

2007年新潟県中越沖地震津波の伝播特性

Characteristics of Tsunami Propagation on the(2007)Niigataken Chuetsu-oki Earthquake

今井健太郎¹・高橋智幸²・小沼知宏³

Kentaro IMAI, Tomoyuki TAKAHASHI and Tomohiro KONUMA

The 16 July(2007)Niigataken Chuetsu-oki Earthquake generated tsunami. The tsunami arrived at coast in the Japan Sea, and maximum tsunami amplitude close to epicenter was observed 27cm at Kashiwazaki and 32cm at Ogi. Furthermore, at Sakata far from the epicenter less than 200km, it was observed 24cm at 6hours after the main shock (JMA, 2007). There is a possibility of the occurrence of edge wave because of the epicenter near coastline and these observations. On the other, the ground change due to the earthquake has investigated in detail, and then, the fault model based on geology has been examined (GSI, 2008). In this study, numerical simulation about tsunami propagation based on the fault model of GSI, JMA and NIED was performed, and characteristics of tsunami propagation due to the shock have been examined.

1. はじめに

2007年7月16日10時13分, 新潟県上中越沖の深さ17kmを震源とするM6.8の地震が発生した。この地震により, 柏崎沿岸部では甚大な被害となり, 日本海沿岸で津波が観測された。幸いにも津波による被害は無かったものの, 柏崎で32cm, 小島で27cmの最大津波高を観測し, 地震発生から約6時間後に酒田で24cmの最大津波高が観測されている(気象庁, 参照2008-5-20a)。本地震の震央は岸近くに位置することから, エッジ波が励起された可能性が大きく(藤間ら, 1999), 本津波の伝播特性を検討することは重要と考えられる。

一方で, 本地震では地震前後の地殻変動に関する調査がGPS測量や合成開口レーダー解析により詳細に行われており, 調査結果と調和的な地殻変動を説明する断層モデルが公表されている(国土地理院, 参照2008-5-20a)。そこで, 本研究では気象庁, 国土地理院, 防災科学技術研究所の断層モデルを用いた波源による津波数値解析を行い, その伝播特性や各地で観測された津波波形を説明するメカニズムの検討を行う。さらに, 藤間らの大陸棚で発生した津波高の評価式と本数値解析結果の比較から, 藤間らの評価式による津波高予測の可能性について検討することを目的としている。

