論文

海面水温の影響を導入した台風シミュレーション

Typhoon Simulation incorporating Effects of Sea-Surface Temperature

勝地 弘^{*1}, 山田 均^{*2}, 宮田利雄^{*3}, 斎藤智久^{*4}

Hiroshi KATSUCHI, Hitoshi YAMADA, Toshio MIYATA and Tomohisa SAITO

SUMMARY

Large-scale and/or long-span structures, which must be sustained for long service life, are susceptible to strong winds. Their design wind speeds are mostly decided by typhoons in Japan. Global warming typically causing the increase of the sea-surface temperature would affect, probably intensify typhoons approaching Japan. In order to investigate the effects of the increase of the sea-surface temperature on typhoon frequency and intensity, a new typhoon simulation technique was developed incorporating the sea-surface temperature. The new simulation technique predicted future trends due to the increase of the sea-surface temperature that the number of typhoon approaching Japan increased and depression of the central pressure increased. It was also shown that 100-year recurrence wind speeds in 24 regions in Japan increased by 10 - 15% on the average due to future increase of the sea-surface temperature.

Key words: Typhoon simulation, Global warming, Sea-surface temperature, Recurrence wind speed

1. まえがき

日本においては多くの地域で年最大風速が台風によって決定される。それゆえ、構造物の設計風速を論じる際には、台風頻度、強度が重要な要因となる。台風は熱帯収束帯で発生し、中でも北緯 $10^{\circ} \sim 20^{\circ}$ 程度の海域で最も発生頻度が高くなる。過去の統計データによると、台風の発生は海面水温が 27° 程度以上で活発となることが示されており¹⁾、高い海面水温がより多くの水蒸気を台風に供給し、発達を促進する。このことから、海面水温は台風の発生、盛衰に大きな影響を与えることになる。昨今、地球温暖化が叫ばれており、その影響の1つに海面水温の上昇がある。気象庁による地球温暖化予測情報²⁾によると、温暖化のシナリオにも依存するが、日本の南海では今後 100 年間に最大で $3 \sim 4^{\circ}$ の海面水温の上昇が見込まれている。地球温暖化が進むことで台風

への水蒸気供給も一層活発になり、日本に来襲する台風の頻度、強度も相当の影響を受けることが予想される。その結果、数十年あるいはそれ以上の期間で見た場合、構造物を取り巻く強風環境は大きく変化することになり、地球温暖化による海面水温の変化と台風頻度、強度との定量的な関係を明らかにすることが求められる。

再現期待風速を求める手法としては、過去の年最大風速記録による極値統計解析が用いられることが多いが、この手法では 30 ~ 50 年程度の記録から 100 年、150 年の再現期待値を外挿することとなる。一方、台風の統計データから発生頻度、強度、移動速度、移動方向などの確率モデルを作成し、確率的にシミュレートする、いわゆる台風シミュレーション手法が考案され、一部で実用化されている。この手法によれば、十分に長い期間でのシミュレーションを実施することで、確率的に安定した推定結

* 1 横浜国立大学大学院工学研究院 助教授

Associate Professor, Department of Civil Engineering, Yokohama National University

* 2 横浜国立大学大学院環境情報研究院 教授

Professor, Department of Civil Engineering, Yokohama National University

* 3 横浜国立大学 名誉教授

Professor Emeritus, Yokohama National University

* 4 JFE エンジニアリング(株) シビルエンジニアリング部(研究当時 横浜国立大学大学院)

Engineer, JFE Engineering Co. (Former Graduate Student of Yokohama National University)

果を得ることが出来るが、一方で確率モデルの精度と地上風への変換という問題も含んでいる。

以上の議論を踏まえ、筆者らは既往の台風シミュレーション手法を発展させ、海面水温パラメータを新たに導入することを試みてきた³⁾。文献 3 では、過去 50 年間に発生した全ての台風統計データ(発生位置、発生時強度、移動時のベクトル速度)と海面水温を分析し、台風の発生位置、発生時強度を含む台風の確率モデルを構築し、海面水温の影響を取り込んだ確率的なシミュレーションによって日本に來襲する台風強度特性を解析した。ここでは、台風の強度特性を定量的に議論するまでには至らなかったが、海面水温を台風シミュレーションに有効に取り込み得ることを示した。

そこで本研究では、まず台風の定義域を実質的に包含出来るまでに解析領域を拡張、台風の確率モデルの再構築を行った。このモデルを使用すれば、台風発生時から消滅時までを完全にシミュレートすることができ、その盛衰過程に密接に関係を持つ海面水温の影響を合理的かつ効果的に考慮できることになる。次に、海面水温の影響を考慮した台風シミュレーションを実施し、日本各地での台風頻度、強度および再現期待風速を求めた。さらに海面水温やその変化が台風強度特性に及ぼす影響について定量的な分析を行った。なお、東北地方や北海道では一般に台風以外の強風が年最大風速となることが多いが、本研究では海面水温の変化が台風強度特性に与える影響を検討することを目的としたため、日本全域を検討の対象とした。

2. 台風強度特性のシミュレーションと海面水温

2.1 既往の台風シミュレーション

再現期待風速を過去の年最大風速統計によらず、確率モデルを使ったシミュレーションによって求めようとする試みが、日本ではまず高橋によって提案されている⁴⁾。高橋は西日本を対象に、台風中心気圧と中心までの距離を乱数で確率的にシミュレートし、対象地点の年最大風速を求めた。そして、台風の年発生数を平均 3.5 のポアソン分布と仮定し、シミュレーションを繰り返すことで再現期待風速が確率的に求められるとした。また、海外では、Russel⁵⁾が台風の発生頻度、海岸線を横切る位置、移動速度、移動方向を確率的にシミュレートし、台風の風速場モデルから風速を算出して再現期待風速を求めている。その後、Tryggvasonら⁶⁾やGeorgiouら⁷⁾もRusselの手法にならって台風シミュレーションを行っているが、いずれも台風の移動コースを直線としたり、比較的狭い範囲でのシミュレーションであり、初期段階のものと位置づけられる。

一方、日本においては、藤井、光田が、1951 年から 1984 年までの 49 個の顕著台風(上陸時の中心気圧が 980hPa 以下)をもとに、中心気圧低下量、最大旋衡風速半径、移動速度、移動方向の確率モデルを 3 分割した関東以西の海岸線毎に作成し、それをもとにシミュレーションを行って、台風コースや明石海峡での年最大風速を再現した⁸⁾。この手法では、海岸線およびその延長線上から台風シミュレーションを開始しており、上陸後の中心気圧低下量は経過時間とともに指数的に減衰するとし

