

日本気象学会平成元年度秋季大会シンポジウム報告 “台風” —その最盛期における特徴と予測および防災について—

シンポジウム担当及び座長

石 島 英 (琉球大学短期大学部)

仲 吉 良 功 (南大東島地方気象台)

まえがき

御承知のとおり、東アジアモンスーン地帯は台風常襲地帯であります。とりわけ南西諸島地方は最盛期の台風が襲来するところであり、昔から、この地方の人々は台風を自然の脅威としておそれ、その予測や対策について苦慮しています。今日では、住宅環境、交通運輸等をはじめもろもろの技術科学文明が発達してきたため、自然の脅威としての存在はうすらいできたように思います。しかし、台風のもたらす強風、豊富な水、昨今の気象変動と台風の挙動など、依然として台風はなぞであり、実生活との係わりにおいても、学術的な面からみても大き

な関心の的になっています。

沖縄ではじめての事業として、日本気象学会は、本年度秋季大会をこの那覇市でもつことになりましたが、その準備段階において当地方の多くの方々から、あたたかい協力支援をいただいております。かようなこともあり、当地方においてもっとも関心の深い“台風”をシンポジウムのテーマとしてとりあげました。そして、シンポジウムのもちかたについても、これまでの学会の慣行を破って公開制にし、一般社会の方々にも参加していただけるように致しました。いくらかでも、学会活動を通しての研究成果が現地の住民に還元されることを期待したからであります。

1071 : 301 (台風; 気候システム)

1. 気候システムにおける台風*

住 明 正**

1. はじめに

気候における台風の位置づけを考える時には、二つの視点があり得る。一つは、気候システムの中の受動的要素としての視点である。いうまでもなく、地球大気の大規模な様相は、放射・対流平衡で記述できる。その対流の一形態として、台風があり、太陽から地表面に与えられた熱を運ぶ一形態として、我々の気候システムの一部品として、台風も存在する、という立場である。この視点で台風を考えるということは、従来の研究の言葉で言えば、台風の発生機構をさぐる、ということにほかならない。

もう一つの立場は、台風という擾乱が、気候システムの能動的な要素であり得るという立場である。もちろん

ん、そうはいつでも地質学的な時間スケールの気候変動に台風が効くとは考えにくく、それが効くのは季節変化から年々変動の時間スケールであろう。

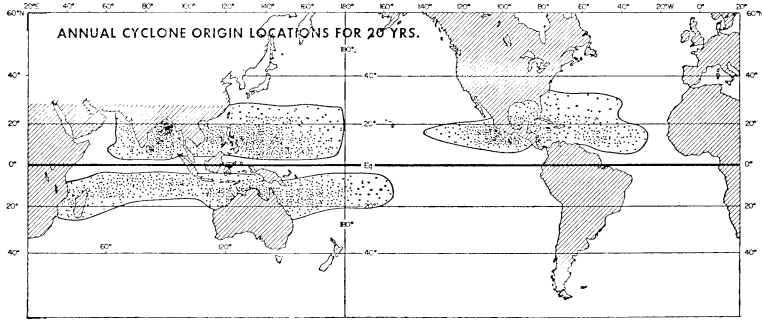
ここではこの二つの側面を簡単に見てゆくことによって、台風の気候システムの中での位置づけを考えてゆくことにしたい。

2. 受動的な要素としての台風

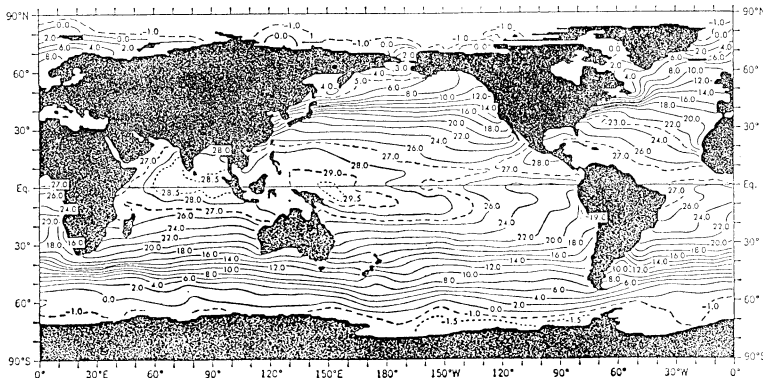
第1図は1952年から71年にかけての20年間に台風となった位置をプロットした図である (Gray, 1979)。一目でみて西太平洋、ベンガル湾、カリブ海、南インド洋など海面水温の高い所で発生しており、南半球の東太平洋などの海面水温の低い所では、台風が発生していないことが分かる(第2図)。要するに気候学的な意味あいからいえば、暖かい海の上で発生する積雲対流の水平的な運動

* Typhoon in the Climate system of the Earth.

** A. Sumi, 東京大学理学部地球物理学教室.



第1図 20年間（1952～71年）の間に最初に熱帯低気圧（最大風速 $>10\text{ms}^{-1}$ ）となった発生位置（Gray, 1979）.



第2図 年平均の海面水温（ $^{\circ}\text{C}$ ）（Levitas, 1982）

形態とし渦巻になるのが台風であり、本質的には、対流である、ということである。第1図でもう一つ気がつくことは、ハワイ付近で台風の発生数が少ないことである。これはこの付近の西風シアーのためである、といわれている。

第3図は全世界の台風の発生領域での平均の台風の発生数およびその割合である。全世界の台風の発生域の中で、圧倒的に西太平洋域が多いことが分かる。これは西太平洋域に存在する暖かい水（Warm Water Pool）の存在によるところが大きいことであろう。

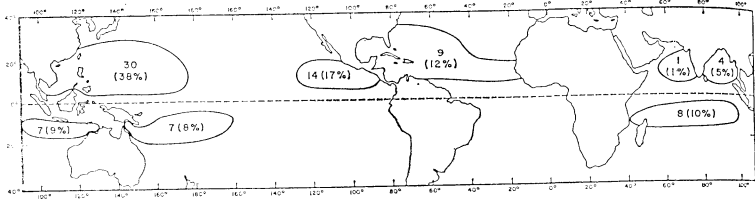
しかし台風以外にも積雲活動は存在する。むしろ台風こそが例外で、熱帯性擾乱やクラウド、クラスターなど台風に至るまでに至らない擾乱が数多く存在する。そこで生じる素朴な疑問は、この世では、何故に台風だけにならないのであろうか？ ということであろう。

例えば Riehl (1979) は、一つの平均的な台風（1000 km 程度の水平スケール）の中で発生する熱量は、経度

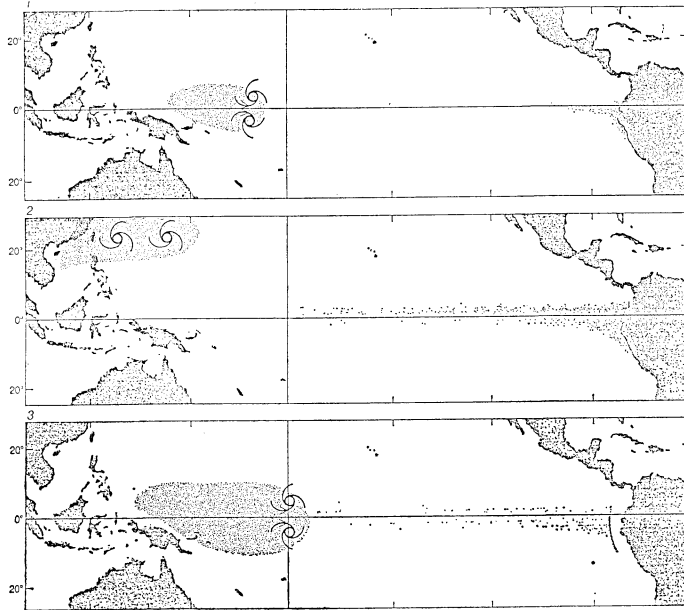
にして、30度に相当する赤道収束帯に存在する積雲対流のもたらす熱量に相当する、と見積っている。だから熱バランスの視点からみれば、赤道収束帯に積雲対流があるかわりに、いつも30度毎に台風が存在していても良いわけで、そうならないのなら、ならない理由があることになる。

台風やハリケーンが熱や水蒸気を北に輸送するものとしての認識は昔から存在した。それ故に、その数やふるまいは、熱や水の南北輸送に大きな影響を及ぼしているはずである、と思っている人は多いことと思われる。事実、昔はその様は論文も書かれている（Erickson and Winston, 1972）。しかし定量的に見積ってみると、1年間に台風が全球で100個でき北上して熱を運ぶとしたとしても、全ての熱輸送の1%程度という見積りがなされている（Fendell, 1974）。

しかしながら、このような大雑把な議論——言葉を替えば、本質的で大胆な議論——は、観測手段の精密化と



第3図 台風の年平均の発生数



第4図 熱帯低気圧が El-Niño を励起する模式図 [(Ramage, 1982)による]. (i) 春先に、西太平洋に、双子低気圧が出来、暖水域を東に拡げる, (ii) 夏には、台風は、北半球で発生する, (iii) 秋になると、暖水域が拡がっており、双子低気圧は、日付変更線付近で発生する。これに伴う西風が入れば、エルニーニョが発達し、双子低気圧が発生しなければ、ここで、ENSO は終わる

数値モデリングの能力の向上と共に衰退し、台風そのものを詳細に解明してゆく精微な学として台風学が発展していった様に思われる。その一例として、80年代にまとめられた報告書 (Anihas, 1982; Elsberry *et al*; 1985) などには、台風の大循環に及ぼす効果などの記述は全く見られない。

しかし、時代は70年代、80年代の分析的、解析的な研

究をすすめる時代から、総合の、統合の時代へと変化している様に思われる。その様な中で、次に述べる能動的な要素としての台風という視点が、再度浮上してきたのである。

台風という擾乱が気候システムの中の重要な要素であるという認識は、それほど、多くの支持を集めているわけではない。例えば Lorentz (1966) などは、当時の台風などを表現できないモデルでも大気大循環のシミュレーションが可能なることを持って、台風などの熱帯擾乱

3. 能動的要素としての台風

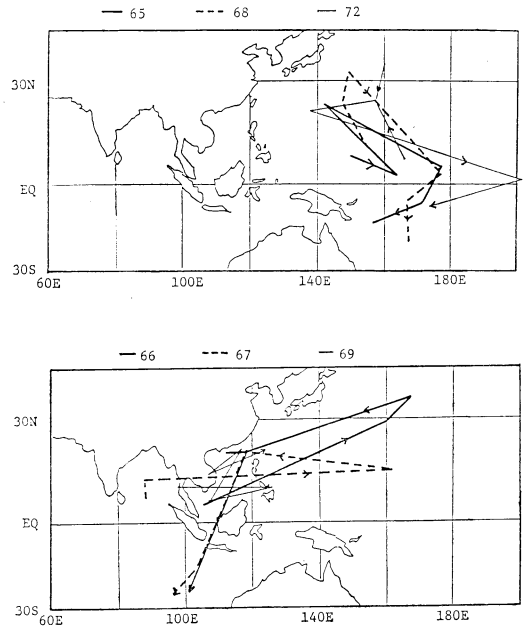
台風というのは、風速が強くなった熱帯低気圧のことを示す。ここでの議論では、台風と熱帯性低気圧を区別する必要はないので台風という言葉で熱帯性低気圧を代表させることにする。

は、大気大循環にとっては、二義的であるとした（つまり、熱帯で熱が出てさえいれば良いのであって、それが台風であろうとなかろうとそれ程の差異はない、ということである）。

