

境界波としての津波の挙動特性とその数値解析

越村俊一*・今村文彦**・高橋智幸***・首藤伸夫****

1. はじめに

陸棚上を伝播するエッジ波を始めとして、岸沖方向に海底地形変化を持つ沿岸に沿って伝播する波動は境界波と呼ばれる。また、Longuet-Higgins(1967)やBuchwald(1968)により、直線状の海岸だけでなく島回りや海嶺上にも境界波の存在することが知られている。一方、津波は主に海溝部のプレート沈み込み地帯で発生し、陸棚や海嶺上を伝播して沿岸部に到達するため、最大波が遅れて到達するという境界波としての挙動がしばしば観測されている。しかし、その理論解析や数値計算方法は十分に検討されているとは言えない。本研究は最近発生した津波を対象に、その挙動特性の検討と数値解析の問題点を調べることを目的とする。

本研究では、直線に近い形状の陸を有する波動場におけるエッジ波と陸を有さない波動場における境界波（これを海嶺波と呼ぶ）とに分けて検討を行う。前者の例は1994年北海道東方沖地震津波の花咲、厚岸、釧路における挙動であり、後者は1996年Irian jaya地震津波の父島、八丈島における挙動である。まず、境界波の伝播計算で最も重要な屈折現象の再現性を佐山ら(1986)の方法を改良し、沖から入射する場合だけでなく、沿岸で反射する場合も含めて検討する。これにより、陸棚上を弧を描きながら伝播する長波の再現性を評価できる。次に、検潮記録と数値計算結果を波形-走時曲線としてプロットし、エネルギー伝播速度について比較検討を行う。最後に、エッジ波と海嶺波の伝播特性について考察し、現在の数値計算による再現性を検討する。

2. 陸棚上を伝播する津波の屈折現象の再現性

津波が陸棚の端部と海岸の間に入射するとエッジ波が発生し、津波のエネルギーは捕捉される。1994年北海道東方沖地震津波の波源長軸方向に伝播した津波は北海道南東部に存在する陸棚と平行に進行し、最大波が遅れて到達するというエッジ波としての挙動が花咲、厚岸、釧

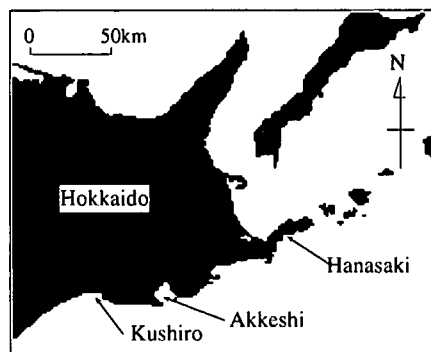


図-1 北海道南東部

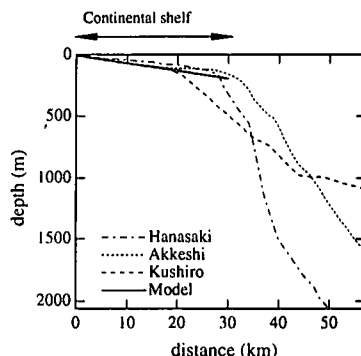


図-2 北海道南東部海底断面画及びモデル地形

路の各検潮所において観測された。(各地点の位置的関係は図-1を参照)

陸棚に沿って伝播する津波の屈折効果を数値的に再現する場合、本来連続的である海底地形の離散化に伴う誤差の発生が問題の一つとなる。ここでは、北海道南東部の陸棚地形を想定して単純化した一様勾配のモデル地形を用い、外洋から陸棚へ入射する場合、及び海岸で反射する場合について、長波の屈折の理論解と海底を離散化した際の数値解とを比較し、屈折計算の再現性を評価する。