ているものの、移動方向は不変としている。

さらに、光田、藤井は、北緯 23° から 39°、東経 123° から 147° の地域を考え、この領域でのシミュレーションを検討した⁹⁾。具体的には、1951 年から 1994 年までに対象地域に進入もしくは、そこで発生した 578 個の台風特性を分析し、領域内の緯度方向 2°、経度方向 4° の小領域毎に 6 時間後の南北、東西移動速度を予測する線形回帰式を構築した。そして、6 時間毎の値を次々と確率的にシミュレートすることで台風の進路を再現することを試みた。しかしながら、台風の発生、盛衰、進路を全ての台風について、長期期間にわたってシミュレートすることは将来の課題としている。

ところで、台風シミュレーションにおける課題の 1 つに地上風速の推定があるが、松井らは大気境界層の物理的考察から導かれた台風気圧場と相当粗度長を用いて地上風速を求める式を藤井・光田の方法に取り込み、千葉気象台での実測値とよく対応することを示した¹⁰⁾。

さらに、安井ら¹¹⁾は、対象領域を北緯 24° から 50°、東経 113° から 152° に拡大し、格子分割も緯度方向 2°、経度方向 3° と経度方向について細分化を行った。1951 年から 1995 年までの中心気圧が 980hPa 以下に低下した台風を対象に統計的特性を調査し、台風発生域を北緯 24° から 26° に限定して、台風発生時の中心気圧低下量、東西、南北移動速度を正規分布でモデル化した。そして、6 時間後の中心気圧低下量、東西、南北移動速度を予測する線形回帰式を各格子毎に定義し、シミュレーションを実施した。また、シミュレートした台風の中心位置、中心気圧低下量、移動速度、最大旋衡風速半径から傾度風速を求め、換算した海上風速と観測値を比較するとともに、台風モデルの平均化時間、移動平均値周りの 10 分間平均風速の確率分布について検討を行った。

以上のように、台風統計に基づく台風シミュレーション手法はかなりの改良がなされてきており、実際、実務設計の場でも用いられ始めている。ただ、その精度が確率モデルの精度に依存していること、推定される上空風速(傾度風速)と地上風速との関係が明確でないことが今後の検討課題となっている。また、過去の統計が将来にわたって適用し得るという前提に立っている点も注意が必要である。本研究では、以上述べた既往の手法をさらに発展させる形で海面水温というパラメータを新たに取り込み、それが将来の台風強度特性に与える影響をシミュレーションによって検討することを新たな取り組みとした。

一方、過去の統計によらずに地球上の境界層を 3 次元的に格子分割し、差分法などによる数値解析によって、大気運動を直接シミュレートすることが行われており、天気予報に使われている。ただ、現段階では台風規模の擾乱を精度よくシミュレートできるほどの格子分割には至っておらず、また長い将来に渡ってのシミュレーションも不可能であることから、この点においても統計データに基づく台風シミュレーション手法はいまだ有効なツールと言える。

2.2 海面水温と台風強度の関係

地球温暖化に伴う海面水温の上昇と台風強度の関係

については、これまでにいくつかの研究結果が得られている¹²⁾。以下に主なものを概観する。

Ryan らは、Gray¹³⁾が提案した 6 つの因子から熱帯低気圧の発生数を推定する式を用いて、地球温暖化に伴う海面水温の上昇によって熱帯低気圧の発生数が増加することを示している¹⁴⁾。6 つの因子の中に含まれる海面水温が 26 ° より何度高いかという因子によって、この計算結果がもたらされるが、この予測結果は現在の気候条件での海面水温と熱帯低気圧の発生数との統計的關係が地球温暖化時にもそのまま適用できるという前提があることに注意しなければならない。

Emanuel は、熱帯低気圧をカルノーサイクルという熱機関の一種の理論モデルと見なして、海面水温と台風の強さの関係を計算した。そして、海面水温が 3 ° 高くなると、熱帯低気圧が取り得る最大の中心気圧低下量が 30 ~ 40% 大きくなり、最大風速は 15 ~ 20% 増大するという結果を得ている¹⁵⁾。ただ、ここでの計算は単純化されたモデルによるものであり、その結果は上限値を示すものであって平均的な値を議論しているものではないことに注意が必要である。

一方、日本においても同様の研究がなされている。筒井、平口は、台風の発生数との統計的な関係を調べ、比較的弱い台風は海面水温との相関が高いが、強い台風は相関が低いという結果を得ている¹⁶⁾。また、山田¹⁷⁾および DeMaria and Kaplan¹⁸⁾は、ハリケーンと台風について、平均的な強さと海面水温との間には有為な関係は見つからなかったが、強さの 95 パーセンタイル値などの上限値は海面水温とともに増加していく傾向にあったとしている。一方、丸山らが過去 43 年間の統計データを解析した結果、台風の発生域の海面水温と台風の強さの間にはほとんど関係がないという結果を得ている¹⁹⁾。

さらに、Sugi, et al.²⁰⁾は、大気境界層の物理モデルを用いた数値シミュレーションによって地球温暖化が台風強度に与える影響を検討している。これは、気象庁の大気循環モデル(JMA-GSM8911, 格子解像度 1.1 ° × 1.1 °)を用いて 10 年間のシミュレーションを実施し、海面水温上昇の台風への影響を検討したものである。その結果、海面水温の上昇(大気中の二酸化炭素濃度が 2 倍になった場合)は、北太平洋地域での著しい台風個数の減少をもたらす結果となった。ただし、比較実験として実施した現状でのシミュレーションにおいても、観測値よりも少ない台風個数と小さい台風強度を示しており、解析精度(特に、格子解像度)の改良が必要であるとしている。

以上のように、それぞれの研究成果には異なる結果も見られるが、海面水温の上昇によって台風発生数や台風強度に少なくとも正の影響をもたらすことは言えそうである。

3. 海面水温を考慮した台風シミュレーション手法の構築

3.1 シミュレーション手法の概要

本研究でのシミュレーション手法の基本的枠組みは、光田、藤井の提案したもの⁹⁾をベースにしている。ただし、本研究では台風発生地点のシミュレーションから始まり、

その後の台風の移動および盛衰という台風の一生涯を逐一シミュレートする手法を用いた。具体的には、図 - 1 に示すように過去の台風統計データから台風発生数、発生位置を確率的にシミュレートし、同時に発生時の中心気圧低下量、東西および南北移動速度の 3 つのパラメータを確率的にシミュレートした。次に、台風中心位置が存在する解析格子に依存する先の 3 つのパラメータを 6 時間毎に次々に確率的に更新していく手順を取った。この手順により、台風発生時から移動、消滅までの台風軌跡とその盛衰を確率的にシミュレート出来ることになる。

