気中の側面を捉えたものですが、もともとはエルニーニョ現象とは別個の現象として認識されていました。この



第20図 オーストラリアのダーウィンと世界各地との年平均地上気圧の相関係数分布 (Trenberth and Shea, 1987)

ほぼ日付変更線をはさんで東西の符号が大きく反転しています。これは南方振動（Southern Oscillation）と呼ばれ、大気中の側面を捉えたものですが、もともとはエルニーニョ現象とは別個の現象として認識されていました。この



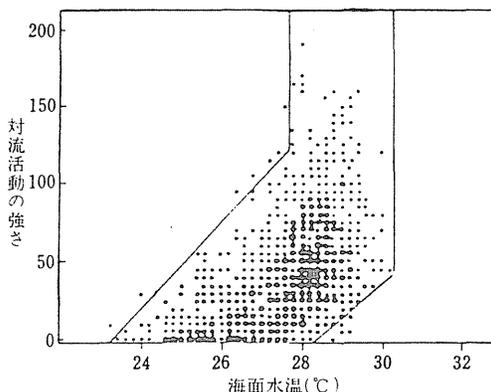
第21図 南方振動指数と東部赤道太平洋（4N～4S、150W～90W）年の海面水温偏差図
南方振動指数は5か月移動平均、海面水温偏差は3か月移動平均

振動の平均周期は第21図のように約38か月（3年強）ですが個々の周期は2～10年の幅を持った不規則な振動です。

以上のようにエルニーニョやラニーニャは熱帯太平洋の海面水温変動とそれに伴う全球的な対流活動や大気大循環の変動という広い観点から捉えられました。

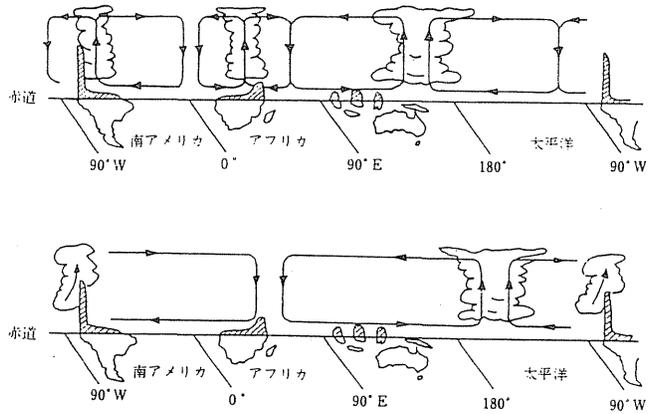
(2) 世界の天候への影響

熱帯太平洋域の西部では海面水温が高いため、暖かい湿った空気がインドネシア付近に集まり対流



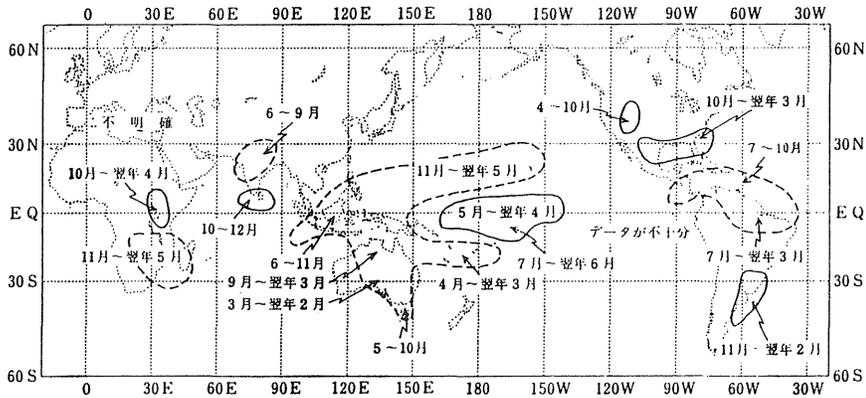
第22図 熱帯の対流活動の強さ（縦軸）と海面水温（横軸）との関係 (Gadgil et al., 1984)

活動が活発になり、発達した積乱雲が発生し大量の凝結熱を放出します。この凝結熱は大気の循環を駆動する熱源となります。このため周囲に多量の雨を降らせます。また、対流活動と共に上昇した気流は対流圏の上層では第23図のように東向きに流れ出し東部で下降して下層の貿易風として西部に戻ってくる大規模な



第23図 冬季赤道対流圏の東西循環を表す模式図
通常の状態(上)と1982/83年の状態

東西方向の循環(ウォーカー循環)を形成しています。エルニーニョ現象に伴い、海面水温の高い領域が相対的に東に移動すると通常雲の少ない中部から東部でも対流活動が活発となり東西循環の様子が変わります。熱帯域ではエルニーニョ現象の天候への影響は特に降水量に明瞭に現れます。第24図はエルニーニョ現象が発生した年を基準に何時ごろ降水量にどのような変化があるかを見たとのものです。

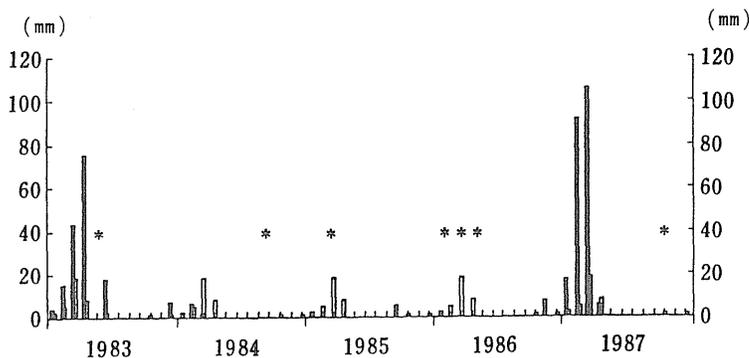


第24図 エルニーニョ現象に伴って降水量の変化が顕著に現れる地域
実線は多雨、破線は少雨を表わし、期間はエルニーニョ現象が発生した年を基準にしている。(Ropelewski and Halpert, 1987)

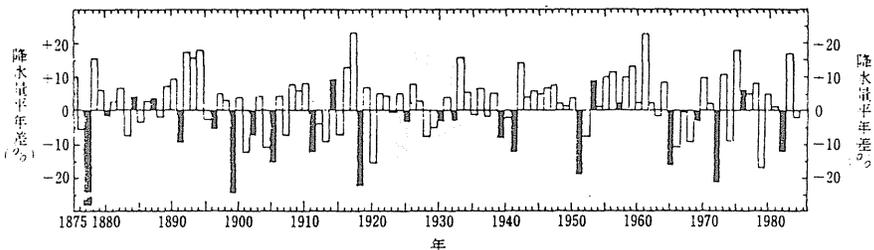
- ・インドネシア・ニューギニア付近では少雨、熱帯中部太平洋域では多雨となっています。
- ・図ではデータが不十分なため熱帯東部太平洋からエクアドルやペルーにかけては表示されていませんが、第25図のペルーのピラウの月降水量からは顕著な多雨傾向がみられます。
- ・南アメリカ北部は少雨になり易くなります。
- ・南アメリカ南東部のアルゼンチンやウルグアイなどでは多雨になり易くなります。
- ・インドの降水量は6～9月のモンスーン期に集中しますが第26図で見られ

るようにインドモンスーンが不活発になります。インド南端部やスリランカでは発生年の秋に降水量が多くなります。

- ・オーストラリアの北部と東部の降水量が減る傾向があります。10月から翌年5月に発生するオーストラリア周辺の熱帯低気圧は発生数が少なくなります。
- ・タヒチやフランス領ポリネシアでは熱帯低気圧に襲来されることがあります。
- ・ニュージーランドでは秋に低温傾向が現れます。
- ・南半球の夏を中心にアフリカ東部の多雨、アフリカ南東部の少雨傾向が現れる。南アフリカでも夏に中部を中心に少雨となりやすい。
- ・冬を中心にアラスカからカナダ西部にかけては高温、アメリカ南東部は低温になりやすい。また、ほぼ同じ時期にアメリカ南東部からメキシコ北部にかけて降水量が多くなる傾向があります。
- ・大西洋のハリケーンの発生数は減少する傾向があります。



第25図 ベルリーのピウラの月降水量(1983~1987年)
白棒は平年値、*印は欠測を表す



第26図 インドのモンスーン期の総降水量の平年差(%)
黒棒はエルニーニョ現象が発生した年(WMO,1987)

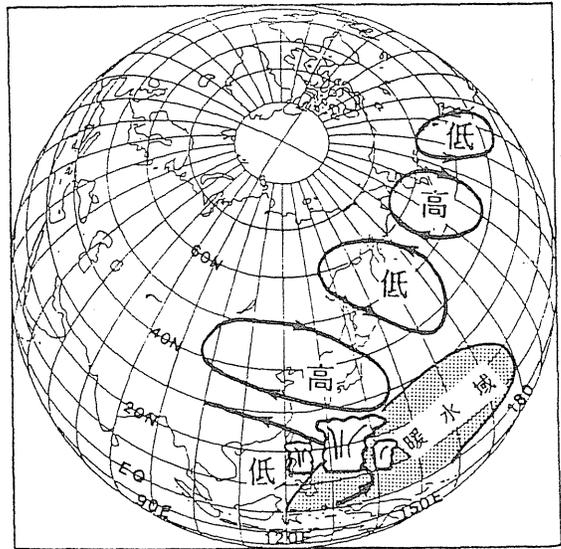
(3) 日本の天候への影響

次にエルニーニョ現象の日本の天候への影響を見てみましょう。エルニーニョの発生に伴いその影響が現れるのは平均的にみて発生した年の春から翌年の春にかけてと見られます。また、大気の流れが東アジアでは夏と冬とで大きく異なり日本への影響も夏と冬では異なっています。

①エルニーニョと夏の天候

夏は北西太平洋に中心を持つ亜熱帯高気圧の動向に大きく左右されます。この亜熱帯高気圧の強さや位置(東西方向及び南北方向への張り出し具合)に

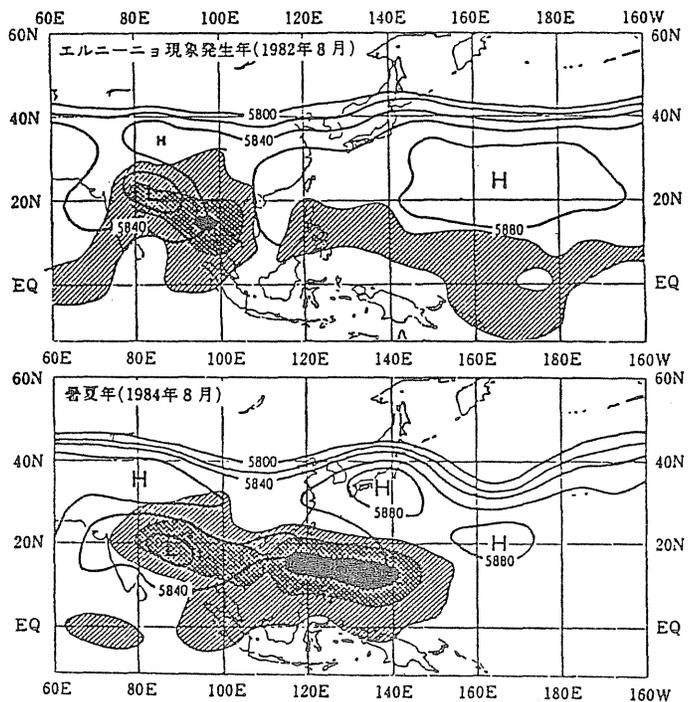
より梅雨時期や盛夏期の天候がほぼ決まります。この亜熱帯高気圧の発達時期や場所は西部熱帯太平洋（特にフィリピン付近）やインド洋の対流活動と密接に関連しています。これは第27図のようにフィリピン付近の海面水温が高く対流活動が活発化すると、対流活動の結果として生じる凝結の潜熱が熱源となって大気に波の列（ロスビー波）ができます。この結果亜熱帯高気圧が日本付近で発達する傾向があります。このため日本の天候は高温少雨となります。逆に、この海域の海面水温が平年より低く対流活動が不活発となると、亜熱帯高気圧の日本付近への張り出しが弱く日本付近に前線が停滞しやすくなり不順な天候が続くことが多くなります。