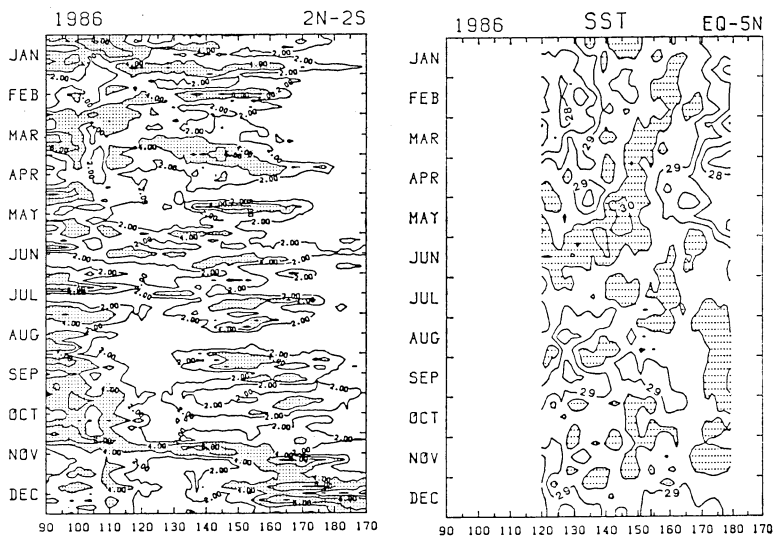
同時に台風の発生には季節性が強く見られこと、逆にいえば、台風自身が季節の進行を変える程の強い力を持ち得ないという印象が強かった様に思われる。もう少しはっきりいうと、台風のような渦が季節変化などの気候システムの運きに影響を与えてしまうとすれば、季節進行はきわめて統計的・確率的になってしまうことになり、予測可能性などはきわめて低くなってしまい、それは困る、という視点があった様に思われる。

一方、秋雨前線のあけと秋の深まりなどの場の急激な展開は、台風の日本付近の通過に伴うこともしばしば気づかれ、1か月程度の大気の変動には、台風のふるまいも大きく影響しているという印象も強いものがある。

総観規模の擾乱が季節変化や年々変動に影響し得るという視点から、「西風バーストに伴う双子低気圧が、ENSO 発展に不可欠である。しかしながら、西風バーストに伴う双子低気圧が発生するか否かは、1年も前には予測不可能である。よって ENSO はそれほど容易に予測できるものではない」と、単純なモデルで ENSO を予測できると主張しているモデラーに対し、現実を



第5図 夏から冬にかけて西太平洋域における月平均の対流中心の移動経路、(上)は、太平洋中央部を移動し、(下)は、大陸沿いに移動する場合である(Sum, 1987)。



第6図 1986年の赤道域(2°N-2°S)の雲域の時間経度断面図(左)と、海面温度の時間-経度断面図(右)、5月と11月に顕著な西風バーストが見られた(Nitta and Motoki, 1989)。5月のバーストに伴い暖かい海が東に急激に拡がっていること、11月バーストにより、対流が東進していることが分る。

熟知しているとする熱帯気象学者として批判したのが Ramage (1982) であった (第4図参照)。一面で見れば、揚げ足取りともいえなくもないが、いかにお金を取る為とはいえ、あまりにも安易に予測できるといすぎるモデラーに対する反感があったのであろう。このような頑固な皮肉屋がいることもアメリカの懐の深さを表しているとも言える (最も側に居られれば迷惑であるが)。

ENSO の予測可能性の問題は別としても、季節変化における総観規模擾乱が重要であるという認識は最近深まってきた様に思われる。

このような指摘は、熱帯地方で顕著な30~40日モードに関連して、Murakami *et al.*, (1984) でも、Nakazawa (1986) でも行われてきた。つまり、30~40日モードに伴って、台風などの総観規模の擾乱が発生しているというのである。最もこれらの研究では、30~40日間隔で発生するから、30~40日モードが解析されるのか、30~40日モードがあるために、台風の発生が規定されているかについては明確にされたわけではなかった。

ENSO など季節進行における台風などの総観規模の擾乱の寄与の可能性は、Sumi (1987) でも、データを用いて西太平洋域における季節進行の多様性として示されている。その結果によれば西太平洋域では、夏から冬にかけての対流活動の季節進行には、太平洋西岸を沿って南下する場合と太平洋中央部を南下する場合と二通りあり (第5図)、この場合には、秋に西太平洋域に発生する台風の分布の経度分布に差が見られるというのである。この事実も依然として台風の発生を決める要因が季節変化をも決めていることを主張できるものではないことに注意する必要がある。更に、ENSO の引金としての西風パーストの重要性に関しても、数多くの議論がある (Lukas *et al.*, 1984; 山形, 1988)。これについても西風パーストは、ENSO のスケールの変動に規定された一現象であるとの批判もある (村上, 1988)。最後にこの様な30~40日モードが ENSO の進行に関し、確率的に影響を与えるとすれば、現実の ENSO のふるまいに近いようなモデルを作り得るということが Lau (1985) によって提案されている。

この様な問題の証明は結局信頼できる大気-海洋結合モデルを用いて数値実験する以外にはなく、現在、信頼できるモデルを作るべく全世界で努力中である。

4. おわりに

季節進行や ENSO などが予測可能か否かは別として

も、季節進行や ENSO 現象などが単に Filter した量の変化ではなく、具体的な event の時系列であるという認識は、最近強まっている様に思われる。その一つの例が、熱帯太平洋でのスーパークラスター (Hayashi and Sumi; Nakazawa, 1986) の東進やそれに伴う西風パーストおよび双子低気圧の発生、更にそれに伴う西風の加速・強化そして、その結果としての大気-海洋結合モードの励起というシナリオである (第6図)。(Nitta and Motoki, 1987)。

現在では西太平洋域にいろいろな観測網が展開されており、その実態が徐々に明かにされつつある。それを更に押し進め、西太平洋域の大気海洋結合系のふるまいを明らかにしようとしているのが、現在計画されている TOGA-COARE である。この研究計画により、我々の認識は、飛躍的に進展することであろう。

この研究計画には、日本から近いこともあり、大学側を中心にした J-COARE (西太平洋大気-海洋相互作用研究計画 (住, 1988) と、気象庁を中心としたアジアモンスーンの研究計画によって、日本の研究者が参加する準備が行われていることも付け加えておきたい。

参考文献

- Aulic, R.A., 1982: Tropical cyclones, their evolution, Structure and effects, Amer. Meteor. Soc. 208 pp.
- Elsberry, R.L., W.M. Frank, G.J. Holland, J.D. Jarrell, R.L., Southern, 1985: A Global View of Tropical Cyclones.
- Erickson, C.O. and Winston, J.S. 1972: Tropical storm, mid-latitude cloud-band connections and autumnal buildup of the planetary circulations, J. Appl. Meteor., 11, 23-36.
- Fendell, F.E., 1974: Tropical Cyclones, Advances in Geophysics, 17, 1-100.
- Gray, W., 1979: Hurricanes; Their formation, structure, and likely role in the tropical circulation, Meteorology over the Tropical Oceans, D.B. Show (ed), Roy. Meteor. Soc.
- Hayashi, Y.Y. and A. Sumi, 1987: The 30-40 day oscillations simulated in an "Aqua-planet" model, J. Meteor. Soc. Japan, 64, 451-467.
- Lau, K.H., 1985: Elements of a Stochastic-Dynamical Theory of the Long-Term Variability of the El Nino/Southern Oscillation, J. Atmos. Sci., 42, 1552-1558.
- Levitus, S., 1982; Climatological Atlas of the World Ocean, NOAA Professional Report.
- Lukas, R., S.P. Hayes, and K. Wyrtki, 1984:

- Equatorial sea level response during the 1982-83 El-Nino, *J. Geophys. Res.*, **89**, 10425-10430.
- Lorentz, E.N., 1967: The nature and theory of the general circulation of the atmosphere, WMO-No. 218.
- 村上多喜雄, 1988: ENSO と西風バースト, *天気*, **35**, 673-686.
- Murakami, T., T. Nakazawa, and J. He, 1984: On the 40-50 day oscillations during the 1979 Northern Hemisphere Summer, *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 440-484.
- Nakazawa, T., 1986: Intraseasonal Variations of OLR in the tropics during the FGGE year, *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**: 17-34.
- , 1988: Tropical super clusters within intraseasonal variations over the western Pacific, *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 823-839.
- Nitta, Ts. and T. Motoki, 1987: Abrupt enhancement of convective activity and low-level westerly burst during the onset phase of the 1982-83 El-Nino, *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 497-506.
- Riehl, H., 1979: *Climate and Weather in the Tropics*, Academic Press.
- Ramage, C.S., 1986: El Nino, *Scientific American*, **254**, 6, 55-61.
- Sumi, A., 1986: On the movement of the Convection Center from summer to winter season in the northern hemisphere, *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 605-611.
- 住 明正, 山形俊男, 竹内謙介, 安成哲三, 1989: 西太平洋大気海洋相互作用研究計画, 昭和63年度科研費総合(B)報告書
- 山形俊男, 1988: ENSO 現象の発生予測について, *グロースベッター*, **26**, 98-105.

1071: 4011 (台風; レインバンド; 数値予報モデル)

2. 台風の構造

(発生, 発達シミュレーション, 台風数値予報モデルを含む)*

山 岬 正 紀**

私に与えられた話題提供の上記テーマについて, 数値モデルをやっているものの立場から述べてみたい。

台風の構造の特徴といえば, 中心気圧が低いこと, 風が強いこと等のほかに, warm core(温暖核)即ち台風の中心付近の上空の温度が高いことがあげられる。warm core は台風メカニズムを考えるうえで重要な特徴である。低い中心気圧と warm core とは静力学平衡の関係で密接に結びついている。warm core は対流雲による熱によってつくられ, 対流雲は, 海面からの潜熱, 顕熱の供給によって大気が条件付不安定(潜在不安定)であることと密接に関係している。海面からの潜熱, 顕熱の供給は非常に重要で, 熱帯大気の成層状態からみて, もし海面からの供給がなければ1000 mb以下の台風ができないであろうことはずいぶん昔からいわれてきたことである。

warm core の特徴として Hawkins and Rubsam(1968)の第9図: ハリケーンの観測例 (以下図の引用略)。中

* The Structure of tropical cyclones (and simulation of formation and development and numerical prediction model).

** Masanori Yamasaki, 気象研究所台風研究部。

心付近の上空には大きな正の温度偏差がある。300~250 mb (高さ10 km 位) の所で最大である。下層では温度傾度の大きい所があって, これは目の壁雲の位置に対応している。同じ論文の第10図: 風速分布。風速の最大は中心から少しはなれた所にある。どの位はなれているかは台風によって違い発達時期によっても違う。発達期では一般に中心の方へ近づき, それ以後は中心から遠ざかるのが普通である。最大風速の位置は目の壁雲の位置と密接に関係している。強い風は上空のかなり高い所まで及んでいるのも特徴である。

風についてのメカニズムの基礎的なことをまとめてみると, 下層の気圧傾度が下層での吹きこみ, 鉛直循環をつくり, 絶対角運動量が輸送されて風の回転成分の場をつくる。風の回転成分の場と気圧場とは, 境界層を除けば傾度風平衡をある程度満たしている。風の回転成分が強い台風では地表摩擦による吹きこみが顕著にみられ, これも鉛直循環に寄与する。これは台風メカニズムを考えるうえで非常に重要である。

ここまでは台風を巨視的にみたとときの構造の特徴とメカニズムであるが, よく知られているように, 台風内の対流は目の壁雲 (eyewall) やらせん状降雨帯 (spiral

rainband)等の形で組織化されており、風の場や温度場等もメソスケールの構造をもっている。このことは、台風のメカニズムの理解、数値モデルの開発のうえで非常に重要である。メソスケールの構造についての観測からの結果を次にみてみたい。

古い論文 Simpson (1954) の第4図：レインバンド(以下RBとかく)の台風中心側にメソスケールの低い気圧中心があり、台風の日を思わせるようなRBのまきこみが見られる。この特徴にも興味はあるが、ここではRBの比較的一般的な特徴として、RBの外側(台風中心から遠い側の縁のあたり)で気圧が低く、RBに伴う“pressure dip”とよばれているものについてみていきたい。