2. 津波波源の断層モデルと計算条件

(1) 計算条件

津波数値解析には長波近似に基づく従来のモデル(後藤・小川, 1982)を用い, 50m以浅で非線形性を考慮した。境界条件については沖側を自由透過とし, 汀線上に

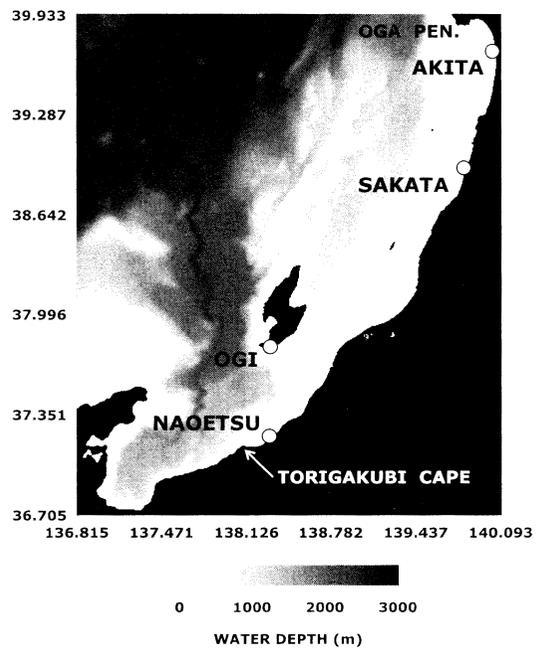


図-1 計算対象領域

鉛直壁を設置した。底面摩擦にはManningの粗度係数を用い, 100m以深では0.01, 100m以浅では0.025とした。計算対象領域を図-1に示す。計算領域は北緯36.705°から39.933°, 東経136.815°から140.093°とした。また, 図中の○は本研究で用いた観測点(検潮所及びNOWPHAS)の位置を示す。大陸棚で捕捉される津波を検討する場合, 空間格子間隔は500m以下に設定する必要がある(河田ら, 2004)。故に, 河田らの結果と本地震津波の波源スケールを考慮して, J-EGG500(日本海洋データセンター, 空間格子間隔500m)を基に, 空間格子間隔を150mに補間して海底地形データを作成した。計算時間間隔は0.5sとし, 計算継続時間は地震発生から12時間とした。

1 正 会 員 博(工)東京大学特任研究員大学院情報学環
2 正 会 員 博(工)秋田大学准教授工学資源学部
3 学生会員 秋田大学大学院工学資源学研究所

表-1 各研究機関の断層モデル

Fault model	Based info	Datum point (deg)	L (km)	W (km)	D (km)	Strike (deg)	Dip (deg)	Slip (deg)	U (m)
GSI-1	GSI	37.409 138.360	27.0	14.0	2.0	40	40	90	0.91
		37.495 138.653	10.0	12.0	4.0	220	50	90	0.73
JMA	JMA	37.392 138.433	25.4	12.7	10.0	30	44	75	1.23
NIED	NIED	37.427 138.390	30.0	24.0	8.0	49	42	101	0.68

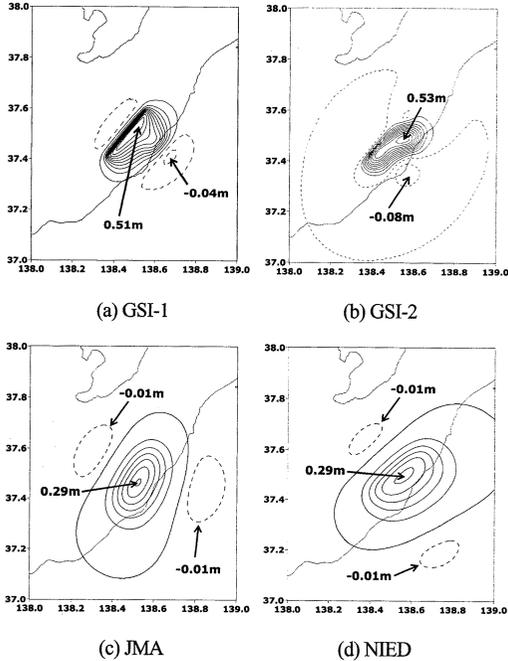


図-2 各モデルにおける津波の初期波源 (コンター間隔: 0.05m, 実線隆起, 破線: 沈降)

(2) 津波波源の断層モデル

本研究で用いた断層モデルとして、気象庁(参照2008-5-20b)、国土地理院(参照2008-5-20b)、防災科学技術研究所(参照2008-5-20)の南東傾斜モデルを用いた。また、地震前後の地殻変動と調和的な断層モデルが国土地理院により公表されている。国土地理院のモデルについては北西傾斜、南東傾斜の2枚の断層面で構成されるモデル(以下、GSI-1)、240枚の小断層面に分割したモデル(以下、GSI-2)を用いた(西村ら, 2008)。各機関の断層パラメータを表-1に示す。表中、JMAは気象庁のモデル、NIEDは防災科学技術研究所のモデルを示す。Lは断層長さ、Wは断層幅、Dは断層面上端深さ、Strikeは走向、Dipは傾斜角、Slipは滑り角、Uは滑り量を示す。JMAのL、Wは24時間余震分布から決定した。Uは各機関から公表されている地震モーメントM₀より、次式(佐藤ら, 1989)を用いて評価した。

