

## 概 要

1987年3月24日、日本海に震源をもつ中規模地震 ( $M=5.9$ ) と同時に、上越市直江津海岸で発生した長波が、海岸に沿って速度  $8 \text{ m/s}$  で北方に伝播し、柏崎、寺泊の検潮所で観測された。振幅は約  $0.2 \text{ m}$  と小さいことから波の同定は相互相関係数の極大値によって行なわれた。この波の周期は  $12 \text{ 分}$  であることから、波長は  $6 \text{ km}$  と推定される。震源は直江津から  $50 \text{ km}$  沖にあるにもかかわらず、直江津では地震と同時に発生しており、地震にともなう地殻変動によって発生する通常の津波とみるのには、地震のマグニチュードからみてその波源域が広すぎる。実際、佐渡島の小木や能登半島の輪島では、検潮記録の中に津波らしい水位変化は認められない。発生域は海岸付近に局在していると考えられるが、その生因の明らかでないこの波は、その速度と周期が、柏崎付近でモデル化した海底地形に対するエッジ波の最小群速度とその周期に一致することから、エッジ波として説明できる。

## § 1 序 論

海岸に平行に伝わるエッジ波の存在は Sezawa and Kanai (1939) や Ursell (1952) 等によって、理論的あるいは実験的に示された。その後、エッジ波が津波にともなって観測されたことが Hatori and Takahashi (1964), Aida (1969), Abe and Ishii (1983, 1987) らによって述べられている。特に Abe

and Ishii (1987) は、Ishii and Abe (1989) のモデル計算の結果にもとづいて、1983年5月26日の日本海中部地震津波の際に、新潟県沿岸でエッジ波が発達し、最大水位がエッジ波によって達成されたとしている。エッジ波は海岸に沿って進む種々の波のうち群速度極小の波であり、ここに波のエネルギーが集中することから振幅が大きくなるものと考えられる。エッジ波の周期は海底地形に依存する。

1987年3月24日21時50分（日本時間）、直江津沖  $50 \text{ km}$  の北緯  $37^{\circ} 28.6'$ 、東経  $137^{\circ} 54.6'$  の地点において深さ  $21 \text{ km}$  に震源をもつマグニチュード  $5.9$  の地震が発生した。マグニチュードの大きさからして津波の発生が考えられることから、震源近くの検潮所に水位変化の照会を行った所、直江津では地震とほぼ同時に水位、周期ともに変化したことが判った。同様な変化が柏崎・寺泊でもおこなって見いだされたので、その伝播速度を求め、エッジ波理論にもとづいて検討を加えた。

## § 2 水位記録の相関

地震後、検潮記録の照会を行った検潮所は、輪島（第一港湾建設局）、七尾、富山港（気象庁）、直江津、柏崎（新潟県）、寺泊、新潟西港、小木の各検潮所である。このうち直江津、柏崎、寺泊以外では顕著な水位変化を認めることが出来なかった。このため上記三検潮所の水位変化をディジタイザーを使って読み取り、その変化から、日常潮による潮位変化をとり除いた（図-3）。図-1にはこれらの観測点と震央の位置を示し、図-2にはここで記録された水位の原記録を示す。

\*日本歯科大学新潟短期大学

この図から直江津では地震と同時に水位が異常に下がり、周期12分の長波が励起されたことがわかる。この波が柏崎、寺泊と伝播しているならば、同じ波形が一定時間後にこれらの検潮所に出現するはずである。そこで直江津の水位変化と他の2点の水位変化との間で相関をとってみる。直江津での水位の時系列を  $y$ 、他の検潮所での時系列を  $x$  とすると、両者の間の相互相関係数  $R_{xy}$  は次式で与えられる。

$$R_{xy}(i) = \begin{cases} \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m x(i+j)y(j) & i = 0, 1, \dots, n-m \\ \frac{1}{n-1} \sum_{j=1}^{n-1} x(i+j)y(j) & i = n-m+1, \dots, n-1 \end{cases}$$

サンプリングの時間間隔は1分とし、直江津では21時50分から40分間、他の2点では21時から360分間の水位変化を計算の対象にした。計算のプログラムは南(1986)によるものを使用した。求められた相互相関係数は、時間の原点を21時0分を選んで図-3に示す。これより相関係数の最大値は柏崎では116分後つまり、地震後66分、寺泊では188分後つまり地震後138分に達成されたことがわかる。こうして相関係数の最大値の移動から、直江津で形成された長波が移動していったと解釈することができる。そこで横軸に直江津を原点として、凹凸をなめらかにした海岸線距離を柏崎、寺泊方向にとり、最大値の出現時刻のおくれを縦軸にとると図-4がえられる。これより2点は原点を通る同一直線上にあると近似できる。こうして移動速度  $8 \text{ m/s}$  がえられる。このことから地震と同時に直江津で発生した長波は速度  $8 \text{ m/s}$  で柏崎を経て、寺泊に伝播したことがわかる。

