

新潟県中越沖地震によって発生した海岸施設の被災と津波の伝播 および海岸付近の住民の避難対応について

長岡技術科学大学 環境・建設系 水工学研究室
細山田 得三*・犬飼直之**

1. はじめに

本報告は、平成19年10月に発行した長岡技術科学大学 新潟県中越沖地震災害調査報告書の内容に平成20年3月までに行った調査研究の結果を加筆した内容（特に津波伝播特性と住民避難の実態）について報告する。

2. 海岸付近の被災状況および津波の概要

平成19年7月16日10時13分、新潟県中越沖の深さ約17kmの地点を震源とするマグニチュード(M)6.8の地震が発生した。この地震により新潟県柏崎市青海川地区（速報版写真1）、同市米山町聖ヶ鼻地区、笠島地区、刈羽村赤田町地区ではがけ崩れが生じ、柏崎市西港町地区ではがけ崩れにより地盤に段差が生じた。また、柏崎市番神2丁目地区および同市上輪地区では擁壁が倒壊し、同市宮川海岸では海岸護岸の傾斜が生じた。また、柏崎市から出雲崎方面に向かう海岸線沿いの道路では、数多くの斜面崩壊が見られた（速報版写真2）。新潟県上越地区では、マリーナ上越の保倉川陸閘門の門扉が操作不能となった。港湾における地震の揺れは、柏崎港が震度6強であり最大加速度が667gal、直江津港は震度5強で最大加速度が224gal、新潟港では震度4で最大加速度は35galとなった。このような振動による港湾施設の被災は柏崎港（地方港湾）に集中し、中浜埠頭の液状化による沈下陥没および埠頭取付部の傾斜、中央埠頭および東埠頭岸壁のエプロン部の陥没が見られた。（速報版写真3,4はそれぞれ、岸壁取付け部の傾斜およびエプロン部（-5.5m岸壁）の沈下の様子）

一方、津波による被災は結果的には大きなものでは無かったが、石川県から青森県までの日本海沿岸

で潮位および波浪観測システムによって津波が観測された。このデータは数値計算による波浪伝播計算の妥当性評価を与える材料となっている。また、地震発生時点では、津波による被害が十分予想されるものであったため、住民の避難が適切かつ迅速であったかどうかを検証する必要がある。このため、本調査団では日本海の海底地形を考慮した津波の伝播に関する数値実験および聞き取りによる住民の避難状況の調査を行った。これらの結果についての詳細を以下に示す。

3. 観測結果による津波の伝播特性

海岸における波の観測は、気象庁における潮位観測および国土交通省港湾局における全国港湾海洋波浪情報網（ナウファス:NOWPHAS）が挙げられる。気象庁では長期的な海面水位の変動を把握するために全国各地で潮汐の観測を行っている。ナウファスは、国土交通省港湾局を中心として運営されている沿岸の波浪情報網である。本報告では気象庁から発表された水位変動データについて述べ、ナウファスによるデータについては最終報告書に記述こととする。気象庁によって計測された津波の時系列によれば、当然ながら柏崎や小木（佐渡）など震源に近い地点では大きな波となっている。また、いずれも波形の先頭は水位上昇であり押し波から入射していることを示す。富山や能登半島の珠洲のような南西方向の波形の変動が少ないが、震源より北方に位置する新潟やさらに遠方の酒田では波形の変動が見られる。

4. 津波の数値シミュレーション

津波の数値計算は流体の運動方程式の圧力項に静水圧近似を用いた非線型長波方程式を用いる場合が

一般的である。遠地津波などの場合は非線形項を無視した線形長波方程式を用いる場合がある。近年では計算に高い精度が要求されることが多いため、非線形性や分散性を十分考慮したモデルが用いられることが多くなっている。また、ある程度広い領域を計算する場合、計算格子に直交デカルト座標系ではなく、球面座標を用いる場合がある。本報告では、津波の数値計算に分散性を高く評価できるモデルを用いて計算を行った。さらに球面座標系での計算や逆伝播図による津波の特性について検討した結果について報告する。