第27図 熱帯西部太平洋の海面水温が高い年の対流活動と大気の応答の模式図 (Nitta,1987)

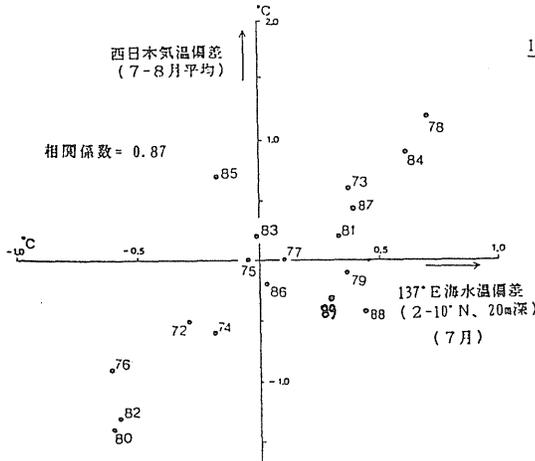
第28図はその一例を見たものです、図の斜線で示したところが対流活動が比較的活発なところですが、これを見てもわかるように亜熱帯高気圧は対流活動活発域の北東側で発達する傾向があります。1984年夏にはフィリピン付近で対流活動が活発で日本の上で高気圧が発達しました。1982年夏は例年より東の日付変更線付近とインド洋で対流活動が活発となり亜熱帯高気圧も例年より東で発達しました。この関係を過去の例で見たのが第29図です。例外もありますがかなりよい関係がみとれます。

②エルニーニョと梅雨
エルニーニョ現象が発生した年と平年の梅雨について見たのが第30図です。梅雨入りについてはほぼ平年並みですが、亜熱帯高気圧の発達が遅れるか、日本への張り出

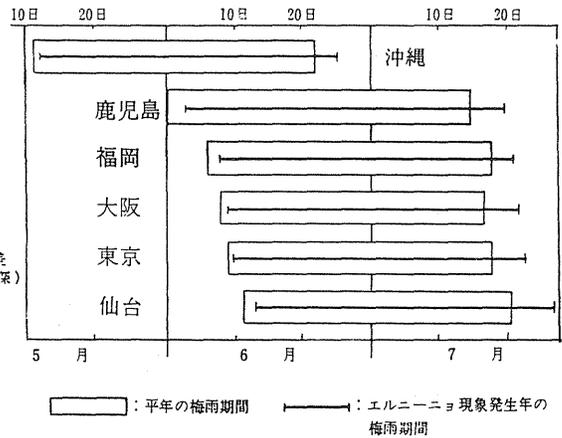


第28図 亜熱帯高気圧と西部熱帯太平洋の対流活動
陰影部は対流活動が活発な地域（盛夏期）
長波放射の強さ

しが弱いため梅雨明けは各地とも平年より遅れる傾向がはっきりしています。



第29図 西日本の7～8月平均の気温偏差と7月の2-10°N, 137°Eの水深20mの海水温偏差との関係 (Kurihara, 1989)



第30図 エルニーニョ現象発生年の各地の入出梅

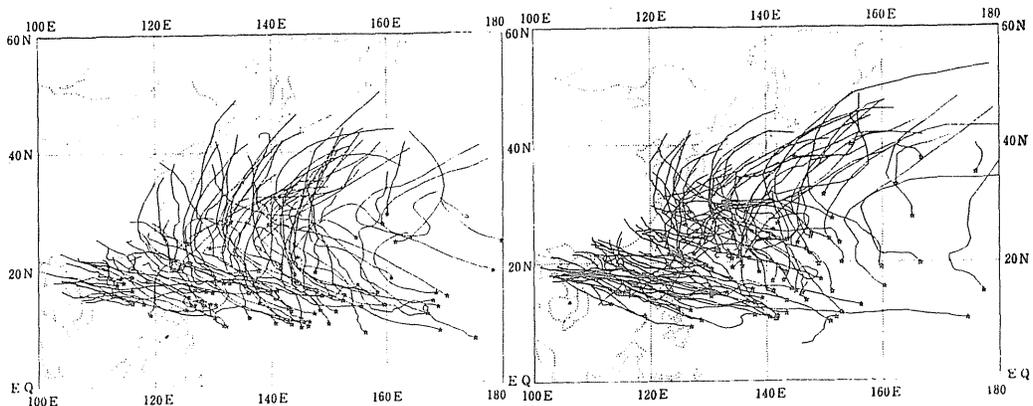
また、降水量が平年より多くなる傾向があり、特に7月に局地的豪雨が発生しやすくなっています。ちなみに過去のエルニーニョ発生年の状況を見たのが第3表です。

③エルニーニョと台風

通常台風の発生しやすい場所はフィリピン東からマリアナ諸島にかけての海域と南シナ海です。エルニーニョ現象が発生すると海面水温の分布状態が変わります。これに伴い台風の発生場所も東にずれ、マリアナ諸島の東の海域が主な発生場所となります。また、台風の経路も東へずれます。第31図からもその様子がうかがわれます。

第3表 エルニーニョ発生年の大雨

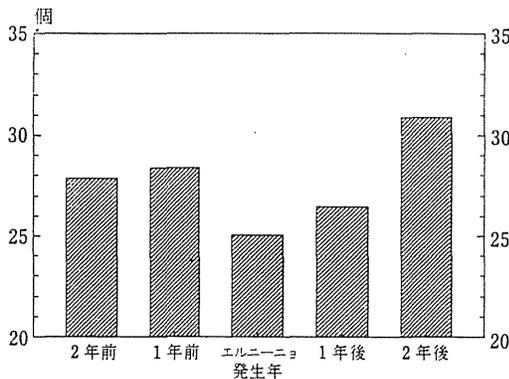
'53	7月南紀豪雨
'57	7月諫早豪雨
'69	8月奥羽信越豪雨
'72	47.7 (七夕) 豪雨
'82	7月長崎豪雨
'87	8月九州北部、東北大雨



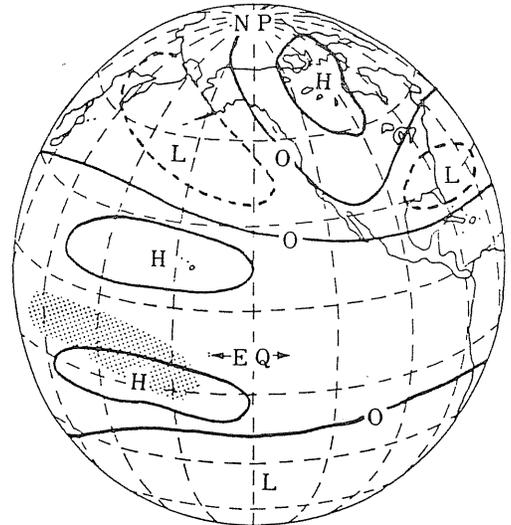
第31図 エルニーニョ現象の発生した年(左)としていない年の台風発生位置とその経路

発生数を見ると、平年の26.9個に較べやや少なくエルニーニョ年は24.5個です。第32図はエルニーニョ現象が発生した年の前後5年間の台風発生

数を見たものですが、エルニーニョ発生年は明らかに台風の発生数が少なく、2年後が多くなっています。



第32図 エルニーニョ現象の発生した年の前後5年間の台風発生数 (Aoki, 1985)



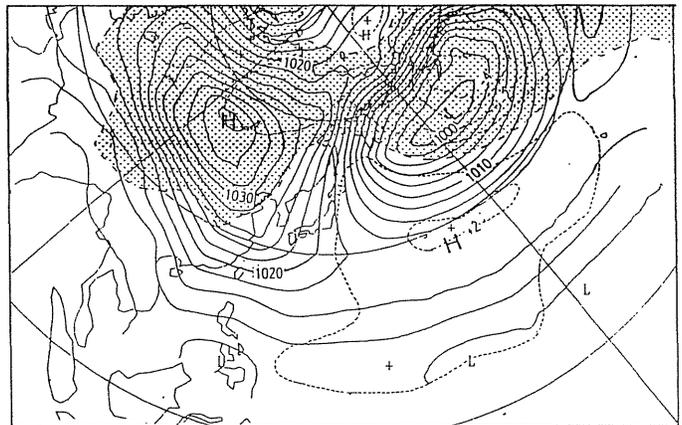
第33図 エルニーニョ最盛期に現れる対流圏上層の大気の流れ (PNAパターン) 陰影部は通常より多雨の領域 H (L) は気圧の高低を示す (Horel and Wallace, 1981)

④エルニーニョと冬の天候

エルニーニョと中高緯度の大気中に現れる異常との間により対応があることを見つけたのはBjerkness(

1966)です。1957/8年の冬のアラスカ湾で発達した低気圧を調べエルニーニョとの関連を突き止め、第33図の様な遠隔伝播 (テレコネクション) の仮説を立てました。現在では新しい理論とその後の資料がこの仮説を支持しています。エルニーニョ現象が発生していた冬の地上気圧を見たのが第34図です。陰影部は平年より気圧が低いことを示しています。

シベリア大陸の高気圧の発達が平年より弱く、アリューシャン低気圧は平年より北東にシフトして強まっています。また太平洋の亜熱帯域では逆に気圧が平年より高くなっています。このため西高東低の冬型の気圧配置が弱まり、季節風の吹き出しが弱まります。その結果日本付近では平年と比べ暖かい冬となります。



第34図 エルニーニョ発生年の12~2月平均の海面気圧とその偏差分布 陰影部はエルニーニョ年がその他の年の平均より低いことを示す

ここまで異常気象やその原因について、普段余り目にしない原因と海面水温から見てきました。いろいろな要因が複雑に絡み合っています。現在はこの絡

み合った糸を一つ一つ解きほぐしている段階と言えます。内容は気象庁編の異常気象レポート'89の抜粋となっておりますので、詳しくは同レポートを参考にして下さい。また、岩波書店の科学には1984年1月から1985年5月まで10回にわたって「気候研究の新しい波」が連載されています。さらに月刊海洋科学17巻(1985年)にも「気候変動シンポジウム」が、最近では月刊海洋21巻(1989年)に「大気・海洋混合層と海・気相互作用」が掲載されていますのでこちらも参考して下さい。

＊【エルニーニョとはスペイン語で幼少のキリストをさし、スペイン語圏でカトリックの教育を受けた人には宗教的意味あいを持つ言葉です。もともと「エルニーニョ」は素敵な出来事だったのです。雨が降り、砂漠が沃野と化したのです。また、湧昇が止んで新しい種類の魚が沖合いに現れもしたのです。ペルー経済が漁業(アンチヨビー漁)に強く依存するようになり、沿岸部に豪雨に弱い潤密な地域が広がったのはほんの1960年代からです。一方、エルニーニョと逆の状態も最近注目を集めてきています。南方振動は暖かい「エルニーニョ」の状態とその反対の冷たい状態の間の振動だと分かったからです。そこで、反エルニーニョとかEL Viejo(老人)とか言った用語が提案されましたが、George Philanderが提案したラニーニャ(スペイン語で女の子を意味する)が広く使用されるようになりました。】