Ligda (1955) の第2図：地上での微気圧計の変化に pressure dip に対応する気圧降下が見られる。第3図：等圧線とRBの関係の模式図では Simpson (1954) の場合と同様にRBの外縁付近で気圧が低い。第4図：Wexler (1947)からの引用。このハリケーンの例では pressure dip のほかに pressure jump が見られる。温度はRBの通過前に高くなりRBの所で低くなっている。温度の低い時と pressure jump とが対応する。ハリケーンのRBがしばしばスコールライン的な性質をもっていることは古くからいわれていた。

Ushijima (1958) の第5図、第6図：RBに伴っているいろいろな気象要素に変化が見られる。たとえばRBの通過のときに温度が下がっていて、風の gust や風向の変化をみる事ができる。

立平 (1962) の第8図、第9図：いろいろな観測点での気圧変化をみると pressure dip と pressure jump とが起こっている。また温度上昇と温度降下とがみられる。降雨強度の図では、気圧が上昇しはじめる時間の少し後で降雨強度が最大になるという関係になっている。第11図：各観測点での気象要素の変化を平均してつくった図：RBが近づくと共に温度が上がって気圧が下がり風向がゆっくり反転し、RBの所で急速に順転して温度が下がって気圧が上がるとい特徴である。第12図：pressure jump の isochrone。なお pressure jump と温度降下は別の台風の例(立平, 1961)では見られなかった。即ち、いつでも見られるというわけではない。あるいは小さく見えにくい。

RBは多くのエコーセルから成り立っている。立平 (1961) の第9図：エコーセルの移動とRBの伝播についての模式図。個々のエコーセルは台風の中心まわりを

反時計まわりに風に流されて移動、やがて消滅し、RBの風上側で新しいセルが発生して、結果としてRBは外向きに伝播すると共に台風中心からみてそれほど回転することなく同一象限にとどまる傾向がある。回転することも風に比べて非常にゆっくりである。Senn and Hiser (1959)でも同様のイメージがえがかれている。

これら1940年代から60年代初めにかけての観測からの研究は、台風の理解にとって非常に重要な研究であったと思われるが、その後長い間あまり発展することがなかった。これらの研究のあと、台風における摩擦収束のメカニズムの重要性(Ooyama, 1964; Charney and Eliassen, 1964)がいわれるようになって多くの人たちの関心はその方向にいくことになった。また、3次元モデルがつくられるようになった1970年代における数値シミュレーションでは、台風のRBを熱によって励起された重力波(重力波の不安定化)として説明する考え方が出された。しかし台風のRBは重力波のように速い位相速度をもっていないし、構造も重力波とは違っていると思われる。私はモデルをやっているうちに、台風においては対流に伴うダウンドラフトや雨の蒸発冷却が重要ではないかと思うようになり、それは、上で述べた1960年代初め以前におけるRBの現象論と密接に結びつくことになる(山岬, 1982)。

ダウンドラフトや雨の蒸発が対流の組織化に重要な役割を果すことを示す模式図(略)：対流雲の中での水蒸気の凝結によってできた雲水が成長して雨水になり落下し、雲の下の不飽和域で蒸発して、冷たいダウンドラフトの空気が周囲へ吹き出す。一方、外から暖かい湿った空気(高い相当温位をもった空気)が入ってきて、冷たい空気の上をはい上がり次から次へと雲をつくる、または既にある雲を持続させる。このメカニズムは1950、60年代に中緯度のメソスケールの観測的研究をやっていた人達がいっていたものである。最近ではスコールラインの研究がさかんになって、今ではその面からもよく知られているメカニズムである。台風のスパイラルRBの多くは、この暖かい湿った空気の流入が地表摩擦の力学的効果で強められスコールラインとは違った性質をもつことになる、というように考えられる。もしダウンドラフトの所が飽和に近ければ蒸発冷却は小さく、したがって pressure jump もあまり見られなくなるが、しかしその場合でも僅かの不飽和が重要ではないかと思われる。スパイラルRBが重力波とは違うという立場の研究の方向は1980年代に入ってから、アメリカでの観測(Barnes

et al. 1983その他) や *Ishihara et al.* (1986) によってサポートされるようになっていいる。なおスパイラル RB の水平面の模式図は立平 (1972) で、また山岬 (1982) ではその引用と数値モデルにおける鉛直構造やメカニズムについて述べている。

台風の数値モデルをつくるうえで重要な対流の組織化のメカニズムについての私の考え方をまとめてみると、ひとつは上で述べたダウンドラフトや雨水の蒸発による冷たい空気の流出と暖かい湿った空気の流入による組織化で、スコールラインが代表的なものであるが、弱い熱帯じょう乱におけるメソスケールの対流もこのようなメカニズムによっていいると考えられる。対流活動はじょう乱や渦の形成、発達をひき起こす。スコールラインでは一般流の鉛直シアアが対流に相対的な下層の吹きこみを通して対流に都合のよい条件であるが、じょう乱や渦では、それ自身の風のシアアや下層での吹きこみも対流の組織化に寄与する。対流との相互作用によってじょう乱、渦は発達しうる。

じょう乱や渦が強くなると (あるいは一般流がかなり強い場合には)、下層の風は地表摩擦によって強くコントロールされるようになり、上で述べたように対流の性質も変わってくる。代表的な例はスパイラル RB である。スコールラインがいわゆる *transverse mode* (対流雲の走向と風とが直角に近い) であるのに対して *longitudinal* (平行に近い) 的である。強い熱帯じょう乱や台風の発生期における対流の多くもこのような性質をもっている。*longitudinal* 的な対流では、対流に伴う鉛直循環はコリオリ力を通して対流雲の走向に平行な成分の風を強化し、強い水平シアアをつくらせていく。(あるいは、強い水平シアアの場の中では対流は容易に予想されるように *longitudinal* 的となる)。このことは、台風の発生期における風の強まり、渦の強化のメカニズムとしてもとくに重要であると考えられる。

台風の目の壁雲では、よく知られた摩擦収束のメカニズムが重要となる。目の壁雲を伴う発達した台風では、異なった領域でこれら3つのメカニズムが存在しうることになる。いうまでもなく3つのメカニズムは連続的であって明確な境があるわけではない。なお第2のメカニズムでは地表摩擦は重要であるが摩擦収束とは異なる。大規模な風の場合から期待される摩擦発散域でも対流は起る。摩擦収束で対流が組織化されているわけではない。

これらの結果は、対流をパラメタライズしないモデル(2次元)による台風と対流の理解から得られたもので、

このような理解に基づいて対流の *parametrization* を改善し台風モデルの開発を行ってきた (Yamasaki, 1986等)。数値実験の結果のうちいくつかの図(略)についてみてみたい。初期条件として渦なしの静止大気中に浮力のじょう乱を与えて対流を起こさせた場合、対流活動によって渦をまき始めて台風ができる過程の数値実験: 対流にはいろいろなものがある、*longitudinal* 的なものについても、下層の風がRBの外側から吹きこむもの、内側から吹きこむもの、両方から吹きこむものがある。*transverse* 的で風にさからって伝播するスコールラインの性質をもつものなど、大気中で起こっていると考えられるいろいろなメソスケールの対流をモデルが表現できている。台風発生前における風速分布の図では風の最も強いのは渦の中心の南東側にある。初期条件は海面温度や大気の成層などすべて一様にとっている (一般流もない) が、コリオリ因子の緯度変化のためにこのような非対称が生ずる。この強い風の域は強い対流活動域と共にゆっくり反時計まわりに回転しながら渦の中心の方向にうつって行って台風の発生となる。風速が20 m/s 近くになると目、目の壁雲が形成される。最大風速は壁雲の所にある。RBの所(外縁付近)には風速の極大がある。目の壁雲とRBの間には弱い層状性の雨域が存在する。多くの場合、台風中心の東側から南側へ、さらに南西にのびるRBが卓越する。これはコリオリ因子の緯度変化と関係している。この特徴も実際の台風によく観測される。

太平洋高気圧など周囲にじょう乱がない単純化した条件下における熱帯収束帯での台風の発生の数値実験の例: 対流とじょう乱や渦、ハドレー循環とは相互作用をする。太平洋高気圧などの外力がなく実際の熱帯収束帯や台風の発生過程と異なる面はあるが、高い海面水温をもった熱帯域での対流活動を通して、ハドレー循環やじょう乱の活動が維持されている。実際の大气のシミュレーションへのステップとしてモデルはある程度うまく振舞っているようにみえる。コリオリ因子の緯度変化はRBや条件付不安定度の分布に重要な役割を果している。この数値実験でもスコールライン的なRBなどいろいろなRBが存在する。当然のことながら不安定性は一様ではなく、じょう乱が作り出す不安定度の非一様性や安定域の存在が次に起こるべき対流やじょう乱の振舞いに大きな影響を与えていくことになる。台風の発生メカニズムとして上で述べた第2のメカニズムが重要であるが、実際の大气では台風になろうとする渦と他の渦

やじょう乱, 対流が複雑な相互作用をして台風になれないことが多いのであろう。

数値実験の第3の例は実際の台風についてのもので, 気象庁予報部数値予報課でつくっている全球客観解析のデータを初期条件として用いている。図で示した例は1987年7月に沖縄付近を通過した5号台風である。初期条件は客観解析のデータをそのまま用いているので, 実際の台風の構造, とくに観測されたメソスケールの対流の分布などとの比較を目的としていないが, 台風の目の壁雲, スパイラル状の inner band や outer band, 風速の非対称など台風の一般的特徴をシミュレートできている。72時間までの移動の観測された特徴(西進後北進)はかなりよく予測されている。

次に台風の数値予報モデルについてまず気象庁の台風予報用モデルの概要(数値予報解説資料(21)の表1.6.1)について。モデルは局地スペクトルモデルで, 水平分解能は変換格子間隔で50 km, 予報領域は4000 km 四方(現在は5400 km 四方)で側面境界値は63(現在はT106)の全球モデルからもらう。鉛直には8層モデルで, 対流の parameterization は基本的には Kuo のものを用いている。この予報モデルからの結果については次の話題提供の村松氏が述べることになっている。日本以外では台風予報のために ECMWF の T106 の全球モデル, アメリカの NMC のモデル等がある。研究用モデルとしてはフロリダ大学では同じく T106 (T170なども)の全球モデル, GFDL では多重格子モデル等を用いている。

今後の方向のひとつとして, 全球スペクトルモデルで分解能をあげて台風を予測する方向にいくと思われる。一方, 私がとくに興味をもっているのは, 多重格子全球モデルによる台風の研究で, 実際の台風の長時間先までの振舞いやメカニズムを調べることで, また台風の発生, 移動の気候学的性質のシミュレーションやメカニズムを明らかにすること等である。もうひとつの興味は, 広い領域で対流を扱える多重格子対流モデルによる研究である。これまでの, 対流を parameterize しない2次元モデルや, 対流を parameterize した3次元モデルからの知識をもとに, 対流3次元モデルによる研究を行って台風と対流の理解を深め, 現在の台風モデルとくに対流の parameterization を改善していくことが必要である。また場合によっては対流を parameterize したモデルとしないモデルをネストしたモデルが考えられてもよい。大きな場の中での組織化された対流の数値モデルによる研究, 観測との比較は, 台風に限らず多くの現象と共通す

る重要な問題である。

以上はシンポジウムにおける話の内容である。図は紙面の制約のためここでは省略した。図がなくてもおよその話の内容はわかっていたらと思う。詳しくは参考文献をみていただきたい。なおシンポジウム要旨集ではここでの内容と少し違ったかき方になっている。数値モデルによる台風のシミュレーションと予測という立場から, 本稿とあわせ読んでいただければ幸いである。近年における数値モデルに関連する参考文献ものせてあるので本稿では省略したい。

シンポジウムでは時間の制約もあって本テーマに関する他の重要な多くの問題について述べることができなかった。たとえば村松(1985)による台風の構造に関する解析, ドップラーレーダ等の観測からの台風内の対流の構造 (Ishihara *et al.*, 1986等), 台風の発生に対してしばしば重要な熱帯対流圏上部の大規模じょう乱の役割 (Sadler, 1976, 78 ; Shimamura, 1981等), 近年注目されている季節内変動との関連での台風の発生 (Nakazawa, 1986) その他多くの問題がある。今回あまりとりあげることができなかった問題がいくつか議論されることを望んでいる。

参考文献

- Barnes, G.M., E.J. Zipser, D. Jorgensen and F. Marks, J.R., 1983: Mesoscale and convective structure of a hurricane rainband. *J. Atmos. Sci.*, 40, 2125-2137.
- Hawkins, H.F. and D.T. Rubsam, 1968: Hurricane Hilda, 1964, II. Structure and budgets of the hurricane on October 1, 1964. *Mon. Wea. Rev.*, 96, 617-636.
- Ishihara, M., Z. Yanagisawa, H. Sakakibara, K. Matsuura and J. Aoyagi, 1986: Structure of a typhoon rainband observed by two Doppler radars. *J. Meteor. Soc. Japan*, 64, 923-939.
- Ligda, M.G.H., 1955: Hurricane squall lines. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 36, 340-342.
- 村松照男, 1985: 台風の構造の変化と移動に関する研究—台風7916の一生—, 気象研究所技術報告第14号, 117 pp
- Nakazawa, T., 1986: Intraseasonal variations of OLR in the tropics during the FGGE year. *J. Meteor. Soc. Japan*, 64, 17-34.
- Sadler, J.C., 1978: Mid-season typhoon development and intensity changes and the tropical upper tropospheric trough. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 1137-1152.

