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

Origins of Atmospheric Disturbance Resulted in Meteotsunamis propagated over the East China Sea in Winter and Spring Season

田中健路¹・浅野敏之²

Kenji TANAKA and Toshiyuki ASANO

Abiki is a kind of meteotsunami (a large amplified seiche) reached to west Kyushu coastal area. This study is aimed to clarify the characteristics of the atmospheric disturbance forcing the tsunami-like ocean long wave. The sea-level pressure disturbance observed and modeled over the East China Sea had its source over the southeastern China mountains and was then propagated by a jet stream toward western Japan with a help of both wave-duct and wave-CISK (conditional instability of the second kind) mechanisms. The backward trajectory analysis also showed that the atmospheric gravity wave propagated with its phase speed of around 30 ms⁻¹, and it took 8-12 hours from atmospheric wave source to Kyushu coastal area. Hence, the forecast of the midtroposphere instability can be useful for the meteotsunami prediction.

1. はじめに

気象津波 (Meteotsunami (de Jong-Battjes, 2004)) とは、気圧微変動などの大気側の強制力によって波長数10kmの海洋長波が発生し、地震による津波と同様のメカニズムで伝播する現象である。海洋長波の沿岸への伝播過程の中で、海底地形・湾形状などの共鳴効果により、最大振幅1mを超える潮位副振動が観測され、浸水被害・養殖いけすの損壊被害などが発生することから、九州地方では「あびき」として恐れられている。

これまで、気象津波をもたらす気象状況に関しては、気圧微変動の観測や、気圧配置の特徴などの統計的分析 (志賀ら, 2007) が中心で、気圧微変動の発生から気象津波の発生に至るまでの過程が殆ど研究されていなかった。

田中・浅野 (2010) は、2009年2月25日に鹿児島県甬島をはじめ九州西岸で発生した気象津波について、数値予報モデルWRFを用いて、東シナ海上の気圧微変動の解析を行い、寒冷前線に沿って波長数10kmの気圧変動の波群が進行し、気圧波の周期が内湾の振動モードと同程度であったことを明らかにした。また、Tanaka (2010) では、同日の発生事例に関する気圧微変動が、中国大陸南岸の山地から長江下流の低地域での大気的不安定波動によって発生したことを指摘している。

以上のように、気象予報モデルや計算機技術の発達により、気圧波をもたらす気象側の要因が少しずつ解明されつつある。しかしながら、上記の成果を更に体系化し、

気象津波の予測技術を確立させるためには、他の事例も含めて検証する必要がある。

本研究では、東シナ海で発生・伝播し、九州西岸に到達する気象津波の外力となる、気圧微変動の発生源の特徴を明らかにすることを目的として、2009年~2010年の冬季から春季にかけて発生した事例を抽出し、各事例に対する気象場の特性を解析した。解析手法について論じる前に、気圧微変動発生と伝播に関するメカニズムに関して概説し、東シナ海で発生する気象津波の事例解析により、その関与の可能性について論じる。

2. 気圧微変動発生と伝播の主要なメカニズム

Vilibić・Šepić (2009) およびŠepićら (2009) は、アドリア海で発生する気象津波に関して、大気・海洋相互作用の観点から研究を進め、寒冷前線がアルプス山脈を越えるときに生じる山岳波により下層の湿った空気が持ち上げられ、大気側で不安定波動が生じ、それが海洋長波を発生させる外力として作用することを述べている。その際に、大気中の不安定波動はwave-CISKおよびwave-ductのカップリングによって発生することに言及している。

(1) wave-CISK

大気における対流と波との相互作用によってもたらされる第二種条件付不安定 (Conditionally Instability of the Second Kind) を wave-CISK と呼び、Lindzen (1972) によって提唱された概念である。wave-CISKの研究対象は、マッデン-ジュリアン振動 (MJO) をはじめとする熱帯海域での大気波動と対流活動との相互作用や、温帯低気圧の発生過程 (Moore・Montgomery, 2004) や前線形成過程に対する寄与について言及がされてきている。