紙面の都合で参考文献は異常気象レポート'89で参照できるものは割愛しました。

参考文献

- Jones, P.D., 1990: 過去130年の半球及び全球規模の気温と降水量の変化について, 気象庁ニュース, 1153, 37-38
- 気象庁, 1989: 異常気象レポート'89
- 広田勇, 1985: 高層大気の大循環, 第19回夏季大学テキスト, 1-15
- 山形俊男, 1990: ラ・ニーニャ, 天気, 37, 4
- 和達清夫監修, 1974: 気象の事典, 東京堂出版
- 木村竜治, 1984: 気候予測への遠い苦しい道, 科学, 54, 10-17
- 山元龍三郎, 1984: 気候の変動を診断する, 科学, 54, 76-83
- 浅井富雄, 1984: 大気と海洋の相互作用を探る, 科学, 54, 166-173
- 岸保勘三郎, 1984: 天候変動理解への足がかり, 科学, 54, 294-300
- 内嶋善兵衛, 1984: 気候変動と農業, 科学, 54, 341-350
- 安成哲三, 1984: モンスーンとは何だろうか, 科学, 54, 487-494
- 時岡達志, 1984: 大気大循環モデルによる気候の研究, 科学, 54, 533-540
- 山形俊男, 1984: エル・ニーニョと南方振動, 科学, 54, 699-705
- 真鍋淑郎, 1985: 二酸化炭素と気候変化, 科学, 55, 84-92
- 朝倉正, 1985: 気候予測の実際, 科学, 55, 172-179
- 朝倉・山元・時岡・片山・浅井・松野, 1985: シンポジウム「気候変動」, 海洋科学, 17, 202-240
- 浅井・須賀・花輪等, 1989: シンポジウム「大気・海洋混合層と海・気相互作用」, 海洋, 21, 379-443

天気図の書き方と見方

大阪管区気象台予報課

中井 毅

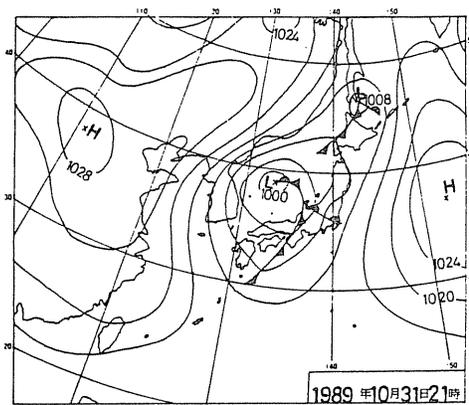
増井 初水

[1] 天気図の書き方

1-1 天気図について

TVの天気予報の時間に、天気図によって解説されるとよく理解できるでしょう。毎日の新聞にも天気図が掲載されており、天気図も身近なものになりました。

天気に関係する仕事をしている人はもちろん、それ以外の人たちも、レジャーや日常生活のなかで天気の変化に深い関心を持っていると思われます。第1-1図は、昨年10月31日21時の天気図で、日本海の低気圧からの寒冷前線が近畿地方を通過している様子がよく分かります。



第1-1図 地上天気図

1-2 天気図の種類

天気図は、陸上や海上で同じ時刻に観測された資料を、一枚の白地図の上に決められた形式に従って記入したものです。これに等圧線やその他の等値線などを引くことによって、高・低気圧や前線などの位置や構造及びその推移を理解することを天気解析といっています。その時刻における天気分布や風など現在の気象状態を正確に把握しておくことは、今後の天気を予測する上で非常に重要です。

天気図には、地上天気図と高層天気図がありますが、それぞれ利用する目的が違います。

①地上天気図

地上天気図は、各地で観測されたいろいろな気象要素のうち、気圧を海面の高さの値になおしたものの（これを海面更正といっています）によって等圧線を書きます。等圧線を書くことによって、高気圧、低気圧など気圧の分布を知ることができます。気圧配置と空気の流れの間には、密接な関係がありますので、気圧の分布を知ることにより、間接的に大気の立体的な運動を推測することができます。

そのほか前線を検出することにより、前線と天気分布との関係から今後の天

気の実況に役立てようとするものです。もちろん、天気の変化は複雑で地上天気図のみでの予想は難しいこともありますが、気圧配置と天気の関係について一応の理解が得られます。

②高層天気図

大気の状態を立体的に理解しておくことは、今後の気圧系を予測する為には必要なことです。地上付近から10km近い上空に至る何層かの天気図がありますが、それぞれ利用の仕方が違います。

気象台における日常の作業には、つぎの天気図を使用していますが、いずれの天気図も、摩擦の影響が小さく大気の流れがスムーズになっているのが特徴です。

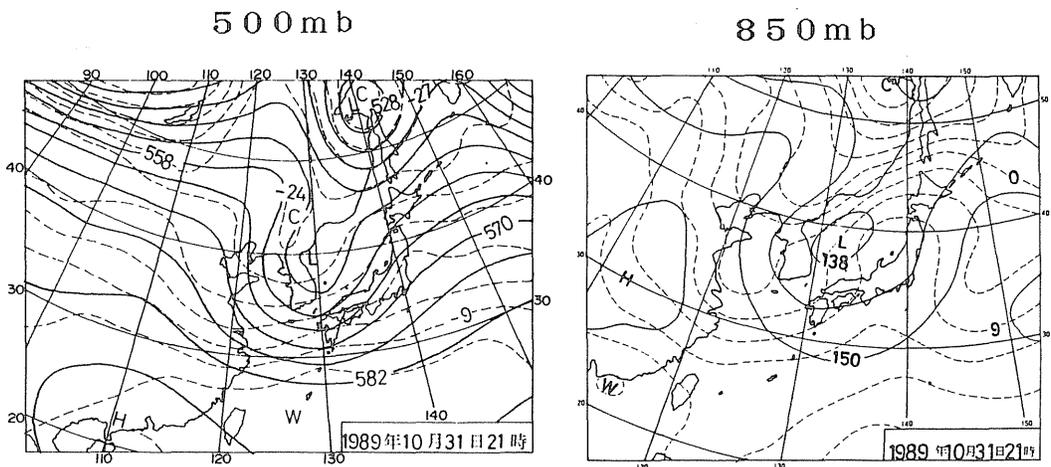
850mb（高度約1500m）；下層を代表する天気図で、寒気、暖気や水蒸気の入り具合をみるのに便利で、前線解析に利用しています

700mb（高度約3000m）；水蒸気の流入が分かりやすく、大雨の予想に有効です

500mb（高度約5500m）；大気のほぼ中心に当たり、平均的な大気の運動をみるのに利用します

300mb（高度約9500m）；対流圏上層にあり、亜熱帯高気圧やジェット気流の解析に用います

第1-2図は、1989年10月31日21時の850mb、500mbの天気図です。高層天気図は、地上天気図で表わされる高気圧や低気圧が、気圧の谷や気圧の峰として簡単な波で表現されているのがわかります。



第1-2図 高層天気図

1-3 天気図の作成

天気図を作成するには、気象庁の無線気象通報を受信して天気図を書いたり、FAXによる天気図を受画することもできますが、ここでは、NHKのラジオで放送されている気象通報、いわゆるラジオ天気図で天気図の実習をすることにします。

気象通報は、現在

09時10分(06時の天気)

16時00分(12時の天気)

22時00分(18時の天気)

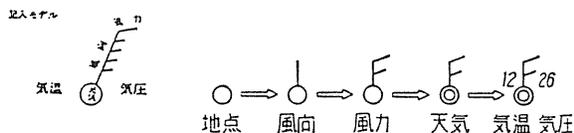
からそれぞれ20分間放送されています。

天気の連続性からいって、できれば毎日作るのがよいでしょう。

放送の内容は、①全国天気概況、②各地の天気、③気象庁海洋ブイ及び船舶の報告、④漁業気象からなっています。

1-4 天気図の記入方法

各気象要素は、右の図の例のように黒インクで記入します。天気図上の観測地点に、円が書いてありますが、これを地点円といっています。地点円の回りに風向・風力、地点



第1-3図 記入モデルと記入順序

円の中に天気、右肩に気圧、左肩に気温を記入します。ブイや船舶の報告は、緯度、経度で位置を放送しています。

漁業気象では、高気圧、低気圧の中心気圧及び位置、移動方向、移動速度、前線の種類や位置を緯度・経度で放送します。高気圧の中心に高またはH、低気圧の中心に低またはL、前線は記号によって記入します。最後に、特定の等圧線の位置をいってきます。

1-5 等圧線の書きかた

- 1) 原則として、2mbまたは4mb(偶数)毎にひく
- 2) 資料の多いところから引きはじめる
- 3) 等圧線の示度と同じ観測値がないときは、回りの資料から案分してひく
- 4) 等圧線は、滑らかにひく
- 5) 等圧線は閉じた曲線になり、天気図の範囲内で消えてなくなる
- 6) 等圧線の片側の気圧が高ければもう片側は気圧は低い
- 7) あまり長い同じ値の平行線はない
- 8) 不規則に広くなったり、狭くなったりしない
- 9) 等圧線は、交わったり枝分かれすることはない
- 10) 前線のところでは、低気圧を内側にして折れ曲がる

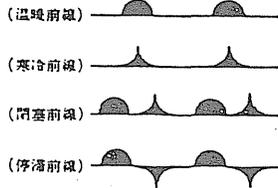
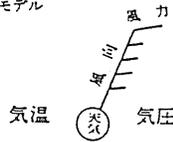
第1-1表 記入要素と解析記号

風力	記号	地上10mにおける相当風速(m/s) (同-Kt)
0		0.0 ~ 0.3 未満 (1Kt未満)
1		0.3 ~ 1.6 未満 (1-4Kt未満)
2		1.6 ~ 3.4 未満 (4-7Kt未満)
3		3.4 ~ 5.5 未満 (7-11Kt未満)
4		5.5 ~ 8.0 未満 (11-17Kt未満)
5		8.0 ~ 10.8 未満 (17-22Kt未満)
6		10.8 ~ 13.9 未満 (22-28Kt未満)
7		13.9 ~ 17.2 未満 (28-34Kt未満)
8		17.2 ~ 20.8 未満 (34-41Kt未満)
9		20.8 ~ 24.5 未満 (41-48Kt未満)
10		24.5 ~ 28.5 未満 (48-56Kt未満)
11		28.5 ~ 32.7 未満 (56-64Kt未満)
12		32.7以上 (64Kt以上)

天気記号	天気
○	快 晴
⊙	晴
⊗	曇
⊕	煙 霧
⊖	ちり 煙霧
⊗	砂じんあらし
⊕	地ふぶき
○	霧
●キ	霧 雨
●	雨
●ツ	雨 強 し
●=	にわか 雨
⊗	みぞ れ
⊗	雪
⊗ツ	雪 強 し
⊗=	にわか 雪
⊖	あ ら れ う
⊕	ひ よ う
⊖	雷
⊖ツ	雷 強 し
⊗	天気不明



記入モデル



注) 天気記号は、その上下の方向を、天気図の子午線に一致させる。

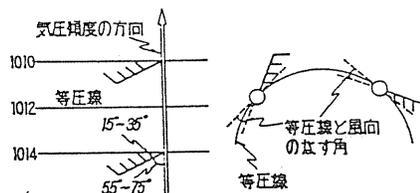
1-6 等圧線と風の関係

空気は、気圧の高いところから低いところに向かって流れますが、地球の自転と摩擦の影響で、気圧傾度の方向から右にずれ、風向と等圧線はある角度をなしています。海上では $15\sim 25^\circ$ 、陸上では $30\sim 40^\circ$ になっています。