特に本研究では、海面水温が台風の強度、すなわち盛衰に与える影響をシミュレートすることを目的としているため、台風の発生時点からその強度、移動特性をシミュレートする必要がある。このため、本研究では、6 時間毎にパラメータ値を更新する際に統計データを基に構築した海面水温の影響を考慮した回帰式を用いることで、台風強度及び移動速度に与える海面水温の影響をシミュレートした。

気象庁の定義によると、台風はマレー半島から東経 180 ° の日付変更線までの北西太平洋上で発生する熱帯低気圧のうち、中心付近の最大風速が 17m/s 以上(1951 年からの定義)のものとされている。気象庁の 1951 年 ~ 2000 年までの台風経路位置情報データによると、台風の発生は図 - 2 に示すように北緯 4 ° 以北で顕著となっている。本研究では、日本に來襲する台風を発生地

図 - 1 台風シミュレーションフロー

図 - 2 シミュレーション領域の台風発生数の統計(1951～2000年の累計)

点からシミュレートすることを目的としたため、シミュレーション領域を東経 99～180°、北緯 4～50°までとした(北緯 2～4°は発生数が少ないため除外した)。

また、格子の分割については、シミュレーションステップの 6 時間での台風の移動距離を調べた結果、東西(経度)方向には±3°、南北(緯度)方向には±2°にほぼ収まっていたこと、安井らの手法¹¹⁾にならって、東西方向 3°、南北方向 2°の分割とし、全体での格子数を 621 とした(図 - 1 参照)。なお、シミュレーションにおける計算の便宜を考え、シミュレーション領域の南西端格子(東経 99～102°、北緯 4～6°)を 1 番格子とし、そこから同緯度で東へ進み、27 番目の最東端格子(東経 177～180°)へ達したら 1 つ北(北緯 6～8°)の最西端(東経 99～102°)格子へ戻って 28 番とし、再度東へ進む繰り返しによって、最終的に 621 番目の北東端格子(東経 177～180°、北緯 48～50°)まで格子番号を割り付けた。

3.2 台風発生時の特性

シミュレーションでの台風発生領域としては、図 - 2 に示す過去(1951～2000 年)の台風発生領域を概ね包括する北緯 4°から北緯 32°とした(北緯 2～4°は、発生数が少ないため除外した)。そして、この台風発生数を基に台風発生位置の確率分布モデルを作成した。すなわち、対象とした台風発生領域(北緯 4～32°、東経 99～180°)の解析格子に若番側から確率密度(あるいは累積確率)を与え、モンテカルロシミュレーションにより発生位置を決めた。また、台風の年発生数は、同じ統計データに基づくと、図 - 3 に示すように平均 26.9、標準偏差 4.83 の正規分布で表現できる(χ^2 検定で 5% 有意水準を満たす)ことから、本研究における台風の年発生数は $N(26.9, 4.83^2)$ の正規確率変数とした。具体的には、最初に正規乱数により台風の年発生数を決め(四捨五入による整数止め)、次にモンテカルロシミュレーションによりそ

れぞれの発生位置を決めた。なお、既往の研究では、台風発生数をポアソン分布でモデル化するのが一般的であるが、そこでは限られた地域の台風通過個数や上陸個数など、3～5 程度の平均値を持つ確率変数を考えている。本研究では、地域を限定せず台風の年発生数(平均 26.9、標準偏差 4.83)を確率変数として扱っているが、この場合、正規分布とポアソン分布はほとんど同じ分布を示すことから、本研究ではシミュレーションの便宜を考えて、台風の年発生数は正規分布でモデル化した。

また、本研究では海面水温が台風強度特性に与える影響を検討することとしているが、過去の台風データを分析した結果、図 - 4 に示すように 50 年間で台風の平均発生緯度(各年平均)が約 1.5°北上していることが判った。したがって、将来の予測海面水温を用いてシミュレーションを行う場合には、図 - 2 に示す台風発生位置の確率分布を、その北上割合に従って北へシフトさせることで、この効果を考慮することとした。台風の平均発生緯度は、年変動はあるもののほぼ一定の北上割合を示しているように見える。なお、台風発生個数は、年による変動はあるものの経年変化はほとんど見られないことから、本研究では発生位置の経年変化のみを考慮することとした。

気象庁の定義によると、台風の発生とはマレー半島以東、東経 180°以西の北太平洋上において熱帯低気圧の中心付近最大風速が 17m/s 以上に達した時点の他に、東経 180°以東(西経域)から進入してきた台風に対してもその時点が発生時刻となる。したがって、発生時の中心気圧低下量が純粋な発生時のものと異なり、特に東端から領域に入る時には既に発達し大きな中心気圧低下量を持ったものとなる。本研究では、解析領域で台風が発達したものだけを対象に確率モデルを構築することとし、台風統計データと図 - 5 に示す台風発生時の中心気圧低下量の確率密度を勘案して、発生時中心気圧低下量が 30hPa 以下のものについて確率モデルを構築し

た。なお、本研究での中心気圧低下量は、標準大気圧 (1013hPa) と中心気圧との差とした。

その結果、台風発生時の中心気圧低下量は、図 - 5 に示すように平均 8.54hPa、標準偏差 3.55hPa の正規分布に従うことが判った (χ^2 検定で 5% 有意水準を満たす)。なお、シミュレーションにおいては、年発生個数と発生位置を決めた後、正規乱数によって発生時中心気圧低下量を決定した。

また、発生時における南北、東西方向の台風移動速度 (それぞれ北向き、東向きを正とする) は、過去の台風 (発生時および移動時) データから各解析格子毎に構築した台風移動速度の確率分布モデルを使って、モンテカルロシミュレーションによって決定した。なお、本来は発生時のみの移動速度統計から構築した確率分布モデルを用いるべきであるが、データ数が少ないことと、両者にそれほど差異がなかったことから、発生時、移動時を区別することなく各解析格子の移動速度特性として用いることとした。図 - 6 に各解析格子の確率分布モデルの平均値と標準偏差を示す。横軸は解析格子番号順のため、同一緯度内での値の広がりはあるものの、台風の移動速度に関しては、低緯度地域では西に進み、緯度が高くなるにつれて次第に向きを東へ変えながら速度を