1 正会員 博(理) 広島工業大学環境学部准教授
2 正会員 工博 鹿児島大学工学部教授

(2) wave-duct と対流圏中層の不安定層

上空の大気中に不安定層の上に安定層（逆転層）が存在すると、下層で発生した内部重力波が上空に伝播し、不安定層内で増幅し、上層の安定層の境界まで達すると反射することで、長距離伝播する（たとえば、Lindzen・Tang, 1976; Zhangら 2003）。

対流圏の気層の安定度を見る上で、下記で定義されるリチャードソン数（ Ri ）を用いる。 $Ri < 0.25$ のときに気層が不安定である（例えば、Šepićら, 2009; Tanaka, 2010）。

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

ここで、 U , V は水平風速、 N_m は水蒸気の凝結過程を考慮に入れたプラント・バイサラ振動数（1/s）であり、以下の式で計算を行う（Duran・Klemp, 1982）。

$$N_m^2 = g \left\{ \frac{1 + (Lq_s RT)}{1 + (\varepsilon L^2 q_s / c_p RT)} \times \left(\frac{d \ln \theta}{dz} + \frac{L}{c_p T} \frac{dq_s}{dz} \right) - \frac{dq_w}{dz} \right\} \dots (2)$$

ここで q_w は大気中の水分の混合比、 q_s は水蒸気の飽和混合比、 $\varepsilon=0.622$ 、 L は蒸発潜熱、 R は乾燥空気気体定数、 T は気温、 θ は温位、 c_p は定圧比熱である。

3. 解析方法

(1) 事例抽出

浅野ら（2011）は、2010年1月～3月にかけて鹿児島県上甕島、長崎県女島で潮位・気圧微変動に関する現地観測を行った。甕島での潮位観測から得られた潮位偏差の時系列（図-1）によれば、2010年1月25日、2月1日、3月3日、3月5～6日、3月24日に顕著な副振動が観測された。2009年2月25日の事例と合わせて6事例を本研究の解析対象とした。気象庁の地上天気図に見られる特徴として、東シナ海上の北緯30度付近の停滞前線の形成や、その後の地上低気圧の発生が挙げられる。

(2) WRFの計算設定

数値予報モデルWRFは、国際的に最も広く利用されている気象予報モデルの一つである。モデルに関する詳細はSkamarockら（2008）を参照することとし、ここでは本研究で選択した事例に関する計算設定について述べる。

計算領域は、図-2のように与え、チベット高原や日本の南岸の太平洋の大気循環場を考慮に入れた。大気区規模のDomain1から、東シナ海上の詳細場（Domain3）までの3段階の領域を定めた。水平方向の格子点間隔を50km, 10km, 2.5kmとし、計算時間ステップを300秒, 60秒, 15秒と定めた。雲物理は、Hongら（2006）の6相スキームを用いて計算を行った。入力データは気象庁全

球数値予報GPVを用い、海面温度はNCEP海面温度データを用いた。計算開始時刻と計算時間は表-1の通りとし、6時間ごとに気象庁数値予報GPVの解析値でデータ同化を行った。

計算後のデータ解析として、 σ 座標系の出力生データを鉛直方向50hPa間隔の等圧面データへと変換し、式（1）で表されるリチャードソン数の3次元分布を計算した。

図-1 鹿児島県甕島での潮位現地観測による潮位偏差の時系列（浅野ら, 2011）

図-2 計算領域

表-1 ケース別の計算開始時刻と計算時間

発生日	計算開始時刻 (UTC)	計算時間
2009/2/25	2009/2/23 12:00	48時間
2010/1/25	2010/1/23 12:00	48時間
2010/2/1	2010/1/30 12:00	48時間
2010/3/3	2010/3/1 12:00	48時間
2010/3/5-6	2010/3/3 12:00	72時間
2010/3/24	2010/3/23 0:00	48時間