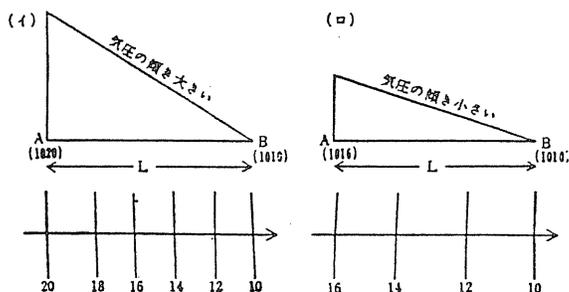
風の弱いときは、必ずしもこの関係は当てはまりません。陸上では、地形の影響で変形することもあります。海上では、あまりずれられることはありません。

『北半球では風を背中にして立つと、暴風雨の中心は左斜め前方にある』という風向と暴風の中心との関係がありますが、これをボイス・バロットの法則といっています。

気圧の高低の差が大きいほど強い風が吹きます。右の図のように同じ距離でも気圧差（気圧傾度）の大きいほど、等圧線も混んでます。



第1-4図 風向と等圧線



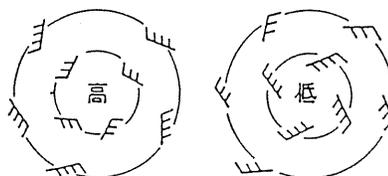
第1-5図 風力（風速）と等圧線の間隔

[2] 天気図の見方

等圧線を引き、天気図を解析して地上天気図が出来上がります。この天気図から現在の気象状態を理解することになりますが、そのためにはある程度気象の知識が必要です。

2-1 高気圧、低気圧、気団

天気図の上で、周囲より相対的に気圧の高いところを高気圧、相対的に低いところを低気圧といって、何m b以上が高気圧、何m b以下が低気圧というような基準はありません。前に述べたように、等圧線と風向はある角度をしています。高気圧からは、時計回りに吹き出していますし、低気圧へは反時計回りに吹きこんでいます。

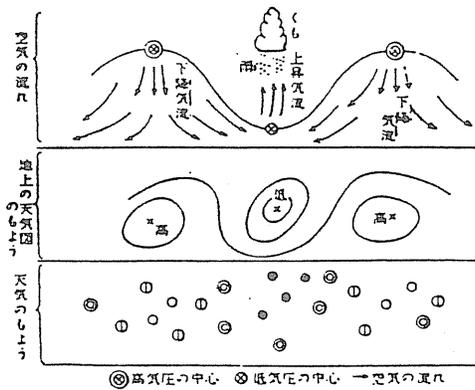


第2-1図 高・低気圧と風向

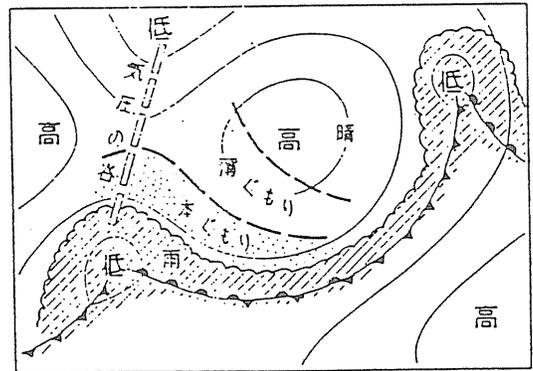
『水平方向数千キロの広い範囲にわたって、気温や水蒸気などがほとんど一様な空気の塊』を気団といいます。気団は、地表の状態が、広い範囲で同じ様な性質を持っている大陸や海洋の上の大きな高気圧の下で、形成されます。また、このような高気圧の中では、風も弱く長期間同じところに滞留し易いことも気団の形成には好条件になっています。この気団の境界を前線面といい、前線面と地上との交わりを前線といいます。同じ気団内では温度や水蒸気量がほぼ一様ですが、暖気団と寒気団の境目では、条件が揃えば前線が発生します。

2-2 高・低気圧と天気

第2-2図の上の波型の線は、気圧を表わしています。高気圧の中からは空気が吹き出していますので、それを補うために上空からの下降気流があります。低気圧の中心付近には、風が集まりますので上昇気流が存在します。空気が上昇すると、気温が下がって（断熱変化）飽和状態に近づき、空気中の水蒸気が凝結して雲となり雨を降らせます。逆に、下降気流は温度が上がり、水蒸を含む余裕ができますので、雲があっても消散に向います。低気圧付近では天気が悪く、高気圧の中では天気が良いのが普通です。その様子を第2-2図下に示しました。



第2-2図 高・低気圧と天気



第2-3図 移動性高気圧と天気

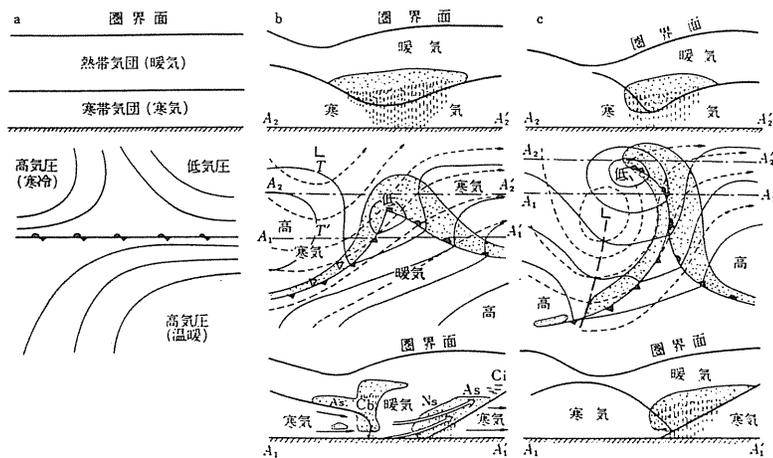
1) 高気圧

成因及び構造から、寒冷高気圧と温暖高気圧があります。寒冷高気圧は、下層が冷却されることによって寒気が蓄積され地上で高気圧になったものです。冬季大陸で発達するシベリア高気圧が代表的なもので、冬の日本付近の天気に大きく影響します。温暖高気圧は、上空に空気が流れ込むことによって下降気流が起こり温暖化したもので北太平洋高気圧が代表的で、夏の日本付近の天気に大きく影響します。また、春や秋に多いのですが、冬季でも大陸高気圧の一部が移動性となって通過していきることがあります。これが移動性高気圧で、第2-3図にその模様を示しました。

2) 低気圧の発生と閉塞

前線上になんらかの原因で波動ができ、どちらかの気団が特に優勢になると、波が大きくなりここに渦ができて低気圧が発生します。このとき波動の前方では、暖気が寒気の上を上昇しますが、この暖気と寒気の境界を温暖前線面、この面と地表の交わりを温暖前線といっています。また、低気圧後面の寒気は、暖気の下に潜り込み、寒冷前線面、寒冷前線を形成します。さらに、波動の振幅が増大して寒冷前線が温暖前線に追いつくと、暖気団は上空に押し上げられ、下層は寒気団のみに変わります。この状態を低気圧の閉塞といい、前面の寒気と追いついた寒気の温度差によって温暖型閉塞と寒冷型閉塞があります。温暖前線、寒冷前線、閉塞前線には、それぞれ特有の天気現象を伴い、また安定度によっても異なる天気が出現します。

第2-5図に低気圧および前線に伴う天気分布をモデル的に、第2-6図に安定度の違いによる天気を図示しました。



第2-4図 低気圧の発生と発達

[3] 天気予報の実例

日本付近では、低気圧や前線などのじょう乱は西から東へ移動することが多く、それにつれて天気も西から東に移ります。このことを利用すると、

①現在の天気図から、将来目的とする時間の気圧配置を予想し、②予想された気圧配置からそれに伴う天気を考えることで、将来の天気分布が予想出来ます。

将来の気圧配置を予想する場合、高気圧・低気圧・前線などは、前時間または前日の天気図からおおよその移動方向や速度が分かりますので、それを利用し、それぞれの気圧系にともなう天気に翻訳します。順調に移動している場合は割合単純に判断できますが、梅雨前線や秋雨前線のように南北に振動するような場合は、判断が難しくなります。

現在、気象庁における予報作業では、主として大型コンピューターによる予想結果を用いていますが、最終的には人間が各種の資料を総合して判断しています。

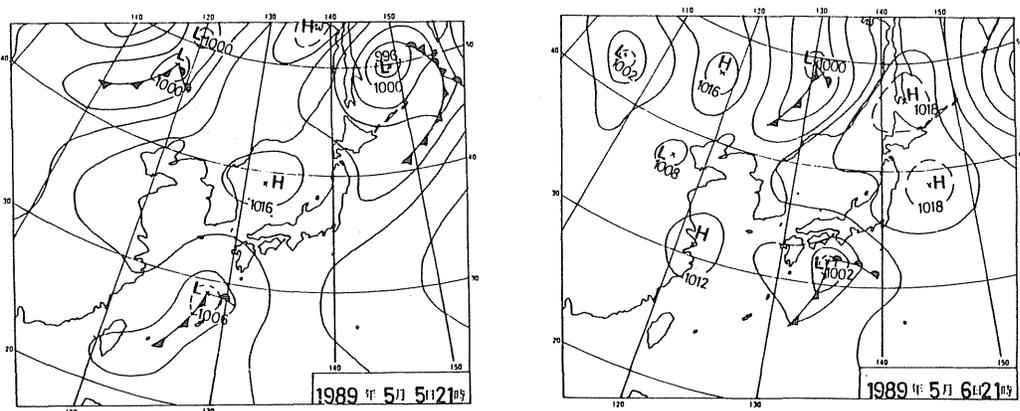
1) 南岸低気圧の例

気象台で予報する場合、高層天気図で気圧の谷の動向や鉛直断面図などで立体的な状態などを把握したうえで、レーダー、アメダス、気象衛星などで実況をつかみ、低気圧の移動や発達・衰弱、それに伴う雨域の広がり方や強い雨の区域などを予想しています。

第3-1図は、1989年5月5日21時の地上天気図です。

5日09時、東シナ海に低気圧が発生し北東に進み、5日21時には九州南西海上に達したため、九州や四国の一部で雨が降っています。

一方、日本海には高気圧があって北日本を覆っていますのでよく晴れています。



第3-1図 地上天気図

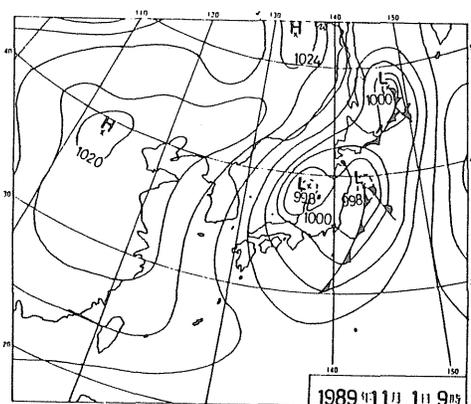
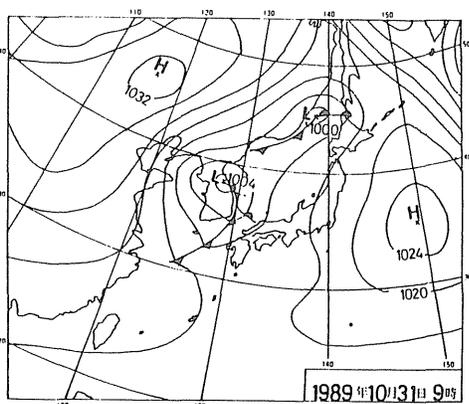
今回のように地上天気図のみで予想するには、5日21時の気圧配置が、今後どの様になるかを予想しなければなりません。そのためには、前日または前時間からの経過をみる必要があります。

