

熱帯の気象と日本の天候*

新田 勅**

1. はじめに

最近、新聞・テレビなどで、地球の温暖化やオゾン層の破壊の問題とともに、異常気象のことがよく報道されるようになりました。この異常気象のことでは、エルニーニョとの関係がよく話題にのぼります。異常気象の要因には、エルニーニョ以外にもたくさんあるわけですが、気象に与えるエルニーニョの影響は結構大きく、日本の天候に関しても、エルニーニョになると冷夏、暖冬になりやすいということがわかってきています。

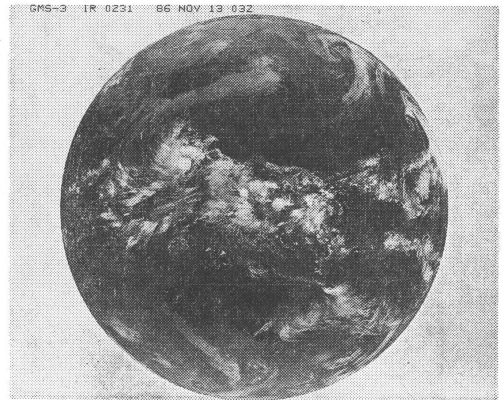
通常の日々の天気を左右する低気圧、高気圧は、偏西風に乗って移動するため、日本の日々の天気は西からの影響を強く受けるわけですが、エルニーニョなど遠く南方の数千～1万キロメートルも離れた熱帯の影響がどうして日本の天候にきいてくるのでしょうか。

近年、気象衛星等の観測手段の進展によって、これまで地上からでは不十分にしか得られなかった気象や海洋のデータが全球規模で得られるようになり、熱帯と中・高緯度大気との関係も徐々にわかってきました。特に日本にとっては、1977年に打ち上げられた静止気象衛星「ひまわり」のデータは大変貴重なもので、日々の天気の把握とともに、熱帯と日本の天候との関係をさぐる上でも大変役立っています。

私自身「ひまわり」のデータに直接関わるようになったのは、1984年頃からですが、ここでは、これまでの私自身の研究の経過も振り返りながら、「ひまわり」データ等から明らかになった熱帯と日本の天候との関係について説明したいと思います。

2. 「ひまわり」から見た熱帯の対流活動

第1図は、1986年11月13日の「ひまわり」による雲写

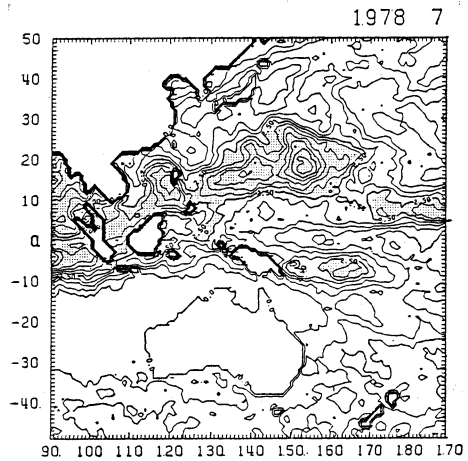
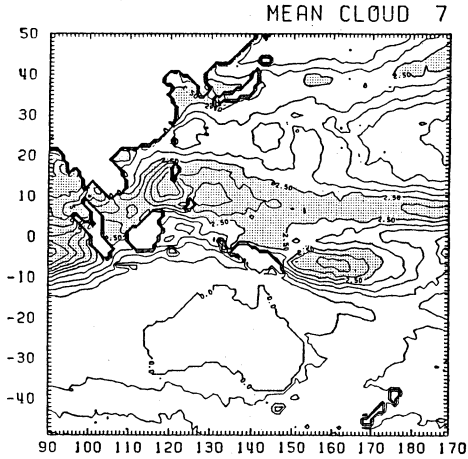