4.1 数値計算手法

4.1.1 分散性を考慮した数値計算法

Lynett, P. and Liu, P.L.-F.(2002)らによる弱非線形分散性波動モデルを用いた計算を行った。その基礎方程式を以下に示す。

$$\begin{aligned} \eta_t + h_t + \nabla \cdot ((h + \eta) \mathbf{u}_\alpha) \\ + \nabla \cdot \left[\left(\frac{1}{2} z_\alpha^2 h - \frac{1}{6} h^3 \right) \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}_\alpha) \right. \\ \left. + \left(z_\alpha h + \frac{1}{2} h^2 \right) \nabla (\nabla \cdot (h \mathbf{u}_\alpha) + h_t) \right] = 0 \end{aligned} \quad (1) \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \mathbf{u}_\alpha + \mathbf{u}_\alpha \cdot \nabla \mathbf{u}_\alpha + g \nabla \eta \\ + \left[\frac{1}{2} z_\alpha^2 \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}_\alpha) + z_\alpha \nabla (\nabla \cdot (h \mathbf{u}_\alpha) + h_t) \right]_t = 0 \end{aligned} \quad (2) \quad (2)$$

ここで、 $\eta(x, y, t)$ は水位変動、 $h(x, y)$ は静水深、ナブラ $\nabla = (\partial/\partial x, \partial/\partial y)$ は水平方向微分演算子、

$\mathbf{u}_\alpha(x, y, t)$ は $z = z_\alpha = -0.531 h$ での水平方向流速である(Nwogu,1993)。下付き添 t は時間に関する偏微分である。この方程式は Nwogu (1993) による非線形ブシネスク方程式に海底地形変動を含めたものとなっている (Lynett, P. and Liu, P. L. -F, 2002)。

Wei and Kirby (1995) にならい、有限差分法により計算を行った。計算法の構成は Wei and Kirby (1995) と Wei et al. (1995) と類似した内容となっている。計算スキームは予測・修正子法であり、 (Δt^4) の精度を有している (ここで Δt は時間ステップ長である)。空間微分についても同様に 4 次の精度を有している。時間積分の予測ステップについては 3 次の精度を有するアダムスバシュフォース(Adam-Basforth)スキーム

を用い、修正ステップでは 4 次の精度を有する陰解法である、アダムス・モルテン(Adams-Moulton) スキームを用いた。数値計算に関する詳細は、Wei and Kirby (1995) に示されているものと同様である。

4.1.2 球面座標系上での数値計算

一方、球面座標での数値計算は、デカルト座標上の非線形長波方程式を直交曲線座標系 (球面座標はその一種) での方程式に書き換えることによって表示できる。以下に示す連続式および運動方程式を用いて計算を行った。球面座標系での運動方程式、連続式を以下に示す。

(経度方向)

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + L(u) - \frac{uv \tan \phi}{a} - fv = -\frac{1}{\rho_w} \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial P}{\partial \lambda} + \\ A_h \left\{ \nabla^2 u + \frac{(1 - \tan^2 \phi) u}{a^2} - \frac{2 \sin \phi}{a^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} \right\} + \frac{g u \sqrt{u^2 + v^2}}{(\zeta + h) c^2} \end{aligned} \quad (3)$$

(緯度方向)

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + L(v) - \frac{u^2 \tan \phi}{a} + fu = -\frac{1}{\rho_w} \frac{1}{a} \frac{\partial P}{\partial \phi} + \\ A_h \left\{ \nabla^2 v + \frac{(1 - \tan^2 \phi) v}{a^2} - \frac{2 \sin \phi}{a^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} \right\} + \frac{g v \sqrt{u^2 + v^2}}{(\zeta + h) c^2} \end{aligned} \quad (4)$$

連続式

$$\begin{aligned} \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} \{ (\zeta + h) u \} \\ + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \{ (\zeta + h) (v \cos \phi) \} = 0 \end{aligned} \quad (5)$$

ただし、式の中に示される記号は、 λ :緯度(rad)、 ϕ :経度(rad)、 h :水深(m)、 ζ :水位(m)、 f :コリオリ力、 a :地球の半径(=6.37×10⁶m)、 A_h :渦粘度(m²/s)、 A_v :垂直粘度(m²/s)、 P :圧力(N/m²)である。また、運動方程式の移流項に含まれている演算 L および 2 階微分演算子ナブラは、

$$\begin{aligned} L(\alpha) \equiv \\ \frac{u}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} (\alpha) + \frac{v}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (\cos \phi \alpha) + w \frac{\partial}{\partial z} (\alpha) \quad (6-1,2) \\ \nabla^2 \alpha \equiv \\ \frac{1}{a^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial^2 \alpha}{\partial \lambda^2} + \frac{v}{a^2 \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\cos \phi \frac{\partial \alpha}{\partial z} \right) \end{aligned}$$