この低気圧は、5日9時から12時間では、毎時35キロくらいで北東に進んでいます。今後も同じ速度で進むとしますと、1日に35キロ×24時間＝840キロ進むことになり、24時間後6日21時は、紀伊半島にかなり接近して通過することが予想されます。また中心の気圧もやや発達傾向がみられます。日本海の高気圧も同様に進めて三陸沖に移動させます。以上を天気図に書き入れて予想天気図を作成します。低気圧の接近に伴い雨域が広がり、6日朝には近畿地方も雨が降り始め、雨のピークは6日午後から夜にかけてと予想されます。大阪付近の雨は、低気圧が紀伊半島沖を通過すれば止みますので6日夜半からはゆっくり回復に向かう予想です。

実際は、低気圧の移動がやや遅く、6日21時には紀伊水道沖、7日09時には東海沖に進みました。雨も予想通り6日朝には降り出し、雨のピークも6日宵のうちになりました。降り終わりは予想より遅れて7日日中も雨が残りました。

2) 寒冷前線通過の例

第3-2図は1989年10月31日09時の地上天気図です。10月29日から30日にかけて、移動性高気圧が東海上に抜け、西から気圧の谷が近づいています。地上天気図では、朝鮮半島東岸に低気圧があり閉塞前線をへて温暖前線が中国地方西部に、寒冷前線が東シナ海にのびています。



第3-2図 地上天気図

寒冷前線は、下層に冷たい空気が暖かい空気の下に潜り込んで、暖かい空気を持ち上げるため鉛直方向に不安定になります。このため、対流活動が起こり積雲系の雲が発生、不安定の程度によっては発達した積乱雲となり雷や突風、時にはひょうを降らせることがあります。

寒冷前線の移動についてみると、1日1000キロ位で東進していますので、1日09時には低気圧の中心は日本海東部へ、寒冷前線は31日夜に近畿通過と予想されます。

実際は、低気圧の中心は1日9時には三陸沖に進み、寒冷前線は22～23時に通過しています。能登半島沖に別の低気圧が発生しています。大阪では、雷をともなったにわか雨程度でしたが、上空の寒気が強く7日は一時的に冬型となり、木枯し1号となりました。

参考文献

天気予報の手引
わかりやすい天気図の話
天気図の書き方と見方
気象 I

宇津木政雄
気象庁予報技術研究会
地学団体研究会

日本気象協会
日本気象協会
恒星社
東海大学出版会

四季の天気図

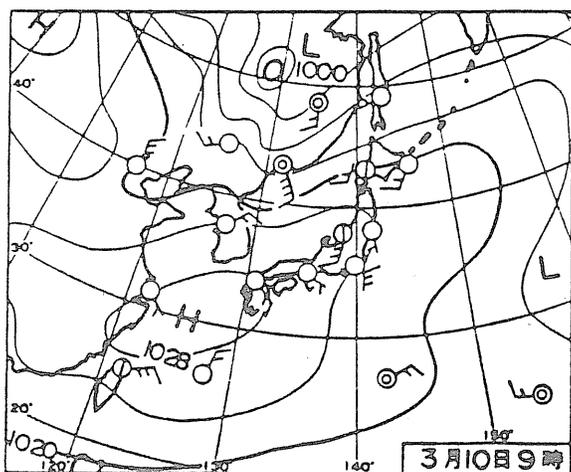
日本は、四囲を海にかこまれた水豊かな国です。

その四季折々、空にうかぶ様々な雲は、水の変化する姿であり、私達を和ませてくれます。しかし、時には、力つよい自然の猛威となって、災害をもたらしたりもします。

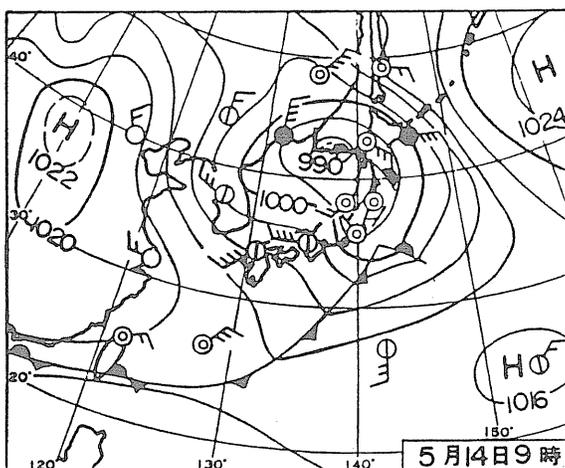
毎日の天気図は、年々歳々、春には若葉の緑を育み、自然の豊かさを感じさせ、秋には荒れる台風の姿など、奥深い自然の顔を表現しています。

天気図には、日本の四季それぞれの季節感があふれています。

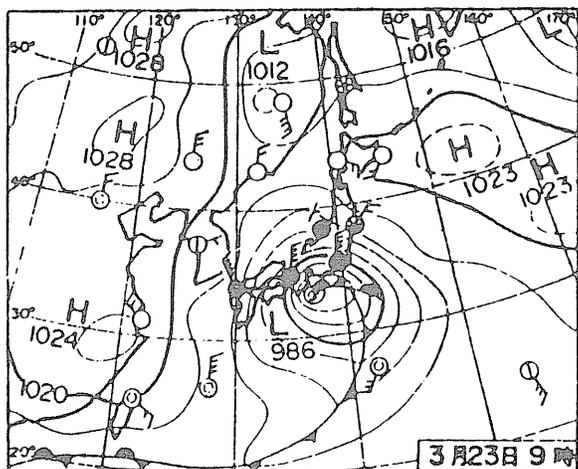
春の天気図



移動性高気圧 (1989)



メイストーム (1989)



春の大雪 (1986)

冬を支配していた大陸の高気圧は2月も下旬になりますと、勢力に弱まりをみせ、その一部が移動性となり日本付近にやって来るようになります。

この高気圧は、乾燥した空気からなっており、さわやかな春の好い天気をもたらします。

また、明け方、風もなくよく晴れ夜間の放射冷却が強まりますと、地表面の熱がどんどん放射されて、晩霜などの凍霜害も発生させます。

春の移動性高気圧の大きさは3～4000kmくらいで日本付近を広くおおいますが高気圧の後には低気圧があることが多く、一日1000kmくらいの速度で東へ進みますので、3～4日で低気圧がきて天気がかずれ雨が降ります。

周期的な天気変化が特徴です。

好天気をもたらす移動性高気圧が中心を東へ移しますと、大陸には次の低気圧が姿を出しはじめます。

低気圧は進むコースによって、日本海低気圧とか南岸低気圧とか呼ばれます。

5月頃日本海へ進んだ低気圧が、急速に発達して中心気圧が1000mb以下あるいは990mbくらいになることがあります。南よりの強風、雷雨、竜巻を伴う天気の急変で、海、山での遭難事故を発生させます。これが「メイストーム」、「5月あらし」といわれます。

日本海側では、背梁山脈を越えて吹き降ろす南風を「フェーン」と呼び、30℃を越す高温をもたらし、強い南風と乾燥した気象状態は大火を発生しやすくします。

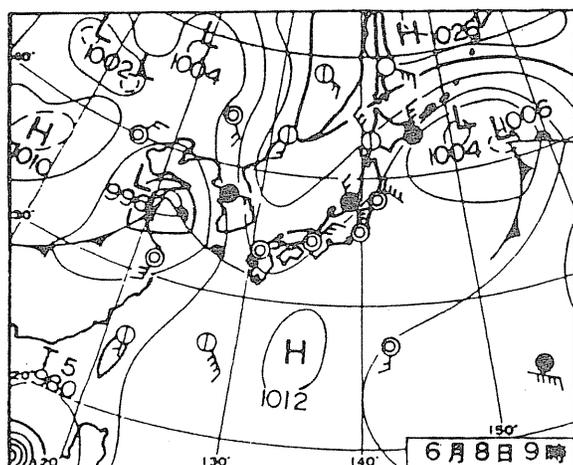
日本の南岸に沿って東北東進する南岸低気圧は、発生海域から東支那海低気圧とか台湾低気圧などと呼ばれます。

この低気圧は日本海側に副低気圧を発生させることもあります。低気圧の北東側には広い範囲の雨雲を伴っており、四国沖の北緯30度線より北を通過すると、近畿地方は全般に雨となります。

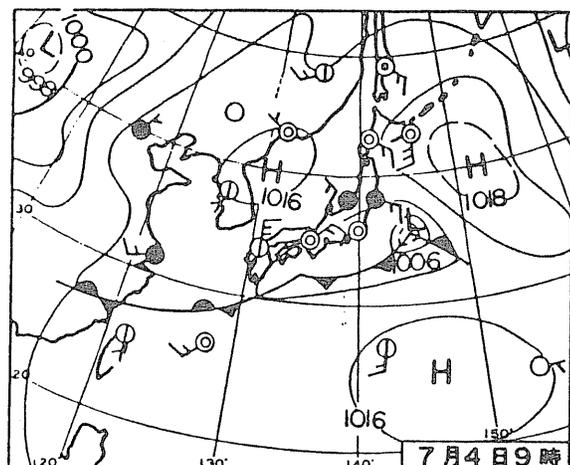
冬の終わりから3月にかけてこの南岸低気圧は、時として太平洋側の各地に春の大雪を降らせます。

季節からみて雨となるか、雪として降るかは、地上の気温が関係しており、その判断は非常に難しいが、3℃以下ならば雪になる可能性が大きいといわれています。雨か雪か、この点、積雪5cmでも大きな交通障害となる、大都市交通機関の問題抱えの低気圧でもあります。

梅雨の天気図



梅雨入り (1989)



梅雨空 (1989)

6月上旬は、雨への季節「梅雨入り」があります。それから「梅雨明け」の7月中旬までは梅雨型の気圧配置がつづき、西日本ではうっとうしい天気がつづきます。

夏をもたらす太平洋高気圧は、まだ日本の南海上にありその北側の四国沖に梅雨前線が停滞します。

この前線は太平洋高気圧が北への勢力を拡げる消長にしたがって、位置が北へあるいは南へと振動を繰り返しながら、中国大陸まで南北の幅3～400kmにわたり長大な雨雲のベルトとして存在します。

前線の北側では雨の天気がつづき、前線上を低気圧が東進して来ますと南からの湿った気流が入りやすくなり、前線の活動が一段と活発になってきます。地形によって南からの気流が収束する所では、短時間の強雨を伴うようになります。

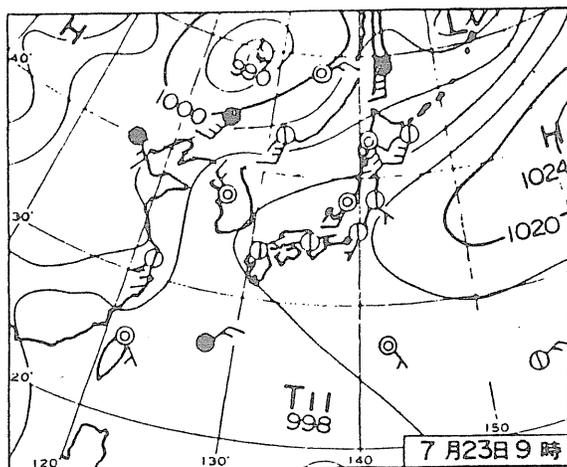
梅雨の末期には太平洋高気圧の勢力が強くなり、梅雨前線は北へ押し上げられて西日本付近に停滞します。前線に向かって南海上から「湿舌」と呼ばれる水蒸気を多量に含んだ気流が、舌状に集中する場所では強い雨が長時間継続して集中豪雨が発生しやすくなります。

