梅雨前線帯の南下に伴って対馬海峡で発生した気象津波に関する解析

Analysis on Meteotsunami Occurred at Tsushima Strait along with Baiu Front Moving South

田中健路¹

Kenji TANAKA

On 15 July 2009, a meteotsunami occurred at Tsushima Strait and with the flood damage at Sasuna community area in the west of Tsushima Island. This study analyzed the meteorological conditions in relation to the meteotsunami event. The baiu front system moved south from Korean Peninsula to the north Kyushu and San-in area in the morning of 15 July, accompanied with the strong cold downdraft. The pressure disturbance occurred by the acoustic gravity mode 100-120 km west from Tsushima Island in the middle of the strait, where the surface moist air from the southwest was lifted by cold downdraft. The cycle of the pressure disturbances were around 10 minutes, which is nearly same as the eigenoscillation of the small bays of the Tsushima.

1. 序論

気象津波 (Meteotsunami または Meteorological Tsunami) (de Jong・Battjes 2004) とは、気圧微変動や風速分布などの気象要素が強制力となり発生する海洋長波の一つである。地震による津波と同様のメカニズムで伝播し沿岸に達することから、近年ではこの用語が国際的に広く使われてきている (たとえば, Sepicら, 2009; Goring, 2009; Tanaka, 2010)。外海で発生した気象津波が沿岸に達する際に、気象外力の長波と海洋長波の位相速度が同程度となることで発生する共鳴効果 (Proudman 共鳴) (Proudman, 1929) や浅水変形、波の周期が内湾の固有振動周期帯域に含まれることによる共鳴効果により、振幅が数10倍に増幅し、振幅1mを超える潮位副振動として観測される。

梅雨末期直前の2009年7月15日気象津波の伝播に伴い、潮位副振動が増幅し、対馬西岸の佐須奈地区 (図-1)

図-1 対馬海峡と対馬の位置。凡例は水深を表す。

などで浸水被害・漁船転覆被害が発生し、下関では観測史上2位となる最大全振幅65cmの副振動を観測した。長崎海洋気象台 (2009) による現地調査によれば、当時の気象状況の特徴として梅雨前線帯の南下が挙げられるが、梅雨前線帯の気圧・風速場など気象外力に関する詳細については解明されていない。本研究では、上記事例に関して、梅雨前線帯周辺の大気場の詳細を解析し、梅雨前線に伴って発生する気象津波に関する基礎的知見を確立することを目的とする。まず、潮位観測、地上気象観測に関する概況を紹介し、気象庁数値予報GPVや衛星画像よりみられる梅雨前線の全体像を捉え、気象予報モデルWRFを用いた気圧微変動に関わる場の詳細解析を行う。

2. 観測概況

海上保安庁・国土地理院などの験潮所の30秒潮位観測データを入手し、潮位副振動の増幅時間帯を調べた。対馬市厳原験潮所の潮位偏差 (図-2) によれば、副振動の増幅は7月15日午前9時頃より始まり、徐々に振幅が増大し、同日18時45頃に最大全振幅45cmを記録した。

地上天気図 (図-3) によれば、2009年7月15日9時 (日本時間) 現在、梅雨前線は朝鮮半島南岸 (プサン上空) にあり、中国チンタオ上空の弱い高気圧と太平洋高気圧との間に挟まれている。この前線はウラジオストク付近の低気圧の寒冷前線に繋がって延びている。

図-2 海上保安庁厳原験潮所で観測された潮位偏差

気象庁提供の1分値観測（図-4）によれば、潮位副振動の増幅が始まる30分～40分前の午前8時30分頃、

図-3 2009年7月15日9時（日本時間）の地上天気図（気象庁提供）

図-4 気象庁厳原特別地域観測所で観測された毎1分の気象要素の時間変化。上から順に海面気圧、気温と露点温度、風向、1分平均風速と最大瞬間風速、降雨強度（mm/時）