$$M_0 = \mu ULW \quad (1)$$

ここで、μは剛性率であり、国土地理院に従い33GPaと

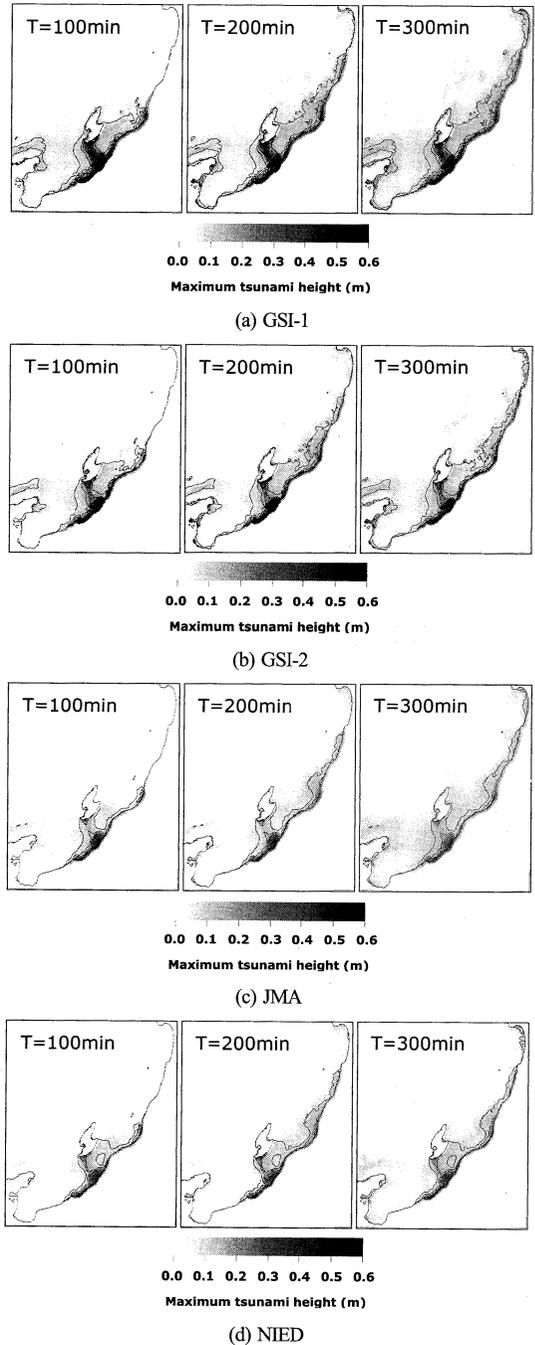


図-3 各モデルにおける津波最大波高分布の時間推移

した。GSI-2以外は表-1に示される断層パラメータを基に、Mansinha and Smylieの理論(1971)により求めた。GSI-2については西村ら(2008)の地殻変動量に関する解析値を津波の初期波源とした。各モデルの初期波源を図-2に示す。各モデルともに波源長軸は波源に直面した海岸線と平行に近い。また、JMAやNIEDの初期波源と比べて、GSI-1、GSI-2は柏崎周辺での沈降現象を再現でき