4. 解析結果

(1) 大規模場の特徴

図-3に2010年1月24日, 2010年2月1日, 2010年3月5-6日, 2010年3月24日の気象津波の発生数時間前の

図-3 気象津波発生前～発生途中におけるアジア域の500hPa面での大気場 (Domain1)。2010年1月25日, 2010年2月1日, 2010年3月5-6日, 2010年3月25日の事例。赤濃色は対流圏中層 (400～700hPa面) の不安定域, 青色は湿度20%以下の乾燥域を表す

500hPa面等圧面高度・湿度・風速および400hPa～700hPa面での R_i の最小値 (濃色) の分布を示す。

気象津波発生前～発生時における大陸規模の気象場に見られる共通の特徴として, チベット高原およびヒマラヤ山脈の南側を迂回する亜熱帯ジェット気流直下の乾燥空気を伴う偏西風が, 太平洋高気圧の辺縁部に接する中国大陸南岸から東シナ海にかけて北側に緩やかに蛇行していることが挙げられる。この様子が, 図-3において東経110～120度, 北緯20度～30度付近の500hPa等高度線および湿度20%以下の乾燥空気の緩やかな北向きの蛇行と西南西の風の場に現れている。これに加えて, 太平洋高気圧辺縁部の暖かい湿った空気が南西風に乘って中国南部の山地を通過するときに, 山地の地形に沿って空気が上昇し, 重力波が発生する。上昇した空気が乾燥空気と接することで, 凝結した水蒸気の再蒸発と共に乾燥空気の冷却・沈降が起こり, 対流の活性化と重力波の増幅 (wave-CISK) が生じる。その結果として, 湿った空気の上昇と共に対流圏中層の不安定域が中国大陸南部から西日本にかけて帯状に延びている様子が現れている。

2010年1月25日の事例では, 不安定層が東シナ海および台湾北部に発生し, 陸側での不安定層が見られなかった。この時には, 九州の南西側に不安定層が広がり, 九州西岸には達しなかった。その理由として, シベリアから朝鮮半島に達する気圧の谷が深く, 北緯30度付近の東シナ海の上空の風が西～西北西の風であり, 重力波の北進が妨げられたこと, 台湾南部から海南島にかけての海域での上空の空気が湿っており, 他の事例と比べて対流不安定が弱いことが挙げられる。

対流圏中層の不安定層が東シナ海を覆っているときの北緯31度付近の東シナ海上の鉛直方向および不安定層の高度分布の断面図を図-4に示す。2009年2月25日のケース (a) では, 不安定層が700～400hPa付近に集中しており, その上下で大気層が安定している。このように不安定層の上下に安定層に挟まれた構造が大陸側で発生した重力波を九州西岸まで長距離伝播する。この効果がwave ductである。2010年3月5日18時 (日本時間) の鉛直断面では, 2009年2月25日のケースとくらべて不安定層の高度が低く, 鉛直方向の上下動が不安定層内にとどまっているのに対し, その2時間後の3月5日20時 (日本時間) の断面では, 大気下層の安定層の厚さが増大し, 東経127度～130度の上空で波長30～50kmの大気の上下動が顕著である。図-4 (b), (c) の2時間での東西方向の移動は東経方向換算で2度 (約100km/h) と見積もられることから, 海洋長波の位相速度と同程度の速度で伝播していることが分かる。

(2) 気圧微変動の伝播

2009年2月25日の事例について, 九州沿岸域での気圧

図-4 北緯31度での東シナ海上の鉛直風速および不安定層(斜線影部分)の鉛直断面

図-5 九州西岸に接近する気圧微変動。凡例は海上の水平風の発散強度を示す

偏差と風速の水平発散強度分布を表した結果を図-5に示す。北緯31度東経128度の東シナ海上から鹿児島県甬島に向けて濃色域が北東方向に帯状に延びているが、これは地上の寒冷前線に対応する風の収束域である。2月25日5時30分(日本時間)の分布で北緯31.4度、東経128.5度付近に $+2\text{hPa}$ の正の気圧偏差域があり、甬島から北緯31.0度、東経128.8度付近に延びる水平風の収束域に対応する前線に対してほぼ直交する向き(北東)に移動している。気圧微変動の発生域では、気圧傾度力による水平風の強い収束・発散が発生し、正偏差域の中心付近で $300 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 以上の強い収束が見られる。