### § 3 エッジ波

Ishii and Abe (1980) は平坦な外海と陸棚

が、一様に傾斜する斜面で結ばれた海底地形モデルに対して、海岸と平行に進行するエッジ波の分散曲線を求めた。彼らのモデルを柏崎付近の日本海に適用して、パラメーターを決めることができる。特に陸棚斜面がこのモデルで正確に再現されるようにパラメーターを選ぶと、図-5に示すモデルがえられる。このモデルに対して分散曲線を計算すると図-6がえられる。これより無次元角振動数1.07において、無次元群速度の最小値が表れることがわかる。これを次元をもつ量になおすと最小値が表される周期は12.7分、最小群速度として  $7.8 \text{ m/s}$  がえられる。この値は観測された波の周期と速度にはほぼ一致する。このことから観測された長波はエッジ波であると結論づけられる。

これを1983年日本海中部地震津波の際のエッジ波 (Abe and Ishii, 1987) と比較すると、周期は25分、速度は  $16 \text{ m/s}$  で、周期・速度とも今回は2倍大きい。この時の海底地形のパラメーターは、海岸付近の様な海底水深  $h_1$  が  $50 \text{ m}$ 、その幅  $l$  が  $8 \text{ km}$ 、外海の一様な水深  $h_2$  が  $500 \text{ m}$ 、そして傾斜  $\tan \theta$  が  $0.0643$  であった。同一の海岸で2種類のエッジ波が観測されたことはエッジ波の励起のメカニズムを考える上で貴重な資料となるものである。

### § 4 考 察

津波の波源域の一次元的拡がり  $L$   $\text{km}$  とし、地震のマグニチュードを  $M$  とすると、 $L$  と  $M$  の間に

$$\log L = 0.5M - 1.8$$

の関係があることが知らされている (Iida, 1958)。この関係が  $M$  のかなり小さい場合にも成立すると仮定するとマグニチュード5.9に対して、波源域の大きさは  $14 \text{ km}$  となる。ところが検潮所のある直江津港は震央から約  $50 \text{ km}$  離れた所にある。小木や七尾などでは津波らしい波を観測していないので震央付近に津

波が発生したという証拠はない。又、Hatori (1969) による波源域の統計的考察によると波源域が震央から離れてできることはきわめてまれであることがわかる。しかもこの場合は震央と波源はかなり離れている。従って今回の直江津付近での長波の発生は通常の地殻変動による津波とは考えにくい。

地震のマグニチュードが小さくなると地殻変動の変位とその領域は小さくなり、津波を発生しえなくなる。最小の津波はどんなものかは非常に興味のある問題である。今回のエッジ波の発生はそういった問題に対して、問題提起を行ったと考えることができる。

## § 5 まとめ

1987年3月24日の直江津沖に発生した地震 ( $M=5.9$ ) は直江津港で両振幅0.2m, 周期12分の長波を励起した。そしてこの波は8 m/s の速度で海岸にそって北方に伝播し、柏崎・寺泊で順に観測された。この波の周期と速度はモデル化した海底地形に対するエッジ波として説明された。

最後に、検潮記録を提供していただきました第一港湾建設局、富山地方気象台、国土地理院、新潟県土木部港湾課の関係各位に感謝いたします。

## 参 考 文 献

1. Abe, Ku. and H. Ishii, 1983, Study of shelf effect for tsunami using spectral analysis, 161-172, in *Tsunamis: Their science and engineering*, edited by K. Iida and T. Iwasaki.
2. Abe, Ku. and H. Ishii, 1987, Distribution of maximum water levels due to the Japan Sea Tsunami on 26 May 1983, *Jour. Oceanogr. Soc. Jpn.*, 43, 169-182.
3. Aida, I., 1969, On the edge waves of the Iturup tsunami, *Bull. Earthq. Res.*

*Inst., Tokyo Univ.*, 47, 43-54.