速めていることがよく判る。また、南北方向に関しても、低緯度から高緯度になるにつれて速度が速まることが理解される。

一方、中心気圧低下量については、緯度の北上に伴い大きくなり、転向点付近で最大となった後、減衰していく台風の盛衰過程がよく理解される。なお、図 - 6 で移動速度に比べて、中心気圧低下量のばらつきが大きいのは、同じ解析格子データでも台風発生時と移動時のものが混在しているためである。したがって、図 - 5 に示す台風発生時の中心気圧低下量は、図 - 6 の下限付近に対応することとなる。

なお、中心気圧低下量、移動速度ともに、発生時は乱数によって決定し、その後の移動においても次節で述べるように 6 時間後の値を線形回帰式と乱数による誤差を考慮して逐次更新していくため、場合によっては非現実な値になることも予想される。既往の台風観測記録では最低中心気圧 870hPa であること、また移動速度は日本の北東海上でも 100km/h 以下と考えられることから、本研究では中心気圧低下量、移動速度にそれぞれ 150hPa、100km/h の上限値を設定して頭打ちとすることで、非現実な値の出現を避けることとした。

図 - 3 年間台風発生数の頻度分布

図 - 4 平均台風発生緯度の推移

図 - 5 台風発生時の中心気圧低下量の分布

(1) 南北移動速度

(2) 東西移動速度

(3) 中心気圧低下量

図 - 6 各解析格子における南北、東西移動速度、中心気圧低下量の平均値と標準偏差

3.3 台風移動時の特性

既に述べたように、本シミュレーションでは光田、藤井の手法⁹⁾と同様に台風中心の南北(緯度方向)、東西(経度方向)移動速度および中心気圧低下量の3つのパラメータが、現時点と6時間後の値に次のような線形関係があると仮定している。式(1)は既往の研究^{9), 11)}で用いられているものと同形式であるが、式(2)は海面水温の影響を考慮するために新たに海面水温項(SST)を導入したものである。海面水温は、2.2で述べたように台風強度に対して正の相関を持ち、一般には非線形の効果を持つが、式(1)と同形式にすることで簡便さを考慮した。また、移動速度に与える海面水温の影響は確かめら

れていないが、ここでは中心気圧低下量と同形式で考えた。

$$X_{new} = aX_{old} + b + e \quad (1)$$

$$X_{new} = aX_{old} + b \cdot SST + c + e \quad (2)$$

ここで、 X_{new} :6時間後の値、 X_{old} :現時点での値、SST:海面水温、 a, b, c :回帰係数、 e :誤差。

回帰係数は、1951~2000年までの6時間毎に記録された台風統計データ(移動速度:北、東向きを正、中心気圧低下量)と海面水温データをもとに、各解析格子毎に求めた。海面水温データは、気象庁が作成した1950年1月上旬~2000年12月下旬までの北西太平洋域(北緯0~60°、東経100~180°)の緯経度1°メッシュの旬平均海面水温格子点値であり、このうちの平年値(過去30年の平均値)の6~10月の値を平均したものをを用いた。これは、台風の発生、発達が発達になる時期での海面水温との関係を見るのが好ましいと考えたためである。

図-7に一例として、(1)北緯18~20°、東経138~141°と(2)北緯28~30°、東経129~131°の解析格子における回帰分析結果を示す。いずれも海面水温を考慮していない単相関解析の例であるが、(1)の台風発生頻度の高い地点では特に南北移動速度に関する相関が比較的悪いが、(2)の転向点を過ぎた地点では相関係数も上昇することが判る。(1)、(2)とも正の相関を持ち、線形回帰式でうまく表現できることを示している。また、図-8に海面水温を考慮しない場合(式(1))、考慮した場合(式(2))のすべての解析格子における回帰係数 a, b, c を示す。なお、いずれのケースにおいても、係数 a が0となる格子は陸上であり、この点については周辺格子から補間を行うことで対応した。

まず、海面水温を考慮しない式(1)の場合には、南北、東西移動速度において低緯度で a が相対的に小さく、転向点あたりで最大となる。南北移動速度では、転向点を過ぎてからの b が大きくなればつきを示すようになり、多くの台風がこの領域で加速していくことを示している。また、東西移動速度の b は負から正に転じており、西から東へと台風が転向する特性をよく表している。一方、中心気圧低下量については、低緯度地域で a が大きく、 b も転向点よりも少し低緯度で最大となる傾向にあることから、このあたりで台風が最も成長する様子を表している。

次に、海面水温を考慮した式(2)の場合を見ると、南北、東西移動速度では、低緯度で a が相対的に小さく、 b の絶対値が大きい(南北移動速度で正、東西移動速度で負)。これは、転向点あたりまで海面水温の影響によって南北移動速度は次第に大きくなり、東西移動速度は b が負であることにより西に向くが、その後東へ転向することを示している。また、中心気圧低下量では、低緯度で $a > 1$ 、 $b > 0$ であることより、海面水温の影響を受けて中心気圧が低下していくことを示している。なお、海面水温を考慮しない場合((1)-(iv))と違い、図において転向点が明確でないのは、海面水温項(SST)が概ね20~30のレベルであるため、 $b \cdot SST$ と c の影響度が相殺されたためと考えられる。

また、図-9に海面水温の考慮あり、なしにおける回

帰係数の算出過程での(重)相関係数を比較した。これより、温度項を考慮したほうが、わずかに相関が上昇することが判る。このことより、海面水温を考慮しても既往のシミュレーション手法と同程度かそれ以上の精度でシミュレーションが可能であることを示しており、海面水温の影響を台風シミュレーションで考慮できることになる。なお、相関が低い格子は、両ケースともデータ数の少ない格子

であり、解析領域の端格子の割合が高かった。この格子による解析精度への影響は、台風の通過数が少ないことから低いと考えられる。また、中心気圧低下量に関しては海面水温の考慮にかかわらずかなり高い相関を示しているが、台風移動速度に関しては相関の低い格子も多くあり、今後の検討が必要と考えられる。

(1)北緯 18 ~ 20 ° , 東経 138 ~ 141 °

(2)北緯 28 ~ 30 ° , 東経 129 ~ 131 °

図 - 7 各パラメーターの現在と6時間後の関係

(1)海面水温考慮なし

(2)海面水温考慮

図 - 8 線形回帰式における各パラメーターの値

(1) 南北移動速度

(2) 東西移動速度

(3) 中心気圧低下量

(重) 相関係数の全格子平均

	温度項なし	温度項あり
南北移動速度	0.724	0.764
東西移動速度	0.789	0.830
中心気圧低下量	0.958	0.972

図 - 9 線形回帰式算出における(重)相関係数

3.4 台風強風場のモデル

台風シミュレーションでは、台風の中心気圧低下量、すなわち中心気圧と移動速度が得られる。次に、中心気圧低下量をもとに台風内の気圧場を求め、台風中心と着目点までの距離から風速を算出することが出来る。