となる。

時間積分には陽解法を用い、空間微分には中央差分を用いて離散化する手法を用いた。震源の変動量

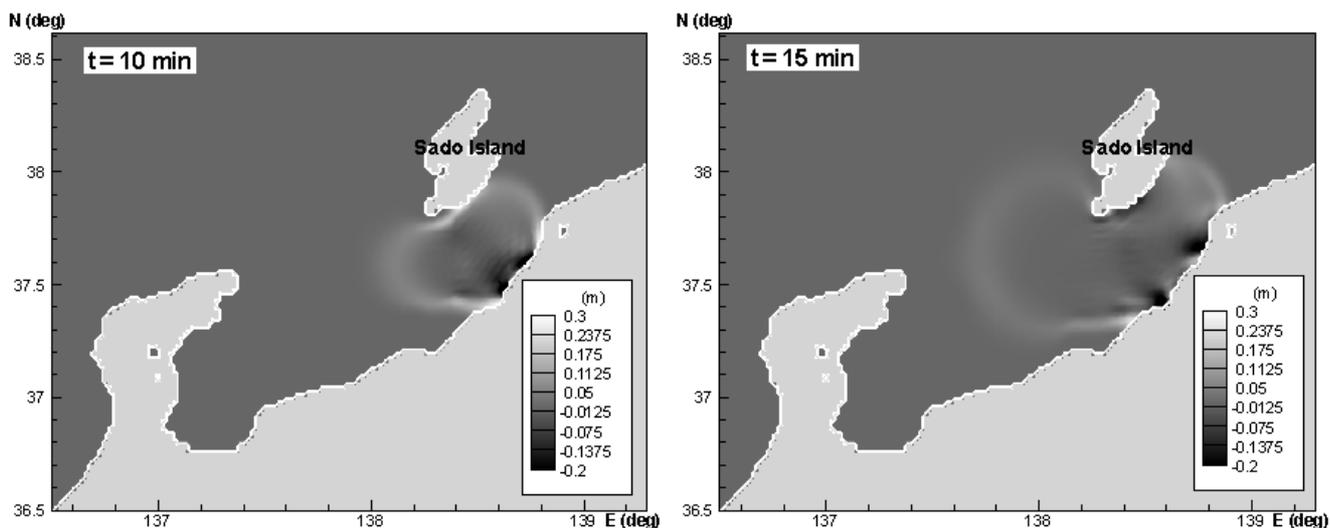


図-1. 地震発生後 10 分および 15 分後の水位変動分布

は断層モデルを用いて計算を行った。また、波の屈折方向は波線の方程式を利用して計算をおこなった。

4.2 計算領域および震源域

4.2.1 分散性波動の数値計算での計算領域

計算領域は東経 132～141 度、北緯 35～42 度である。海底地形の情報は National Geophysical Data Center (NGDC)より提供されている 2分メッシュで全球を覆う ETOPO2 を用いた。このデータを 1分メッシュのデータに内挿して計算に用いた。計算領域の緯度により、計算格子サイズは、 $\Delta x = 1460 \text{ m}$ 、 $\Delta y = 1850 \text{ m}$ とした。また、計算の安定化のために必要な条件を考慮して、時間間隔を 2秒とした。コリオリ力および潮汐は無視されている。

津波の波源の条件としては、震源に対応した海底地盤を鉛直方向に急激に上昇させて津波を発生させた。なお、海底の斜面崩壊などのような場合は海底地形の変動が有限の時間に作用するため、突然、海底地盤が鉛直に変異したモデルでは対応できない。本モデルではどちらにも対応できるようなスキームを採用している。

断層の広がり新潟県小木港、新潟市、富山市の 3 点の津波到達時間から津波数値計算での逆伝播により推定され、その水平方向の規模はおおよそ $10.5 \text{ km} \times 7.5 \text{ km}$ であり、最大上昇量と下降量はおおよそそれぞれ 0.5 m および -0.3 m であった。