4. Hatori, T. and R. Takahashi, 1964, On the Iturup tsunami of Oct. 13, 1963, as observed along the coast of Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.*, 42, 543-554.
5. Hatori, T., 1969, Dimensions and geographic distribution of tsunami source near Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.*, 47, 185-214.
6. Iida, K., 1958, Magnitude and energy of earthquakes accompanied by tsunami and tsunami energy, *Jour. Earth Sciences, Nagoya Univ.*, 6, 101-112.
7. Ishii, H. and Ku. Abe, 1975, Propagation of tsunami on a linear slope between two flat regions, I. Edge wave, *J. Phys. Earth*, 28, 531-541.
8. 南 茂夫編著, 1986, 科学計測のための波形データ処理, CQ出版社
9. Sezawa, K. and K. Kanai, 1939, On shallow water waves transmitted in the direction parallel to a sea coast, with special reference to Love-waves in heterogeneous media, *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.*, 17, 685-694.
10. Ursell, F., 1952, Edge waves on a sloping beach, *Proc. Roy. Soc., A*, 214, 79-97.

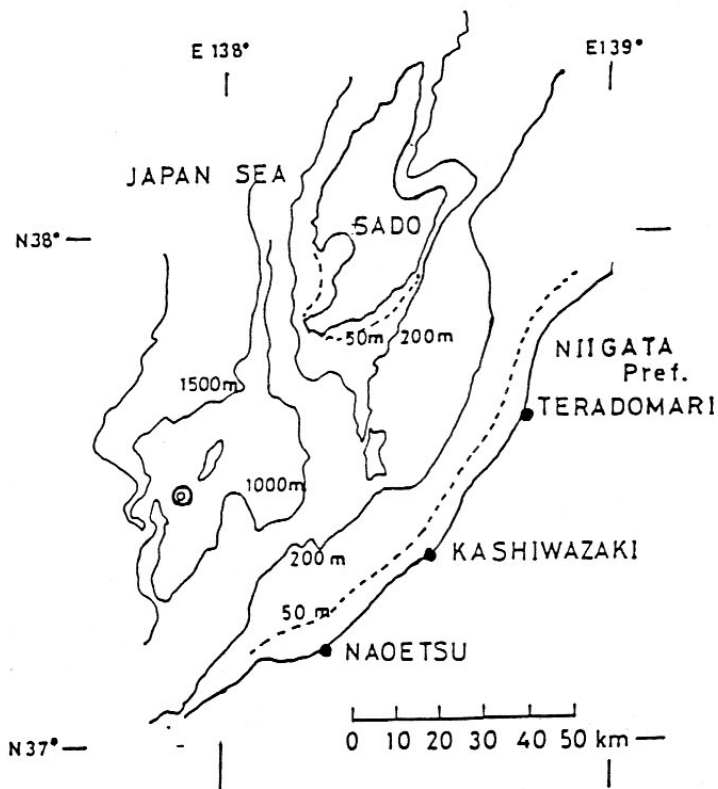


図-1 検潮所 (●) の位置と震央 (◎)