第1図 1986年11月13日の「ひまわり」による雲画像。

真です。このような「ひまわり」からの画像はテレビ・新聞などで日常的に使われていますので、皆さんもおなじみと思いますが、白く写っている所が雲域です。この時、日本列島上空を温帯低気圧が通過中で、雲域が列島ぞいに東西に伸びています。一方、南の熱帯地方では、雲活動が活発で、様々な雲域があちこちに存在しています。特にこの時期はエルニーニョの発生期にあたっており、赤道域の活発な雲域は、その後赤道に沿って東に進み、エルニーニョの発達につながりました。衛星写真では雲は同じように白くうつっていますが、熱帯の雲は中緯度の雲に比べて垂直方向の運動が強い、“対流性”の積乱雲がほとんどです。日本でも夏によく見られる入道雲や雷雲がそれです。熱帯の雲はまた、雨や悪天をもたらすだけでなく、水蒸気から雲に変化(気体→液体)する過程で大量の熱(凝結熱)を放出します。この熱が周囲の空気を暖めて上昇気流を作り、大気の流れを変化させます。1つ1つの積乱雲の大きさは数キロメートル～数十キロメートルで、大気に影響を与える範囲は限られて

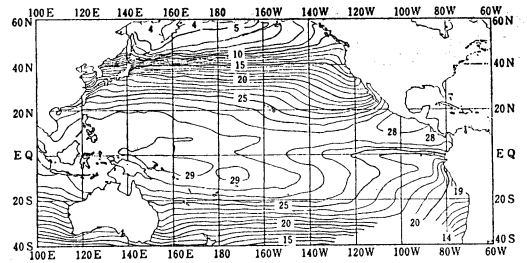
* Tropical weather systems and climate over Japan.

** Tsuyoshi Nitta, 東京大学気候システム研究センター。



第2図 (上)「ひまわり」から得られた7月の6年間平均(1978-83年)雲量分布。
(下)1978年7月の雲量分布。
雲量の単位は0-10で、等値線は0.5間隔、影は雲量が2.5以上の多雲量域を示す。

いますが、「ひまわり」で見られるようにたくさんの積乱雲が数百キロメートル~千キロメートルにまとまると、そこで出す熱の影響は、数千キロメートル以上の大気の流れに大きな影響を与えるようになります。そしてエルニーニョなどによって、熱帯の雲域の分布が大きく変化しますと、熱が出る地域も変わることになり、大規模な大気の流れを変化させることにつながります。そこで熱帯の対流活動がいつ、どこで活発になるかということが、大気の大気な流れの変化を理解するために非常に



第3図 太平洋の年平均海面水温分布(1950-1979年の平均)、等値線は1°C間隔。

重要になります。このような対流活動の強さは、「ひまわり」から得られる上層雲量(積乱雲が占める面積の割合、以下では簡単のために単に雲量と言う。)データでよく表現されることがわかってきました。

対流活動の平均的な分布は、季節によって大体決まっています。北半球の夏は太陽が北半球側にあるため赤道より北側に、逆に冬は赤道の南側で対流活動は活発になります。第2図(上)は、1978年~1983年の6年間の7月の期間だけを平均した雲量の水平分布です。北半球熱帯では、日付変更線付近からフィリピン付近にかけて5°N~15°Nの東西方向に雲量の大きい所があり、これは熱帯収束帯(ITCZ)と呼ばれています。一方、南半球側には、ニューギニアの東にやはり東西に伸びる南太平洋収束帯と呼ばれる雲域があり、ニューギニアの北140°E付近でITCZと合流しています。この時期フィリピン近海からベンガル湾にかけて対流活動が最も活発で、また、日本列島には、梅雨前線に伴う雲域がかかっています。

しかし、第2図(上)で見た雲分布は6年平均したもので、個々の年は色々と変化しています。6年間の中で、平均雲分布と大きく異なった年に、1978年と1981年の7月があります。第2図(下)は例として1978年7月の雲量分布を示したものです。通常フィリピン付近までしかない雲量の多い地域が、北の20°N~25°Nの亜熱帯域に大きく張り出していることがわかります。また、この図でおもしろいことは、この活発な対流域の南北に位置するITCZの雲と梅雨前線の雲の活動が、逆に弱まっていることです。すなわち、西太平洋の赤道から中緯度にかけての雲活動は相互に関係して変動しており、通常フィリピン付近にある熱帯の対流活動が北側に移動すると、梅雨前線の雲や、赤道近くの雲が出にくくなることを示しています。特に日本列島付近の雲量が変化するこ

