

地震津波の発生判断基準および伝播予測手法の開発

建設工学専攻 加藤 文章

指導教官 犬飼 直之

1. はじめに

津波発生の一の要因は海底で起きる地震である。そのため地球上で津波発生の可能性が高い地域は、地震活動の活発な地域に多く、実際に過去に生じた津波の80%以上が環太平洋地震帯で起こっている。また日本は四方を海に囲まれた島国であるため、過去に多くの津波被害を受けてきた。気象庁は津波警報を発令するなど対策を行っており、沿岸域での地震発生時には、津波来襲の可能性の判断を迅速に行う必要がある。気象庁の津波速報に用いる情報は、過去に津波の伝播計算を行った結果を記録したデータベースから引き出すために、波高と到達時間みの速報になる。津波はまだ未解明な部分が多く、地震が発生したらその都度伝播計算を行い、どのように津波が伝播するかを求めることが理想である。発生した地震の地震エネルギー(マグニチュードM)から津波発生の可能性やそのときの海底地盤の変位量の予測ができれば、前もって対策を立てることができる。

そこで本研究では、地震エネルギーから津波の発生を判断できる基準および伝播予測手法の開発を目的とし、過去に発生した地震から津波の伝播計算に必要な海底地盤の変位量を地震エネルギーから求める基準を設け、それを津波の数値計算に用い、有用性の確認を行った。

2. 研究内容

2.1 津波の発生判断基準

地震津波の発生判断基準開発について、能登は飯田が提唱した提案した津波発生を伴う地震の震源深さとマグニチュードの関係式： $M = 0.17D + 6.42$ について現在の有用性を確認し、新たに提案した関係式： $M = 0.0051D + 6.21$ についての妥当性を確認した。この式は津波発生のためには地表付近よりも地中では深度に比例してより大きな地震エネルギーが必要であることを示しており、逆

にいえば深度の増大に伴い地表へ到達する地震エネルギーは減衰する事を示している。この関係式の妥当性の検討を行うために、既往研究と比較を行った。

佐藤ら(2005)は、既往地震の観測結果より、地中の地震エネルギーが地表に到達するまでにどのように減衰するかを求め、深さ100m以深では、減衰定数は0.0036(S波速度2000m/s)となる結果を得た。能登の地表切片M=6.21を基点として佐藤らの関係式を式(1)の様に定義し能登、飯田の式と共に図-1に示した。

$$M = 0.0036 D + 6.21 \quad (1)$$

図より、能登の式と佐藤ら(式(1))の直線は飯田の式よりも近い関係を示している。佐藤らによると、減衰定数は地域によって0.003~0.01程度のばらつきがあるという結果が報告されており、それを考慮すれば2直線はよく一致していると考えられる。これより、今回得られた関係式の傾きは、深度に比例して地震エネルギーが減衰するためであると考えられる。またこれらの結果を用いれば、深度が異なる地震でも、地表付近に到達するエネルギーに換算すれば津波発生の可能性を判断できるのではないかと考えられる。

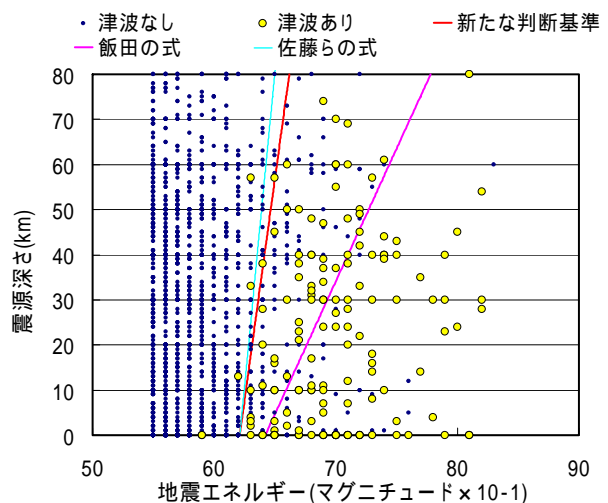


図1 津波の発生判断基準

2.2 断層パラメータによる変位置計算

(1) 断層変位計算モデルの検証

まず簡易的に海底変位量を求めるために詳細な海底断層の変位量を計算する。詳細な変位量は震源断層の幾何学的形状を表す断層パラメータから弾性体理論に基づく計算により求める。計算方法としては、Mansinha and Smylie(1971)やOkada(1992)の方法がよく用いられているが、本研究では後者の方法を採用した。