Senn, H.V. and H.W. Hiser, 1959: On the origin of hurricane spiral rain bands. J. Meteor., 16, 419-426.

Shimamura, M.: The upper-tropospheric cold lows in the northwestern Pacific as revealed in the GMS satellite data, Geophys. Mag., 39, 119-156.

Simpson, R.H., 1954: Structure of an immature hurricane. Bull. Amer. Meteor. Soc., 35, 335-350.

立平良三, 1961: 台風降雨帯の解析 (5821号の場合), 研究時報, 13, 264-279.

立平良三, 1962: 台風5907号の降雨帯の解析, 研究時報, 14, 621-630.

——, 1972: エコーパターンの気象系, 気象研究ノート第112号, 335-354.

Ushijima, T., 1958: Outer rain bands of typhoons. J. Meteor. Soc. Japan. 36, 1-10.

山岬正紀, 1982: 台風, 気象学のプロムナード10, 東京堂出版, 206 pp.

1071 (台風)

3. 台風の移動と予測

(襲来頻度の統計的な考察を含む)*

村松照男**

1. 1989年の台風の特徴

今年の台風の特徴は発生数の多さと発生位置の北偏, 加えて日本への上陸数の多さである. 発生数は32個と平年より5個多く, エルニーニョ現象が終了して2年目にあたり最も発生数の多い年であるという統計結果(AOKI, 1985)によく合っていた.

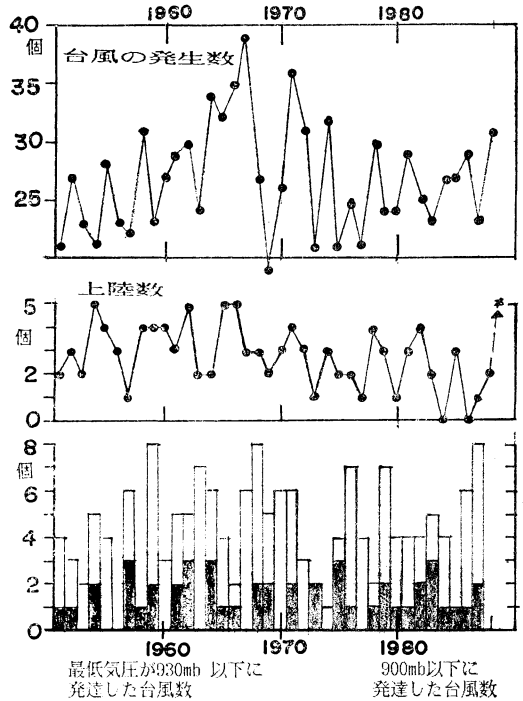
また経路では台風シーズンの前半の8月中旬の14号までは, 亜熱帯(太平洋)高気圧が北偏し日本付近への張り出しが弱く, 台風の発生位置も北緯20度付近に集中し例年よりやや北偏していた. 移動経路も北上後, 北偏した亜熱帯高気圧の東より流れて経路を北西または北北西に転向するという異常コースが続いた.

一方, 台風シーズン後半の8月下旬以降は太平洋高気圧が後退し偏西風帯で転向後加速しながら日本付近を通過もしくは上陸する経路をとった. このため年間を通して日本への上陸数が5個と多く, 1951年以來の最多上陸数とタイ記録, この5年間の年間の上陸数の平均が1.4であったことを考えれば近年になく多かったと云える.

2. 強い台風の襲来頻度はどう変遷したか

2.1 台風災害の質的な変化

1950年から1959年の十年間は, 洞爺丸台風(1954年)狩野川台風(1958年)伊勢湾台風(1959年)等, 千人以上の死者行方不明をだした台風が相次いで日本列島に上



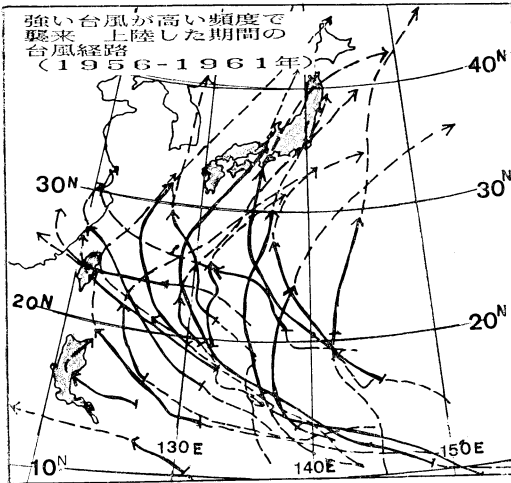
第1図 台風の発生数, 日本への上陸数, 最低気圧が930 mb 以下に発達した数(白棒グラフ)および900 mb 以下に発達した台風数(黒棒グラフ)等の経年変化

陸したが, 1960年代に入っては台風第24号による死者行方不明318人が最高で, 70年代に至っては死者は百人以

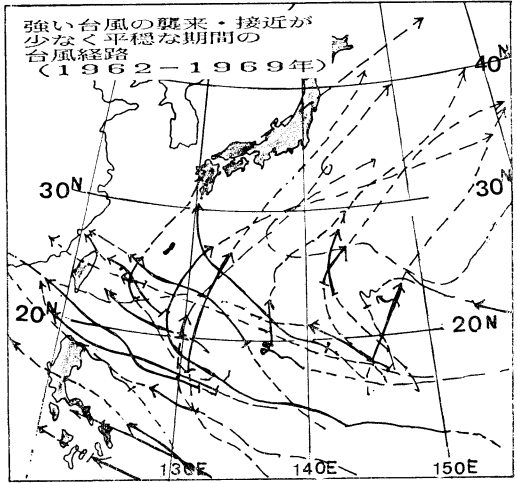
「天気」37. 5.

* Including statistical studies of landing frequency.

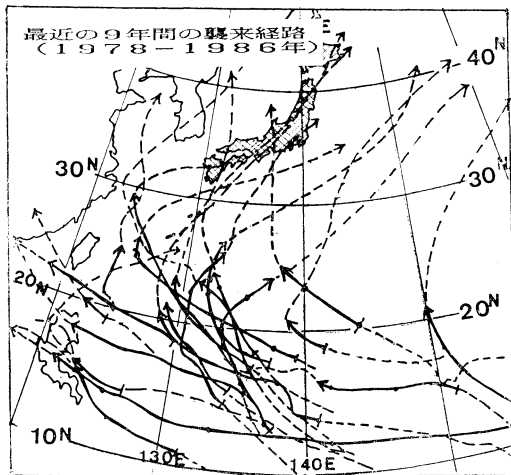
** Teruo Muramats, 気象庁予報課 (現, 札幌管区気象台予報課).



a)



b)



c)

第2図 930 mb 以下に発達した強い台風（標準台風で最大風速が95ノット、50 m/s に相当）の経路図。

太実線が930 mb の期間、破線はそれより浅い期間の経路。

- a) 強い台風が高頻度で襲来・上陸した期間 (1956年—1961年)
- b) 接近・上陸が稀な平穏な期間 (1962年—1969年)
- c) 最近の9年間の台風経路 (1978年—1986年)

下のオーダー、80年代ではさらに減少した。台風災害の減少とは逆に、70年代以降は昭和42年7月豪雨、昭和47年7月豪雨、長崎豪雨などで代表される集中豪雨や台風と前線が関係した豪雨による災害パターン、先進国型集中豪雨型に移行した。その劇的な変化のキッカケとなったのが伊勢湾台風である。

この台風災害の激減は工学的な防災対策が積極的にとられるとともに、台風予報の精度向上を含む情報の質の向上、情報伝達の迅速化、徹底化等で台風災害にを未然に防いだ結果である。また一方では、1950年代のように大型で強い勢力を保ったまま日本へ接近上陸する台風が著しく減少したためである。この点を検証するために中心示度の低い非常に強い台風が発達した台風 (930 mb

以下、標準的な台風で最大風速が50 m/s に相当する) の数や経路がどう変化したかの調査を行い、特徴ある期間ごとに経年変化を考察した。

2.2 強い台風の襲来数の経年変化および襲来のコースの変化

第1図は台風の年間の発生数、日本への上陸数、最低気圧が930 mb 以下に発達した台風数、その中で930 mb 以下に発達した台風数の経年変化を表している。第2図は特徴的な期間ごとに分類した台風の経路を示す。特徴点は以下のとおりである。

1) 伊勢湾台風など日本に甚大な被害をもたらした台風が相次いだ1950年代は、明らかに930 mb 以下の強い台風が他の期間とは異なり日本近傍に接近もしくは上陸

している(第2図a). 一方, 第2図bで見られるように, 台風被害が激減した1960年代は台風6412号を除いて, 930 mb 以下での強度では北緯26度以北には北上していない. またそれらの台風の経路をみても本州から九州にほとんど接近していない.

2) 最近9年間の強い台風の経路を第2図cに示したが1950年代には及ばないが, 明らかに強い台風が勢力を維持しながら日本付近まで北上して来ている. 中心気圧が930 mb 以上に衰弱はしているが, その後の経路が日本付近に接近もしくは上陸している.

以上の結果から, 最近の傾向として強い台風が日本付近に接近, 上陸する襲来頻度の高い要警戒の期間に入ってきていると推察できる.

事実, 1987年の台風第12号は東シナ海の北緯30度線を越えても依然として935 mb 最大風速45 m/s の強い勢力を維持し, 五島列島の巖原では947 mb を記録した. 中心から200 km も離れた九州西部地方では40~60 m/s とところによっては60 m/s を超す瞬間最大風速が記録をしたところもあった. もし100~150 km 東よりのコースであったならば, 甚大な被害を被った可能性が大きい.

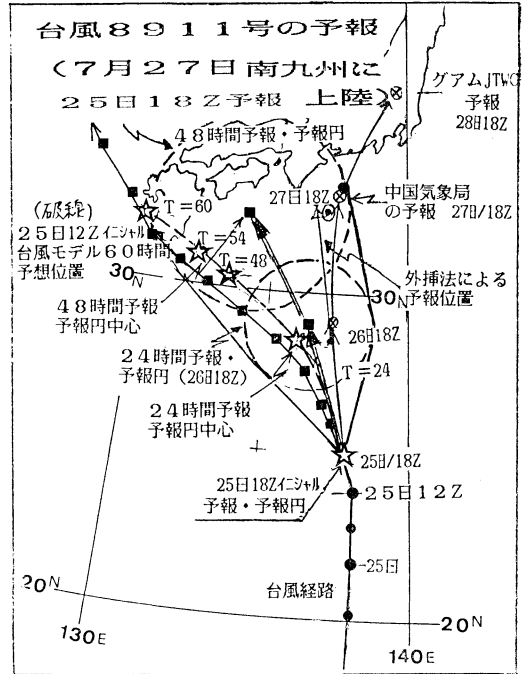
また, 南西諸島についての強い台風の襲来(最大風速が35 m/以上, 1940~1980年)について鈴木・金城(1983, 研究時報)によって調査が行われている. これによれば1950~1957年の期間は沖縄本島付近が主要コースとなり, 1958~1963年は本島と与那国島, 1964年~70年は宮古島を中心としたコースであり, 1971~1980年の期間は襲来した台風そのものが急減しているのが特徴である. この点は先に述べた傾向とはほぼ一致する. すなわち, 1950年代は強い台風の主要コースが南西諸島中部から本州から四国・九州を指向していたが, 1960年代では, 前半で沖縄本島, 台湾方面を指向(西進-西北西進)後半ではさらに南下し宮古島コースとなり, 1970年代では台風そのものの襲来が減少している.