とは、梅雨など日本の天候にも大きな変化が起きていることが想像されます。1981年も同様に熱帯の対流活動が北で活発になりました。

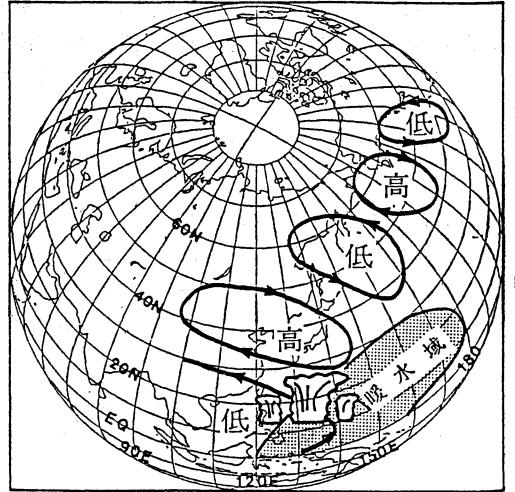
以上のことを私が「気候変動研究会」で報告した際(1984年)、気象庁長期予報課の人から、1978年と1981年兩年とも日本の夏は深刻な干ばつに見舞われたことが報告されました。このようなことから、熱帯の対流活動の変化と日本の夏の天候が密接に関係しているらしいことがわかり、両者の関係を一層調べてみることにしました。

3. 熱帯の対流活動と海面水温

前章で、熱帯は積乱雲がいっぱいあると書きましたが、熱帯の中でも海面水温の高い所ほど積乱雲の活動が活発です。これは、下層の温度が高い程大気が不安定になるとともに、対流の発達のもとになる水蒸気の供給が多くなるためです。第3図は、長期間平均した熱帯太平洋域の海面水温の分布を示したものです。同じ熱帯でも東西で大きく水温が違っていることに気がつきます。これは、中・東部赤道太平洋では、下層の海洋から冷たい水が湧き上がり、西太平洋に比べて低くなっているためです。海洋上の積乱雲は一般に水温が約28°C以上の所で急激に発達すると言われてしますので、この水温分布から熱帯太平洋の対流活動は通常は主に西太平洋に限られていることとなります。

エルニーニョになりますと、西太平洋にあった海洋表層の暖かい水が東に移動して、それに伴って対流活動も中・東部太平洋で活発になります。このため、今まで西太平洋にあった循環の中心(上昇域)が東に大きくずれ、この影響が熱帯の循環のみならず、中・高緯度の循環まで変化させることとなります。

それでは前章で現れたフィリピン付近の対流活動の変化はどのような海面水温の変化と関係しているのでしょうか。色々調べてみますと、この対流活動は、この地域を含む西太平洋の海面水温の変化に敏感なことがわかりました。それまで熱帯の海面水温はエルニーニョに伴って中・東部赤道太平洋で数度C上昇する点が注目されていましたが、西太平洋の水温変化については、変化が小さい(0.5°C程度)こともあって余り注目されていませんでした。しかし詳しく「ひまわり」のデータと海面水温のデータを検討してみると、確かに中・東部太平洋に比べて西部太平洋の水温の変化は小さいものの、対流活動は小さな水温変化にも敏感に変化していることがわか



第4図 西部熱帯太平洋域の海面水温、対流活動と中緯度大気の応答の模式図。

海面水温が平年よりも高い年の夏、フィリピン付近の対流活動が活発になるとともに北上し、その凝結熱によって大気中に数千kmの“波”が生じ、北太平洋、北アメリカに伝わる。この時、日本上空は、高気圧の“波”に覆われて猛暑となる。