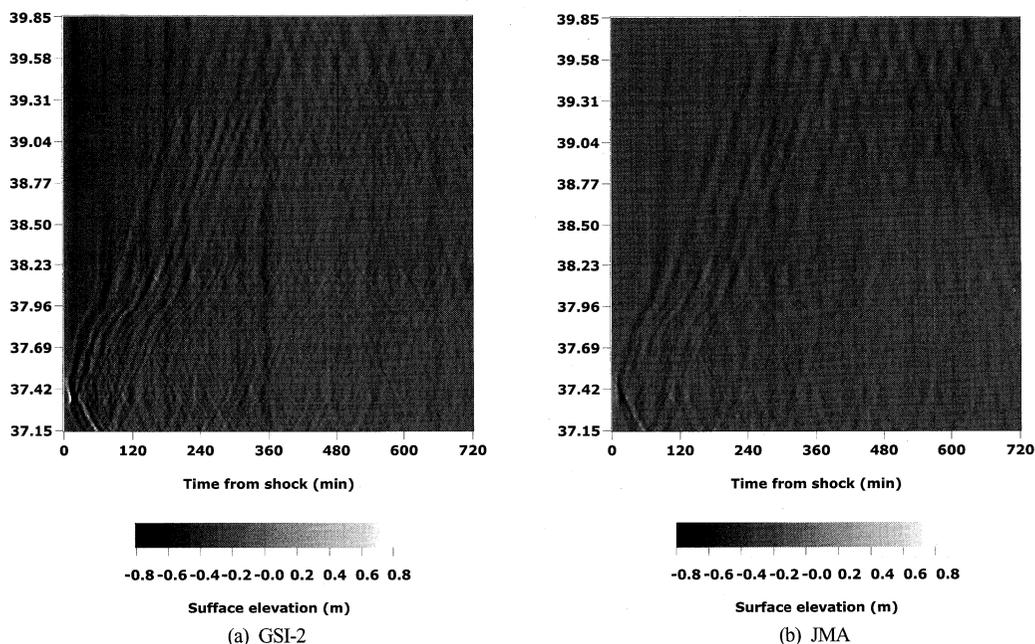


図-4 沿岸部における津波高分布の連続的な時間推移

ていることが特徴である。

3. 本地震津波の伝播特性

図-3に各モデルによる津波最大波高分布の時間推移を示す。図から、各モデルともに、各時刻における最大水位分布はおおむね同じ傾向にあることが判る。ただし、GSIによるモデルはJMAやNIEDのモデルに比べて津波高は大きい傾向にある。各モデルともに小木に強い指向性を有しており、これは主に海底地形の影響と波源の短軸方向に小木が位置しているためと考えられる。地震発生から5時間後をみると、新潟県上越市鳥ヶ首岬周辺から秋田県男鹿半島南部の間の沿岸部に津波が分布していることが判る。これは各モデルの波源中心がほぼ同位置であるために津波が陸棚に捕捉され、秋田県男鹿半島南部周辺、鳥ヶ首岬周辺の地形条件により津波が反射されたためと考えられる。これ以降、即時性のある断層モデルとしてJMA、地震前後の地殻変動と調和的な断層モデルとしてGSI-2を代表として比較検討していく。沿岸部における津波高分布の連続的な時間推移を図-4に示す。図中の横軸は本震発生からの経過時間、縦軸は緯度を示し、北端は男鹿半島南部周辺、南端は鳥ヶ首岬周辺である。図から、津波は地震発生後に波源中心から南北方向に伝播し男鹿半島南部と鳥ヶ首岬周辺で反射し、その繰り返により、各地域で津波高が増幅されたことが判る。鳥ヶ首岬周辺での反射については岬に直面した海底地形が大きく影響していると考えられる。また、波源から離れたに従って津波の最大波は遅れて生じており、特に直江

津、新潟、酒田、秋田の周辺で重複波が生じていることが確認できる。これらの計算結果から、本地震津波においてエッジ波が励起され、さらに、地形の影響により反射波が生じ、波源から遠方の地域において津波高が増幅されたと推測される。

図-5に各地域沿岸部での検潮記録と計算波形の比較を示す。津波の最大波について、GSI-2では波源に近い小木では観測に比べて過大評価、直江津では同程度か過小評価の傾向にある。一方、JMAでは直江津で過小評価の傾向にある。しかし、両モデルともに波源から遠方にある酒田や秋田の最大波はおおむね一致する。これは、震源からの距離が波源スケールに比べて大きいために、初期波源の影響が小さくなったためと考えられる。ただし、波源に含まれる柏崎での津波高はJMAでは説明できないことを確認している。両モデルともに、秋田、酒田の最大波高は地震発生から数時間後に生じ、長時間に渡り振動していることが判る。秋田での津波周期について、検潮記録と計算値の位相は若干ずれるが各モデルともに整合性は良く、観測、計算津波波形の第1卓越周期はともに一致し、35.7minであった。しかし、酒田においては津波の周期が著しく異なり、観測では28.6minであるが、JMAで20.4min、GSI-2で13.3minとなる。これは酒田検潮所が最上川河口の入り組んだ箇所位置し、本計算に用いた空間格子間隔では地形が再現できないためと考えられる。