(1) 沖側から入射する場合

図-2に実線で示す様な断面の一様勾配地形を想定

* 学生会員 東北大学大学院工学研究科
 ** 正会員 工博 東北大学助教授 工学部災害制御研究センター
 *** 正会員 工修 東北大学助手 工学部災害制御研究センター
 **** 正会員 工博 東北大学教授 工学部災害制御研究センター

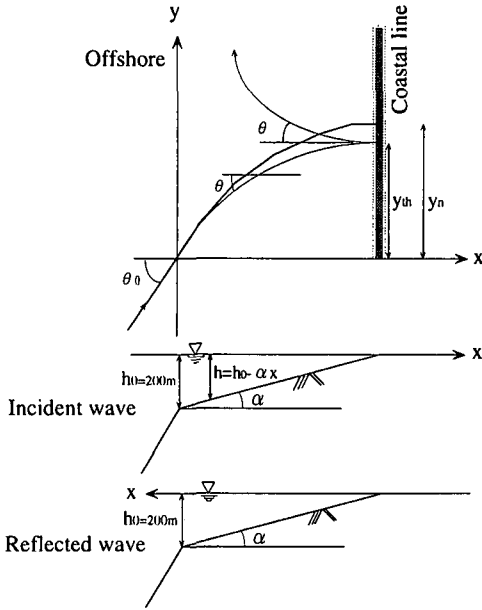


図-3 屈折計算座標系

し、その上での長波の屈折を Snell の法則を用いて求める [佐山ら, 1986]。今、陸棚上での長波の屈折を考えているので入射開始地点水深は h_0 とすると海岸線に到達する位置 y_{th} を次式で求めることが出来る。また、座標系は図-3 に示す。

$$y_{th} = \frac{h_0}{\alpha \sin^2 \theta_0} \left\{ \theta_0 - \sin^{-1} \left(\sqrt{1 - \frac{\alpha x}{h_0}} \sin \theta_0 \right) \right\} + \frac{h_0}{\alpha \sin \theta_0} \left\{ \sqrt{1 - \frac{\alpha x}{h_0}} \cdot \sqrt{1 - \left(1 - \frac{\alpha x}{h_0} \right) \sin^2 \theta_0} - \cos \theta_0 \right\} \quad \cdots \cdots (1)$$

但し、 θ_0 : 長波の初期入射角, h_0 : 初期水深 (ここでは 200 m), α : 陸棚斜面の傾斜, とする。また一方、離散解 y_n は次式で与えられる。

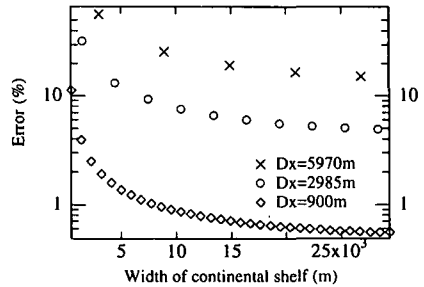
$$y_n(N) = \frac{L_0}{2N} \tan \theta_0 + \frac{L_0}{N} \sum_{n=1}^{N-1} \tan \sin^{-1} \left\{ \sqrt{1 - \frac{n}{N}} \sin \theta_0 \right\} \quad \cdots \cdots (2)$$

ここで、 N は空間格子分割数である。

今、理論解と離散解の誤差を次式で定義する。但し、 y_{th} : 理論解, y_n : 離散解である。

$$\text{Error}(\%) = \frac{|y_{th} - y_n|}{y_{th}} \times 100 \quad \cdots \cdots (3)$$

図-4 に理論解、及び海底地形を離散化して求められた離散解との屈折誤差を示す。ここでは、北海道南東部の陸棚を考慮して $\alpha = 0.0067$ とした。一般に初期入射角が大きくなるほど、数値解の誤差も増加するので、波動の初期入射角は誤差が大きくなる場合を想定して 80° と

図-4 沖側から入射した場合の屈折誤差 (入射角 80°)

