東北地方太平洋沖地震津波の遡上による地形変化が 波崎海岸において何故少ないか？

Reason why topography change by tsunami run-up of 2011
Tohoku earthquake is small in Hasaki coast

柳嶋慎一¹

Shin-ichi YANAGISHIMA

Factors of small erosion on the land side above the L.W.L. by the tsunami run-up were examined. About the tsunami run-up frequency, tsunamis that cause the topography change for the beach was four times. About the sediment grain diameter, the beach was covered with the coarse sand. Therefore, the ground-water rising with the infiltrating seawater was small. The berm erosion was not caused. About the subsidence, the subsidence due to the earthquake was 0.12m and the dune height was enough. The tsunami run-up did not exceed the dune top.

1. はじめに

2011年に発生した東北地方太平洋沖地震による津波は、宮城県、福島県の開放的な海岸において甚大な被害を与え、茨城県大洗港および千葉県飯岡漁港周辺で被害が生じた。

田中ら(2011)は、仙台海岸の現地調査および空中写真の解析により、旧川河口位置、海岸構造物不連続部などの流れが集中する場所で海岸侵食は増大し、佐藤ら(2011)は、福島県勿来海岸の現地調査により、津波の遡上は一樣であるが、遡上した水塊が海に戻る時には、海岸堤防が倒壊した箇所に集中し、砂州が侵食されたと指摘している。

波崎海岸においては、津波の遡上がD.L.+10.10mにも及んだものの、地形変化は少なかった(柳嶋ら, 2011)。

本研究では、波崎海洋研究施設周辺において、津波の遡上にともなう地形変化が干潮面よりも高い範囲で少なかった要因を、津波遡上波数、砂浜の底質粒径、地盤沈下に注目し検討を行った。

2. 調査方法

調査は、図-1に示す、茨城県神栖市の鹿島灘に面する波崎海洋研究施設(以後、HORSと呼ぶ)周辺海岸で実施した。HORSでは、平均汀線付近にある観測栈橋建物(図-2)の沖側かつ栈橋の銚子側サイドを原点とし、岸沖方向をy軸(沖方向を+)、沿岸方向をx軸(銚子方向を+)とするHORS固有の座標系を使用している。また、高さの基準は、波崎港工事基準面(D.L.0m=T.P.-0.687m)を使用している。

津波遡上波形の測定には、図-2に示す、HORSの後浜に設置した地下水位・水温計(ダイバー水位・水温計、自記式、サンプリング間隔=10分)を用い、y=-65mの位置の観測井戸(写真-1)内で測定した(柳嶋ら2011参照)。

津波遡上時の地下水位と地下水温の変化状況を確認するために、2012年2月20日に海水40ℓを観測井戸に注水し、地下水位・水温を測定した(サンプリング間隔=1分)。

遡上痕跡は、GPS測量器を用い、2011年3月14日午前中に測定した(詳細は、柳嶋ら2011参照)。

底質の柱状試料を、地下水位計が設置された、測線x=0mのy=-60m, y=-40mの2地点で、2010年9月30日に、y=-70m, y=-50mの2地点で、2011年3月15日に採取した。試料の採取は、各地点とも地表面から5cm毎に、約1mの深さまで行い、粒度分析は、試料の水洗い乾燥後、自動砂フルイ装置(ロボットシフターRPS-205)によって行った。

栈橋に沿う断面地形は、2010年9月24, 30日, 2011年3月11, 14日に岸沖方向間隔5mで、レベル・スタッフお

図-1 調査位置図

図-2 地下水位計の配置

写真-1 観測用井戸

およびレッドにより測定した。地形の平面測量は、3月14日にHORSを中心に沿岸方向400mの範囲を40m間隔で、砂丘の付け根から汀線付近までの範囲（約120m）を岸沖方向間隔5mで、レベル・スタッフにより、測量した。また、3月14日には砂丘付近の詳細な地形を調べるために、地形測量測線の陸側の範囲（砂丘の陸側～砂丘頂部～砂丘付け根）および沿岸方向40mの測線の間に、遡上痕跡の高い測線と低い測線を追加し、GPS測量器により測量した。

水面波形は、観測栈橋先端に取り付けた空中発射式超音波波高計により、風速は、観測栈橋先端のD.L.+10mの位置に取り付けたコーシンペーン式風向・風速計により、大気圧は、観測栈橋上の建物内に設置した気圧計により測定している。風速は、正時前10分間の平均値を計算し、水位、大気圧は、1時間毎に正時をはさむ20分間のデータの平均を求め、有義波高は、同上データから計算している。