各検潮所周辺の地形効果を除いた比較を行うために、NOWPHASによる沖域での観測波形と計算波形の比較を

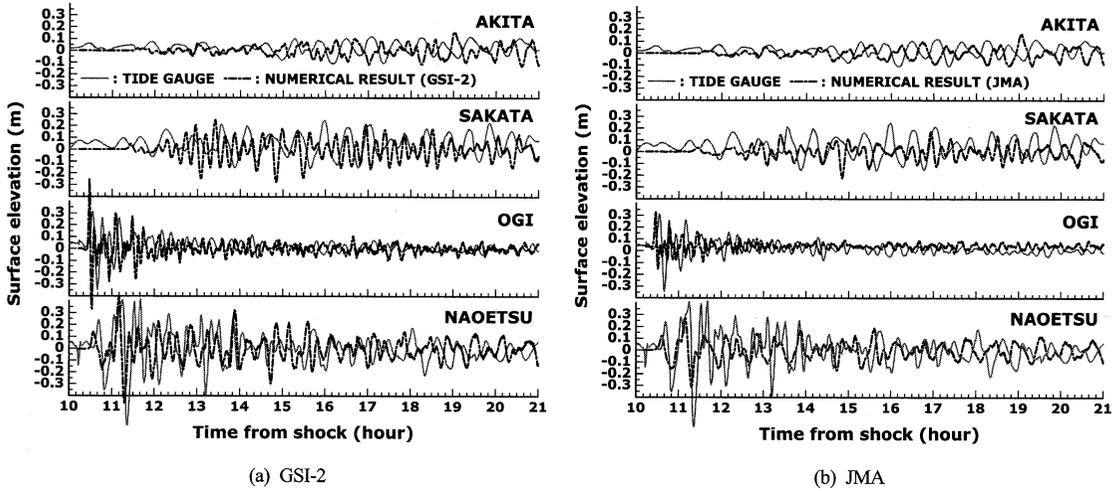


図-5 各地域沿岸部での検潮記録と計算波形の比較

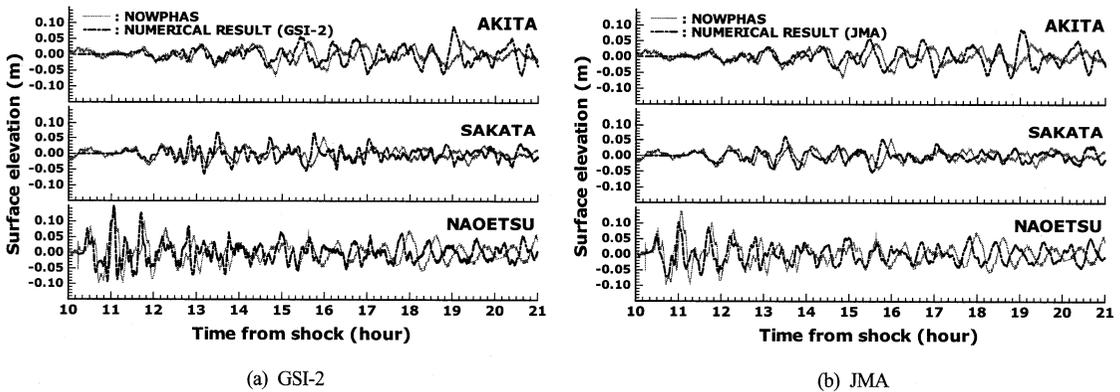


図-6 各地域でのNOWPHASによる観測波形と計算波形の比較

行った。図-6に各地域でのNOWPHASによる観測波形と計算波形の比較を示す。図から、両モデルともに観測と計算値の整合性は良いことが判る。津波の卓越周期について、秋田沖でのNOWPHAS観測点では38.3min、酒田沖では37.3min、直江津沖では35.3minであり、計算値における第1次の卓越周期は両モデルともに35.7min、35.7min、34.5minであった。本研究で取り扱った観測地点における第2次まで含めた観測波形と計算波形における卓越周期の相関係数はJMAで0.84、GSI-2で0.52となる。以上より、津波高やその卓越周期に関する比較から、波源遠方における津波を説明する波源としては気象庁の断層モデルが優れているといえる。