図-5 西日本のアメダスで7月15日の昼に観測された冷気外流の到達時刻（等値線）と10分間の最大気温低下（濃淡）

6℃以上の気温の急降下が見られ、気温の急降下と共に30分間で3hPaの気圧上昇がみられた。図-4に見られる気温の急降下を伴う気圧上昇は、梅雨前線帯の積乱雲からの下降流を伴う冷気外出流によるものとされる。西日本のアメダス観測データを用いて、10分間に6℃以上の気温低下が起こった区域と発生時刻の分布を調べた結果を図-5に示す。図-5の分布より、冷気外出流は西日本の広範囲で発生したことが分かる。冷気外出流は約6時間かけて緯度方向に2度南下しており、南北方向の速度は約30km/hと推算される。対馬・厳原では、最大降水強度が80mm/h以上、総雨量61.5mmの強い雨が降ったが、対馬以外の殆どの観測所では、降水量が5mm以下であった。

3. 梅雨前線の南下

静止気象衛星赤外画像より得られる梅雨前線周辺の雲域の分布を図-6に示す。気象津波が発生する数時間前の7月15日午前3時（日本時間）には、梅雨前線に伴う雲域は朝鮮半島上空にあり、円形状の積乱雲群（クラウドクラスター）が上海上空から朝鮮半島西岸の東シナ海上で次々と発生・発達しながら北東に進んだ。梅雨前線に伴う一連の積乱雲群は、7月15日の明け方から午前中にかけて南下するが、積乱雲群自体は九州北部沿岸から山陰沿岸付近までの南下に留まり、冷気外出流の南下に伴う雲は、中四国地方から東シナ海にかけて薄く線状に延びている対流性の雲列として表れている。

気象庁提供の数値予報GPVを基に上空の気象場の分布を調べた。図-7のアジア域の高層分布では、朝鮮半島東岸の日本海上空500hPa面上に気圧の谷が在り、梅雨前線の雲域に対応する湿潤空気は、気圧の谷の西側の乾燥空気と南西諸島を中心とする太平洋上の乾燥空気との間に挟まれている。朝鮮半島と西日本付近を取り出し、下層大気の分布を調べると（図-8）、東シナ海側では南西風による暖湿移流が活発であるのに対し、九州・四国の太平洋岸では空気が乾燥していたことが、暖気上昇による降水が少なかった要因として挙げられる。

4. 気圧微変動に関する数値計算

梅雨前線周辺の気象場の構造の詳細を明らかにすることを目的として、数値予報モデルWRF（Skamarockら2008）を用いて計算を行った。入力条件として、大気場は気象庁数値予報GPVメソ解析データ（MSM）、海面温度はNCEP全球海面温度解析値を用いた。計算領域は、図-9に示す通りに設定し、Domain 1, Domain 2の格子点間隔をそれぞれ10km, 2.5kmとし、計算時間間隔は60秒, 15秒とした。雲物理は、Single-Moment 6相スキーム（WSM 6-class, Hongら2006）を取り入れ、活発な対流活動に伴う雲内の水晶の形成を考慮に入れた。

図-6 気象衛星 (MTSAT) 赤外画像による梅雨前線周辺の雲域の分布. 左から7月15日3時, 9時, 15時 (日本時間) の順

図-7 2009年7月15日9時 (日本時間) 現在のアジア域の上空の気象場. 500hPa面等圧面高度 (等値線) と湿度 (凡例) の分布.

図-9 本研究の計算領域

図-8 2009年7月15日9時 (日本時間) の下層の大気場. 700hPa面湿度, 850hPa風速 (長矢羽:5m/s), 850hPa相当温位 (細実線), 1000hPa面気温 (太実線).

計算開始時刻を2009年7月14日9時 (日本時間) とし, Domain 1, Domain 2の双方向ネスト計算を行った. 予報期間は2009年7月14日21時~7月16日3時までの30時間とした. Domain 2に対して毎10分の計算結果を出力するのと共に, 厳原測候所に対応する格子点の計算ステップ毎の地上気象要素の時系列を出力した.

