

大阪湾における台風モデルを用いた高潮解析

中部大学 井澤 豊 ○鈴木 重之 安達慎一郎
中部大学 正会員 武田 誠 フェロー 松尾 直規

1. はじめに

著者らはこれまで伊勢湾を対象に台風モデルを用いた高潮解析法の検討を進めてきた^{1) 2)}。簡単な手法である程度高潮現象を再現できれば工学的立場から有用である。このため台風モデルを用いた高潮解析がどこまで適用できるかを検討し、観測値を用いた台風モデルのパラメータ設定を行うことでそれによる高潮解析が観測値をある程度表現できることを確かめた。本研究では同様な手法を用いて大阪湾における高潮追算を行うことで本手法の汎用性について検討した。

2. 解析手法

高潮解析の支配方程式には浅水方程式を用いる。台風モデルに関して、気圧場は Schloemer の式 (式(1)) を使い、風速場は台風の移動に伴う風 (式(2)) と傾度風 (式(3)) から換算される地表風 (式(4)) とのベクトル和で表現した。なお、気圧場および風速場を算出するためには、式中の r_m 、 C_1 、 C_2 、 β の設定が必要となる。 r_m は台風の位置と中心気圧、観測所の位置と海面気圧および初期気圧が分かれば式(1)から逆算して求められる。また、 C_1 、 C_2 、 β は β を一定値 ($\pi/(500 \times 1000)$) として、 C_1 を 1/70 から 70/70 まで 1/70 ずつ、 C_2 を 0.01 から 1.00 まで 0.01 ずつ変化させて風速場の解析を行い、複数の観測地点における計算値の絶対値と観測値のそれとが最も近づく場合の C_1 、 C_2 を算出した。ただし、観測風速は得られた値を対数則を用いて高度 10m の値に変換し、地上風と海上風との比例係数 1.6³⁾ を乗じている。

$$P = P_c + \Delta P \exp(-r_m/r) \quad (1), \quad V_p = C_1 V_t \exp(-\beta r) \quad (2), \quad \frac{V_{gr}^2}{r} + f V_{gr} = \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial P}{\partial r} \quad (3), \quad V_s = C_2 V_{gr} \quad (4)$$

本研究では過去 10 年間で大阪湾に大きな高潮を引き起こした 10 個の台風 (表 1) を対象とした。また、 r_m の算出には徳島、洲本、神戸、大阪、和歌山の地方気象台の値を用い、 C_1 、 C_2 の算出には、それらのうち海上風とみなした洲本、神戸、和歌山の値を用いた。

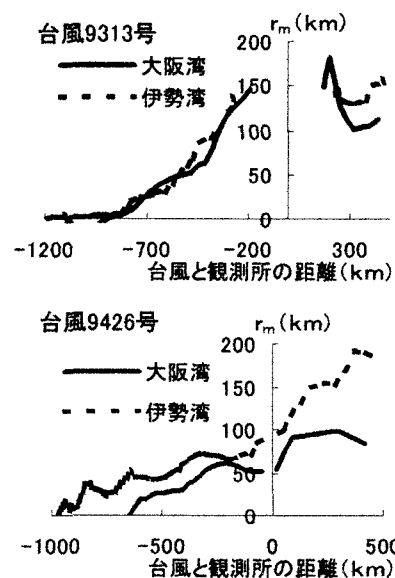
3. 台風モデルのパラメータの変動特性

本解析で得られた r_m の変動はこれまで伊勢湾を対象に検討した場合と同様に初期においてはゼロの値をとり徐々に増加するものであった。これは本高潮解析手法の特性である。ただし、最接近後 r_m が大きく減少し伊勢湾の場合とは異なる傾向を示すものもあった。また、同一の台風における伊勢湾および大阪湾の r_m の変化を図 1 に示す。図中において台風が南にあるときはマイナスで、北にあるときはプラスを表わしている。多くの場合、 r_m は二つの湾で同様の变化傾向および値を示していたが、差が生じたものもあった。これは、それぞれの地形の効果がもたらすものと考えられるため、台風モデルを用いる場合、対象となる湾毎にパラメータの設定を行う必要があることを示唆している。また、 C_1 、 C_2 の変化は伊勢湾の場合と同様であり、 C_1 は特徴的な傾向を示さなかったが、 C_2 は台風が遠い場所にある場合 1.0 の値をとり、その後近づくにつれて低下していった。なお、再接近時における C_2 の平均値は、0.73 であ

表 1 対象台風

台風名	最大潮位 偏差(m)
9119	1.12
9313	1.06
9426	0.62
9612	1.06
9708	0.59
9709	0.88
9719	0.52
9807	0.95
9810	1.38
9918	0.74

潮位偏差は大阪の値

図 1 r_m の変化

り伊勢湾を対象とした場合の 0.75 と同程度の値となった。

4. 風速場の精度評価

解析モデルでは絶対風速を表現するように C_1 、 C_2 を決定しているため、得られた東西方向および南北方向の風速値が観測値を表現している保証はない。そこで、図 2 に洲本、神戸、和歌山における風速の解析値と観測値の比較を行った。ここでは台風 9810 号と台風 9426 号の場合を示す。本図から解析値は観測値をおおよそ再現していることが分かる。ただし、和歌山における南北方向風速のように台風によっては解析値と観測値が一致していないものもあるが、これは台風のコースによるものと考えられる。また、洲本、神戸では台風 9426 号の風速値が観測値と一致していない部分が見られる。これは本解析手法が計算初期の風速を再現できないためである。ただし、このような差が和歌山では見られず場所ごとの違いが見て取れる。