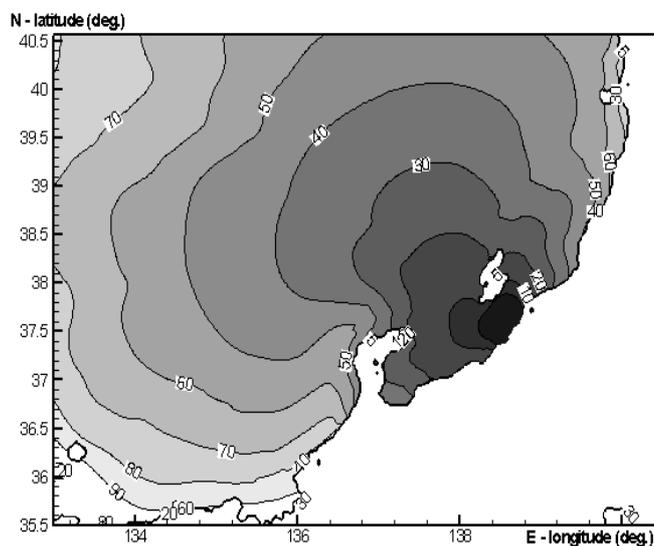


図-2 津波到達時間

4.2.2 球面座標の数値計算での計算領域

津波シミュレーションの計算領域は北緯 $37^{\circ} \sim 39^{\circ}$ 、東経 $137^{\circ} \sim 140^{\circ}$ (おおよそ $267,000 \text{ m} \times 222,000 \text{ m}$) の範囲をメッシュ間隔約 500 m で分割した。震源位置は北緯 $37^{\circ} 33' 24''$ 、東経 $138^{\circ} 36' 24''$ である。

4.3 数値計算結果

4.3.1 分散性を考慮した場合の津波数値計算

津波の伝播の計算時間は実時間で津波が発生後、3時間とした。地震による海底地盤の変位があまり大きくなく、水位変動はあまり大きくはない。図-1には津波発生後 10分および 15分経過した場合の水位変動の分布を示す。明るい色が水位上昇を暗い配色が水位低下を示している。主要な津波の伝播方向は北西方向であり、10分程度で佐渡に、15分

程度で新潟市に到達している。ここで津波到達時間とは、第一波のピークとなる時間である。津波の到達時間を精度よく推定することは、津波警報を発令する上で重要となる。図-2には津波到達時間の空間分布を等高線として表示している。

津波の到達時間については各地の観測施設によってデータが取得されている。具体的には鷺崎、新潟港、柏崎港、小木漁港、富山港であり、それらで取得された実測および計算による水位変動の時系列を図-3に示す。計算では柏崎港、富山港を除いて計算による津波到達時間が実測よりも早くなっている。その理由は、津波の主要な伝播の方向が震源から南西方向であることが原因ではないかと考えられる。このことから津波発生モデルの変更を行う必要があることがわかる。一方、新潟港では計算による到達時間が実測よりもかなり早くなっている。これは観測施設の詳細な配置などにも関係しており、計算格子の水位計測点とはかなり異なっていることが理由として考えられる。特に施設が防波堤などによって遮蔽されていることも原因の1つと考えられる。

また、計算には潮汐変動や風波がふくまれておらず、徐々に平均水位が変動する要因が含まれていないことも考慮する必要がある。更に小さな格子形状の導入や、ネスティングなどの技法によって詳細な検討が必要になる場合もある。

4.3.2 球面座標系上での津波数値計算

球面座標系での計算領域、屈折図、水位変動の分布を図-4, 5, 6に示す。図-6の上からそれぞれ、津波発生から5分後、13分20秒後、21分40秒後の様子である。白色に近づくほど水位が高いことを意味している。約5分後には津波が柏崎沿岸に到達しているのがわかる。その後は、浅海波の波速は水深にのみ依存するので、水深の深い佐渡の西側では津波が速く伝播し、水深の浅い陸沿いを北上する波の伝播速度は小さい事がわかる。また、本州と佐渡に挟まれた佐渡海峡では、本州と佐渡の反射波が何度も往復し重複波となり、複雑な水位変動が発生している。