3. 台風の48時間予報

3.1 台風の48時間予報

前年の業務実験の成果をもとに1989年7月より台風の48時間予報の業務が開始された. 現在実施されている48時間予報は, 00Z, 06Z, 12Z, 18Z, 1日4回, 領域は赤道以北, 東経150度より西側にある台風を対象としている.

台風予報の手法はこの数年で大きく変容してきた. 1980年頃までは外挿法を主体として, 類似法, PC 法あ

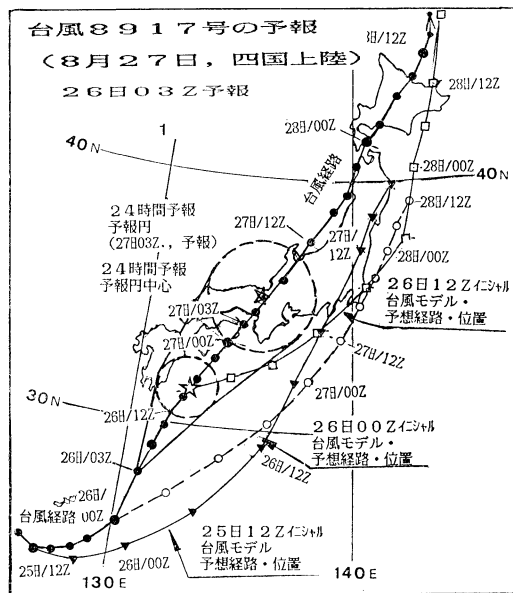


第3図 台風モデルがよく予想した例(台風8911号)

るいは一般流の把握などの主観解析をもとに予報官の経験的手法に負うところの予報が主体であった. その後, 数値予報の精度の向上, 新台風モデルの開発により, 数値予報の結果を主体とし台風モデル, アジアモデル等の予想位置を第一資料としてとらえ, 実況や統計的な予想資料, 系統的な誤差要因を考慮して修正するという手法に大きく変わってきた. 予報官の役割が, 台風予報モデルを含む数値予報の予想資料を第一優先資料として, 24時間予報においては有効な経験的主観的手法を用い, その他資料を総合し, 各種のモデル間の調整を含む最終判断を行う仕事に変って来ている.

3. 予報の実例

台風モデルの出力は1日2回, 00および12Zを初期値として60時間先までの予想を行っており, 計算結果は4時間50分に出力され, 最新の予想結果は06Z, 18Z以降の予想に用いられる. 1989年の台風1号から32号までの予報誤差の検証結果をみると, 24時間予報で平均誤差が200 km, 48時間予報で400 km となっている. 今年の特徴である迷走台風が多いなかでまずまずの結果である. 緯度的にみれば当然のことながら, 高緯度での誤



第4図 台風モデル等の予想がよくなかった例 (台風8917号)。

差増大が認められる。つぎに台風モデル等の予想が非常によく予想されたケースと、予想が悪かったケースの実際を示す。

3.1 台風8911号の予報例 (台風モデルの予想が良かった例) 第3図

台風8911号は、北緯18度付近で発生を、東経138度線沿いにまっすぐ北上し、25日18Zごろから進路を北西に変えはじめた。この台風では、25日12Z初期値の台風モデルの60時間予想が明確に北西に進むことを示しており、2日後のT=54 (27日18Z) 頃九州南部に上陸することを予想していた。その後の台風経路で明らかのように、速度の遅れはあるもの、経路は非常によく予想されていた。この25日18Z初期値の48時間予報は、外挿法、PC法、アジアモデルの一般場の予想等を考慮して、図の予報円でしめされた48時間予報を行った。JTWC や中国等の予報は、25日18Zまでの経路の外挿、PC法などの予測でこのまま北上すると予測しており大きく異なっていた。

3.2 台風8917号の予報例 (台風モデル、アジアモデルの予想がともに悪かった例)

この台風8917号は、沖縄の南西で発生した後、南西諸島沿いに北北東に進み、四国から日本列島を縦断して北海道に抜けた経路をたどった。図で明らかなように、台風モデル (アジアモデル、全球モデルも同様) の予想は一貫して、実際の台風経路と逆の曲率で日本の南の海上を東北東、北東進すると予想をしていた。26日03Zの時刻の予報 (この時刻は48時間予報ではなく24時間予報) では実況の経過と、12時間先までの予想は外挿法のほうが予報誤差が小さいとの統計結果を考慮し上陸コースを予想している。さらに00Zの高層観測の実況解析で西日本から南西諸島にかけて500mb—250mbの上層の流れの南分が強くこのまま北北東—北東に進む可能性が強いと判断された。このケースでは12時間後の26日00Z初期値の台風モデル60時間予想、26日12Z初期値での予想でもこの誤差傾向が続いた。結果的にみれば、太平洋高気圧の予想が弱めに予想され過ぎ、台風の東進成分が強調され過ぎた結果であると考えられる。

これら2例で明らかなように、台風モデルが非常に良く予想される例と良くない例もある。また台風モデルと他のアジアモデルなどとの予想位置とがかなり大きく隔った場合もあり、場合によってはアジアモデルの予想が台風モデルより良い場合もあり、各モデル間での取捨選択などの作業が必要となっている。

さらに低緯度の場合は、台風モデルよりPC法、外挿法、持続法などが有効であるという特徴もあり、現時点においては台風予報に関しては予報官が全ての資料を総合して最終判断を行うという役割を果たしている。しかしながら数値予報の精度の一層の向上に伴いその役割も変化すると思われる。

参考文献

- Aoki, T., 1985: A Climatological Study of Typhoon Formation and Typhoon Visit to Japan, Papers in Meteorology and Geophysics, 36, 61-118.
- 鈴木義男, 金城文正, 1983: 台風の進路別による降水量と最大風速の分布について (特に沖縄地方について), 研究時報, 35, 1-24.

4. 台風の強風の性質と確率モデルによる

シミュレーション*

藤井 健**・光田 寧***

1. はじめに

気象官署開設以来記録された日最大風速の上位10位までの強風について、各種の災害年表などにより原因となった気象現象を調べた。それによると、台風に伴って発現した頻度は第1図のように分布している。関東地方以西においては、強風のほとんどすべてが台風の通過に伴って発現している。したがって、この地域においては、強風災害を防ぐための対策は、台風に伴う強風のみを対象としても大きな問題が起らないと考えられる。

強風災害防止のための対策を立てるにあたっては、強風の発現頻度の予測が基礎となるが、これには、種々の方法が用いられている。ここでは、われわれの研究グループが、防災計画の立案のための利用を目的に開発を進めているモデル台風によるシミュレーションを中心にして、台風に伴う強風の発現頻度の予測法について述べる。また、防災の観点から、台風に伴う強風の2、3の性質についても言及する。

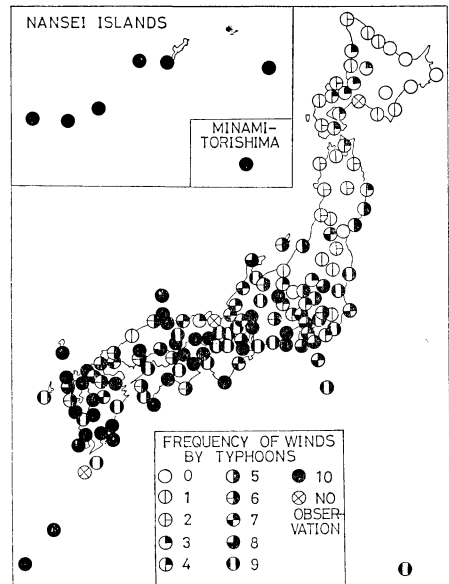
2. 年最大風速の生起確率分布

強風に対する防災計画の立案にあたって、対象とする場所の年最大風速の再現期待値を求めるには、主に次の3つの方法が用いられている。

(1) 対象とする場所における実測風の年最大風速の生起確率分布を二重指数確率分布などの極値分布で近似する。

(2) 極値分布の外挿により求めた年最大風速の再現期待値と周囲の地形因子などの要因との間で、再現期間ごとに重回帰分析を行い、重回帰式を作成する。この式により、対象とする場所の再現期待値を求める。

(3) 台風の気圧分布と経路の確率モデルを作成する。これを用いて、長時間にわたってシミュレーションを行い、対象とする場所の傾度風速を求める。これを地表風



第1図 気象官署開設以来1980年までに観測された日最大風速の上位10位のうちで台風の通過に伴って発現した頻度の分布。上位10位の風速は気象庁編『日本気候表その3』(1982)によった(Mitsuta and Fujii, 1987)。

速に換算して、年最大風速の再現期待値を求める。

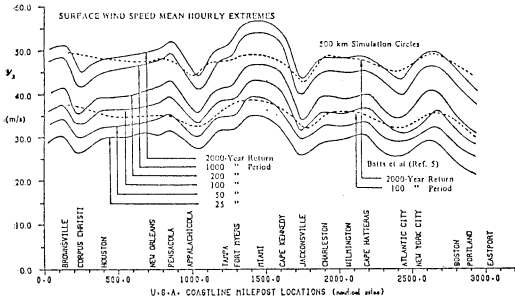
気象官署における年最大風速の再現期待値については、最初の方法により、気象庁(1971)によって求められている。しかし、対象とする場所のすぐ近くに気象官署があることはまれである。そこで、各気象官署についてこの方法で求めた再現期待値と地形などの因子との間の相関を調べて、相関が高い因子を選び出し、重回帰式を作成する。これを用いて、対象とする場所の地形因子などから、風速の再現期待値を計算する。これが2番目の方法であり、実用的には、この方法が用いられることが多く、例えば、阪神高速道路公団(1984)で使われている。

日本では、気象官署の風の実測値はせいぜい数十年しか利用できなく、これは、最大級の台風の来襲頻度比

* Characteristics of Wind Patterns in Typhoons and Simulation by Stochastic Typhoon Models.