このような不安定な天気も、太平洋高気圧が次第に勢力を増して梅雨前線が日本海方面に押し上げられ、梅雨が明け、夏の季節となります。

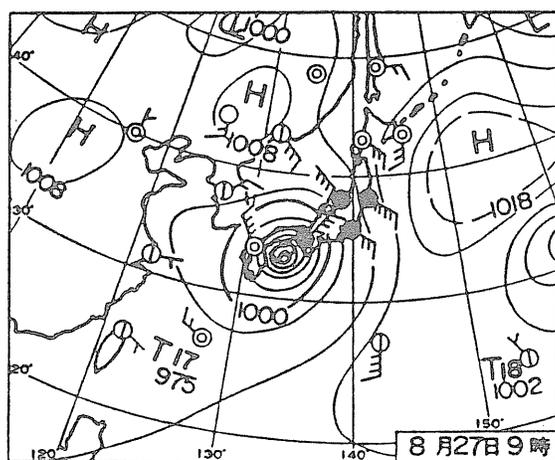
梅雨明けには2通りあつて、太平洋高気圧が梅雨前線を北へ押し上げる場合と、数は多くはないのですが、南海上にあるまま太平洋高気圧の中で衰弱してしまう場合とがあります。また年により、一度弱まった前線が勢力をとり戻して「戻り梅雨」の現象を示すこともあります。

近畿地方の平年の梅雨入りは6月8日、梅雨明けは7月17日です。

夏の天気図



夏型 (1989)



台風上陸 (1989)

梅雨の明けた後は、太平洋高気圧が広く日本付近をおおう気圧配置がつづき

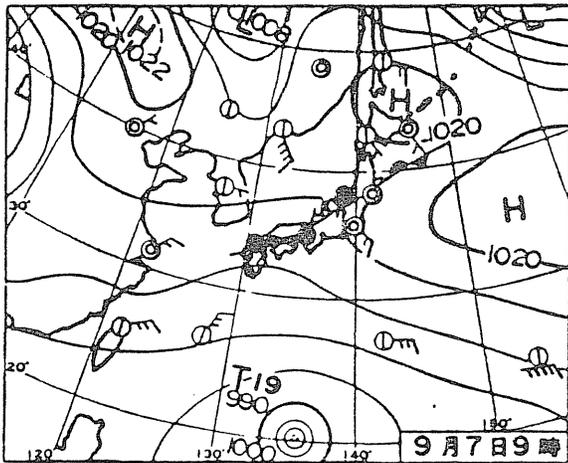
夏の暑い晴天がつづきます。

このような夏の午後は、強い日射によって熱せられた地面付近の空気が上昇して積乱雲となります。夏の風物詩 入道雲 と親しまれているもので、夕立ちを降らせ、雷雨となることもあります。一刻の涼風をもたらします。

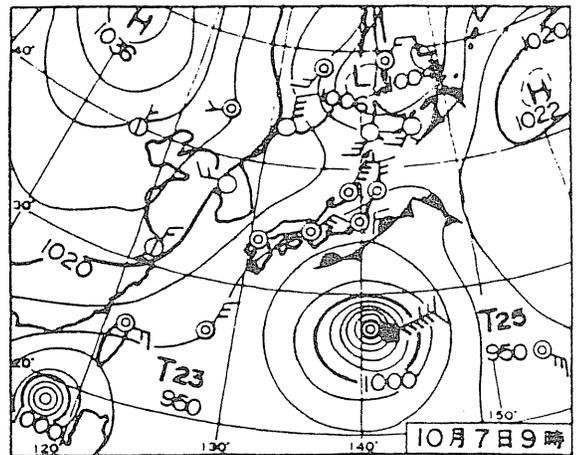
盛夏期に熱帯の収束帯で発生する台風は、太平洋高気圧の南縁を回って中国大陸方面へ進みますが、高気圧の弱まる時期を見計るよう、一時期日本付近に近づき進路を失って、迷走と呼ばれる動きをとることがあります。

昨年（1989）8月27日、近畿地方を直撃した台風17号も、高気圧の弱まる一時期北上したものでした。

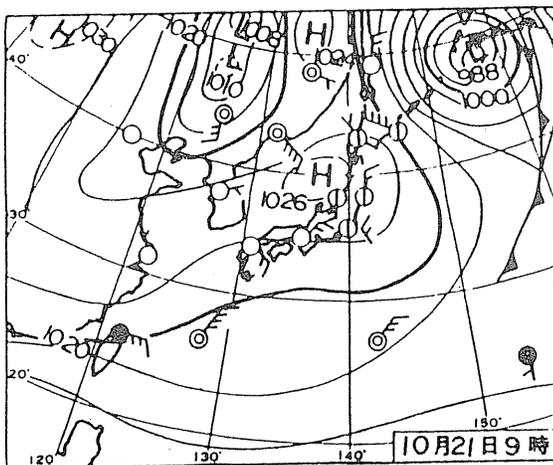
秋の天気図



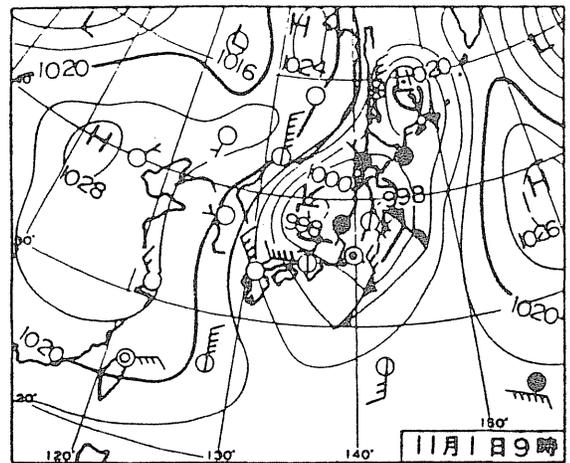
秋雨 (1989)



台風 (1989)



移動性高気圧 (1989)



木枯らし一号 (1989)

夏の主役を演じた太平洋の高気圧も勢力に衰えをみせはじめ、南へ後退するようになり、大陸の高気圧との間に秋雨前線が明瞭になってきます。

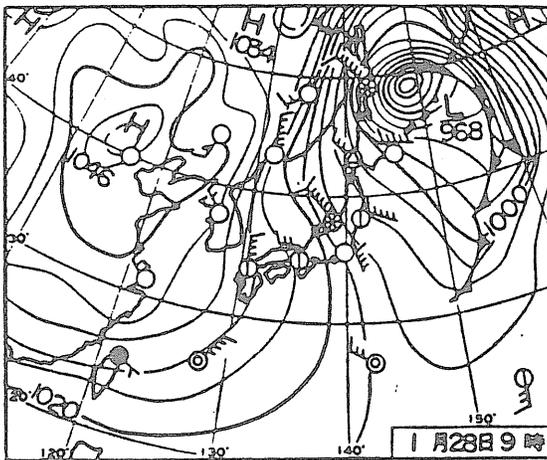
9月中旬から10月はじめにかけて「秋霖」と呼ばれ、前線が日本付近に停滞し、ぐずついた天気の流れやすい時期となります。

前線の活動が活発な年には、長雨による被害が発生します。また、日本付近に停滞している秋雨前線に台風が接近しますと、南方からの暖かく湿った気流が入って前線が大変に活発となり大雨が降りやすくなります。そのうえ、台風が上陸することになりますと、その暴風雨も重なって大きな被害を引き起こすこととなります。

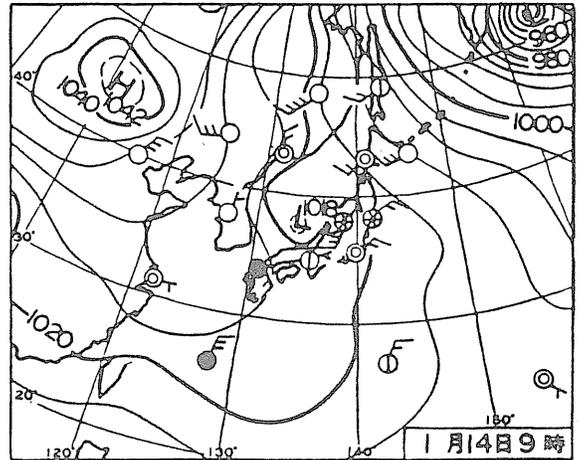
うとうしい秋雨が降った10月後半になると、大陸からの乾燥したさわやかな高気圧におおわれて、秋空が広がり、まさに本番、秋たけなわの季節到来です。

周期的な天気変化をした秋日和も11月末には、低気圧の通過後大陸育ちの寒気が顔をのぞかせ、高い山では雪やみぞれが混じり、平野部は「木枯らし一号」という冬便りの発表で、次第に冬の気配がただよってきます。

冬の天気図



冬型 (1989)

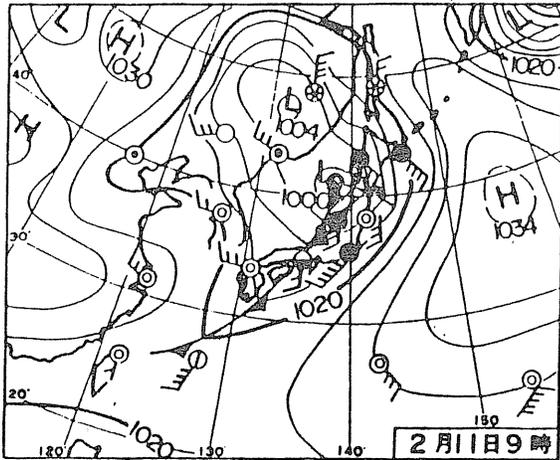


袋型 (1990)

冬の天気図の代表的なパターンは、西高東低型と呼ばれるもので、大陸に優勢な高気圧が、一方、日本の東海上には発達した低気圧があって、日本付近は等圧線が南北に走り、縦じま模様気圧配置です。

大陸の高気圧は、北極育ちで気温の低い非常に乾燥した空気ですが、冷たい季節風として日本海を渡るうちに、比較的暖かな海面からたつぷり水蒸気を受け取り、しかも海面で暖められて対流運動を起こし積雲を作ります。この雪雲は3~4000mの高さの積乱雲に発達して日本列島に押し寄せて来ます。

日本海側は寒気の吹き出しが続く間、雪や雨の日がつづき、発達した雪雲は



春一番 (1990)

節の転換のメッセージですが、現象が強く、海難事故や山での遭難事故を引き起こさせます。

このように、一年を通して毎日の天気図は、季節の色、香りを彩って、日々私達に、昨日と一味ちがう季節の便りを語りかけてきます。時には、荒天のシグナルを読み取ることもできます。

天気図を読むことから、「自然との対話」をやっていきたいものです。

背梁山脈に当たって地形による強制上昇を起こし、山地に山雪型と呼ばれる大雪を降らせます。

太平洋側では、背梁山脈を越えた下降気流が北西の乾燥した季節風となり、晴天がつづき、乾燥注意報が長期間発表された状態がつづきます。

大陸高気圧が一時期弱まりますと日本海の等圧線が袋状になって低気圧が発生することがあります。

この低気圧は急速に発達し通過後は北よりの突風を、また日本海側の平野部には里雪型の大雪を降らせます

日本海の発達した低気圧によるその年初めての南よりの強風は「春一番」と呼ばれ、厳冬から早春への季

温暖化をもたらす気体の科学

村松久史（京大防災研究所）

1. はじめに

近年の人間活動の規模の拡大は、ついに地球の気候おも変化させるまでに到ったのではないかという心配が生まれており、そのひとつに温室効果による温暖化があげられる。化石燃料（石炭、石油、天然ガス）を燃焼させたとき発生する二酸化炭素、冷蔵庫・クーラーなどに使われているフロン、さらにメタン、亜酸化窒素、オゾンなど赤外線を吸収する気体が大気中に蓄積されつつあり、このままの状態がすすむと数十年後には自然の変動を越えるほどの平均気温の上昇があるだろうと見積られている。