ってきました。

すなわち、西部熱帯太平洋で通常よりも高い水温の時は、この領域の対流活動がより活発になるとともに、対流域が北上すること、逆に低い水温の時は、全体に対流活動が不活発になることが明らかになりました。もちろん、このような西部熱帯太平洋の海面水温もエルニーニョやラニーニャ(エルニーニョとはほぼ反対の現象で、前のエルニーニョと次のエルニーニョとの間に発生することが多い。)の影響を受けて変化しており、エルニーニョの時は低く、ラニーニャの時は高くなる傾向があります(中・東部太平洋の水温変化と逆)。したがって、1978年や1981年の例のように、対流が活発になるとともに、対流域が北へ移動する現象は、ラニーニャの年に発生しやすいと言えます。

4. 熱帯の対流活動と東アジアの大気の流れ

これまで述べてきたように、西部熱帯太平洋の水温変化と関係した対流活動の変化によって、日本の梅雨前線や夏の天候が影響を受けているらしいことがわかってきました。そこで熱帯の対流活動と日本を含む東アジアの大気の流れとの関係を詳しく見てみることにしました。

大気の流れを把握するために、高層観測データを用い、「ひまわり」のデータと合わせて、両者の関係を統計的に調べてみました。その結果、フィリピンの北で対流活動が活発になると、その凝結熱によって、大気の中に大規模な“波”ができて、西部熱帯太平洋→東アジア→北太平洋→北米に伝わるということがわかってきました。第4図はこれらの結果を模式的に示したものです。丁度池の中に、石を投げ込んだ時に水面に波ができて、周囲に伝わって行きますが、大気中の“波”も凝結熱という石によって大気の中に作られた波動と考えることができます。

丁度、日本列島は波源のすぐ北に位置しており、1番目の“高気圧の波”の影響を受けることになります。第4図は平均からのズレ（偏差）を示したのですが、実際の天気図では、フィリピン北方で対流活動が活発になると、日本の南にある亜熱帯高気圧が異常に強くなるとともに、北に張り出してきます。このため、梅雨期には、梅雨前線は南の亜熱帯高気圧の勢力に押されて弱くなり、空梅雨傾向になったり、盛夏期（7月末～8月）には日本列島上を普段よりも強い亜熱帯高気圧がおおうために、暑夏や干ばつがおこります。

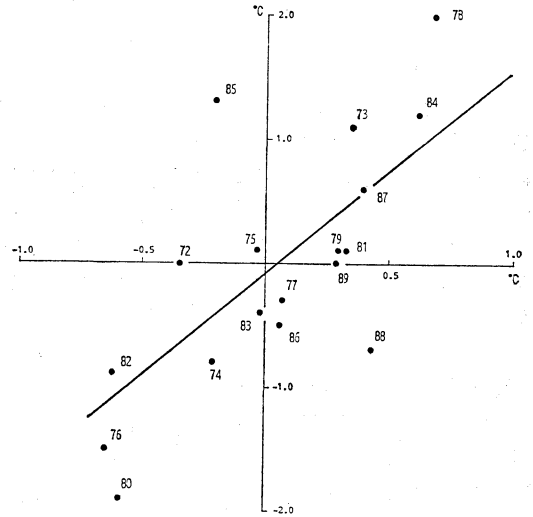
日本列島をおお高気圧の勢力は西の中国大陸まで伸びており、中国の天候にも影響を及ぼしています。最近中国の研究者によって、中国の夏の降水分布が、西部熱帯太平洋の海面水温や対流活動に大に関係があることが明らかにされてきました。日本の梅雨前線につながる中国大陸上の梅雨（Meiyu）も、フィリピン付近で対流活動が活発な年は弱まるということがわかりました。

第4図からは、北米の方まで影響が伝わっている可能性を示していますが、波源から遠く離れていることもあり、実際の北米の天候との関係ははっきり確認されていません。

また、これまでは西部熱帯太平洋の海面水温が高い時を中心に述べてきましたが、逆に低い時（例えばエルニーニョの年）は、ほぼ逆の現象が起きていることが確認されています。すなわち、低水温→対流活動不活発→亜熱帯高気圧不活発→梅雨前線活発、冷夏が起きやすくなります。