波高 数値計算で算出された最大波高は57cmであったが、実際に観測された最大波高は、国土地理

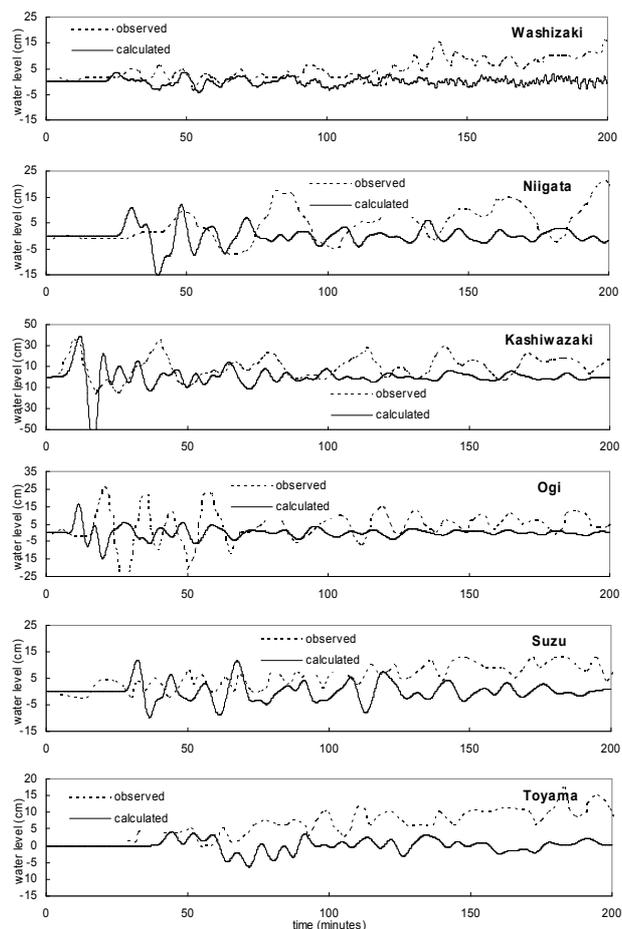


図-3. 水位変動の時系列の観測結果と計算結果の比較

院によれば柏崎と小木で観測された30cmとされているが、地震調査委員会の発表では柏崎港で1mの津波が観測されている。これは、国土地理院の検潮所と柏崎港は400mほど離れており、また柏崎港は震源に向かって開かれているため、波が集中して局所的に高い津波が観測されたものと考えられる。

4.4 津波の屈折図の作成

波線の方程式を利用して津波の屈折方向を計算し、屈折図を作成した。図-5は波動場の方程式による屈折計算モデルを用いて算定した津波の屈折図である。本報告書では、この図より、沿岸のどの地域に津波が集中したかなどの把握を試みた。陸域を黒色にしているが、海域では白色に近づくほど水深が浅いことを意味している。図中、線が密に集中する場所に津波が集中し波高が大きくなる傾向を示す。図より、津波は佐渡や柏崎周辺海岸へ屈折し集中している事が分かる。また、波線は水深が浅い方向へ屈折する

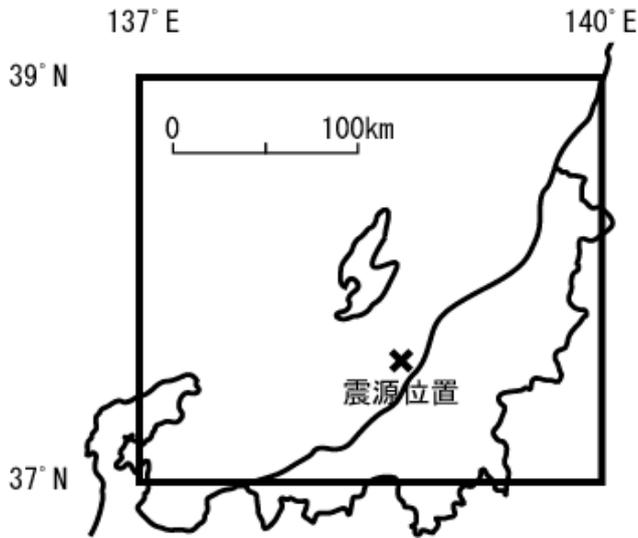


図-4 計算領域及び震源位置

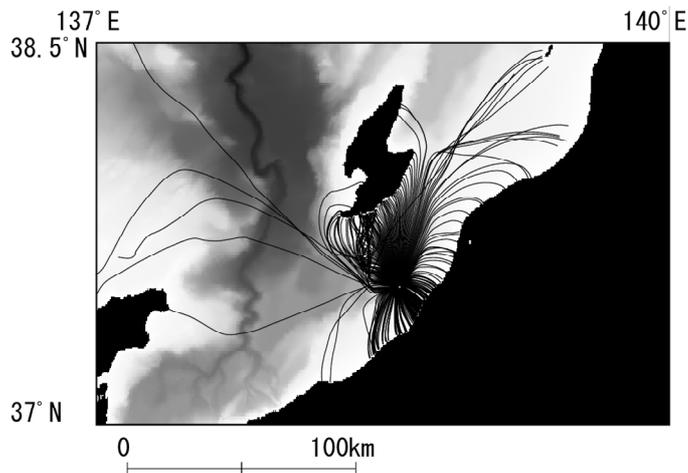


図-5 屈折図

性質があり，図中，波線が密に集中している場所に津波が集中する事を示す．また波線は柏崎と小木の周辺で集中しており，実際に津波の最大波高を記録した箇所と概ね一致している．