Tanaka (2011) や田中・浅野 (2011) は, 冬季~春季に東シナ海上を発生・伝播する気象津波発生時の特徴として, 上空700hPa~400hPaの対流圏中層に不安定層が帯状に分布し, 気圧微変動の維持・伝播に重要な役割を担うことを指摘している. そこで, 本計算によって得られた生の数値データを鉛直方向に50hPa毎の等圧面座標系に座標変換と内挿処理を行い, リチャードソン数 (Ri) を計算した.

$$Ri = \frac{N_m^2}{\left(\frac{dU}{dz}\right)^2 + \left(\frac{dV}{dz}\right)^2} \dots\dots\dots (1)$$

ここで, 式 (1) の分母は水平風の鉛直シア, 分子の N_m は湿潤過程を考慮に入れたプラント・パイサラ振動数

図-10 WRFによる数値計算で得られた対流圏中層の不安定層の分布。背景のトーン塗りには700hPa面での湿度80%以上の湿潤域を表す。

(Duran and Klemp, 1982) である。 $Ri < 0.25$ となるときに、大気層が不安定である。図-10は、Domain 1の計算結果より算出した対流圏中層の不安定層の分布と700hPa面湿度の分布を重ねたものである。梅雨前線周辺に形成している対流圏中層の不安定層と700hPaの湿潤域は非常によく合致している。このことから、梅雨前線周辺の発達した雲システムの内部は気圧微変動の伝播に適した大気構造となっていると言える。

次に、対馬海峡における海面気圧分布(図-11)に着目すると、7月15日9時の時点では、地上気温25℃以下の冷氣側境界に1~2hPaの気圧偏差を持つ気圧微変動の波群が現れ、冷氣外出流の南下と共に南進していく。その後、対馬の西側では、北緯34度、東経128度付近に、25℃等温線がフック状に屈曲し、その先端部分に下層の暖湿空気が流入し、冷氣流側では風の発散が起こっている。屈曲部の北東側には、1~3hPaの気圧偏差域が断続的に発生し、対馬西岸に向かって北東進している。現地調査では、佐須奈地区や三根地区など西海岸側で浸水被害や目撃証言が記録されていることから、気圧微変動の発生源は、北緯34度付近、東経128度付近の冷氣外出流の屈曲部であり、海面付近の暖湿空気が冷氣外出流によって強制的に持ち上げられ、冷氣領域内の不安定層に達して重力波が発生し、対馬西岸へと伝播したものと考え

図-12 時系列データの連続ウェーブレット変換数値シミュレーションで計算した厳原の海面気圧(上)、気象庁1分値観測(中)、海上保安庁厳原検潮所での潮位(下)

ることができる。一連の気圧微変動の伝播は、上空の梅雨前線帯の風速に依存するが、700hPa~500hPaの層で25~30m/sの南西風が吹いている。海域の平均水深が約100mであることから、位相速度は約30m/sとなり、序論で述べた Proudman 共鳴が起こる条件を満たしている。発生期から対馬西岸までの距離は100~120kmであり、個々の気圧微変動が発生して1時間前後のうちに沿岸に達する。このことから、注意報・警報発令から避難などのソフトウェア対応を主とした減災対策を講じる上で、メソ数値モデルでの気圧微変動の発生予測精度の向上が

図-11 対馬海峡における気圧微変動と冷氣塊の分布。矢羽は海上10m風速(長矢羽5m/s)。太実線は海面気圧の等値線(1hPa毎)を表し、細実線は地上2m気温の等値線(1℃毎)であり、25℃以下の低温域をトーンで塗りつぶしている。

不可欠である。

上述で発生した気圧波の特徴を示すものとして、数値シミュレーションによる海面気圧、気象庁観測による海面気圧、海上保安庁潮位観測、それぞれの時系列データを用いて連続ウェーブレット変換を行い、周波数特性を解析した結果を図-12に示す。数値シミュレーションの方では、7月15日9時から18時の間に10分付近にスペクトル強度のピークが見られる。一方、1分値観測では、周期10分前後のやや強いピークが10時～11時の間、16時～18時の間に見られるものの、シミュレーションと比べてあまり明瞭であるとは言えない。また、潮位観測では11時～24時の間に周期10分前後にピークが現れている。ピーク出現の時間帯が数値シミュレーションの気圧微変動の方が2～3時間早い、観測された潮位副振動とよく対応している。

気圧微変動の発生後より2～3時間潮位副振動が顕著でなかった理由として、海上での降水による海面変動の相殺効果が考えられる。ここで簡潔な議論を行う。風応力を除き、気圧微変動と降水・蒸発による鉛直フラックスを考慮に入れた海面変動の方程式を立てると以下の通りになる。

$$\frac{d\eta}{dt} = -\frac{d}{dt} \left[\frac{p'}{\rho_w g} \right] + (R - E) \quad \dots\dots\dots (2)$$