このような事情を背景に二酸化炭素の放出を国際的に規制し温暖化を抑制する動きのあることがしきりに報道されている。ここでは温暖化の科学的根拠を中心に述べる。

2. 温室効果の概説

地表から上向きに放射される赤外放射（地球放射）は大気中の水蒸気、二酸化炭素、雲等に吸収される。これらの吸収物質がなければそのまま宇宙空間へ放出されてしまうエネルギーの一部は吸収物質から地表へ向け発射される。このため地表や地上付近の大気は、吸収物質がない場合より温度が高くなる。これが温室効果と言われ、温室効果に関与する気体は温室効果気体（または放射活性気体）と呼ばれている。気体以外では雲、エアロゾルが放射に大きな役割をもつ。温室効果に対する役割の大きさは水蒸気、二酸化炭素、雲が全体の90%を占め、残りの10%をオゾン、メタン、亜酸化窒素、フロン等が占めている。

3. 気候モデルによる温室効果の見積り

3. 1 ”大気中の二酸化炭素が2倍となったときの影響はどの程度か？”

という設問に対する答えは、

- (イ) 過去の気候をしらべる
- (ロ) 実験室で実験を行う
- (ハ) 数値気候モデルを使う

のうちで（ハ）数値気候モデルのみから得られる。数値モデルは次の3種が使われている。

- (イ) エネルギーバランスモデル (EBM) : 0、1次元
- (ロ) 放射-対流モデル (RCM) : 1次元
- (ハ) 大気大循環モデル (GCM) : 3次元

-----一口メモ-----

計算に必要な道具はおおよそ（イ）、パソコン；（ロ）、電子計算機；

(ハ) 高速 (スーパー) 電子計算機に区分できる。

これら3種のモデルの比較は「二酸化炭素の濃度が2倍になった場合、地上気温は何度上昇するか」の答えが目安になる。その結果は、

(イ) EBM : 0.7 - 3.3 °C

(ロ) RCM : 0.5 - 5.3 °C

(ハ) GCM : 1.5 - 5.5 °C

の範囲にある。これらのばらつきの主な原因は各モデルで物理過程の取扱いが異なるためである。このうち特にフィードバック機構と海洋への熱の輸送過程が不確実である。

3.2 大気大循環モデル (GCM)

(1) モデルの概要

大気-海洋系に対して基礎物理法則 (気体状態方程式、質量・運動量・エネルギー保存の式など) を適用する。

入力: 太陽エネルギー、大気組成

出力: 気候; 気温、気圧、風速、湿度等

3次元格子点 (水平数百km, 鉛直数km)

1年間のシュミレーションにスーパーコンピュータで何時間も必要

(2) 温室効果の予測の信頼性は万全ではない

イ. 格子間隔が広い

気候学的に重要な過程は格子間隔より小さい規模、

乱流、降水、雲の形成は数km以下の現象であり、例えば格子点間の平均雲量は平均気温、平均湿度から計算する。これをパラメタリゼーションの方法という。

例. 雲の効果 (フィードバックの項参照)

雲の地上気温への効果は日射を反射することによる冷却と、赤外線吸収再放射による加熱の2つがありどちらの効果が大きいかは雲の反射率、高さ、分布等で異なる。現在、平均的に雲は地上気温を低下させるように働いているが温暖化により雲の性質、フィードバックの変化について信頼性がない。

ロ. 海洋の影響を厳密に計算できない

熱容量の大きな海洋へ熱が吸収されるため温暖化が遅れる。また海水温の変化で気候が変わる。

ハ. 1000km以下の気候変化の地域差は分からない

(3) モデルで共通した結果

高緯度の冬季で昇温が大きく、降水量が増加する。

注. 中緯度の大陸内部は夏季に乾燥するというモデルがある。

(4) 数値モデルの検証 - 観測値との比較

イ. 地上気温の季節変化は良く再現できる

降雨量、湿度の季節変化は良くない

ロ. 過去100年間の気温変化

観測値 : 0.5°Cの昇温

温室効果の計算値 : 1°C以上の昇温

(CO₂、約20%増加; メタン、約2倍に増加)

違いの原因は種々考えられる;

数値モデルの欠陥、観測値・観測網、海洋の熱容量が大きい、
太陽放射の変化、エアロゾル(火山噴火等)

----- 一口メモ -----

1940年頃から北半球の気温が低下したがこの原因は二酸化硫黄
(SO₂)の放出の増加が原因の1つであろうとの見解がある。即ち
石炭、石油の燃焼で発生する二酸化硫黄が硫酸塩粒子となりこれが
凝結核 → 雲粒子の増加 → 雲量増加 → 地上気温低下
ヘイズ → 日射を反射 → 地上気温低下
の効果をもったのではないかと考える。

3.3 フィードバック

前にも述べたように種々のモデルの計算結果には大きな差があるがその主要な原因に気候に関係するフィードバックの知識不足がある。現在次の3つが重要と考えられている。

第一は氷・雪-反射率(アルベド)のフィードバックである。もし地上気温が上昇したとすると; 雪や氷の占める面積の減少→地球全体としての反射率の減少→日射の吸収の増大→気温の上昇 という過程により氷や雪があると最初の気温上昇が増幅される。この場合プラス(正)のフィードバックが働くという。

第二は水蒸気に関するものである。もし気温が上昇したとすると水蒸気の蒸発が増加するため大気中の水蒸気濃度が増加し、水蒸気の温室効果によりさらに気温を上昇させる。したがってこの場合もプラスのフィードバックが働く。

----- 一口メモ -----

気温上昇による大気中の水蒸気濃度の増加の程度は確実に分かっていない。気温が変化しても相対湿度は変化しないのではないかとされている。対流圏(地上-10kmの高度範囲)内の温室効果は水蒸気が圧倒的に大きい。

第三は雲に関するものである。現在のところフィードバックの方向(プラスかマイナスか)が分かっていない。そのわけは雲の形成に関して二つの重要な過程が分かっていないからである。一つは雲形に関する事で、気温の上昇にともない水蒸気量も増加するので雲の形成も増加すると予想されるが、もし積雲のような雲が増加すると雲の覆う面積が減少し、地上気温を上昇させることになりプラスのフィードバックとなるが、層状の雲が増加すると地上気温を低

下させることになりマイナスのフィードバックとなる。第二は雲の形成の高さに関するもので、気温の変化に応じ雲の形成される高度が変化するものか、または形成される温度に変化が生ずるものか分かっていない。

このようなわけで気候モデルで現在もっとも不確実な点は雲の果たす役割である。

3. 4 フィードバック因子

例えば「二酸化炭素が2倍に増加したときに地上気温は何度上昇するか」計算するとき、気温の変化過程を2過程にわけて考えると分かりやすい。第一過程は二酸化炭素濃度は変化するがその他(雪・氷、水蒸気量、雲など)は変化しないとする。即ちフィードバックを考慮しない場合である。この場合は温室効果気体の変化による放射エネルギーの変化のみを計算し、その結果とし気温の変化が計算できる。放射エネルギーの変化を気温変化に対する「放射外力」と定義する。放射外力の計算は比較的単純、正確にできる(計算はパソコンで可能)。(放射外力による気温変化の計算は放射平衡を仮定して簡単にできる。)たとえば二酸化炭素が2倍となったときの放射外力による地上気温の変化は $1.2 - 1.3^{\circ}\text{C}$ である。

第二過程は上記の気温変化が起ったために大気-地表に変化を引き起こし(前項で述べた雪・氷、水蒸気、雲など)さらに気温に変化を起こす過程である。言い換えるとフィードバックを含む過程である。

温室効果気体が増加したとき、第一過程による気温の上昇を ΔT_0

さらに第二過程(フィードバック)を考慮したときの気温上昇: ΔT

$$\Delta T = F \cdot \Delta T_0$$

となり、Fをフィードバック因子という。

種々の気候モデルの差はフィードバック因子Fの差で表わすことが出来る。

現在RCM(放射対流)モデルでは $F = 1.6$

GCM(大循環)モデルでは $F = 3.2$

が平均的な値である。

-----一口メモ-----

WMO(世界気象機関、1985)によると「 $F = 1.6$ がもっとも確からしい値であるが、範囲としては $F = 1.2 - 3.6$ と考えるのが妥当である」。言い換えると温室効果による地上気温の上昇の見積には3倍の不確かさ($3.6 / 1.2$)があるといえる。

異なる温室効果気体の相対的效果、気体濃度の増加に伴う相対的気温変化などはフィードバックには無関係であり上述の第一過程のみで済む。たとえば二酸化炭素濃度を2倍としたときとメタン濃度を2倍としたときの、地上気温の上昇の比率の計算、または二酸化炭素濃度が50%増加したときと、100%増加(2倍)の気温上昇の比率などはフィードバック因子Fに無関係であり正確に計算できる。

3.5 海洋の影響

二酸化炭素の濃度を瞬間的に2倍に増加させたとき、海洋に熱が吸収されないとするとき気温は数十日で平衡値（気温がじょじょに上昇し、上昇が止まったときの値）になる。R C Mモデルでは2° C、G C Mでは4° Cとなる。

海洋に熱が吸収されることを考えると気温の上昇は遅れる。このことを考慮したモデル計算の結果をまとめると、

「地上気温は平衡値から何年か遅れて上昇するが、その遅れは1980年では10-20年、2050年では10-30年程度であり、気温の上昇値は2030年までは平衡値の40-50%とみられる」。

4. 温室効果気体の増加、相対的役割

4.1 温室効果気体の相対的重要さ

温室効果気体としてはCO₂の増加が最も重要であるが、その他の温室効果気体増加による気温上昇の比較を表-1に示す。

表-1. 温室効果気体の変化に対する地上気温の変化

成分	混合比の変化 (ppbv)		地上気温変化 (° C)
	初	終	
二酸化炭素 (CO ₂)	30万	60万 (2倍)	2.0
亜酸化窒素 (N ₂ O)	300	375 (1.25倍)	0.12
メタン (CH ₄)	1650	2060 (1.25倍)	0.09
フロン13 (CF ₃ Cl)	0	1	0.22
ハロン1301 (CF ₃ Br)	0	1	0.17
フロン12 (CF ₂ Cl ₂)	0	1	0.17
フロン11 (CFCl ₃)	0	1	0.14
四塩化炭素 (CCl ₄)	0	1	0.08
クロロホルム (CHCl ₃)	0	1	0.06
フロン22 (CHClF ₂)	0	1	0.05
メチルクロロホルム (CH ₃ CCl ₃)	0	1	0.02
対流圏オゾン	現在量	1.5倍	0.40

ここでフロンなどが温室効果気体として注目すべきことを表-1を参考にして説明する。まず第一にフロンなどは濃度が低くても温室効果が大きいことである。一例をあげるとフロン12の大気中の濃度が1ppbvになると地上気温は0.17° C上昇する。一方CO₂は濃度が2倍すなわち30万ppbv増加して2.0° Cの上昇であるから1分子当りの温室効果はフロン12が2万

倍大きい。この理由はフロン12は赤外放射の吸収が強いことと、その吸収がいわゆる大気の窓といわれる波長域で起ることである。

大気の窓とは8-12ミクロンの波長域をさし、この波長域では水蒸気や二酸化炭素の吸収が非常に小さく、地表からの赤外放射は途中の大気で吸収されることなく宇宙空間へ放射される。この波長域に吸収帯をもつフロンが大気中に放出されるとフロンの濃度に比例した吸収がおり、温室効果も濃度に比例する。二酸化炭素は既に大気中の濃度が大きいため、さらに濃度が増加しても温室効果は濃度に比例せず、濃度の対数に比例する。この場合増加率は濃度に比例する場合より小さくなる。二酸化炭素の温室効果は頭打ちになっているがフロンは頭打ちになっていないといえる。