数値計算で得られた定点の海面気圧の時系列と観測との比較を示したものを図-6に示す。2009年2月25日のケ

図-6 計算で得られた海面気圧と観測気圧との比較。上段は2009年2月25日のケース、下段は2010年3月5-6日のケースを示す

ースでは同日6時頃の気圧ジャンプがよく再現されている。一方、2010年のケースでは、周期10分～20分、最大全振幅 1.2hPa の気圧微変動が計算上には現れているが、観測で得られているような数時間周期の変動が必ずしも再現できているとは限らない。他のケースでも気圧微変動自体は表れても、全振幅が 1.0hPa 未満と浅野ら(2011)の実測と比べ全般的に小さい。

(3) 粒子追跡解析

本研究の数値計算により得られる風速場のデータを用いて、後方粒子追跡を行い、九州西岸に気象津波が達するときの気流の流入経路について調べた。図-7は3月5日21時に東経130度、北緯30度～32度のライン上で、下層 $0.1\text{km} \sim 2.0\text{km}$ の間の大気層に到達する空気を後方追跡した結果を示している。Domain2の30分間隔の気象場データを使用し、風の間を10分間隔で時間的に線形内挿しながら追跡した。計算の際には、水蒸気の凝結潜熱放出に伴う空気塊の上昇や降水による落下の影響も考慮に入れている。図-7中のマーカーは、1時間毎の位置を示している。図-7の結果から、九州西岸に達する空気塊は、①太平洋高気圧の辺縁に沿って南～南西風に乗って流入する下層の湿った空気、②台湾西部から中国南岸で上昇し、風速 30m/s 前後の南西風に乗って到達する高度 $3 \sim 5\text{km}$ の対流圏中層の大気、③上海付近でやや北に向けて蛇行する上空のジェット気流に伴う乾燥した空気、以上の3つから成ることが分かる。気圧波の発生・伝播で重要となるのは②の空気塊で、マーカーの空間間隔から中国大陸側から8～12時間かけて到達する。したがって、中国大陸南岸域での対流圏中層の不安定域と西日本への移動が

図-7 九州南岸の下層大気に到達する水蒸気を含む空気塊の後方粒子追跡。色は空気塊の高度を表す。2010/3/5-6の事例

適切に予測されれば、冬季～春季にかけて東シナ海を伝播する気象津波の予測が可能となると考えられる。

5. 結論と今後の課題

本研究では、2009年から2010年に東シナ海上を伝播した気象津波に関して、2009年2月の事例と、2010年の甌島での潮位観測に基づき事例を抽出し、大陸規模の循環場からメソスケール気象場までの解析を行った。その結果、以下の結論が得られた。

- ① 北緯25度付近の亜熱帯ジェット気流直下の乾燥した偏西風がチベット高原と太平洋高気圧により中国大陸南岸部で北寄りに蛇行する。この時に下層の湿った空気が地形などにより強制的に持ち上がり、上空3～6km付近の大気の状態が不安定となる（wave-CISK）。
- ② 一方、海面付近の下層大気は安定であり、安定層の上に不安定層が存在することで、中国大陸南部および沿岸域で発生した重力波が海面を含む下層付近で勢力を維持したまま伝播し、海面気圧の微変動をもたらす。
- ③ 上述の不安定大気の層が東シナ海上を帯状に東西に長く伸び、気圧微変動は不安定層の直下に分布する。
- ④ 発生源から九州沿岸までの到達時間は約8～12時間であり、移動速度は上空3～5kmの風速に支配され、東シナ海の海洋長波の位相速度（25～35m/s）と同程度となり共鳴条件を満たす。