地震による地盤の変動を測定するために、2011年3月28日に、GPS測量器（Trimble 5800）による精密ステティック測量をHORSの基準点1について行った。観測時間は、2時間であり、計算の際の比較電子基準点は、茨城鹿島、銚子、干潟の3地点である。

3. 津波の遡上

図-3は、津波遡上波形（青線）と地下水温（赤線）記録を示している。図中には、井戸上端と地盤高を点線で、海水温（汀線から175m海側、D.L.-1mの位置で、サーミスター式水温計により1時間毎に20分計測し平均値を計算）を緑線で示した。なお、11日15時から13日7時までの間の海水温データは、停電により欠測したので補間し

図-3 津波遡上波形と地下水温の変化

図-4 海水注入による地下水位と地下水温の変化

ている。

津波の第1波は、地震発生（3月11日、14時46分）から54分後の15時40分に遡上し、水位は最大（+4.54m）になっている。そして、津波は、3月12日5時までの間に波崎海岸に合計10波遡上している。

地震発生前の地下水温は、15°Cであり、第①波目の津波の遡上により、遡上水位は急激に上昇するとともに、地下水温は急激に低下し、緑線で示す海水温（9°C）と同じになっている。同様に、第②、③、⑤、⑥波目の津波の遡上に伴い地下水温は、低下している。

図-4は、観測井戸内に海水を試験的に注入した際の地下水位と地下水温の変化を示している。図中には、注水した海水温（9°C）を緑線で示してあり、注水前の地下水温（15°C）とともに、図-3に示した津波遡上時と同じ条件である。

地下水位は、20ℓ入りのポリタンク2個の海水を井戸上端から連続注水したことに応答し、約2分で0.95m上昇し、その3分後には、注水前の水位に戻っている。

地下水温は、海水の注水とともに11°Cまで低下し、その後は、ゆっくりと上昇しており、図-3に示した津波遡上時の地下水温の低下、その後の上昇が再現されている。

以上の結果から、第①、②、③、⑤、⑥波目の津波の遡上の際は、観測井戸上端（+3.94m）から海水が直接井戸内に入ったため、遡上水位は急激に上昇するとともに、地下水温は急激に低下したことが分かる。ただし、⑤波目の津波遡上の際の地下水温は、海水温と同一までは低

下していないことから、この時の津波高は、井戸上端高を僅かに越えた程度であったと推察される。

第4, 7, 8, 9, 10波目の地下水位の上昇量が少ないことから、これらの時の津波高は、地下水位観測地点の地盤高 (+3.35m) より少し高い程度であったと推察される。

従って、波崎海岸に遡上した10波の津波の内、後浜を含め地形変化に大きな影響を及ぼしたのは、第①, ②, ③, ⑥波目の4波のみであったと考えられる。

図-3に示した津波遡上波形において、第①, ②波目の津波の遡上の際に、地下水位は全く上昇していない。

台風時の砂浜を観察すると、波の遡上後に砂浜表面の無数の孔から気泡が出ている現象を確認できる。これは、砂中の空気が海水の浸透に伴って大気中に排出されるためである(柳嶋ら, 2007)。

写真-2は、砂丘近くの高床式建物の1階にある倉庫を示している。この倉庫には、矢印で示す通気口(φ5cm)が、地盤から1.7mの位置の海側と陸側の壁にそれぞれ1個ずつ設置されている。

この建物の玄関付近に残った津波高痕跡は、D.L.+7.37m(柳嶋ら, 2011)であり、倉庫は、最大の津波が遡上した際には、完全に水没した。それにもかかわらず、倉庫内は、写真-3に示すとおり、通気口から海水が噴射的に入ったのみで、倉庫内の床を濡らすまでには至らなかった。

倉庫内が浸水しなかったのは、津波が短時間で水位を増したため、同一高さに設置された通気口から海水がほとんど入らず、津波高が通気口よりも高くなると倉庫内の空気が排出されないため、海水が倉庫内に入らなかったためと考えられる。

砂浜においても、津波が短時間で遡上痕跡付近まで達し、台風時に生じたような砂中の空気の排出、海水の浸透が生じなかったため、第①, ②波目の津波の遡上の際に、地下水位は上昇しなかったものと考えられる。