-----一口メモ-----

赤外線吸収（ひいては温室効果）は吸収気体濃度が小さいときは「濃度」に比例し、濃度が増加すると「濃度の平方根」に比例し、さらに濃度が増大すると「濃度の対数」に比例して増加する。

第二の理由はフロンの濃度の増加率が大きいことである。現在の大気中の濃度の増加率をみると、二酸化炭素が約0.5%/年であるのに対して、フロン11、フロン12がそれぞれ約5%/年である。

4.2 温室効果気体の増加-過去

(1) 二酸化炭素(CO₂)

過去においても将来においても温室効果の主役である。大気中の濃度は過去20年間約0.4%/年の割合で増加している。二酸化炭素の収支をみると、化石燃料からの発生が炭素(カーボン、C)に換算して5GtC(GtC=ギガトン・カーボン)であり、このうち大気中に3GtC/年残り、海洋に2GtC/年吸収される。生態系に関係する発生と吸収には大きな不確実さがあり、発生は1-4GtC/年、吸収が0.5-3GtC/年と考えられている。化石燃料からの発生量の50-60%が大気中に蓄積されこれが大気中の濃度増加の原因となっている。大気以外ではどこに蓄積されるか解決していないが、海洋がすべてを吸収するには無理があると考えられている。大気中の寿命は120年である。

-----一口メモ-----

単位熱エネルギーの生成に対する二酸化炭素の放出量は天然ガスを1.0とすると、バイオマス(0.08)、石油(1.5)、石炭(1.85)、シェールオイル(2.12)、合成オイル(2.79)合成ガス(3.00)である。

(2) メタン (CH₄)

現在二酸化炭素について温室効果が大きい。大気中の濃度は約1%/年の割合で増加している。約200年以前までは0.75ppmvの一定値であったがそれ以後増加し現在は約1.80ppmvである。発生源は田圃、腸内発酵(反すう動物)、バイオマス燃焼、沼・湿地、天然ガス漏れ、炭鉱が主要である。これらの発生源の強さ、変化など不明な点が多い。消滅は大部分が対流圏内の化学反応によるが20%弱は成層圏に運ばれそこで消滅する。

大気中の寿命は約10年。表-2参照。

(3) 亜酸化窒素 (N₂O)

現在の大気中の濃度は約0.301ppmvであり、0.2-0.3%/年で増加している。発生源は土壌、水中(海洋・淡水)、化石燃料、バイオマス燃焼などである。窒素肥料からの発生は増大している。発生源の種類・強さには不確実な点が多いが、19世紀には濃度は0.280ppmv程度と考えられている。消滅源は成層圏にある。大気中の寿命は約150年。表-3参照。

(4) フロン

温室効果には現在はフロン11、フロン12が大きな役割をもつ。増加率は約5%/年である。将来は濃度増加が予想されるフロン13、フロン22、メチルクロロホルムに注目する必要がある。ただしフロン11、フロン12は生産・使用の削減が法律で決められており、その他のフロン類も規制する動きがある。大気中の寿命はフロン11、12が各々60年130年。表-4参照。

(5) 対流圏オゾン

都市近くでは1%/年の増加が観測されている。原因は光化学的生成が原因と考えられる。

表-2 メタンの発生源(百万トン/年)

発生源	1940年	1960年	1980年
腸内発酵	53.5	68.5	86
田圃	64.5	89	117
湿地・沼	79	63	47
他の生態系	15.5	20.5	25
バイオマス燃焼	49	65	79
天然ガス	2	11	34.5
炭鉱	19	26	35
合計	283	343	423

表-3 亜酸化窒素の発生源（百万トン/年）

発生源	カリル・ ラスムッセン	ザイラー
海洋・淡水	9.0	2
自然土壌	13.4	6
肥料	-	0.6-2.3
農耕地	6.6	0.2-0.6
化石燃料	-	-
バイオマス燃焼	-	1-2
雷	-	<0.1
合計	29	12-15

表-4 フロンの使用量、日本（昭和61年）

用途	種類	生産量
冷媒	フロン12、11、115	24.4千トン
エアゾール	フロン12、11	11.9
発泡	フロン11、12、114	32.0
洗浄	フロン113、11	62.5
その他		2.1
	合計	133.0

注. 全世界 約900千トン

-----□メモ-----
 温室効果気体のもう一つの働きは成層圏オゾンの変動を引き起こす
 ことである。すなわち、
 フロン類、亜酸化窒素はオゾンを減少させる
 二酸化炭素、メタン はオゾンを増加させる

4.3 温室効果気体の増加-将来

将来の大気中の温室効果気体濃度がどのように変化するかは予測が難しい。二酸化炭素、フロンなどの人為的発生源の場合は経済・政治などによりどの様に

変化するか予測できない（フロンについては国際的規制が進行している）。またメタン、亜酸化窒素、オゾンなどは発生源、消滅源についても不確かさが大きい。したがって将来の温室効果気体の変化の「シナリオ」を用意し、そのシナリオによる温室効果の見積をおこなう。

表-5にシナリオの一例を示す（WMO, 1985）。1985年以前は測定値である。1985年以後の「シナリオA」は現在の濃度増加がそのまま続くとした場合に近く増加の上限と考えてよい。フロン11、12は各々3%/年の増加率を仮定している。「シナリオB」は増加率を年とともに減少させており、二酸化炭素、フロンは2010年以後の増加率をゼロとしている。フロン11、12については「モントリオール議定書」に従って各国が生産・消費量を削減すれば「シナリオB」より濃度は低くなるはずである。

表-5 温室効果気体の濃度変化シナリオ

年	二酸化炭素 (ppmv)		メタン (ppmv)		亜酸化窒素 (ppbv)		フロン11 (ppbv)		フロン12 (ppbv)	
	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B
1850	270		1.00		282		0		0	
1900	290		1.17		284		0		0	
1958	315		1.40		293		0.01		0.03	
1970	325		1.51		297		0.07		0.13	
1985	346		1.79		305		0.24		0.40	
	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B
2000	372	371	2.24	2.12	319	318	0.42	0.41	0.72	0.71
2015	404	400	2.80	2.28	343	335	0.71	0.61	1.22	1.07
2030	445	428	3.50	2.46	383	353	1.15	0.78	1.99	1.41
2050	515	466	4.71	2.72	483	377	2.13	0.96	3.72	1.80
2100	818	562	9.91	3.49	1432	439	9.68	1.24	17.0	2.60

4.3 温室効果の大きさ

(1) 過去の温室効果

表-5の温室効果気体の濃度変化についてRCM（放射対流モデル）を使って地上気温の変化を計算すると1850-1980年の期間に0.56°C上昇したという結果が得られる。この値はフィードバックと海洋の熱吸収の影響を無視したものである。

各気体の寄与率を（ ）内に示すと、

二酸化炭素 (66%)	メタン (15%)	亜酸化窒素 (3%)
フロン11 (3%)	フロン12 (5%)	その他 (8%)

である。フィードバックを考量に入れるには前に述べたように、 0.56°C にフィードバック因子 $F=1.6$ (GCMの場合は 3.2)を掛ければよい。 F には $1.2-3.6$ の幅があるので結局、

「温室効果気体の増加による1850-1980年の期間の地上気温の上昇は 0.9°C で、範囲としては $0.7-2.0^{\circ}\text{C}$ である。海洋による影響を考慮するためには、これらの値に $0.4-0.5$ を掛ければよい」。

(2) 将来の温室効果

表-5のシナリオに従ってRCMモデルにより1980-2030年の50年間の温室効果の大きさを計算すると(海洋への熱の吸収を無視して)、次のようになる。シナリオAでは $1.4-4.1^{\circ}\text{C}$ の範囲の上昇で、最も確からしい値は 1.8°C である。シナリオBでは $0.8-2.4^{\circ}\text{C}$ の範囲で、最も確からしい値は 1.1°C である。シナリオAの最大値とシナリオBの最小値を採ると $0.8-4.1^{\circ}\text{C}$ の範囲となる。

各成分の寄与率は、

二酸化炭素 (46%)	メタン (15%)	亜酸化窒素 (8%)
フロン11、12 (23%)	その他 (8%)	

である。フロン11と12の放出量を1980年レベルで固定すると、フロンの温室効果は全体の11%となり、気温の上昇は 0.2°C 以下となる。

海洋の影響を考慮すると、気温上昇は上記の値の40-50%となる。

(3) 温室効果のまとめ

いままで述べてきた温室効果の大きさをまとめると表-6のようになる。フロンについては1980-2030年の期間で生産・消費を規制しないと全体の約30%となり、モントリオール議定書に従って規制が行われると全体の10%以下となる。ここではその中間をとって20%とした。

表-6で注目すべきことは、将来二酸化炭素以外の温室効果気体の影響が大きくなるだろうということである。すなわち1980年では温室効果に占める二酸化炭素の寄与は66%であるが、今回のシナリオでは2030年までには約50%になる見込みである。

いままで述べてきた温室効果は観測で実証されるものかどうか考えてみよう。観測値をみると地球全体の平均気温は1860-1980年の期間に約 $0.4-0.5^{\circ}\text{C}$ 上昇している。この値は表-6の1850-1980年の温室効果の値 $0.4-0.8^{\circ}\text{C}$ の範囲内にあるので、温室効果の影響とみても矛盾はしない。しかし観測された気温の変化は温室効果以外にも、太陽活動、エアロゾル(火山噴火)、海洋循環などの影響も考えられ、温室効果と断定は出来ない。

表-6 温室効果のまとめ（地上気温の上昇、°C）

成分		1850-1980年	1980-2030年
海洋を考慮 しない場合	二酸化炭素	0.6	0.75
	フロン1)	0.1	0.30
	その他	0.2	0.45
	計 2)	0.9	1.50
	範囲 3)	0.7-2.0	0.8-4.1
海洋を考慮 した場合	範囲4)	0.4-0.8	0.4-2.0

1)1850-1980年では全体の10%、1980-2030年では全体の20%とした

2)フィードバック因子 $F = 1.6$ とし、シナリオA, Bの平均

3) $F = 1.2 - 3.6$ に対する値

4)1980-2030年に対しては平衡値の50%とした。

5. 温暖化への対応

温室効果の寄与が最も大きいのは過去でも将来でも二酸化炭素である。温暖化を少しでも抑制しようとするなら（フロン類は生産・消費の規制がはじまっている）二酸化炭素の放出抑制以外に対策はない。しかし温室効果を完全に抑制することは出来ない。

対応のしかたには「気候変化に適応する」方法と「予防する」方法がある。前者には「受動的適応（変化した気候に対応した施策をする）」と能動的適応（気候変化に対する抵抗力を強める）が考えられる。「予防」は温室効果気体の増加を抑えることで、エネルギーの効率的使用、二酸化炭素排出量の小さい燃料の利用などがある。

どの様な対応策をとるかは、科学の問題ではなく価値判断の問題である。

参考文献

(1)Atmospheric Ozone 1985:WMO Global Ozone Research and Monitoring Project-Report NO.16,Vol.III

(2)The Greenhouse Effect,Climatic Change,and Ecosystem:Eds.Bolin et al.,John Wiley and Sons,1986.

(3)村松久史：フロン等放射活性気体の温室効果について、環境研究69号 81-91, 1988.

(4)村松久史：フロン等による温室効果とその対策について、「検証」エネルギーと地球異変、584-597, エネルギージャーナル社、1989.