した。また、離散解を求める際の格子間隔 D_x は 900 m, 2985 m, 5970 m とし、それぞれの格子数は 33, 10, 5 となる。

図-4 より、格子間隔が 900 m の場合には誤差はほぼ 10% 以内であり、実用上問題のない許容誤差内であるといえる。

(2) 陸側で反射する場合

次に汀線での反射の後、陸側から沖側へ向かう波の屈折の評価を行うが、(1), (2) 式で表示される佐山ら (1988) の解をそのまま使用することは出来ない。そこで、図-3 中にあるように x 軸の座標系を変えて、海岸線上の出発点から反射波の波向が沖側の等深線に平行になるまでの地点の海岸線に沿った距離を求めた。その理論解と離散解は次式で示される。

$$y_{th} = \frac{h_0}{\alpha \sin^2 \theta_0} \left\{ -\theta_0 + \sin^{-1} \left(\sqrt{1 + \frac{\alpha x}{h_0}} \sin \theta_0 \right) \right\} + \frac{h_0}{\alpha \sin \theta_0} \left\{ \cos \theta_0 - \sqrt{1 + \frac{\alpha x}{h_0}} \cdot \sqrt{1 - \left(1 + \frac{\alpha x}{h_0} \right) \sin^2 \theta_0} \right\} \quad \cdots \cdots (4)$$

$$y_n(N) = \frac{L_0}{2N} \tan \theta_0 + \frac{L_0}{N} \tan \theta_0 + \frac{L_0}{N} \sum_{n=1}^{N-1} \tan \sin^{-1} \left\{ \sqrt{1 + \frac{n}{N}} \sin \theta_0 \right\} \quad \cdots \cdots (5)$$

(3) 式と同様に誤差を定義し、その結果を図-5 に示す。ここでは反射波が外洋へ抜けずに再び汀線へ戻る長波の屈折を扱うため、これを満足する条件の一つとして初期の反射角を 10° とした。また格子間隔 D_x は 890 m, 3000 m, 及び 6000 m とした。格子数は 27, 8, 及び 4 である。格子間隔 6000 m, 3000 m では初期に若干の誤差が見られるが、890 m ではほぼ実用上問題ない範囲にあるといえる。図-5 より $D_x = 890$ m とした入射波、反射波の離散解は共に理論値との誤差は小さく、ほぼ 10% 未満であることがわかる。

以上から、北海道南東部を想定した場合、 $D_x = 900$ m 程度の格子間隔を選定すれば、津波の屈折に関する誤差

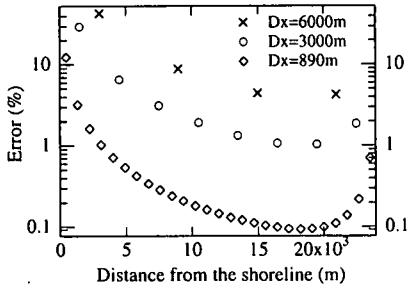


図-5 陸側から反射した場合の屈折誤差 (反射角 10°)

は小さく、エッジ波を再現できるものと考えられる。

3. 1994 年北海道東方沖地震津波の陸棚上での挙動

北海道東方沖地震津波において北海道南東部で境界波的な挙動が観測された。まず、花咲、釧路においてウナリのような波形が見られたことである。しかし、厚岸においては明瞭なウナリは見られない。厚岸の記録には短周期成分が見られず、恐らく、検潮井戸の地理的特性や水理フィルター特性が影響し、正確なデータが記録されていない可能性がある。次に、どの地点でも最大波は第一波到達後長時間経過してから出現したことである。

図-6 には 1994 年北海道東方沖地震津波の北海道南東部における波形-走時曲線を示す。実線で示す波形は計算値、点線で示す波形は検潮記録である。図中、縦軸は各検潮所間の直線距離であり、斜めの直線は最大波の出