5. 海岸付近の住民避難

5.1 調査方法

地震発生後に、海岸付近にいた人たちがどのように避難をしたか、津波はどのように到達したか、また行政の避難通知はどのように行われた等の事項について聞き取り調査を実施した。今回の調査では、地震発生時に海辺にいた人達を対象を絞り、海の家、ライフセーバー、救護所、民宿、漁港関係者を調査の対象とした。調査範囲は出雲崎から上越にかけての海岸域とし、次の項目について聞き取り調査を実施した。

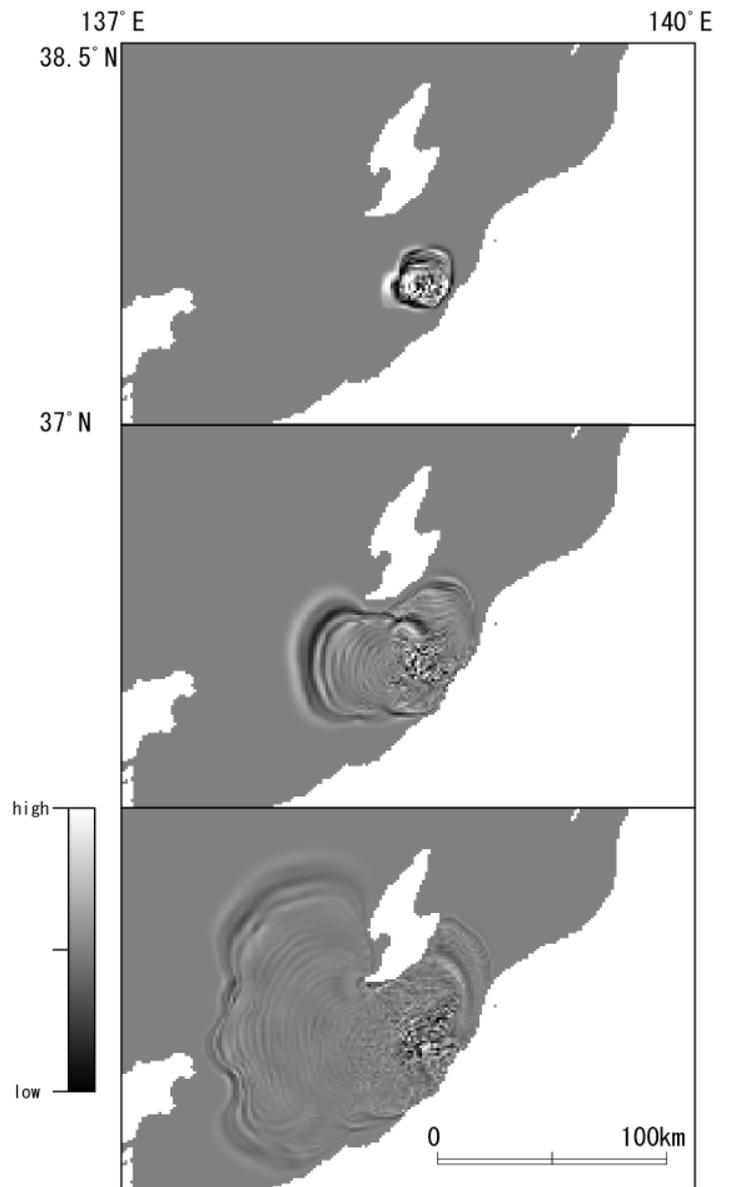


図-6 シミュレーション結果
 (上：津波発生より5分後，
 中：13分20秒後，下：21分40秒後)

〈津波について〉

- 1、津波が来るか認識していたか
- 2、津波を目視したか
- 3、津波の波高
- 4、津波は押し波で始まったか、引き波で始まったか
- 5、地震発生後何分後に津波を確認したか
- 6、津波が何分続いたか

〈行政の対応について〉

- 1、何によって災害情報を入手したか
- 2、地震後何分後に知ったか

収集地点	収集数
①卯の浜海水浴場	7
②柿崎	2
③米山トンネルのふもと	3
④笠島海水浴場	4
⑤鯨波海水浴場(西)	12
⑥鯨波海水浴場(東)	7
⑦大崎海水浴場	2
⑧石地海水浴場	11
⑨天領の里	2
⑩出雲崎海水浴場	10
総計	60