** Takeshi Fujii, 京都産業大学教養部.

*** Yasushi Mitsuta, 京都大学防災研究所.



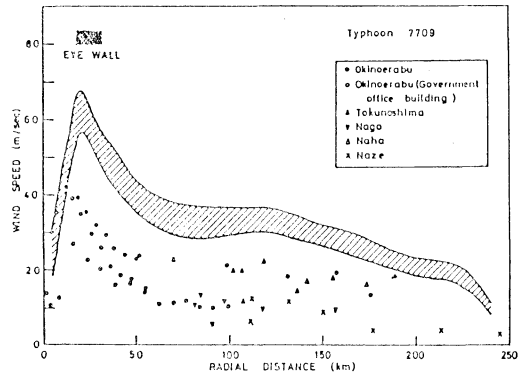
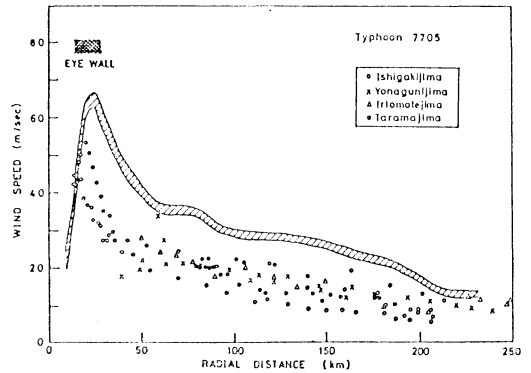
第2図 Western Ontario 大学のグループがハリケーンのシミュレーションにより求めた北米のメキシコ湾および大西洋沿岸地帯における1時間平均地表風速の再現期待値の分布 (Georgiou et al., 1983). 破線は Batts et al. (1980) によるシミュレーションの結果である。

べて短すぎるのである。これに反して、台風による強風のみを対象としてもほとんど問題がないような場所においては、最後の方法は、顕著台風の来襲頻度に比べて短い観測年数を補うことができるので、より合理的な方法であると考えられる。

最後の方法については、カナダの Western Ontario 大学の Davenport を中心とするグループ (Tryggvason et al., 1978, Georgiou et al., 1983) が、北米の大西洋からメキシコ湾の沿岸地帯にかけてハリケーンのシミュレーションを行い、風速の再現期待値の分布を求めている。彼らは、ハリケーンの気圧分布を Schloemer(1954)の式で近似し、中心気圧低下量 $4p$ 、最大旋衡風速半径 r_m 、進行方向、進行速度について、96年間のハリケーンの資料に基づいて確率モデルを作成し、中心気圧と経路のシミュレーションを行った。さらに、1949年8月に Florida 半島の Okeechobee 湖を通過したハリケーンの観測記録に基づいて、傾度風速に対する地表風速(1時間平均)の比の値が半径 r_m において最大値 0.85 となる半径方向の分布を仮定した。彼らは、これに従って、シミュレートした気圧分布から地表風速を計算し、その再現期待値の地理的分布(第2図)を求めた。再現期待値のピークは、Florida 半島にあり、ここでは再現期間100年の期待値は43 m/s である。

3. 台風域内の風速分布

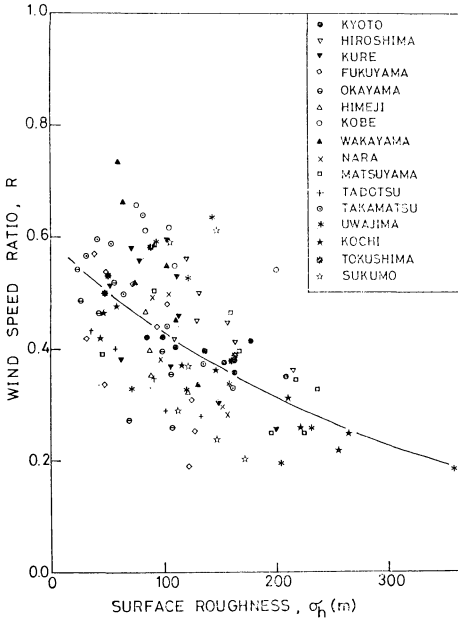
発達した台風の下層の最大風速半径の内側では、実測風速は傾度風速を超えていて、いわゆる super-gradient の風となっている。飛行機観測 (Gray and Shea, 1973)



第3図 台風7705号(上図)と7709号(下図)の傾度風速と地表風速の分布 (Mitsuta et al., 1988). 傾度風方程式の流跡線の曲率半径は、Blatonの式を用いて、流線すなわち等圧線の曲率半径で置き換えた。このために、台風の気圧場の移動の効果が現れていて、進行方向に対して右側と左側とでは風速分布に差が生じている。上側の実線は進行方向に対して右方向の分布、下側の実線は左方向の分布を表している。

の例によると、900 mb では、最大風速半径より25海里内側で傾度風速を25%も上回っていた。Mitsuta et al. (1988)は南西諸島を襲った2個の発達した台風7705号と7709号の気圧場を解析した。その結果、第3図に示すように、やはり最大風速半径の内側で地表風速は傾度風速に近づき、これを超えているところもあった。このように、super-gradient あるいはこれに近い風が吹いているという事実は、防災計画の立案にあたって、傾度風速から地表風速を予測しようとする場合に十分に注意をしなければならぬことである。

次に、周囲の地形の影響が風速分布には大きく影響す

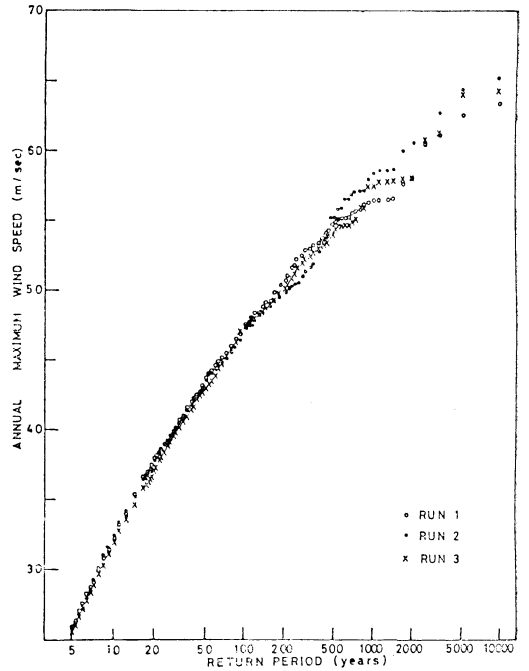


第4図 風上方向の距離30 km 以内の地表面の高度の標準偏差 σ_h (m)と台風域内の気圧場の解析から求めた傾度風速に対する実測地表風速の比 R の関係(Mitsuta and Fujii, 1987).

る。地表面の凹凸のパラメーター化の一つの試みとして、風上方向の標高の標準偏差 σ_h で表してみた(Mitsuta and Fujii, 1987)。 σ_h を求めるさいには、地点に近い標高ほど重視する weight を掛けた。地表風速と傾度風速の比 R (=地表風速/傾度風速)を σ_h と対比させると、第4図のようになる。かなりのばらつきがあるが、 σ_h の増加とともに R は減少する傾向があり、指数的に減少するとして回帰式で近似してみると、 $\sigma_h=50$ m で $R=0.5$ 、 $\sigma_h=100$ m で $R=0.4$ 、 $\sigma_h=200$ で $R=0.3$ 程度となっている。

4. 本土上陸後の台風の確率モデルによるシミュレーション

われわれの研究グループは、防災計画の立案への利用を目的として、台風の確率モデルを作成し、シミュレーションを試みた。確率モデル作成の資料としたのは、1951~84年の34年間に本土に上陸した49個の顕著台風(上陸時の中心気圧980 mb 以下)である。等圧線が同心円状に分布していると仮定し、気象官署の海面気圧の毎時観測資料を用いて、半径方向の気圧分布を Schloemer



第5図 明石海峡における海上風速の再現期待値。乱数列の異なった3種類のシミュレーションを行ったが、再現期間200年以下では乱数列による差はほとんどない(Mitsuta and Fujii, 1986b)。

(1954) の式で近似した。九州から関東地方までの太平洋と東シナ海の沿岸地帯を3地域に分け、上陸地域ごとに気圧場の解析結果の統計をとり、本土に上陸する台風の確率モデルを作成した(Mitsuta and Fujii, 1986a)。地域別年間上陸数は Poisson 分布で近似し、上陸時の Δp 、 r_m 、進行速度、進行方向は log-normal 分布で近似した。上陸後の時間変化については、 Δp のみ指数関数で表し、他の要素は上陸時の値が保持されるとした。このモデルを用いて、日本本土に上陸する台風の経路と気圧分布のシミュレーションを試みた(Mitsuta and Fujii, 1986b)。

シミュレートした気圧分布とバランスする傾度風速から複雑な地形の場所における陸上の風を推算するには、大気境界層内の風速の鉛直分布、複雑な地形の効果、台風の最大風速半径の内側の super-gradient wind などの問題がある。まず、われわれは、super-gradient wind だけを考慮して、 R の値が、半径 $0.5 r_m$ において最大値1.2となる分布を考えて、海上の風として求め、風速の

再現期待値を試算した。

明石海峡において、海上風として、試算した例を第5図に示す。最大級の台風の強度域が通過する頻度が極めて小さいために、100年程度の再現期待値において乱数列の取り方による差が現れないようにするには、10000年程度の長期間にわたってのシミュレーションが必要であった。再現期間200年に対する年最大風速の期待値は50 m/s, 100年では47 m/s, 50年では43 m/sである。

5. 南方海域における台風のシミュレーション

最近、波浪の予測などへの適用を目的として、本土南方海域において台風の確率モデルの作成し、 Δp と経路のシミュレーションを試みた (Fujii and Mitsuta, 1989)。対象とした領域は、北緯23度と43度の緯線、東経123度と147度の経線で囲まれたおよそ2000 km 四方の領域である。この領域を1951年から83年までの33年間に通過した台風のうち、域内での最低中心気圧が980 mb以下の255個の台風を資料とした。中心の位置と中心気圧は、気象要覧に基づいた、また、領域は緯度2度、経度4度のボックスに分けて、ボックスごとに統計をとった。

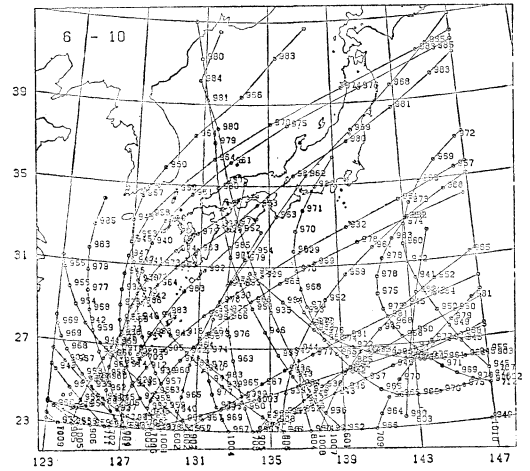
年間台風発現数はポアソン分布で表し、乱数により再現させた。個々の台風の初期位置、 Δp と進行速度の初期値は、進入位置や域内の発生位置の確率分布にしたがって、乱数により発現させた。

Δp の変化について、6時間前からの値と6時間後までの値の間の相関はあまりよくなかった。そこで、 Δp の時間変化率については、前の時間帯とは独立に、乱数を用いて確率的に決めることにした。

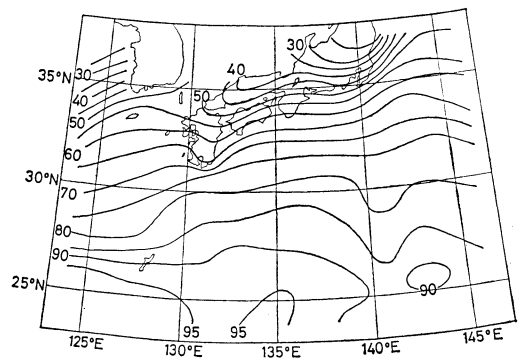
一方、進行速度の東西と南北の各成分については、前6時間のと後6時間の値の間で、それぞれ相関がかなりよい(ほとんどのボックスで相関係数が0.8以上)。そこで、各成分について、6時間前からの進行速度から6時間後までの進行速度を予測する回帰式を作成し、進行速度の時間変化を求めることにした。

5年間にシミュレートした台風の経路と中心気圧の例を第6図に示す。本土南方海域において、台風の進行方向が北西から北東へと転向する放物線状の経路をシミュレートすることができた。

本土に上陸した台風のシミュレーションの場合と同様に、10000年間にわたってシミュレーションを行った。そして、 Δp の年最大値の再現期待値の地理的分布を求め、本土に上陸した台風の Δp の再現期待値の分布と結



第6図 5年間にシミュレートした台風の経路と中心気圧。シミュレーションは中心気圧が980 mb以下に達した後985 mb以上に上昇するまで行った。

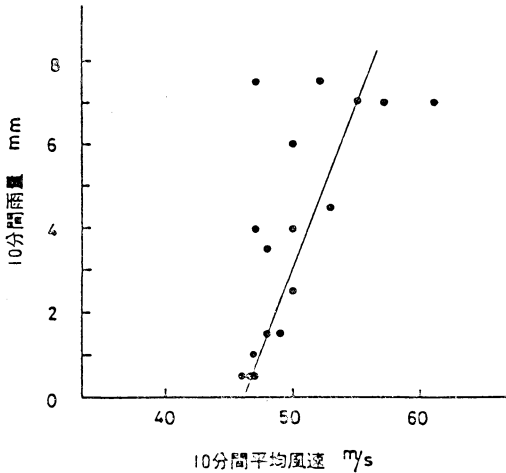


第7図 Δp (mb)の再現期待値の分布。日本本土上陸後と本土南方海域における2種類の台風の確率モデルによるシミュレーションの結果を合成した。

合させた。第7図は半径50 km以内を通過する台風の再現期間50年の Δp の分布である。23°Nあたりでは100 mbに近いが、本土南岸では45~70 mbである。これは、対象とする場所付近を通過する台風の強さと頻度の目安として各方面の防災計画において利用することができる。

6. 強風による雨水の室内への侵入の問題

最後に、強風による被害の問題の一つとして雨水の水



第8図 第2宮古島台風の eye wall 付近の通過 (1966年9月5日7~10時) のさいに宮古島地方気象台で観測された10分間平均風速と同時の10分間雨量との間の関係 (光田, 1986).