現時間を結んだ走時曲線である。この走時曲線の傾きから、海岸に沿って伝播するエッジ波の平均エネルギー伝播速度を求めると 12 m/s であることがわかる。

計算値と検潮記録は概略しか一致しない。特に厚岸で短周期成分が記録に認められないことから、検潮井戸特性を考慮に入れた検討が必要である。

4. 1996 年 Irian Jaya 地震津波の数値解析

1996 年 2 月 17 日 14 時 59 分、インドネシア Irian Jaya 州北西部 Biak 島沖でマグニチュード 8 と推定される地震により津波が発生し、我が国太平洋沿岸にも到達、父島で最高 1 m 以上の津波が観測された。とりわけ、南西諸島、九州太平洋岸、父島及び八丈島において境界波的な挙動が見られた。ここでは西太平洋を対象としてこの津波の外洋伝播計算を行い、主な伝播経路を調べる。また、検潮記録と計算結果を比較し、境界波の挙動について考察するとともに現在の数値計算の再現性について検討する。

(1) 外洋伝播計算

当地震津波の外洋伝播を再現するための支配方程式は地球座標系によるコリオリ力を含んだ線形長波理論を採用し、これを Leap-frog 法により差分化して用いた[今村ら, 1990]。再現計算の諸条件を表-1 に、また、計算初期条件となる断層パラメータを表-2 に示す。

津波の主なエネルギーの伝播経路を調べるために、津波発生から 10 時間後までの最大水位の空間分布を出力し、図-7 に示した。図より、通常の津波が持つ特性と同様に波源の短軸方向に高い水位分布が見られる。しかし、短軸方向 (北北東) に放射された津波は、最初に南マリアナ海嶺 (Calorine 諸島付近) で二つの成分に分岐する。その内の一つの成分が北マリアナ海嶺へ向かい、この海嶺を通過する際にエネルギーが捕捉された後、再びエネルギーの分岐が生じていることが分かる。この内北へ向かう成分は南本州海嶺を辿りながら東日本に到達していることが示されている。

以上のことから Irian Jaya 地震津波の伝播方向については、マリアナ海嶺が非常に大きな影響を与えており、この海嶺が津波のエネルギーを捕捉し、南本州海嶺へ導く役割を果たしていることが分かる。実際、小笠原諸島で父島を始めとして、比較的大きな津波が来襲している。

(2) 太平洋岸で観測された境界波的挙動

太平洋沿岸部で観測された津波の内、境界波的な挙動を持つものを分類し、挙動特性を考察する。但し、ここでいう境界波的な挙動とは、①最大波が第一波に遅れて到達する、②観測波形がウナリを示す、③波源から遠距離になるほど最大波は遅れて現れる、という特性である。また、ここでは境界波のうち、太平洋上の島弧で得られ