表-1 アンケート収集状況

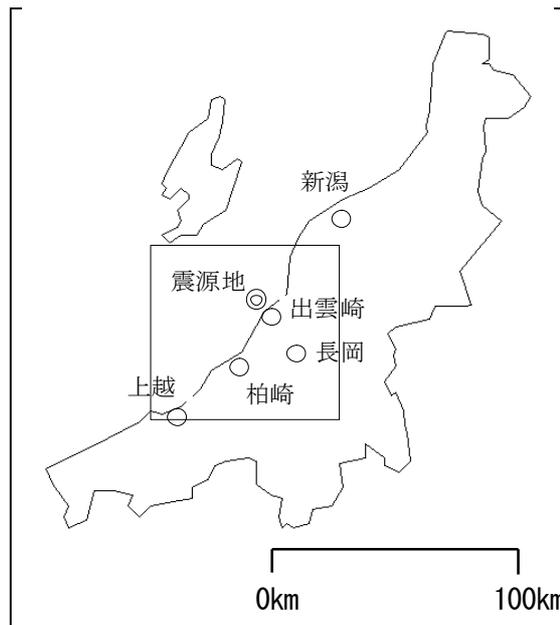


図-7 調査範囲

- 3、避難経路，避難場所は知っていたか
- 4、避難したか
- 5、何（徒歩，車など）によって避難したか

調査範囲および調査対象地点については図-7, 8に示すとおりであり、出雲崎町から上越市にかけての海岸沿いの地点である。

5.2 調査結果

5.2.1 アンケートの収集状況

表-1にはアンケートの収集状況を示す。表中の番号は、図-7中に示した番号に対応している。震源に近い出雲崎町と柏崎市において多くの回答が得られていることがわかる。

5.2.2 津波被害の状況

今回の津波の規模は小さく、津波自体の被害は確認できなかった。津波が来たのを認識し、または目視できた人も半分以下であった。これは地震による陸上被害が大きく海を見ている余裕がなかったという意見が多かった。

5.2.3 海の状況

大崎海水浴場では、地震により今まで見えていな

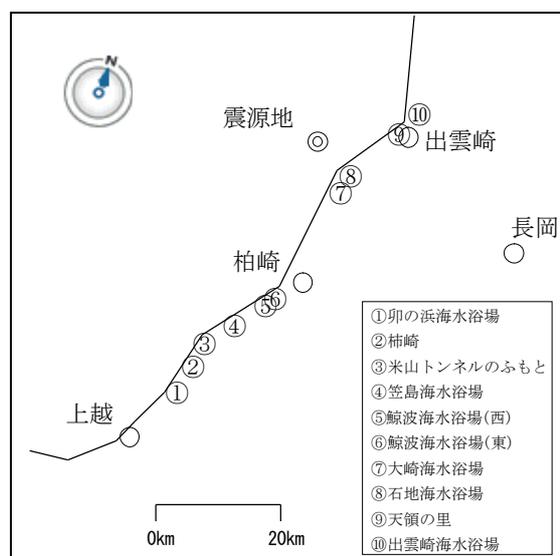


図-8 調査対象

かった岩場が見えるようになったという意見があった。これは海底が液状化により隆起したと考えられる。また、出雲崎付近の漁業組合の人からは、魚が取れなくなったという意見をいただいた。

5.2.4 災害情報の伝達方法

図-9には災害情報の伝達方法の割合を調査地点ごとに示している。災害情報のほとんどの人が、津波情報を入手していた。中でも地震発生後直後に知った人が多く、一番多かったのが広報で22件、次にラジオで14件の2つが半数以上を占めていた。ま