第③波目以降、地下水位が上昇しているのは、津波高さが①, ②波目より低く、砂中の空気が排出され海水が浸透したためと考えられる。

4. 底質粒径

図-3において、第③波目の津波の遡上以降、地下水位(地盤高よりも低い時の水位)は少しずつ上昇している。そして、津波が引いた後の地下水位の低下スピードは、一定ではなく、高さ+2.8mまでの水位の低下は速く、それよりも低くなると地下水位の低下スピードは、遅くなっている。

図-5は、観測井戸のある測線 $x=0\text{m}$ において、2010年9月30日に調査した底質中央粒径の鉛直分布を示している。

図中には、9月24日の断面地形を点線で示してあり、

写真-2 倉庫の外観

写真-3 倉庫内の浸水状況

図-5 底質中央粒径の鉛直分布 (2010年9月30日採取)

図-6 底質中央粒径の鉛直分布 (2011年3月15日採取)

24日から27日の間の台風の通過に伴って、太線で示すように $y=-25\text{m}$ よりも海側のバームが侵食され、その範囲の砂が $y=-65\text{m} \sim y=-25\text{m}$ の間の凹んでいた範囲に運ばれ堆積した。

海側の $y=-20\text{m}$ 地点の底質中央粒径は、表面が 0.4mm で

図-7 底質中央粒径の鉛直分布と断面地形

図-8 津波遡上波形と粗砂層

あり、深くなるほど粒径は粗くなり、深さ1mの地点では3mmを越えている。

堆積が生じた範囲の底質の中央粒径は、堆積部分が0.3mm以上で、これは、海側の粗い砂が運ばれたためと考えられる。y=-40m地点の地形変化が生じなかった深さ0.25mから1mの中央粒径は、0.3～0.5mmであり、1m以上深くなると0.2mmで細くなっている。y=-60m地点の地形変化が生じなかった範囲の中央粒径は、0.18mmで細かい。

このように、バームを構成する部分は全て粗い砂から成り、観測井戸のある位置でも、砂浜表面から深さ0.4mの範囲は、粗い砂で構成されていることが分かる。

図-6は、測線x=0mにおいて、2011年3月15日に調査した底質中央粒径の鉛直分布と断面地形を示している。

陸側のy=-70m地点の底質の中央粒径は、津波によって堆積した部分で0.2～0.25mmとやや粗く、それよりも深くなると0.18mm以下で細かい。海側のy=-50m地点の底質の中央粒径は、堆積部分の下層が0.5mmと粗いけれど、それよりも上層、下層とも0.2～0.3mmでやや粗くなっている。

図-7は、図-5と図-6に示した中央粒径の鉛直分布を重ねて示したものである。なお、2010年9月30日のデータの内、2010年9月30日から2011年3月11日までの間に侵食された部分のデータは除外し、地形が変化していない

部分の底質はそのまま残っていると考え、示してある。

前述のとおり、観測井戸付近から海側の広範囲に渡って、砂浜表面付近は、粗い砂で構成されていることが分かる。

図-8は、津波遡上波形とともに、観測井戸付近の粗砂層を黒色の網掛けで示したものである。

地下水位低下スピードが速い範囲と粗砂層の範囲は一致し、地下水位低下スピードが遅い範囲は、粗砂層の下側（細かい砂層）になっている。

津波が繰り返し遡上したにもかかわらず、地下水位が地表面まで達しなかったのは、砂浜の表面付近に粗砂層が存在し、浸透水の浸出が速やかに行われたためと考えられる。

加藤・柳嶋（1992）の研究によって、底質の中央粒径が0.18mmの砂浜海岸で荒天時に生じる急激な前浜の侵食は、（1）長周期波がバームを越えて浜の高い位置まで遡上し、（2）滞水した海水が浜に浸透して地下水位が上昇し、（3）さらに海水が前浜から浸出するところが侵食を受ける、という連鎖が繰り返されて進行することが、明らかになっている。

従って、東北地方太平洋沖地震津波の遡上によって、バームが侵食されなかったのは、砂浜内の地下水位が地表面まで達しなかったためと考えられる。

5. 地盤沈下

国土地理院（2011）によれば、東北地方太平洋沖地震によって地盤沈下が生じ、2011年4月5日から10日までの観測により、岩手県大船渡市、宮城県東松島市の電子基準点は、それぞれ、0.76m、0.47m沈下した。そこで、HORSにおける東北地方太平洋沖地震による地盤沈下量を検討した。

HORSにおいて、有義波高1m以下、平均風速3m/s以下、気圧偏差5Hps以下の条件（選定条件と呼ぶ）の下で、栈橋先端の平均水位は天文潮位に一致することが分かっている（加藤ら1989）。