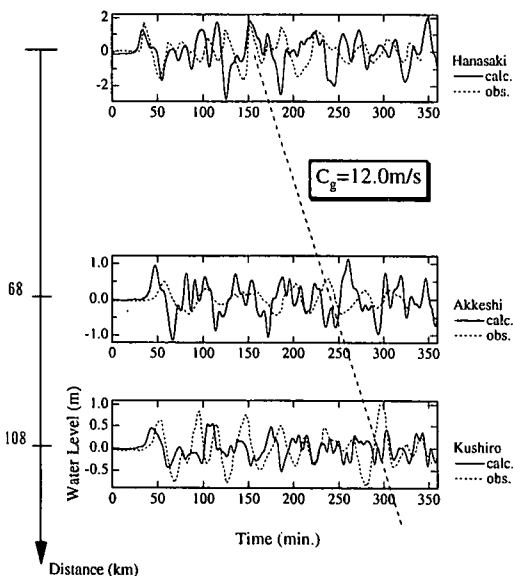


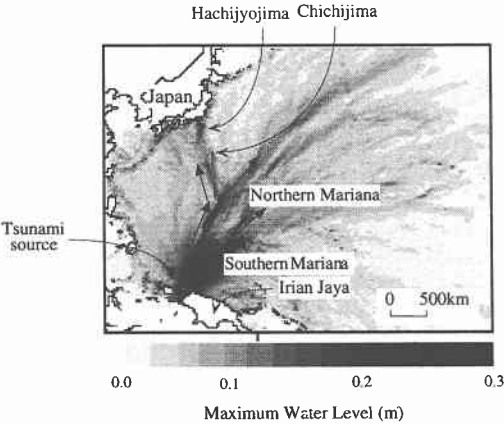
図-6 北海道東方沖地震津波の水位変化 (花咲, 厚岸, 釧路)

表一 計算諸条件

支配方程式	線形長波理論 (地球座標系)
空間格子間隔	10 分
時間格子間隔	20 秒
沖側境界条件	自由透過
陸側境界条件	鉛直壁 (完全反射)
再現時間	10 時間

表二 1996 年 Irian Jaya 地震津波断層パラメータ

断層長	断層幅	strike	dip	slip	dis.	depth
180 km	50 km	112°	11°	91°	8.0 m	15 km



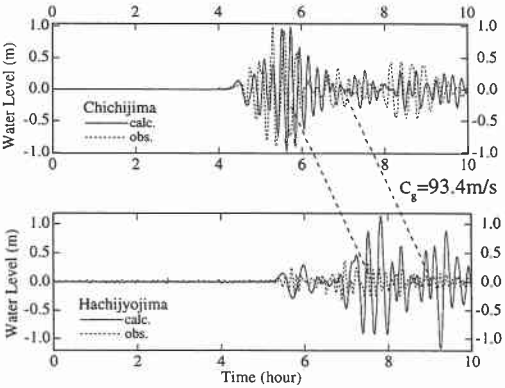
図一7 1996 年 Irian Jaya 地震津波の最高水位分布

た波形を海嶺波, 沿岸部で得られた波形をエッジ波として分類する。

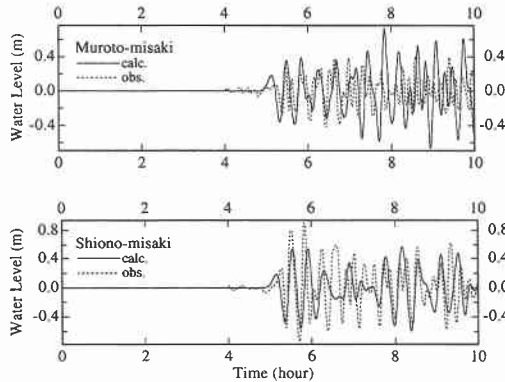
海嶺波として図一8に, 父島及び八丈島における検潮記録の津波成分及び計算値を示す。尚, 計算値は実際の水深との違いを補正するために全て Green の式で値を修正している。父島での検潮記録からは, 大きな波群が三つ形成されていることが分かる。ここでの計算波形は観測波形を非常に良い精度で再現している。一方, 八丈島における計算波形は第一波の到達時刻, 境界波としての特徴は再現しているものの, 波高については観測値に比べ過大である。父島と八丈島における波形-走時曲線を作成した結果(図一8), 父島-八丈島間の最大波の平均エネルギー伝播速度は約 93 m/s であることが分かった。

さらに, 波源から直接伝播した波の例として図一9に, 室戸岬, 潮岬における検潮記録, 計算値を示す。波高に若干の誤差はあるが, 計算値の再現性はおおむね良好である。