この方法の有用性を確認するため、中越沖地震による各地点の地盤変位量と Okada(1992)により算出した変位量の比較を行った。ここで断層パラメータは産業技術総合研究所が用いた一枚断層モデル(表-1)を使用し、250mメッシュで隆起量の計算を行った。図-2に中越沖地震における海底断層の発生による変位量の計算結果を示す。また図-3に变位量の計算値と実際の観測値との比較を示す。これを見ると、観測地点 4462 において相違が見られるがそれ以外は調和的であるため、Okada (1992) の方法で実際の変形を表現できていることを確認した。

(2) 簡易変位量計算手法の作成

断層運動によって発生した地震による地表面の変位量と、その地震の地震エネルギー(マグニチュード)との間の相関をみるために、過去に発生した地震の地盤の変位量を求める必要がある。そこで過去に発生した地震のうち、解明されている断層パラメータを使用し 60 ケースについて Okada(1992)の方法を用いて変位量計算を行った。算出した 60 ケースの変位量について隆起量と沈降量のそれぞれの最大値に注目し、震央からの距離、断層の幅・長さについて関係式を簡略化させるために対数をとった値と地震エネルギーとの相関の有無を確認するために 5%の優位水準で t 検定を行った。その結果、すべての項目において相関があることが確認されたため、それぞれについて近似直線を作成し近似式を得た。

その式を以下に示す式(1~6)。

表-1 断層パラメータ

緯度(°)	37.483
経度(°)	138.483
走向(°)	41
傾斜角(°)	49
すべり角(°)	86
すべり量(m)	1.6
断層長さ(km)	14
断層幅(km)	14
断層上縁の深さ(km)	5
Mw	6.6

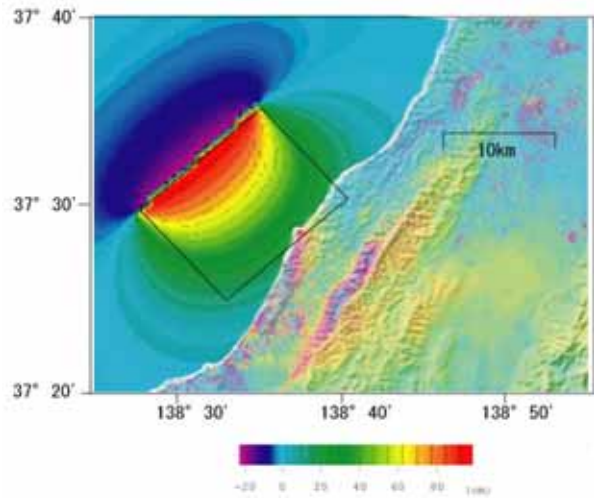


図-2 数値計算による海底変位量

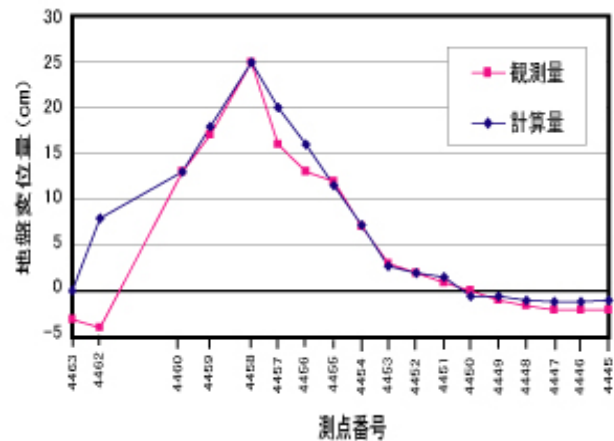


図-3 計算値と観測値の比較

$$\log MAX = 0.48M - 1.73 \quad (1)$$

$$\log H(MAX) = 0.35M - 1.45 \quad (2)$$

$$\log MIN = 0.52M - 2.32 \quad (3)$$

$$\log H(MIN) = 0.37M - 0.97 \quad (4)$$

$$\log W = 0.42M - 1.61 \quad (5)$$

$$\log L = 0.63M - 2.86 \quad (6)$$

ここで M : 気象庁マグニチュード, MAX : 最大隆起量, H(MAX) : 最大隆起量の震央距離, MIN : 沈降量の最大値, H(MIN) : 最大沈降量の震央距離, L : 断層長さ, W : 断層の幅を表している。