図-9は、地震発生前の2011年3月9日から11日14時までの間で選定条件を満たす栈橋先端平均水位と天文潮位との関係を示しており、両者は、1対1の関係を示す直線の廻りに分布している。

図-10は、地震後の3月13日から14日までの間で選定条件を満たす栈橋先端平均水位と天文潮位との関係を示している。栈橋平均水位は、天文潮位よりも平均的に0.12m高くなっている。この水位の差は、HORSにおける地盤沈下量を現しており、東北地方の地盤沈下量に比べ小さい。

表-1は、HORSの基準点1の精密スタティック測量結果（世界測地系）を示している。ここで、地震前の値は、

2007年4月に実施したVRSによるGPS測量の結果である。

基準点1の地盤高は、2007年4月に比べ0.077m低下し、北に0.046m、東に0.290m移動したことが分かる。

地盤沈下量は、図-10に示した地震直後の-0.12mから-0.077mに変化したので、0.04m小さくなっている。

このように、地震によって生じた波崎海岸の地盤沈下は、時間の経過とともに解消されつつある。

図-9 地震発生直前の平均水位と天文潮位の関係

図-10 地震直後の平均水位と天文潮位の関係

表-1 基準点1のスタティック測量結果

座 標	X (南北)	Y (東西)	Z
地震前 (2007/04)	-17326.313	83796.257	10.319
地震後 (2011/03/28)	-17326.359	83796.547	10.242
変 位	0.046	0.290	-0.077

図-11 砂丘頂部高と遡上高の関係

図-11は、代表的な24測線の遡上痕跡高（柳嶋ら、2011）とその測線の砂丘頂部の高さとの関係を示したものである。

砂丘頂部高と遡上痕跡高がほぼ同一のデータが3測線あるけれども、ほとんどのデータは、砂丘頂部高よりも遡上痕跡高の方が低くなっている。つまり、波崎海岸において、津波は砂丘を越えて陸側に侵入することはなかった。

もし、地盤沈下量が0.12mよりも大きければ、津波が沈下した砂丘頂部を越え、砂丘の侵食が生じた可能性が高い。

6. おわりに

波崎海岸において、東北地方太平洋沖地震津波遡上にとまう地形変化が干潮面よりも高い範囲で少なかった要因を、津波遡上波数、底質粒径、地盤沈下に注目し検討した。波崎海岸で地形変化が少なかったのは、以下のためである。

- (1) 地形変化に影響を及ぼしたと考えられるのは、遡上した10波の津波のうち、4波である。
- (2) 砂浜表面の粗砂層により地下水位が地表面まで上昇しなかったため、バームの侵食は生じなかった。
- (3) 地震に伴う地盤沈下量は、0.12mと少なく、津波が砂丘頂部を越えなかったため、砂丘部の侵食が生じなかった。

謝辞：本論文の作成にあたり、港湾空港技術研究所特別研究官栗山善昭氏、上席研究官中村聡志氏から有益な助言をいただいた。ここに記し、深謝の意を表する。

参 考 文 献

- 加藤一正・柳嶋慎一 (1992)：長周期波によるバームの侵食，土木学会論文集，No.452/II-20，pp.41-50。
- 加藤一正・柳嶋慎一・磯上知良・村上裕幸 (1989)：波による汀線付近の水位上昇量－波崎海洋研究施設における現地観測－，港湾技術研究所報告，第28巻，第1号，pp.3-41。
- 国土地理 (2011)：平成23年 (2011) 東北地方太平洋沖地震に伴う地盤沈下調査結果について，<http://www.gsi.go.jp/sokuchikijun/sokuchikijun60008.html> (オンライン)，参照2011-07-07。
- 佐藤慎司・武若 聡・劉 海江・信岡尚道 (2011)：2011東北地方太平洋沖地震津波による福島県勿来海岸における被害，土木学会論文集B2，Vol.67，No.2，I_1296-I_1300。
- 田中 仁・真野 明・有働恵子 (2011)：2011東北地方太平洋沖地震津波による海浜地形変化，土木学会論文集B2，Vol.67，No.2，I_571-I_575。
- 柳嶋慎一・加藤一正・長谷川 巖・岩佐直人 (2007)：透水層埋設による海浜の安定化，土木学会論文集B，Vol.63，No.1，73-91。
- 柳嶋慎一・中村聡志・伴野雅之・山田雅仁 (2011)：東北地方太平洋沖地震による波崎海岸における津波の遡上と地形変化，土木学会論文集B2，Vol.67，No.2，I_236-I_240。