4. 簡易手法を用いたエッジ波波高の予測

藤間らは直線海岸における線形長波に基づいたエッジ波の理論解析を行い、大陸棚で発生した津波最大波高の評価式を提案している。そこで、数値解析結果と検潮記録の比較から、最大津波高の評価式の適用性を検討する。

津波波源については、波源遠方における津波を説明する気象庁のモデルを用いた。波源中心と汀線間の距離 $d \neq 0$ の場合における、藤間らの評価式群を式(2)、(3)、(4)、(5)に示す。

$$\frac{\eta_{max}}{\eta_{MX}} \approx (1 - f(\theta)) \exp\left(-\frac{\pi}{6} \frac{|y - y_G|}{d}\right) + f(\theta) \tag{2}$$

$$f(\theta) = \theta / \pi + 0.2 \tag{3}$$

$$\frac{\eta_{MX}}{\eta_{0max}} \approx 1.4 \left(\frac{d}{a}\right)^{0.5} \left(\frac{b}{a}\right)^{0.15} \left(\cos \frac{\theta}{2}\right)^{0.3} \left(2 \frac{a_{50}}{a}\right)^{0.15} \left(2 \frac{b_{50}}{b}\right)^{0.3} \tag{4}$$

$$y_G \approx d(\theta / \sin^2 \theta - 1 / \tan \theta) \tag{5}$$

ここで、 η_{max} は津波高、 η_{MX} は沿岸域での最大津波高、 θ は波源の方向、 y は波源からの汀線に沿った距離、 y_G は最大津波高が生じる波源から汀線に沿った距離、 η_{0max} は波源の最大水位、 a 、 b は波源の短軸、長軸方向

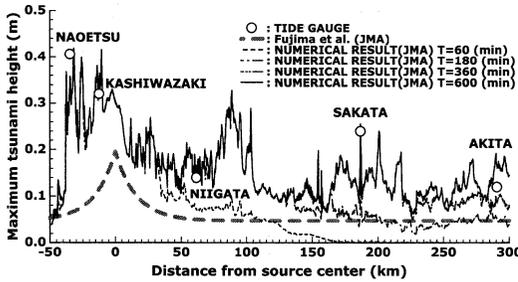


図-7 津波最大波高の計算結果，検潮記録，評価式の比較

長さの2分の1， a_{50} ， b_{50} は $\eta_{0max}/2$ における短軸，長軸方向長さの2分の1である．詳細については文献(藤間ら，1999)を参照されたい．本研究での波源は完全な楕円体ではないため，走向方向に長軸を持つ楕円体に近似し，汀線の表現については，男鹿半島南部と鳥ヶ首岬間を直線で結び，波源に直面した汀線に平行移動することにより直線近似した．

図-7は沿岸部における津波最大波高の計算結果，検潮記録，評価式の比較である．図から，計算値と検潮記録の整合は大局的に見ると良い．一方で，計算値と評価式による津波高の整合は悪い．これは評価式が線形長波理論に基づき，直線的な汀線を仮定しているため，津波の浅水変形効果や複雑な地形効果の影響を考慮できないためと考えられる．波源から北部遠方では実際の汀線形状が直線に近いいため，男鹿半島による反射の影響が大きくなる以前(図中， $T=180min$)では計算値と評価式による津波高の整合は良い．しかし，男鹿半島からの反射の影響が顕著になると，計算値は評価式による津波高の2倍以上となる．以上から，波源から遠方での津波高を藤間らの評価式で予測する場合，津波を反射し得る入り込んだ海岸線形状を考慮しないと藤間らの評価式による津波高分布は過小評価となることが判る．