これらの関係式を用いることで、簡易的に気象庁発表のマグニチュードから地震による地形の変形量などを算出することができる。これを用いて津波の伝播計算を行う。

2.3 津波の伝播計算

津波の数値シミュレーションは、以下に示すように運動方程式と連続式を陽的に差分する手法を利用して計算を行う。津波を起こすための水位の変動量は前項で断層パラメータより求めたものを地面の変形に要する時間を 30 秒, 60 秒, 90 秒と 3 パターン行った。また簡易的に算出した結果は変形時間 60 秒で与え、それぞれ観測波形との比較を行った。

・運動方程式

(a) 経度方向

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv + g \frac{\partial \xi}{\partial x} - A_h \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + \frac{gu\sqrt{u^2 + v^2}}{(\xi + h)C^2} = 0$$

(b) 緯度方向

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fu + g \frac{\partial \xi}{\partial y} - A_h \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + \frac{gv\sqrt{u^2 + v^2}}{(\xi + h)C^2} = 0$$

・連続式

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \{ (\xi + h)u \} + \frac{\partial}{\partial y} \{ (\xi + h)v \} = 0$$

ここで, h:水深(m), ξ :水位(m), f:コリオリ係数, A_h :渦粘度(m^2/s), A_v :垂直粘度(m^2/s), C: Chezy係数を表している。

前項で数値計算したいいくつかのケースにおいて津波の伝播計算を行い、ここでは 2003 年十勝沖地震の結果について説明する。まず津波の発生から伝播状況を見るために、波高分布図を作成した(図-4,5)。また震源に最も近い十勝港における観測波形を利用し、実際の観測波形と比較を行い、津波の伝播予測手法としての妥当性を検証した(図-6,7)。

図-4,5 は津波発生後の初期波の挙動を 10 分毎に線で表したもので、断層パラメータより得た詳細な地形変形を与えたものと、簡易的に求めた変形量を与えたものでは初期波の範囲は異なっているが、その挙動は一致していることがわかる。このことから、簡易的に求めた変位量を与えても初期波の到達時間やその挙動を表現できることがわかった。

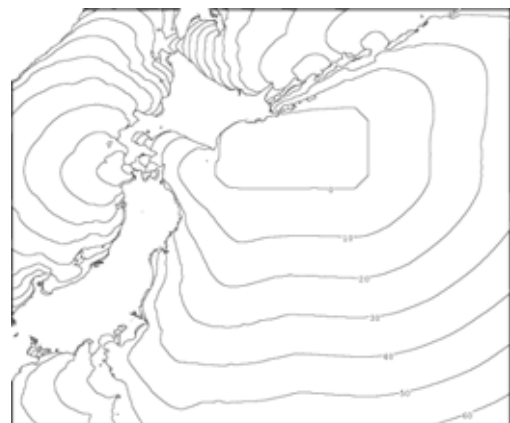


図-4 波高分布図(簡易計算結果を 60 秒で変化)

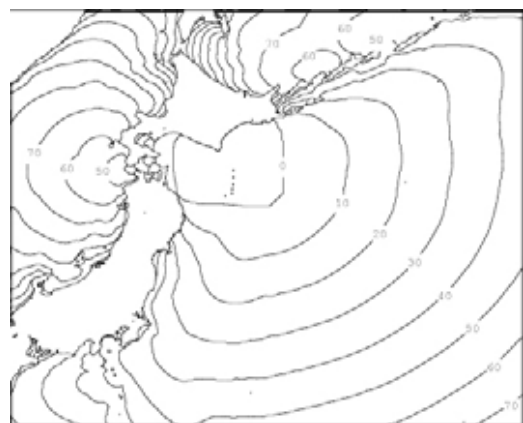


図-5 波高分布図(断層パラメータ 60 秒で変化)