内への侵入 (光田, 1986) について述べる。第8図は、1966年9月5日に第2宮古島台風の eye wall が通過しているときの、宮古島での10分間平均風速と同時の10分間雨量を対比させたものである。風速と雨量の間には、正の相関がある。したがって、台風の eye wall が通過して風が強いときには、雨も激しくて、建物の窓や壁に強く打ちつける。その量は水平面の雨量に対して単位面積当たり数倍にもなることがある。水はけが悪いと、サツといえども完全ではなくて、雨水は強い風圧によって隙間から室内に侵入し、部屋の中が水浸しとなることがある。とくに、高層住宅が増加した近年では、このような被害が発生する可能性が高くなっている。

7. おわりに

われわれの研究グループが開発を進めている台風の確率モデルによる強風のシミュレーションは、現在、4pの年最大値の再現期待値の地理的分布を作成したまでである。さらに、シミュレートした台風の傾度風速から海上風速への換算は、比較的容易に開発できるものと思われる。しかし、複雑な地形の陸上の風を推算するには解決すべきさまざまな問題がある。現在、われわれは、地形を単純な形で表現し、地表風と傾度風との関係が地形によってどのように変化するかについて統計的に

調べて、これを利用することを考えている。

参考文献

- Batts, M.E., M.R. Cordes, L.R. Russell, J.R. Shaver, and E. Simiu, 1980: Hurricane wind speeds in the U.S.A., NBS Building Science Series 124, Nat. Bur. of Standards, Washington.
- Fujii, T. and Y. Mitsuta, 1989: Simulation by a stochastic model of typhoon hitting Japan, Proc. Japan-China (Taipei) Joint Seminar on Natural Hazard Mitigation, Kyoto, Japan, 225-234.
- Georgiou, P.N., A.G. Davenport and B.J. Vickery, 1983: Design wind speeds in regions dominated by tropical cyclones, J. Wind Engineering and Industrial Aerodynamics, 13, 139-152.
- Gray, W.M. and D.J. Shea, 1973: The hurricane's inner core region, II. Thermal stability and dynamic characteristics, J. Atmos. Sci., 30, 1565-1576.
- 阪神高速道路公社, 1984: 阪神高速道路の耐風設計に関する報告書, 第3編, 風荷重分科会報告 (別冊-2), 9-32.
- 気象庁, 1971: 日本各地の年最大風速(1929-1966), 順位と出現確率, 気象庁観測技術資料, 34, 61-73.
- 気象庁, 1982: 日本気候表その3, おもな気象要素についての極値と順位 (観測開始から1980年まで), 気象庁, 96-157.
- 光田 寧, 1986: 都市と気象災害, 都市の変容と自然災害, 日本学術振興会, 35-49.
- Mitsuta, Y. and T. Fujii, 1986a: Analysis of typhoon pressure patterns over Japanese Islands (II), Natural Disaster Science, 8, 19-28.
- , and ———, 1986b: Synthesis of typhoon wind patterns by numerical simulation, Natural Disaster Science, 8, 49-61.
- , and ———, 1987: Analysis and synthesis of typhoon wind pattern over Japan, Bull. Disaster Prevention Res. Ins., Kyoto University, 37, 169-185.
- , T. Suenobu and T. Fujii, 1988: Super-gradient surface wind in the eye of a typhoon, J. Meteor. Soc. Japan, 66, 505-508.
- Schloemer, R.W., 1954: Analysis and synthesis of hurricane wind patterns over Lake Okeechobee, Florida, Hydrometeorological Report, 31, 1-49.
- Tryggvason, B.V., D. Surry and A.G. Davenport, 1976: Predicting wind-induced response in hurricane zones, J. Structural Division, ASCE, 102, 2333-2350.

討論と総合討論

討論

住氏に対して

山中大(京大)：住さんのビジョンで、その他の地域の熱帯低気圧と北太平洋の台風との違いがあるかということが1つと、もう1つは、スーパークラスターという概念と台風というものとの間の話をしていただけないでしょうか。

住：基本的には僕は違いはないと思います。その巨大な渦巻を伴うようなものを台風と呼んでいますから。それから、スーパークラスターとの差というものは後に渦が、例えば、サイクローンを作ったりして、渦を伴うものはありますけれどそれほど強くなってしまうと、もっと独立していきますね。その点ではスーパークラスターというものの中には、大きくなって渦巻(台風)をもったものは僕は含めない、スーパークラスター片鱗から台風ができることはあるけれど、台風位に大きく渦ができる時には、熱帯スーパークラスターは、おさえられるのではないかと考えております。

山中：熱帯の中では、その北太平洋というか太平洋の西側の領域というものは特殊な領域だと思うのですが、そういう所に関係した差異というものがおそらくあるんじゃないかと思うんですが。

住：西太平洋の所にある特殊な差異というのは暖かい海が非常に広いという意味でしょう。

山中：だから、気象現象というのは、住さんのVisionではあまりたいしたことではないという考えをとっているということですか。

住：暖かい海が広がっているということが、台風の数を基本的に多くしていると思います。スーパークラスターがあるということも非常に海面水温が暖かいということに関係があると思います。いわゆる西太平洋域のスーパークラスターが見られる時には、そういう渦を伴うような運動はみえるけれども、それがものすごく強い台風という定義によるところの循環系を作ってしまうと、その時には赤道域上のコンベクションなどは割とおさえら

れるのではないかというのが僕の推論です。だから、質問したのは Twin Vortex を作ってしまえば、それが、十分発展した時になお、かつ依然としてその赤道域に Convection があるかないかというのは、そのデータを見ていけばわかると思いますが、おそらくその強い渦巻を伴うと、そこがわりと頑張るといえるか、Twin の Cyclone の形になってしまうようなというのが僕の印象です。

村松氏および山岬氏に対して

藤原滋水(東大海洋研)：村松さんと山岬さんに関係しているが、山岬さんがお話になった時の予報モデルと実際とがびっくりする位非常によく当たっているのですが、その時は現業のモデルもそうだったのでしょか、もし違うモデルを使っておられて違う結果が出ておられるのであれば、山岬さんのモデルと今の現業台風モデルの本質的な差はどこにあるのか教えて貰いたい。

山岬：実際の数値予報課のモデルとの比較することが目的ではありませんでした。一般に言われることは、何か北の方に行く傾向を予想してしまう傾向があるということは数値予報課の方がよくいわれてきたことだと思うんですが、今回の場合にかぎってお話しますと、私は初期値に関しては一切何もやっていませんで、数値予報課の客観解析のデータをそのまま使っています。

何もモディファイしておりません。ですから実際に予測という立場になりますと、そこをきちんとやらなければならないと思います。ですから、これはたまたまであるというふうにお答えするしかないと思うんです。ただ、その点に関しては、やはり初期値、台風の初期値というのは非常に大事ということは皆さんが言われていることですので、むしろこれからの研究としてどうやらうまくあわすことができるかという事をきちんと研究していかなければいけないんじゃないかと、思います。

松本 淳(東大地理学教室)：50年代、80年代と申しますか、それがコースとして似ているんですが、衰える位

置がだいぶ南に寄っているという非常に大変興味深くうかがったんですけど、そういう様な変化には、住さんの言葉を借りれば、気候環境と申しますか、或いは海水温の分布なんかが関係しているのではないかと思うんですが、そのへんに関して何かお感じになっているところがありましたら教えていただきたいのですが。

村松：そのへんは、私とくに微細構造の方を主にやっておりますんで、詳しくはわかりません。ただ、実感としては確かに50年代の台風の時期に比べれば現在は強い所が南へシフトしていることは事実だと思います。そ

ういう意味で気候環境が違っているかもしれませんが、ただ、コースがずれていると言うことについては、これはちょっと言葉が違うかも知れませんが、ニャーミスが多くなって来ているといえるでしょう。台風が南でちょっと衰えなければ、非常に台風というのは持続性がありますから、日本を横断するコースの、依然、強い台風が日本をおそっていることになるといえるでしょう。そういう意味では50年代の台風と現在のものとは少し似ているのではないかということ。気候的にはもっと経年変化をどなたかやっていたきたいと期待して居ります。

総合討論

浅井富雄(東大海洋研)：(松本さんに)よく言われる事なんです、台風の位置の予測の場合、ここにも書いてございますが、24時間予報ですと現在平均していただいた200 kmの誤差、48時間予報ですと400 kmであるとか、そういうことをよく言われるわけですね。それで問題は、予測を改善する上でどういう所に力をそそぐべきか、どういう所に問題があるのか、ということをごから考えていかないといけないわけですが、その時に、あまり言われないのですが、前から奇妙に思っているのですけれども、温帯低気圧の中心位置の予測精度は現在いったいどういうことになっているのかと、熱帯低気圧、台風の問題の時に、温帯低気圧をもち出すのはいささか気がひけるわけですけれども、おそらく台風の移動の予測という場合に一番重要なのは台風そのものであることもさることながら、それより大きいレイジスケールの場の状態の変動を予測するという、これが非常に重要ではないかと思えます。したがって、温帯低気圧の予測ということと共通な問題を比較検討することによって台風の予測の問題がいつそ明らかになるのではないかという気がします、その点をお話いただければと思います。

村松：台風モデルと温帯低気圧の関係についてはおそらく数値予報課のほうがお答えするのが正解だろうと思えますが、私の感想ということでお話ししたいと思います。まず、台風予報の場合、台風というものは非常に中心に集中しておりますので、中心位置の予報というのは重要なんですけれど、温帯低気圧の予報に関しては、温帯低気圧がそれ程中心への集中性がありませんので、現在 1° 単位で予報しています。まあ、予報でも 0.5° 単位、最大普通は 1° 単位といった具合に中心はかなりブ

ロードになっています。周辺の方が重要であると言う意味あい、温帯低気圧に関しては予報はそれ程中心についてはシビアではありません。

もう一点としては、台風から温帯低気圧に変わる時点については非常に予報誤差が大きくなっております。今日の誤差も平均値風に言っていますが、平均値というのは南の方の熱帯の方で非常に移動速度が遅くて予報誤差が小さい所も入って190 kmです。実際日本付近に来ますと実際はもっと大きい、まあ、ちょっと数字のマジックみたいなものですが、偏西風帯に入るとやはり予報誤差は非常に大きくなって来ます。これは加速の問題と温帯化に移行することによって加速、減速という部分が出てきますが、その予測がされていないという事情があるためです。一つ救いがありますのは温帯低気圧化しますと、いわゆる台風モデルと言うより、むしろ一般場のアジアモデルとかグローバルモデルとかファインメッシュモデルとかいわゆるシノップチクスケールでの予想モデルが非常によくあいます。そういう意味で、日本付近に来ますと台風モデルよりアジアモデルの方が良い場合もあります。そのいう意味で温帯低気圧に変わる時点での予報というのは、そっちの方で救いが出てくるのではないかと思っています。そんなような解答でよろしいでしょうか。もし数値予報課の方も来て居りますので、どなたかその辺のモデルとアジアモデル、グローバルモデルの関係を杉さんあたりにいかがでしょうか。

中村(気象庁)：モデルによる低気圧の移動の精度のことですが、私、去年そういう話をしました。数字など詳しいことはおぼえていないのですが、アジアモデルですとたしか24時間予報で $\pm 2^\circ$ に入る低気圧の例が87%とか85%のオーダー、48時間予報70数%というオーダーで

す。気圧なども±4 mb ということでみますと24時間で90%近く、48時間でも70%台というふうになっていまして、台風の400 kmの予報誤差ということに比べるとかなりいいんじゃないかと考えています。

Prof. Kim: I am sorry that I did not understand the presentation of speakers and discussants.