5. おわりに

以上、日本の夏の天候が、熱帯の海面水温や対流活動の影響を大きく受けていることを示しましたが、第5図は、西部熱帯太平洋域の海面水温（ x 軸）と日本の夏の



第5図 西部熱帯太平洋の7月の水温（横軸）と、関東・北陸地方の7～8月平均の気温（縦軸）の分布図。いずれも平均からの偏差で示している。

気温（ y 軸）との関係を直接グラフで示したものです。全般的に水温が高い（低い）年の日本の夏の気温は高く（低く）なっており、両者の間には有意な正の相関が認められます。

海洋の変動は大気の変動に比べてゆっくりしているため、第5図の水温—気温の関係式と水温の観測値を用いて、数カ月先の日本の気温の予報に役立てようという試みが気象庁でなされています。しかし、第5図にも示されているように、両者の間の関係は統計的には有意であっても、個々の年では、結構ばらついています。これは、日本の天候は他の要因によっても複雑に変化していることによります。例えば、1988年の夏は、顕著なラニーニャの年であり、水温は高かったのですが、日本の夏の天候は不順で気温も平均より低くなりました。その後の研究で、この年はインド洋の水温や対流活動の影響が強く現れたことが示唆されています。

ここまで、夏の期間を中心に熱帯と日本の天候との関係について述べてきましたが、他の季節ではどうなのでしょう。これまでの調査では、春と秋には両者の間には強い関係は認められていませんが、冬には、シベリア大陸からの寒波の強さや日本上空の偏西風の南北蛇行と西部熱帯太平洋の海面水温や対流活動との間に何らかの関係があることを示す結果が得られています。しかし、両者の関係は夏に比べて、より相互作用的（熱帯⇄中緯

度)で、まだそのメカニズムの全容は明らかにされていません。

大気と海洋の相互の間の関係は、最近やっと少しずつ

わかってきた段階ですが、今後一層両者の関係を解き明かすことによって、天気の長期変動の解明や、長期予測の展望が切り開かれることが期待されます。

日本気象学会および関連学会行事予定

行 事 名	開 催 年 月 日	主 催 団 体 等	場 所	備 考
第42回応用力学連合講演会	1993年1月26日 ～28日	学術会議力学研究連絡委員会, 応用物理学会他	日本学術会議 (東京)	
「オホーツク海と流水」国際シンポジウムおよび国際宇宙年・極域水圏ワークショップ	1993年1月31日 ～2月5日	オホーツク海・氷海研究グループ, 宇宙開発事業団, 欧州宇宙機関, 紋別市, 北方圏センター	紋別市民会館・文化会館 (紋別)	Vol. 39, No. 8
1993年中砂漠化機構解明研究シンポジウム	1993年3月2日 ～4日	科学技術庁	科学技術庁・研究交流センター (つくば市)	
第39回風に関するシンポジウム	1993年3月4日	土木学会, 日本気象学会他	土木学会・土木図書館講堂 (新宿区)	
日本農業気象学会1993年度大会	1993年4月1日 ～3日	日本農業気象学会	お茶の水女子大 (東京)	
日本気象学会1993年度春季大会	1993年5月17日 ～19日	日本気象学会	気象庁・KKR 竹橋 (東京都)	
第7回太平洋学術中間会議	1993年6月27日 ～7月3日	日本学術会議, 日本気象学会他	宜野湾市, 那覇市	
IAMAP・IAHS '93 (第6回国際気象学大気物理学協会科科会議及び第4回国際水文科学協会科学会議合同国際会議)	1993年7月11日 ～23日	日本学術会議 日本気象学会 他13学会	横浜国際平和会議場 (横浜)	Vol. 38, No. 7 No. 9 No. 12 Vol. 38, No. 4 No. 7 No. 11
第25回国際水理学会会議	1993年8月30日 ～9月3日	第25回国際水理学会会議 国内組織委員会, 土木学会	京王プラザホテル (東京)	
日本気象学会1993年度秋季大会	1993年10月26日 ～28日	日本気象学会	宮城県民会館 (仙台市)	