図-6 より十勝港での断層パラメータより算出した地形変化を与えた波形は、初期の波形と波高は概ね近い値である。十勝港での波形の1時間を大きく表示した図-7をみると、断層パラメータにより算出した海底地盤の変化を变形時間60秒で変化させたものがよく一致しており、地震発生から初期の波高は表現できていることがわかる。また、途中から波高は異なるが、周期は同じような挙動が見られた。簡易計算で得た波高については良好な一致は見られない。この原因として、今回は震源付近に簡易的に得た隆起量のみを簡易計算した变形範囲に一樣に与えたが、図-4,5からわかるように隆起の範囲が広大になっているため実際の地形変化とかけ離れてしまったと考えられる。この改善方法として、地震の発生した地域によって多少のばらつきが見られることから、地震の発生地点のプレート毎に新たなマグニチュードとの関係式の作成や、プレート毎に係数を設定するなどして、より地域にあった津波の伝播計算を行うことで整合性のある結果を得るのではないかと推察する。また実際の地形変化は一樣に変形するわけではないため、断層の範囲内で变形量がどのように変化するかを統計的に判断することで、より詳細な地形変化を得ることができると考える。

3. 結論

- 能登が提案した津波の発生判断基準式は、佐藤らの結果と比較して誤差は見られるが震源深さによる減衰と地震エネルギーとの間に相関があることを確認した。
- Okada(1992)の方法を用いることによって断層パラメータから地面の変化量を得ることができ、その妥当性が確認された。
- 過去の地震の断層パラメータから Okada (1992) の数

値計算を行い、簡易的に地面の变形量などを得られる関係式を得た。

- 簡易的に求めた地面の变形量などを用い津波の伝播計算を行った結果、波高分布において詳細な計算結果や観測結果と同様の津波の挙動が見られた。
- 波形の観測値との比較をした結果、良好な一致はなかったが、改善策を施すことで精度の高い伝播計算が行えると推察できた。

4. 参考文献

- Y.Okada : INTERNAL DEFORMATION DUE TO SHEAR AND TENSILE FAULTS IN A HALF-SPACE, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.82, No.2, pp1018-1040, 1992
- 佐藤 良輔 : 日本の地震断層パラメータ・ハンドブック, 鹿島出版会
- 気象庁 : <http://www.jma.go.jp/jma/index.html>
- 電力中央研究所 (2005) : 地震観測記録に基づく地震動の減衰特性, 電力中央研究所報告
- 能登 兵衛 : 津波速報のための津波発生判断モデルの開発, 長岡技術科学大学学士論文, 2008

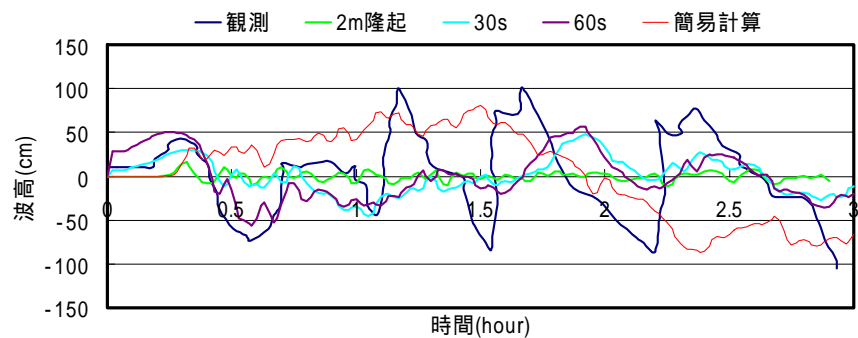


図-6 十勝港における波形比較

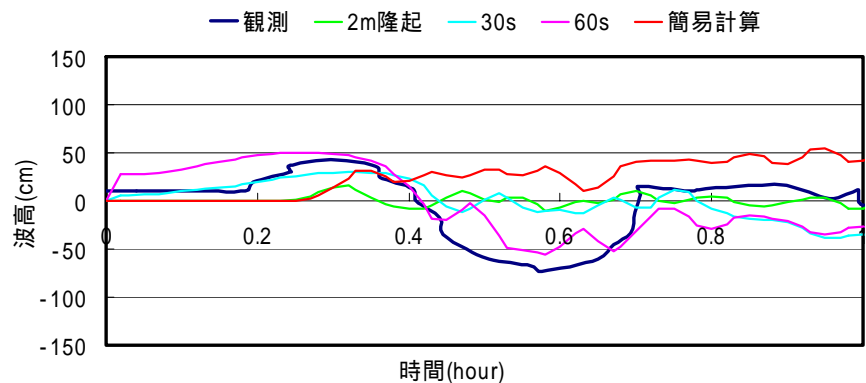


図-7 十勝港における波形比較 (1時間)