ここで、 η は海面変位、 p' は気圧偏差、 ρ_w は海水の密度、 g は重力加速度、 R は降雨強度、 E は蒸発速度を表す。

上式(2)に基づいてスケール解析を行う。降水強度を $R=90\text{mm/hour}=2.5 \times 10^{-5} \text{ m/s}$ 、蒸発速度を $E=8.64 \text{ mm/day} \sim 1.0 \times 10^{-7} \text{ m/s}$ 、 $\rho_w g \sim 1.0 \times 10^4 \text{ (kg/m/s)}$ 、気圧微変動の変化率を全振幅 1.0hPa 、周期10分(5分で 1hPa 変化)と仮定して、 $dp'/dt=1\text{hPa}/300\text{s} \sim 0.3\text{Pa/s}$ と与えると、右辺第1項は 3×10^{-5} のオーダーとなり、気圧変化と鉛直フラックス成分がほぼバランスする。発達期～最盛期での積乱雲直下では降水粒子の落下域で強い下降流が生じ、地表付近で正の偏差域となる(小倉, 1997)ことから、降水による海洋長波の相殺効果の検証は、今後の課題の一つとして挙げられる。

5. 結論

本研究では、2009年7月15日に梅雨前線の南下に伴っ

て発生した気象津波に関して、主に気象側の要因の観点から解析を行った。その結果として、以下の結論が得られた。

- ① 気象津波の原因となる気圧微変動は、梅雨前線の積乱雲群からの冷氣外出による下降流の南下と、東シナ海の海面付近の暖湿気流を伴う南西風の勢力が拮抗して発生した大気波動(重力波)による。
- ② 大気波動は10分前後にピーク周期があり、10分前後に固有振動周期をもつ佐須奈湾などで共鳴が起こり、浸水被害をもたらす潮位副振動が発生した。
- ③ 気圧微変動の発生域から対馬西岸までの距離は約100～120kmであり、個々の気圧微変動が発生して1時間前後で沿岸に達する。冬季～春季にかけて長距離伝播する気象津波と比べ、発生から到達までの時間が短い、気象モデルの予測精度の向上が不可欠である。

参考文献

- 小倉義光(1997): メソ気象の基礎理論, 東京大学出版会, 215p.
- 田中健路・浅野敏之(2011): 冬季から春季にかけて東シナ海上を伝播する気象津波の発生源に関する解析, 土木学会論文誌B2 (海岸工学), pp.391-395.
- 長崎海洋気象台(2009): 平成21年(2009年)7月15日に対馬市で発生した潮位の副振動に関する現地調査, 13p.
- de Jong, M. P. C. and J. A. Battjes (2004): Low frequency sea waves generated by atmospheric convection cells, J. Geophysical Res., Vol. 109, C01011, pp.1-18.
- Duran, D.R. and J.B. Klemp (1982): On the effects of moisture on the Brunt-Väisälä frequency, J. Atmos. Sci., vol.369, pp.2152-2158.
- Goring, D.G. (2009): Meteotsunami resulting from the propagation of synoptic-scale weather systems, Phys. Chem. Earth, Vol. 34, pp. 1009-1015.
- Proudman, J. (1929): The Effects on the sea of changes in atmospheric pressure, Geophys. J. Intl., Vol. 2, pp. 197-209.
- Šepić, J., I. Vilibić, and S., Monserrat (2009): Teleconnections between the Adriatic and Balearic meteotsunamis, Phys. Chem. Earth, Vol. 34, pp. 928-937.
- Skamarock, W. C., J.B. Klemp, J. Dudhia, D.O. Gill, D.M. Baker, M.G. Duda, X.Y. Hunag, W. Wang, and J.G. Powers (2008): A Description of the Advanced Research WRF Version 3, NCAR TECHNICAL NOTE, NCAR/TN-475+STR, 113p.
- Tanaka, K. (2010): Atmospheric pressure-wave bands around a cold front resulted in a meteotsunami in the East China Sea in February of 2009, Nat. Hazards and Earth Syst. Sci., Vol. 8, pp. 2599-2610.