But, I would like to ask one question to Dr. Yamasaki and Dr. Muramatsu. I wonder, here, the first two speakers present something about climatology, environment, structure, numerical simulation, technology and so on. And the later two speakers told something which may be obtained by statistical procedure and so on. I wonder, how much statistical wisdom has been directed in better designing of dynamics or dynamical model.

座長: The question will be given to Dr. Yamasaki.

山岬: I have not got any statistics of numerical model in my case. But, are you asking about the statistical results from the numerical weather prediction model?

座長: He is asking whether you are going to improve your model by using the real statistical data in future.

Prof. Kim: I believe some statistical results may give us some lower limit of predictability for time scale, for example. The numerical model must give us better results at least better than the persistence model, for instance. In that sense, statistics gives us some information on the lower bound of the expected performance of the numerical model. And also some studies by Lorentz for example long time ago gave us the wisdom on the upper limit of predictability time scale simply by examining the statistics or the statistical characteristics of the synoptic data. In that sense I wonder how much wisdom obtained by the statistical procedure and so on may be used to improve the numerical model of typhoon. I mean, is there any such attempt in Japan toward such direction?

村松: 質問は予報モデルに対して、実際のデータをupdateして、どんな改良をしているのか、ということだと思います。

現在、数値予報課では、たとえば毎日の予報で大きな誤差が出て来たり、または、統計的にみて、一方的に北へズレてきたときは、モデルの改良は行われています。

その辺は、数値予報課で台風モデルをやられている方に説明してもらいたいのですが、誰か。

座長: In the numerical weather prediction section they are in attempt to improve the model by always watching out the scores of the results obtained by the numerical models. However, at the side of Dr. Yamasaki he was not really interested in that part and has not done any such works yet with his numerical model.

金城政康 (気象台 OB, 一般): 研究発表会が石垣島で行われました時に、ちょっと台風のおおまかな予想進路について申し上げましたけれども、その追加といえますか、そういった面をちょっと申し上げてみたいと思います。私が、当時行ったのは、台風の発生時について、熱低の発生域の低圧部、あるいは発生しなくても良いですけれども、だいたいの目安としてその付近をとって台風のおおまかな予想進路ということについて申し上げました。私は、台風の発生する頃をどういうふうに統計的に調査したかといえますと、まず、偏西風帯内に於ける500 mbに於けるリッジが顕著に現れるわけですけれどもこれはだんだん東に移動して速度が落ちていきます。そうしますと地上の温帯低気圧の中心軸と段々重なってくるわけですね。その時に、その軸の東側の方は偏西風帯はかなり北西と南東に二段に下がってくるわけです。発達していく、その時だいたい低気圧が南方に発生しております。この亜熱帯高気圧の偏西風内ですね…。(中略)

座長: 4名の中のどなたかにピンポイントをあててご質問して下さい。

金城: 北上するか、西進するか、これのだいたいの私の予想です。ただ、迷走する台風には必ず新たに新しい一般流が付き加わるということですね。たとえば、本州の東海上通る場合にとくに温暖化があると、また、引返してですね。新しい一般流にのっていくという現象が、日本の南海上や東シナ海にもあって、沖縄本島に迷走台風となって現れるといったようなとらえ方をした。以上です。

村松: 高緯度については台風進路予想の結果は、よくなってきているのですが、低緯度の方では台風モデルもやはり弱点をかかえておまして、とまっている台風でも北にあげるとか色々なことがあります。そういう時には、例えば5880メートルあるいは、今言われました5820メートルという500 mbの高度を参考にあるいは、それ

がどう変化するかは、500 mb とかあるいは300 mb で、例えば24時間変化をみるとかで予想しています。現在の台風予想では例えばサブハイについて数値予報が非常にいい表現をしているので、そういう一般については、例えば、そういう形で上空の方の予想を参考にして、迷走するとか西にすすむとか予想することは現在ではできるといことです。

某氏(所属氏名不明)：2つあるが、手短かに質問します。まず、住さんの間にあるギャップについてお伺いしたいんですが、たとえば中沢さんの色々な仕事なんかをみてみますと、西風が吹くけど赤道近上 Westerly Burst があるとききれいな Cyclone Pair などができて、その統計は中沢さんの話によると、かなりのものが台風になっています。そういう問題に関するシミュレーションというのははまだあまり見たことがないのですがその辺に関しては台風の専門である山岬さんとしてはどういうふうにお考えであるのかということが第1点です。

第2点は台風というものは、どうしてそのネットとしての南北の熱交換あるいはポテンシャル渦度、あるいは渦度のトータルな場所としての収支に対してはどの様な役割をはたしているのか。

山岬：最初のお話ですけれど、モデルのほうはようやくさっきみていただいたような単純化したシチュエーションあるいは実際のデータを使ってやってみるというそういう段階に来ているという程度です。今お話のような熱帯の色々な問題、今お話になられた問題の他にも例えばよく対流圏上層の Cold Low であるとか、そういうものが台風の発生に対して非常に大事だということもずいぶん古くから解析的研究から言われてきていますし、いろんな問題があると思うんですけど、これからやるとそういう問題に答えていけないか、モデルがやるとそういうことが出来るようになってきたんじゃないかと、考えています。

第2点については、正直に言ってよくわかりません。しかしそういうシミュレーションについてははっきりしたものはないような気がしますので、住さんに答えていただこうと思っています。

住：そういう話は非常に古い……

これを話すために調べた時があったんですが、60年代とかその頃にちょっとそういう話がありまして。ただ、勘定しますと、台風はせいぜい30個位ですよ、多くても西太平洋で一年間に30個位で、それによる輸送はオーダー的に見ると非常に小さくなっちゃうんですよ。そ

れはただ、僕のあれにも書いてあるんですけど、しばしば経験します場の転換、村松さんの話でもそうでありますけれど、ドラスの(ドラストテック?)に台風が来て場が変わるように見えることは結構あるんです。それが台風がほんとに単なるトレーサーで大気大循環の一つのもの、すごく悪くいえば、あぶくみたいな役割しかしていないのか、それとも台風が Active な大気大循環の役割をしているかどうかということは、まだ、形は出ていないし、今後の課題のような気がします。それはこれからの問題ではないかと思っています。

加藤内蔵進(名古屋大学水圏科学研究所)：2点ありますが、第1点は東アジア領域における南北の水輸送という観点で考えた場合、例えば台風が近づいてきた時にそれと関連して亜熱帯高気圧域も含めて結構普通の梅雨期の集中豪雨以上に何かトータルで水輸送があるか、雨が日本列島付近にあって思うんですけども、そういうものに関する何か量的な(東アジアに限ってでていると思いますが)台風と関連した水輸送の役割とかその辺について村松さんか、どなたかにお願いしたいと思います。

第2点というのは、やはり、村松さんに予報という問題としてお伺いしたいのですが、中緯度に入った時に例えばエネルギー源がたたれて衰弱しながら北上していく。或いは偏西風帯で傾圧不安定過程を経て温低化していくというその辺の所が非常に中緯度にいった時の振舞として重要だと思うんですが、まあ、定性的にはある程度わかるものの、予報モデルなんかでは量的にその辺どの程度表現されているかについてお伺いいたします。

住：第1点の台風による水の収支の問題については私の範囲ではございませんのでちょっと、おそらくこういう問題ですと長期予報課ないし、そういう長期的な気候学的な部分が入ると思いますので、例えば長期予報課の青木さんとか、そういう所で議論していただきたい私としては、ちょっとお答えできん部分ではないかと思いません。

第2点については、台風の温低化に関しては先程もお話しました様に台風が徐々に偏西風帯に入って変化していくんですけど、最近非常に数値予報モデルのいわゆるシノプテックスケールのグリッドが、非常によくなりましたして解像がよくなって台風がグラフィカルに変わっていく部分のシミュレートもよくなっています。そういう意味で定性的に云々というより定量的にかなり十分使われる、むしろ温低化の過程のほうの方が当たりやすい。台風

自体非常に渦度が非常に中心付近に集中していて、場の方が台風予報の場合難しい、むしろ温低化して周辺場とのインタラクションを起こしている方が予想として当たっている。ですから日本付近にきますとアジアモデルがかなり有効に働いているという意味では逆に裏を返していきますと、温低化が非常によく表現されてきているということにある。更にこれからグローバルモデルのメッシュが細くなり、更に側面境界もよくなるし、全体の予報もよくなるのではないかと考えています。その様な答でよろしいでしょうか。

あとがき

沖縄での大会だから、シンポジウムのテーマはやはり、台風以外はないと沖縄大会準備委員会であっさり結論がでた。そして、講演者との連絡調整をかねた座長も現地の人がいいだろうということ、これもあっさりきまった。しかし、本年4月、座長の一人が沖縄本島から南大東島に転勤になったため座長相互間や座長と講演者間

でややスムーズな連絡調整をかけたが、大会前日の正午食事時間を利用して、座長と講演者が一室に会合する機会がありましたおかげで、なんとか調整しあうことができました。

講演も討論も全般的には円滑にとり行われましたが、ただ総合討論の部では、韓国気象学会長の英語による質疑や論点がつかみにくかった、台風進路と総観場との関連に関する金城氏の質疑を、座長がとりなすのに苦慮したため一時討論が中断するなどのハプニングがありました。シンポジウムを公開制にし、いろんな言語の方、いろんな職種階層の方々に参加してもらう時には、かようなことがありうることを念頭におき、今後はシンポジウムを企画される必要があると感じました。

招待客の韓国気象学会長や各受賞者の記念講演がシンポジウムの時間帯にくいこんできたので、シンポジウムの講演や討論の時間帯をきりつめてもらいました。かようなことで、講演者および出席の皆さんにだいたい物理的にも心理的にも負担をおかけしたことを申し訳なく思いました。

会員の広場

日本気象学会は元号表示をやめよう

学術論文において年の表示に西暦を用いるのは常識だし、また、機関誌「天気」の表紙も西暦に統一されて久しい。それなのに「天気」の中身には、所々に平成の元号がある。ことしの1月号でいえば、

- P. 40 事務局からのお知らせ
- P. 56 北海道支部の研究発表会の記事
- P. 75 第26期役員選挙告示

などである。甚だしきは、

P. 76 日本気象学会および関連学会行事予定であり、ひとつの表の中に西暦と平成とが混在している。日本気象学会は公には平成を用いることとしている由、それは多分、官庁に対する政府の方針を、そのまま受け継いでいるのだろう。

元号については人それぞれに見解はあろうが、閉鎖的

で、時代錯誤な代ものであることは事実だし、過去・将来の計算にも不便だ。国際的であるべき気象学会が、いつまでも、こんなものに捕らわれているのは、決して賢明なこととは思えない。会員の意識の切り換えのためにも、また、後世の仲間達のためにも、次のように西暦に統一することを提案したい。つまり、

- 1) 大会など、自機関の催しでの表記
- 2) 他機関の記事、個人の投稿などで元号が使われていたら、編集の段階で変更を求める。(勿論、著者の同意が得られないときにはやむを得ない。)

その他、理事会マターのこともあろうから、まず、この「広場」での、会員諸氏の議論を期待する。

(櫃間道夫)