5. おわりに

2007年新潟県中越沖地震津波の伝播特性について，各研究機関による断層モデルを用いた津波の数値解析を行い，その伝播形態を検討した．沿岸部の検潮記録や沖での観測波形との比較から波源遠方の津波を説明する波源モデルを推定した．さらに，藤間らの評価式を利用したエッジ波波高に関する簡易予測手法の適用性を検討した．以下に主な結論を述べる．

1. 本地震による津波は大陸棚に捕捉され，エッジ波を生じていたことが数値解析により確認された．
2. 本地震による津波は男鹿半島南部，鳥ヶ首岬周辺の間で広範囲に分布し，それら半島や地形の影響に

よる反射波や入り込んだ海岸線の影響により津波高が増幅したと考えられる．

3. 本計算条件では，波源から遠方の津波高とその卓越周期を良く説明する波源としては気象庁のモデルが優れているといえる．
4. 藤間らのエッジ波波高評価式の適用性を検討した．波源から遠方において，地形条件により反射波が生じない場合では計算値との整合は良い．一方で，地形条件により反射波が生じるような場合では過小評価となることを示した．

今後の課題として，海岸線の複雑さ(海岸線のフラクタル次元など)を考慮したエッジ波波高評価式の検討を行うことが実用的な津波防災を考える上で重要である．

謝辞：本研究遂行にあたり，産業技術総合研究所特別研究員 行谷佑一氏には多くの意見を賜った．国土地理院主任研究官 西村卓也氏には地殻変動量データの提供を受けた．港湾空港技術研究所(NOWPHAS)，国土交通省東北地方整備局秋田港湾事務所，同酒田港湾事務所，国土地理院，新潟県上越地域振興局直江津港湾事務所から貴重な検潮記録の提供を受けた．ここに記して感謝の意を表します．

参考文献

- 河田恵昭・奥村与志弘・越村俊一・藤間功司・永井紀彦(2004)：エッジ波の発生を考慮した津波予警報の改良に関する研究，海岸工学論文集，第51巻，pp.261-265．
 気象庁(オンラインa)：http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/2007_07_16_chuetsu-oki/chuetsu-oki-saigai.pdf，参照2008-5-20．
 気象庁(オンラインb)：<http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/me-c-h/cmt/fig/cmt20070716101322.html>，参照2008-5-20．
 国土地理院(オンラインa)：<http://www.gsi.go.jp/WNEW/PRESS-RELEASE/2007/0726.htm>，参照2008-5-20．
 国土地理院(オンラインb)：<http://cais.gsi.go.jp/Research/top-i-cs/topic080111/index.html>，参照2008-5-20．
 後藤智明・小川由信(1982)：Leap-frog法を用いた津波の数値計算法，東北大学土木工学科，52p．
 佐藤良輔・岡田義光・鈴木保典・阿部勝征・島崎邦彦(1989)：日本の地震断層パラメーター・ハンドブック，鹿島出版会，p.17．
 西村卓也・村上亮・飛田幹男・金沢敏彦・篠原雅尚(2008)：地殻変動と余震データに基づく新潟県中越沖地震の震源断層モデル，日本地球惑星科学連合2008年大会，CD-ROM．
 藤間功司・正村憲文・堂蘭良一・重村利幸・後藤智明(1999)：陸棚で発生した津波に関する基礎的研究，土木学会論文集，No.621/II-47，pp.141-151．
 防災科学技術研究所(オンライン)：<http://www.k-net.bosai.go.jp/k-net/topics/chuetsuoki20070716/inversion/>，参照2008-5-20．
 Mansinha, L. and D. L. Smylie (1971)：The displacement fields of inclined faults, Bulletin of the Seismological Society of America. Vol.61, No. 5, pp.1433-1440．