台風内の気圧場、すなわち気圧分布を表すものとして、等圧線が同心円状に分布しているという単純な気圧分布型でパラメータ数が出来るだけ少なく、かつ現実の気圧分布によく適合するものとして、本研究では次に示す Schloemer の式を用いた。

$$P = P_c + \Delta P \exp(-1/x) \quad (3)$$

ここで、 $x = r/r_m$ (r : 台風中心からの距離、 r_m : 最大旋衡風速半径)、 P_c : 中心気圧、 ΔP : 中心気圧低下量である。

次に、気圧分布から台風内の風速分布を算出するにあたっては、Yoshizumi の方法²¹⁾を用いることとした。これは、台風の中心と共に移動する座標系を考え、そこにおいて定常な気圧場と風場が傾度風バランスしている状態を想定するものである。

図 - 10 のように台風中心が速度 C で移動する座標系では、流線の曲率を K_s として、流線方向および流線の法線方向の力のつり合いを考えることで、台風中心に対する相対風速 V が以下のように求められる。

$$V = \frac{f}{2K_s} \left(-1 + \sqrt{1 + \frac{4K_s}{f^2} \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r} \cos \beta - fC \cos(\theta + \beta) \right)} \right) \quad (4)$$

ここで、 f はコリオリパラメータ、 β は流線が等圧線を横切

る角(内向きを正)であり次式で与えられる。

$$\tan \beta = \frac{fC \sin \theta}{\left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r} - fC \cos \theta \right)} \quad (5)$$

また、流線の曲率 K_s は、式(5)と式(5)の θ に関する微分とから次のように表せる。

$$K_s = \frac{1}{r} \cdot \frac{1 + A^2 - 2A \cos \theta + A^2 B \sin \theta}{(1 + A^2 - 2A \cos \theta)^{3/2}} \quad (6)$$

ここで、 $A = \frac{C}{(1+E)V_{gr}}$ 、 $B = \frac{(1+2E)(S-E)}{(1+E)E}$ 、 $E = \frac{V_{gr}}{fr}$ 、

$S = \frac{1}{f} \frac{\partial V_{gr}}{\partial r}$ である。

傾度風 V_{gr} についても図 - 11 に示す力の釣り合を考えることで以下のように求められる。

$$V_{gr} = \frac{fr}{2} \left(-1 + \sqrt{1 + \frac{4}{f^2 r} \cdot \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r}} \right) \quad (7)$$

地球に固定した座標系における台風域内の風速は式(4)により求まる移動座標系における摩擦を無視した風速 V と台風の中心の移動速度 C をベクトル的に加えたものに等しい。これを $\vec{V}_e$ とすると、

$$\vec{V}_e = \vec{V} + \vec{C} \quad (8)$$

である。ただし、式(8)で求まる $\vec{V}_e$ は上空風(摩擦を無視した風)である。

図 - 10 移動座標系における風速バランス

図 - 11 低気圧場における傾度風バランス

台風内の上空風速と 10m 高さでの地上風速 V_{10} との関係については、観測例も少なく不明な点が多いが、一般に海上においては $V_{10} = \frac{2}{3} V_e$ 、地上では $V_{10} = \frac{1}{2} V_e$ で表されると言われている。また、道路橋耐風設計便覧²²⁾の粗度区分において、上空風速と地上風速 V_{10} の関係が約 1/2 となることも考えて、本研究では、島しょ部(後で述べる、石垣島、那覇、小笠原、八丈島)で

$$V_{10} = \frac{2}{3} V_e \quad (9)$$

その他の地域で

$$V_{10} = \frac{1}{2} V_e \quad (10)$$

とした。

ところで、式(4)で与えられる風速 V および式(7)の傾度風速 V_{gr} を求める際に台風内の気圧勾配 $\partial P / \partial r$ が必要となるが、これは最大旋衡風速半径 r_m を決め、式(3)による気圧分布式を使うことで求められる。このとき、 r_m は、台風データ及び、気象官署で測定された海面気圧より、先の Schloemer の気圧分布式を用いて回帰的に求めることができる。安井らは 1951～1995 年の間に発生した台風を対象とし、 r_m を求めた¹¹⁾。これによると、 ΔP が大きいほど r_m は小さくなる傾向があり、 ΔP が小さいほど r_m のばらつきが大きくなることを調べた。また、 r_m の平均値 μ_{r_m} 、標準偏差 σ_{r_m} は、 ΔP のべき指数関数で近似でき、それぞれ式(10)、(11)のようになっている。本研究においては、使用した台風データがほぼ同じ(本研究では 1951～2000 年)であることから、安井らと同じ式を使用することとした。

$$\mu_{r_m} = 2.06 \times 10^4 \Delta P^{-1.27} \quad (10)$$

$$\sigma_{r_m} = 4.40 \times 10^4 \Delta P^{-1.76} \quad (11)$$

4. 台風強度特性の変化シミュレーション

4.1 シミュレーションの概要

本研究では、3. で述べた方法によって1年ごとにシミュレーションを行い、それを 5000 年に相当する 5000 回

繰り返した(図 - 1 参照)。シミュレーションは、海面水温に現在の値を用いる“基本シミュレーション”と将来の予測海面水温を用いる“比較シミュレーション”を実施した。

基本シミュレーションに用いる海面水温としては、3.3 で述べた気象庁発表の平年値(過去 30 年間の平均値)の 6～10 月の旬平均海面水温を平均したものを使用した。これは、最も海水温が高く、台風が最も発達しやすい時期と来襲最頻期を考慮したためである。

また、比較シミュレーションには、地球温暖化予測情報²⁾の海面水温を用いた。これは、地球温暖化の影響を評価することを目的とし、気象庁気象研究所で開発した大気・海洋結合大循環モデルを用いて今後 150 年間にわたる全球気候予測の数値実験を行ったものである。予測値には、大気中の CO_2 濃度が将来に渡って一定とした基準実験と、 CO_2 濃度が複利的に 1% ずつ増えていく漸増実験とがあるが、本研究では、将来動向が不確定であることも踏まえ、比較的緩やかに温暖化が進行する基準実験での将来海面水温予測値を使った。なお、基準実験では、日本南海において今後 100 年間で最大 3～4 の海面水温の上昇が見込まれている。以下のシミュレーションでは、基準実験での予測年次にあわせて、40 年後、80 年後の海面水温を用い、2 ケースの比較シミュレーションを実施した。図 - 12 に基本シミュレーション、比較シミュレーションで用いた海面水温を示す。これによると、比較シミュレーションにおける 40 年後、80 年後の海面水温は、現在値と比較して台風が発達する北緯 30 度以南でそれぞれ平均 0.8、1.1 程度上昇している。さらに、海面水温パラメータの取り込み方に着目して、以下の3種類の条件でシミュレーションを実施した。