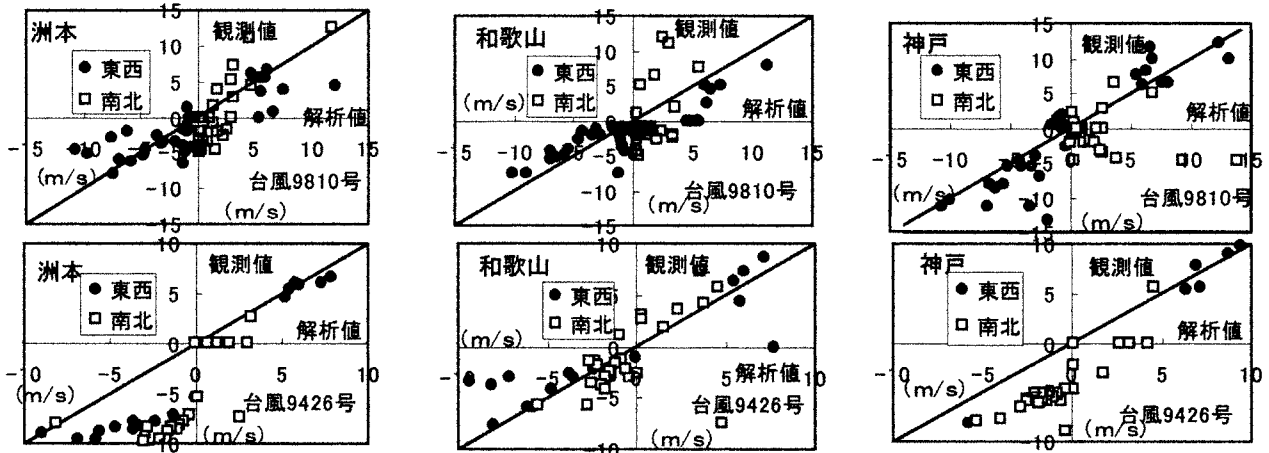


図 2 風速における解析値と観測値の比較

5. 潮位偏差の検討

得られた台風モデルのパラメータを用いて 10 個の台風による潮位偏差の解析を行った。図 3 に大阪湾における潮位偏差を示す。台風 9810 のように最大潮位偏差および潮位波形が十分に再現できたものが 3 台風あり、潮位偏差の差が 10 cm 以内のものは 6 個であった。また、ある程度再現できたと思われたものは潮位偏差 1m 以上のものであった。逆に再現ができなかったものは潮位偏差が小さいものであった。これらの結果から、台風の規模が大きい場合、台風による気圧場・風速場がより支配的になり台風モデルによる再現が可能になるものと思われる。したがって、そういった状況下では台風モデルを用いた高潮解析は有効になると考えられる。また、大阪湾でもある程度の精度で潮位偏差の解析が行えたことから本高潮解析法の妥当性が示された。

6. 結論

本研究により大阪湾を対象とした場合でも台風モデルを用いた高潮解析法は気圧や風速の観測値からパラメータを推算することで十分な解析精度を得ることができた。ただし、小さな潮位偏差を示す場合には解析値と観測値に差が生じており、これは台風モデルのみを用いた場合の適用限界を示しているものと思われる。

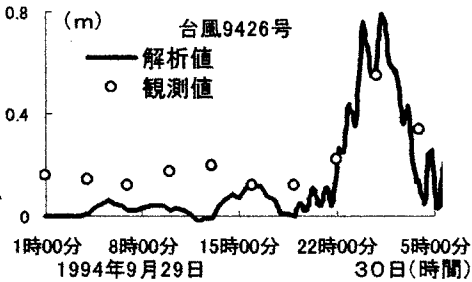
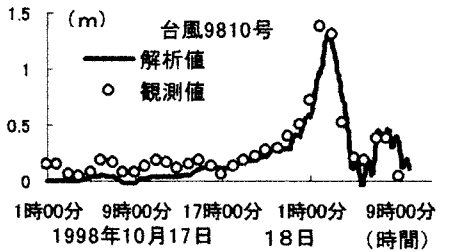


図 3 潮位偏差 (大阪)

参考文献 1)武田 誠・松尾直規：高潮解析における台風モデルの構築に関する検討，日本沿岸学会論文集，12，pp.111-119，2000. 2)武田 誠・松尾直規・安井悠一郎・松田悦郎：過去 10 年間のデータを用いた台風モデルの係数評価と高潮追算，総合工学，第 13 巻，123-132，2001. 3)武田誠・井上和也・中川一・松村貴義：レベルモデルを用いた高潮解析—2 次元モデルとの比較—，京都大学防災研究所年報第 38 号 B-2，pp.501-515，1995.