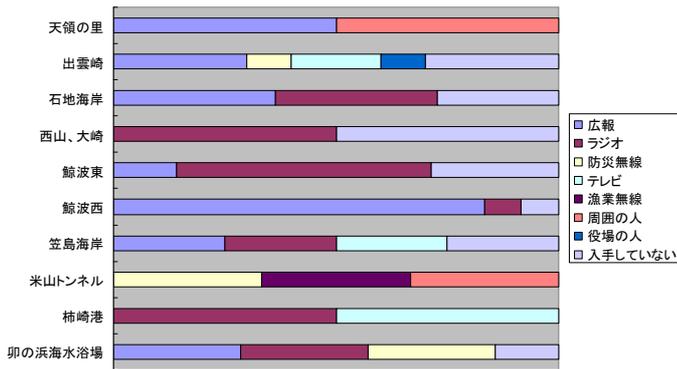


図-9 何によって災害情報を入手したか

た、入手していない人が12件で少数だった。役場の人が家に来たという地域もあった。

5.2.5 避難状況, 避難経路, 避難場所

図-10に場所別のアンケート集計結果を示す。海水浴場での避難状況はライフセーバー、救護所の人の誘導のもと海から上がるように指示があった。海の家の人ほとんど避難してはいなかった。避難場所は地域によって様々だが、小学校や高台の神社が避難場所であった。また、海水浴客の大部分は海から上がり砂浜から出て道路に避難をしていた。

聞き取りをおこなった結果、半数以上の人々が避難経路、避難場所を知っていた。

6. まとめ

今回の津波のシミュレーションにより、発生した津波の大部分は佐渡海峡周辺の海岸域に到達し、柏崎や小木で高波高が観測されたが、津波の一部は能登半島と佐渡の間から日本海を北上し秋田などへも到達した。

今回の調査によって、陸ではなく海岸付近の人たちが、どういう媒体によりどの程度の人たちが災害情報を入手したか、また避難経路などを知っていたか等を聞き取り調査の結果把握することができた。避難経路、避難場所が整備されていても広く認知されていなければ意味がない。今回の結果から、もう少し避難経路、避難場所の周知を徹底することが必要

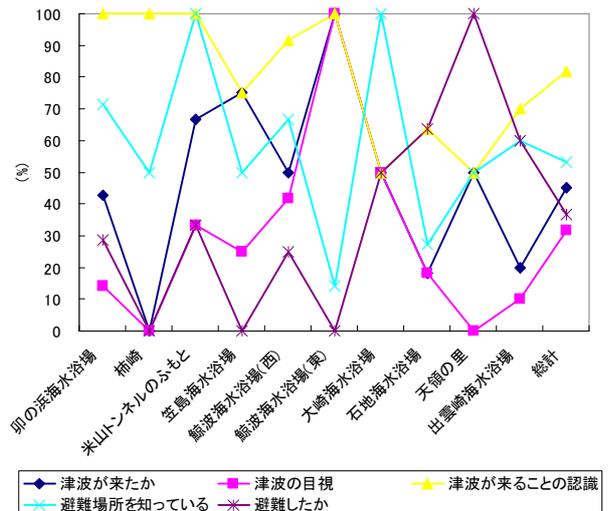


図-10 アンケートの場所別集計

であると考えられる。

謝辞 国土交通省北陸地方整備局港湾空港技術調査事務所の吉永宙所長には調査結果の取りまとめやノウハウのデータの収集などにご協力頂いた。また、忙しいなか、アンケートにお答え頂いた柏崎市、出雲崎町の住民の方には感謝の意を表したい。数値シミュレーションの実行および結果の可視化、アンケート調査の実施に協力頂いた本学博士課程 Alwafi Pujiraharjo 氏、前田祥吾君、杉本高志君には感謝の意を表したい。

参考文献

- [1] Lynett, P., and Liu, P.L.-F., 2002. *A numerical study of submarine-landslide-generated waves and run-up*. Proc. R. Soc. London, 458, 2885-2910.
- [2] Nwogu, O., (1993) *Alternative form of Boussinesq equations for nearshore wave propagation*. J. Waterway Port Coast. Ocean Eng. 119, 618-638.
- [3] Wei, G., Kirby, J.T., 1995, *A time-dependent numerical code for extended Boussinesq equations*, J. Waterway Port Coast. Ocean Eng. 120, 251-261.
- [4] Alwafi Pujiraharjo, Tokuzo Hosoyamada: Comparison of numerical wave models of long distance tsunami propagation – An application to

Indian Ocean Tsunami in 2004 -, Journal of Applied Mechanics, Vol.10, pp. 749-756, 2007, August.

[5] プジラハルジョ アルワフィ, 細山田得三: 分散性を考慮した数値波動モデルの遠地津波の伝播への適用—2004 年インド洋津波への適用—, 海

岸工学論文集第 54 巻, pp. 216-220, 2007.

[6] Alwafi Pujiraharjo and Tokuzo Hosoyamada: Modeling of Tsunami at Niigata Prefecture caused by earthquake on 16 July 2007, 土木学会関東支部新潟会, 第 25 回, pp. 90-93, 2007 11.