(1) シミュレーション (sim と表記)

海面水温のパラメータを組み込まないもので、6 時間後のパラメータ値を求める際に式(1)を用いたケースである。これは、基本シミュレーションに対応する (sim_ann と表記)。

(2) シミュレーション (simsst と表記)

3 つのパラメータ(南北、東西移動速度、中心気圧低下量)の 6 時間後の予測式に、海面水温パラメータを組み込んだ式(2)を用いたケースである。海面水温として現在 (simsst_ann) と 40 年後 (simsst_40c)、80 年後 (simsst_80c) の 3 ケースとした。

図 - 12 台風シミュレーションに用いた海面水温

(3)シミュレーション (simdcp と表記)

中心気圧低下量の 6 時間後の予測値にのみ海面水温パラメータを組み込んだケースである。すなわち、移動速度(南北, 東西方向成分)の予測は式(1), 中心気圧低下量の予測は式(2)を使うものである。これは、海面水温の影響が台風強度(中心気圧低下量)にのみ相関を持つと考えたものである。シミュレーションと同様に現在(simdcp_ann)と 40 年後(simdcp_40c), 80 年後(simdcp_80c)の 3 ケースをシミュレートした。

なお、本研究におけるシミュレーションでは、過去 30 年の平均値(基本シミュレーション)および 40 年後, 80 年後の予測値(比較シミュレーション)を海面水温とし、100 年再現期待風速を求めている。これは、海面水温がそれぞれのシミュレーションで相当期間にわたって一定であると仮定していることになる。実際の海面水温は年々変化しており(特に将来の変化割合は大きい)、厳密にはこ

のことを考慮したシミュレーションの実施が求められるが、本研究では将来の変動を予測するというよりも、むしろある一定の海面水温の上昇が台風強度に及ぼす影響を検討することに主眼をおいている。このため、前述のように 40 年後, 80 年後の予測海面水温を用いてシミュレーションを行った。

4.2 台風通過数の変化

シミュレーションを行った各ケースで日本各地の台風強度特性の変化を調べるため、図 - 13 に示すように日本を解析格子単位で分割し、各領域を通過した台風の年平均通過数を調べた。まず、現在シミュレーションでの比較を図 - 14 (1) に示す。共通することとして、西日本と日本南海で台風通過数が多くなっており、観測統計とも対応する。また、北海道の北, 東端で多くなるのは、転向した台風の通過コースと一致するためと考えられる。海面水温項の取り込み方に関して、台風の南北, 東西移動速度と中心気圧低下量のすべてのパラメータに海面水温項を組み込んだケース(simsst)において、南西諸島, 九州, 四国および北海道での通過個数が多くなる結果となった。また、中心気圧低下量にのみ海面水温項を取り込んだ simdcp_ann が海面水温項を考慮しない sim_ann とほぼ同等の結果を与えていることから、海面水温の影響を取り込んだシミュレーションによって将来の変化を予測する場合には、中心気圧低下量にのみ海面水温項を取り込んだ手法が妥当であると考えられる。なお、海面水温項の取り込み方の違いによる結果の相違については、今後の検討が必要である。

次に、現在と将来の比較を図 - 14 (2), (3) に示す。(2) はシミュレーション (simsst) に、また (3) はシミュレーション (simdcp) にそれぞれ対応し、海面水温を 3 つのパラメータ全てに取り込むか、中心気圧低下量にのみ取り込むかの違いである。これより、一部の地域(北海道の一部と小笠原)を除いて、海面水温の上昇に伴って将来の台風の通過個数が増加することとなる。特に、海面水温を中心気圧低下量にのみ取り込んだ simdcp のケースにおいて、その増加割合が大きくなっている。

図 - 13 台風強度特性の変化を検討する領域(1~20)

また、図 - 14 (4)、(5)に40年後、80年後に相当する海面水温まで上昇した場合の台風通過数の現在との比を示す。(4)は3つのパラメータに海面水温項を考慮したケース、(5)は中心気圧のみに海面水温項を考慮したケースである。(4)では地域間のばらつきが多く、特に小笠原、北海道東部で将来の台風通過数が減少するが、他の地域ではほぼ増加しており、特に東北地方で増加

割合が大きい。また、(5)では各地域とも一様の増加傾向を示した。(1)で示されたように海面水温項の考慮は、中心気圧低下量にのみ取り込んだケース(simdcp)が妥当であるとするならば、40年後、80年後に相当する海面水温の上昇によってそれぞれ現在よりも1.5倍強、2倍近くに台風通過数が増えることが予測される。

(1) 現在シミュレーション (ann)

(2) シミュレーション (simsst) での将来変化

(3) シミュレーション (simdcp) での将来変化

(4) シミュレーション (simsst) での現在と将来の比

(5) シミュレーション (simdcp) での現在と将来の比

図 - 14 年平均台風通過数の比較

4.3 中心気圧低下量の変化

台風通過数の将来変化と同様に、台風の中心気圧低下量の将来変化について調べた。図 - 15 には、図 - 13 に示す各領域を通過した台風の年最大中心気圧低下量の 99 パーセンタイル値 (100 年再現期待値に相当。以下、99% 中心気圧低下量という) の 40 年後、80 年後に相当する海面水温に上昇したケースと現在との比を示す。(1)、(2) はそれぞれ海面水温項をすべてのパラメータに考慮するか、中心気圧低下量にのみ考慮するかの違いである。地域の違いによる差は両方で同様の傾向にあるが、(2) の中心気圧低下量にのみ海面水温項を考慮した場合の方が将来の中心気圧低下量の増大が大きく

なっている。日本南海、九州、四国、関東以西の本州、北海道東部で将来の中心気圧低下量の期待値が 50% 程度以上増大するが、東北、北海道南西部では逆に減少する結果となった。