以上より、大陸規模の偏西風蛇行から個々の気圧微変動までの多重規模の現象が一連の現象として繋がっていることが示され、数時間規模の気象津波の予知の可能性を示す結果が得られた。

尚、本研究では、気圧微変動と不安定層そのものとの関連性は示せたものの、現地観測と同程度の気圧波の振幅が得られたケースは限られる。本稿とは別に梅雨期に発生した事例を別報として述べている（田中、2011）が、強い降水を伴う場合の気圧微変動は、観測結果とよく対応している結果が得られている。気象モデルと海洋モデ

ルとのカップリングによる気象津波のメカニズムの統合的解明には、対流雲形成などの微物理過程の違いによる効果をはじめ、更なる研究が必要である。

参考文献

- 浅野敏之・山城 徹・竹下 彰・坂本裕昭・西村規弘 (2011)：上甌島浦内湾における「あびき」の現地観測，土木学会論文集B2（海岸工学），Vol. 67, No. 2, pp.176-180.
- 志賀 達・市川真人・楠元健一・鈴木博樹（2007）：九州から薩南諸島で発生する潮位の副振動の統計的調査，測候時報，第74巻，pp.S139-S162.
- 田中健路・浅野敏之（2010）：2009年2月に上甌島で潮位副振動を発生させた気象場に関する解析，土木学会論文集B2（海岸工学），Vol. 66, No. 1, pp.181-185.
- 田中健路（2011）：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，土木学会論文集B2（海岸工学），Vol. 67, No. 2, pp.386-390.
- 山城 徹・安田健二・久保山知明・城本一義・柿沼太郎・浅野敏之（2009）：上甌島浦内湾で観測した副振動の特性について，海洋開発論文集，第25巻，pp.1365-1370.
- 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 Klemp, J.B. (1982): On the effects of moisture on the Brunt-Väisälä frequency, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 369, pp. 2152-2158.
- Hibiya, N and Kajiura K.(1982): Origin of the ABIKI phenomenon (a kind of seiche) in Nagasaki Bay, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, Vol.38, pp.172-182.
- Hong, S.Y., and Lim, J-O. J., (2006): The WRF Single-Moment 6-class Microphysics Scheme (WSM6) *J. Korean Meteor. Soc.*, Vol. 42, pp. 129-151
- Lindzen, R.S. (1974): Wave-CISK in the tropics, *J. Atmos. Sci.*, Vol.31, pp.156-179.
- Lindzen, R.S. and Tang, K.K. (1976): Banded Conductivity Activity and Ducted Gravity Waves, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 104, pp. 1602-1617.
- Moore, R.W., and Montgomery, M.T., (2004): Reexamining the Dynamics of Short-Scale, Diabatic Rossby Waves and Their Role in Midlatitude Moist Cyclogenesis. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 61, pp. 754-768.
- Šepić, J., Vilibić, I., and Monserrat, S.(2009): Teleconnections between the Adriatic and Balearic meteotsunamis, *Phys. Chem. Earth*, Vol. 34, pp. 928-937.
- Skamarock, W. C., Klemp, J.B., Dudhia, J., Gill, D.O., Baker, D.M., Duda, M.G., Hunag, X.Y., Wang, W., and Powers, J.G. (2008) A Description of the Advanced Research WRF Version 3, NCAR TECHNICAL NOTE, NCAR/TN-475+STR, 113pp.
- 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.
- Vilibić, I., and Šepić, J.(2009): Destructive meteotsunamis along the eastern Adriatic coast: overview, *Phys. Chem. Earth*, Vol. 34, pp. 904-917.
- Zhang, F., Koch, S. E., Kaplan, M. L (2003) : Numerical simulations of a large-amplitude mesoscale gravity wave event, *Meteorology and Atmospheric Physics*, vol. 84, pp.199-216.