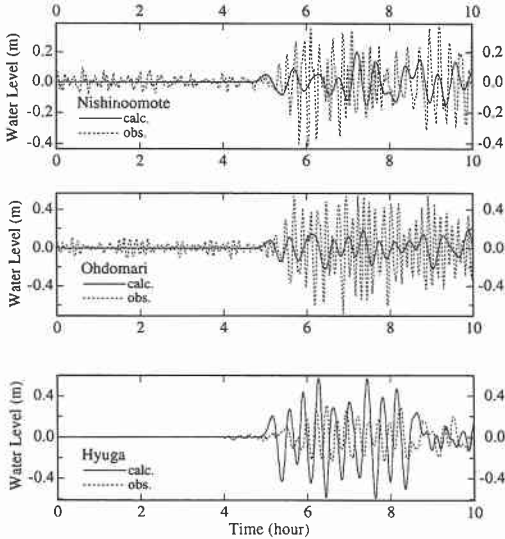
一方, エッジ波として図一10に, 西之表, 大泊, 日向における検潮記録, 計算値を示す。西之表, 大泊では波源からの直接波に加え, 南西諸島に沿って伝播したエッ



図一8 Irian Jaya 地震津波の水位変化 (八丈島, 父島)



図一9 Irian Jaya 地震津波の水位変化 (室戸岬, 潮岬)



図一10 Irian Jaya 地震津波の水位変化 (西之表, 大泊, 日向)

ジ波の成分が8時間後から見られる。西之表、大泊における計算結果の再現性は低く、特に検潮記録に見られる高周波成分が再現されていない。この波数成分は計算値で見られる主成分の半分から3分の1の周期(5分から10分程度)を持ち、数値計算ではほとんど再現されていない。恐らく、これら周辺部での再現性が低いだけでなく、途中の伝播過程での問題が大きいと思われる。海図から判断すると、伝播経路はフィリピンから台湾を通過して日本の南西諸島に到達するものと思われる。そこで、今回用いた水深データと海図を比較すると、特にフィリピン沿岸部での近似度が低く、多くの島や複雑な浅海地形は再現されていない。この地形近似度と5分から10分の周期成分との関係は今後の検討課題である。

5. 結 論

本研究における結論を以下に示す。

(1) 北海道南東部を想定した陸棚斜面上を伝播する津波の屈折現象の再現に必要な空間格子間隔の評価を行った。少なくとも900 mより小さくすることが必要である。

(2) 1994年北海道東方沖地震津波の北海道南東部においての伝播特性を検討し、陸棚に沿って伝播する最大波のエネルギー伝播速度を求めた。

(3) 1996年 Irian Jaya 地震津波の太平洋岸における挙動をエッジ波、海嶺波、直接波に分類した。また、

父島-八丈島間の津波の平均エネルギー伝播速度を求めた。

(4) 西太平洋を対象とした1996年 Irian Jaya 地震津波の伝播計算を行い、我が国に來襲した津波の主な経路を推定した。

(5) Irian Jaya 地震津波の計算の結果、波源からの直接波及び、海嶺上を伝播する海嶺波の再現性は良好であったが、波源から陸棚に沿って南西諸島に到達する津波の再現性に問題があることが分かった。

謝辞：検潮記録は気象庁地震火山部及び気象庁海洋気象部から提供を受けた。また、本論文の公表にあたり小川記念基金の補助を受けた。ここに記して謝意を表す。

参 考 文 献

- 今村文彦・首藤伸夫・後藤智明 (1990): 遠地津波の数値計算に関する研究その2 太平洋を伝播する津波の挙動, 地震第2輯 第43巻, pp. 389-402.
- 佐山順二・後藤智明・首藤伸夫 (1986): 屈折に関する津波数値計算の誤差, 第33回海岸工学講演会論文集, pp. 204-208.
- 越村俊一・今村文彦・首藤伸夫・高橋智幸 (1996): 1994年北海道東方沖地震津波の数値解析, 東北地域災害科学研究第32巻, pp. 145-155.
- Buchwald, V. T. (1968): Long waves on oceanic ridges, Proc. Roy. Soc. Lond., A. 308, pp. 343-354.
- Longuet-Higgins, M. S. (1967): On the trapping of wave energy round islands, J. Fluid Mech., 31, pp. 781-821.