以上のことから、地球温暖化の進行に伴う海面水温の上昇によって、将来は日本南海、関東以西および北海道東部において期待される中心気圧低下量の増大が予想されることとなる。そして、海面水温項を中心気圧低下量にのみ取り込んだシミュレーション (simdcp) によると、99% 中心気圧低下量が全地域の平均で 40 年後、80 年後に相当する海面水温上昇によって現在よりもそれぞれ 36%、51% 増大することとなる。

図 - 15 年最大中心気圧低下量の 99 パーセンタイル値の比較

4.4 再現期待風速の変化

海面水温の影響を考慮したシミュレーションによって、海面水温およびその変化が各地点の再現期待風速に与える影響について検討を行った。まず、図 - 1 に示すように、シミュレーションによって発生した台風特性をもとに、対象とする地点から 200km 以内に接近した台風について、3.4 で述べた方法によって風速を求めた。そして、これを繰り返すことで年最大風速を求め、それを極値型分布に適合させることで再現期待風速を求めた。なお、極値型へのプロット法としては、ハーゼンの方法を用いた。対象とした地点は、根室、新潟、大洗、勝浦、東京、八丈島、小笠原、小田原、御前崎、名古屋、津、大阪、和歌山、松江、広島、山口、高松、室戸、福岡、長崎、宮崎、鹿児島、那覇、石垣島の 24 地点である。

そのうち、根室、東京、八丈島、高松、鹿児島、那覇の年最大風速の極値型分布へのプロットを図 - 16 に示す。いずれの地点でも両裾を除いて極値型に適合する様子が見られる。ただし、標準化変量が 3~6 (再現

期間 20~400 年に相当) あたりで累積確率が増大する傾向と、標準化変量が 6~7 (再現期間 400~1000 年に相当) 以上で年最大風速が頭打ちになる傾向が全般的に見られる。特に、後者の点に関しては、今回のシミュレーションが 5000 年相当期間であることが大きな要因と考えられ、さらに長期間でのシミュレーションや多くのシミュレーションからのアンサンブル平均などの操作が必要と考えられる。なお、左裾で年最大風速が 0 となるとは、台風の影響を受けない年があるためであり、この傾向は那覇や鹿児島よりも東京、根室のように北へ行くほど顕著となる。

また、再現期待風速に与える海面水温 (あるいはその取り込み方) の影響は、地域によって異なっている。ただ、その違いは標準化変量の範囲の点で限定的であり、また統一的な傾向は見られない。一方、現在と海面水温上昇ケースの違いについては顕著な差が見られるようになり、再現期待風速にも相当の差が見られるようになる。ただ、現在と海面水温上昇ケースとの差に比べて、40 年

後と 80 年後に相当する海面水温でのケースの差がそれほど顕著でない点については、図 - 15 に示す中心気圧低下量と同様である。

表 - 1 には、シミュレーション (simdcp) における各地点の 100 年再現期待風速を比較する。再現期待風速は、0 以外の年最大風速データからのモーメント法と極値型プロットの確率分布から再現期間 100 年 (標準化変量 4.6) に相当する風速を読み取る方法の 2 つの方法で算出した。どちらの方法でもそれほど大きな違いがないことが判る。また道路橋耐風設計便覧²²⁾、建築物荷重指針²³⁾の風速マップから読み取った各地の 100 年再現期待風速を併せて表 - 1 に示す。今回のシミュレーションでは、再現期待値の絶対値についての議論を目的としないが、シミュレーションで得られた風速は八丈島を除いて、便覧、指針でのものと概ね対応しており、本シミュレーションの妥当性を裏付けている。なお、八丈島については、式 (9) によって上空風から地上風への換算を行っているが、この過程にも検討の余地があると思われる。

次に、検討対象とした 24 地点について、年最大風速の確率分布から求めた 40 年後、80 年後に相当する海面水温ケースでの 100 年再現期待風速の現在との比をシミュレーション (simsst) とシミュレーション (simdcp) に

ついて図 - 17 に示す。ほとんどの地点で現在よりも海面水温上昇ケースの再現期待風速が上昇することが判るが、simsst のケースでの石垣島、那覇、山口、福岡 (40 年後) においては現在よりも海面水温上昇ケースの再現期待風速が低下する。

全地点での増減比の平均を取ると、simsst のケースで 40 年後、80 年後に相当する海面水温上昇によってそれぞれ 1.12、1.15 となり、また simdcp のケースでそれぞれ 1.07、1.11 となる。また、九州、四国とそれ以外の地域に分けると、両ケースとも九州、四国での上昇率は全国平均よりも低く、その他の地点では逆に高くなっている。これを Emanuel の研究成果 (海面水温が +3 で最大風速が 15 ~ 20% 増大)¹⁵⁾ と比べると、80 年後の予測海面水温 (図 - 12 参照) は、現在値よりも北緯 30° 以南で最大 2 ~ 3 程度の上昇が見られることから、概ね同様の上昇率が得られている。

以上のことから、地球温暖化に伴う 40 年後、80 年後に相当する海面水温上昇で日本各地の 100 年再現期待風速は、地域によるばらつきはあるものの、現在よりもそれぞれ平均的に約 10%、15% 弱上昇することが予想される。

図 - 16 (1) 各地のシミュレートされた年最大風速の極値型プロット

(3) 八丈島

(4) 高松

(5) 鹿児島

(6) 那覇

図 - 16(2) 各地のシミュレートされた年最大風速の極値 型プロット

表 - 1 100 年再現期待風速の比較

(単位 m/s)

シミュレーション (simdcp)		根室	東京	八丈島	高松	鹿児島	那覇
モーメント法	現在	32.9	36.2	56.2	36.4	41.6	39.9
	40 年後	36.1	34.5	59.4	38.5	45.6	40.3
	80 年後	37.0	38.7	61.6	40.2	47.4	41.7
確率分布	現在	31.2	34.5	55.4	38.7	44.5	39.0
	40 年後	38.0	37.5	57.7	41.7	45.8	39.8
	80 年後	38.4	39.6	58.8	43.6	46.2	43.6
道路橋耐風設計便覧 ²²⁾		30	35	45	35	45	45
建築物荷重指針 ²³⁾		34	38	44	36	40	50

(1) シミュレーション での現在と将来の風速比

(2) シミュレーション での現在と将来の風速比

図 - 17 100 年再現期待風速の変化

5. 結論

本研究においては、既往の台風シミュレーション手法を発展させ、海面水温の影響を導入した新たな台風シミュレーション手法を構築した。そして、それを用いて現在及び将来の海面水温(日本南海で 80 年間に 2~3 の上昇が予測される)を使った台風シミュレーションを実施し、海面水温の変化が日本各地の台風強度特性に与える影響について定量的な分析を行った。以下に得られた結果を述べる。

1) 台風シミュレーションでの 6 時間後の値を予測する線形回帰式に海面水温項を導入したことで、導入しない場合よりもわずかではあるが全般に相関が上昇した。このことより、海面水温を考慮しても既往のシミュレーション手法と同程度かそれ以上の精度でシミュレーシ

ョンが可能であり、海面水温の影響を台風シミュレーションで考慮できたと言える。また、海面水温項に関しては、中心気圧低下量にのみ取り込んだ方が、移動速度にも取り込んだ場合よりも台風通過数の点において妥当である結果を得たが、この点に関してはさらに検討が必要である。

- 2) 海面水温を考慮した現在と将来の海面水温上昇ケースのシミュレーションを比較すると、海面水温上昇で台風通過数は日本の各地域で概ね増加する結果となった。地域によるばらつきはあるものの 40 年後、80 年後に相当する海面水温上昇でそれぞれ最大で 50% 程度、100% 程度の台風通過数の増加割合を示した。
- 3) 台風の中心気圧低下量については、日本南海、関東以西、北海道東部での将来の期待値が増大するが、東北、北海道南西部では逆に減少することが予想さ

れる。中心気圧低下量にのみ海面水温を取り込んだシミュレーションでは、40年後、80年後に相当する海面水温上昇で中心気圧低下量が全地域平均で、それぞれ36%、51%の増加割合を示した。

- 4) 日本の24地点において、台風シミュレーションの結果から海面水温の変化が将来の再現期待風速へ与える影響について解析を行った。海面水温の影響を中心気圧低下量にのみ考慮するか、移動速度にも考慮するかによって若干の違いがあるが、海面水温が上昇する将来では100年再現期待風速も概ね全ての地点で上昇する結果となった。そして、その上昇率を見ると、24地点の平均で40年後、80年後に相当する海面水温上昇でそれぞれ10%程度、15%弱、現在よりも上昇する結果となった。また、九州、四国の上昇率は全地点平均よりも低く、その他の地点では逆に高くなった。

今後は、各パラメータの確率モデルの再検討、海面水温項のよりよい評価方法などに関する検討を行って、シミュレーションの精度を高めるとともに、シミュレーションを重ねることで、海面水温の変化が将来の台風強度特性、再現期待風速に与える影響をさらに詳細に検討する必要がある。

参考文献

- 1) 饒村曜, 続・台風物語, (財)日本気象協会, 1993.
- 2) 気象庁, 地球温暖化予測情報第1巻(CD-ROM), 1998.
- 3) 宮田利雄, 山田均, 勝地弘, 西脇三智子, 海面水温の影響を考慮した台風シミュレーション, 第17回風工学シンポジウム論文集, pp.29-34, 2002.
- 4) 高橋浩一郎, モデル台風による年最大風速超過確率の推定, 本州四国連絡架橋調査 気象調査(中間報告その2), 気象庁, pp.1-33, 1964.
- 5) Russell, L. R., Probability Distributions for Hurricane Effects, *J. of Waterways, Harbors and Coastal Engineering Div.*, ASCE, Vol.97, No.WW1, pp.139-154, 1971.
- 6) Tryggvason, B. V., Surry, D. and Davenport, A. G., Predicting Wind-Induced Response in Hurricane Zones, *J. of ST*, ASCE, Vol.102, No.ST12, pp.2333-2350, 1976.
- 7) Georgiou, P. N., Davenport, A. G. and Vickery, B. J., Design Wind Speeds in Regions Dominated by Tropical Cyclones, *J. of WEIA*, Elsevier, Vol.13, pp.139-152, 1983.
- 8) 藤井健, 光田寧, 台風の確率モデルによる強風のシミュレーション, 日本風工学会誌, 第28号, pp.1-12, 1986.
- 9) 光田寧, 藤井健, 台風による風災害の予測, 日本風工学会誌, 第72号, pp.73-91, 1997.
- 10) 松井正宏, 孟岩, 日比一喜, 実測と台風モデルの平均化時間の違いを考慮した台風シミュレーションによる年最大風速の予測手法, 日本建築学会構造系論文集, 第506号, pp.67-74, 1998.
- 11) 安井八紀, 大熊武司, 吉江慶祐, 片桐純治, 廣川雅一, モンテカルロ法を用いた台風シミュレーションに関する研究, 第16回風工学シンポジウム論文集, pp.65-70, 2000.
- 12) 西岡秀三, 原沢英夫, 地球温暖化と日本 - 自然・人への影響予測 -, 古今書院, 1997.
- 13) Gray, W. M., Tropical Cyclone Genesis, *Dept. of Atmos. Sci. Paper No.234*, Colorado State Univ., 1975.
- 14) Ryan, B. F., Watterson, I. G. and Evans, J. L., Tropical Cyclone Frequencies inferred from Gray's Yearly Genesis Parameter: Validation of GCM Tropical Climates, *Geophysical Research Letters*, Vol.19, No.18, pp.1831-1834, 1992.
- 15) Emanuel, K. A., The Dependence of Hurricane Intensity on Climate, *Nature*, Vol.326, pp.483-485, 1987.
- 16) 筒井純一, 平口博丸, 北太平洋の海面水温変動と台風特性の変化に関する統計解析, 電力中央研究所報告, U93050, 1994.
- 17) 山田真吾, 北西太平洋における海面水温と台風強度の関係について, 日本気象学会1995年春季大会講演予稿集, pp.48, 1995.
- 18) DeMaria, M. and Kaplan, J., Sea Surface Temperature and the Maximum Intensity of Atlantic Tropical Cyclones, *J. of Climate*, Vol.7, pp.1324-1334, 1994.
- 19) 丸山康樹, 平口博丸, 筒井純一, 地球温暖化と台風の関係について, 電力土木, No.254, pp.83-89, 1994.
- 20) Sugi, M., Noda, A. and Sato, N., Influence of the Global Warming on Tropical Cyclone Climatology: An Experiment with the JMA Global Model, *J. of the Meteorological Society of Japan*, Vol.80, No.2, pp.249-272, 2002.
- 21) Yoshizumi, S., On the Asymmetry of Wind Distribution in the Lower Layer in Typhoon, *J. of the Meteorological Society of Japan*, Vol.46, No.3, pp.153-159, 1968.
- 22) 道路橋耐風設計便覧, 日本道路協会, 1991.
- 23) 建築物荷重指針・同解説, 日本建築学会, 1993.