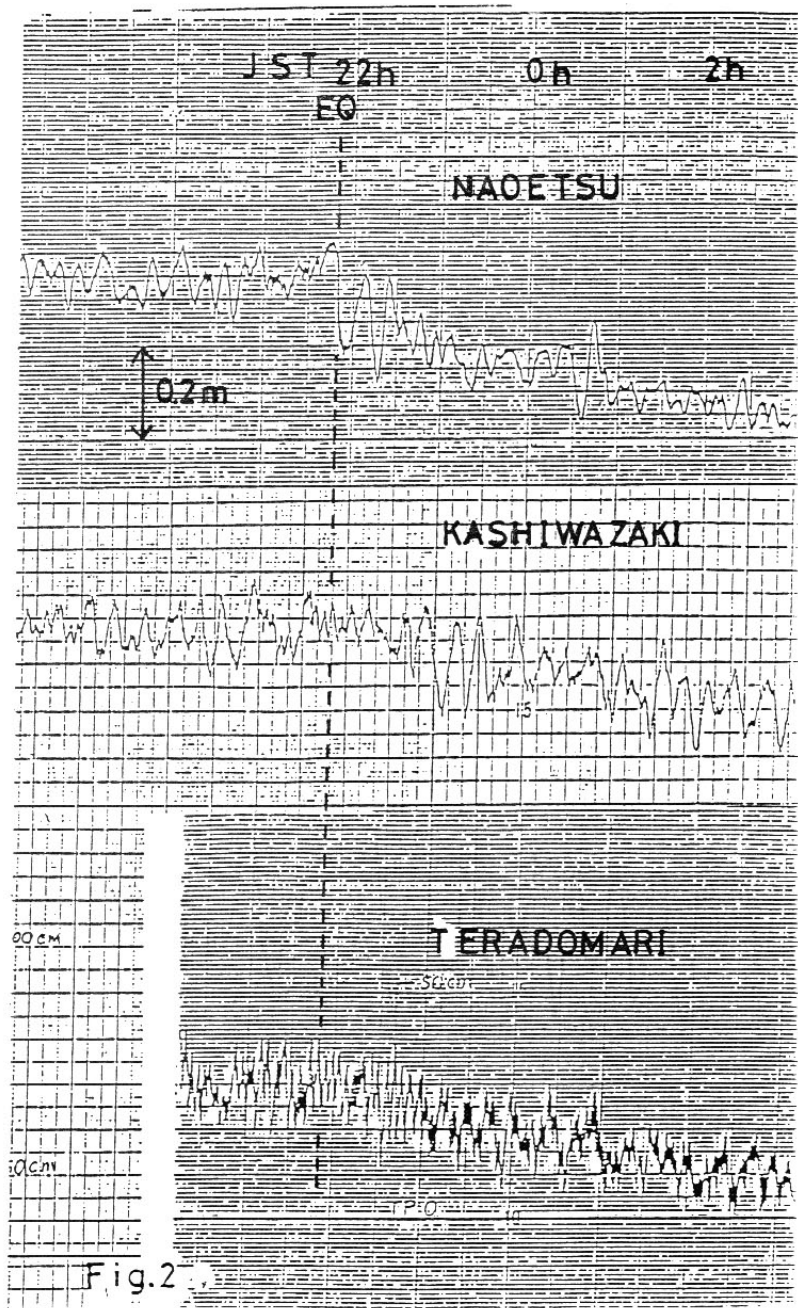


Fig.2

図-2 検潮記録の原図，EQは発震時を示す

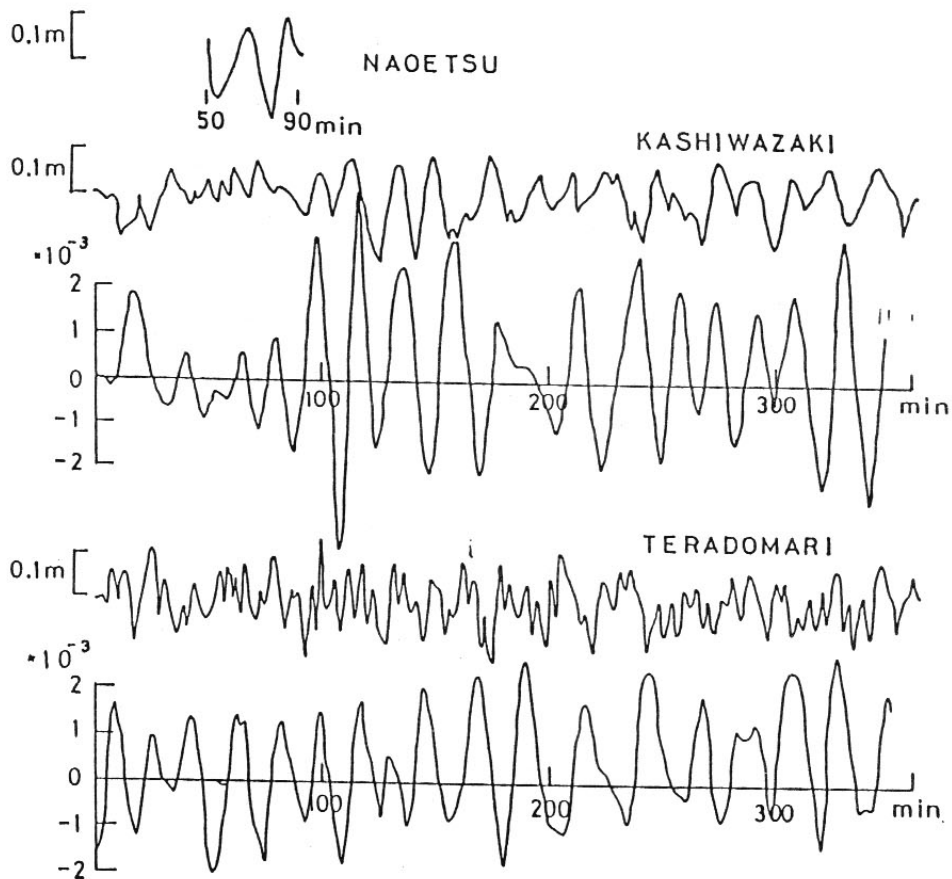


図-3 上から順に直江津、柏崎の水位、柏崎と直江津の両水位間の相互相関係数、寺泊の水位、寺泊と直江津の両水位間の相互相関係数の時間変化。時間軸の原点は21時0分にしてある。

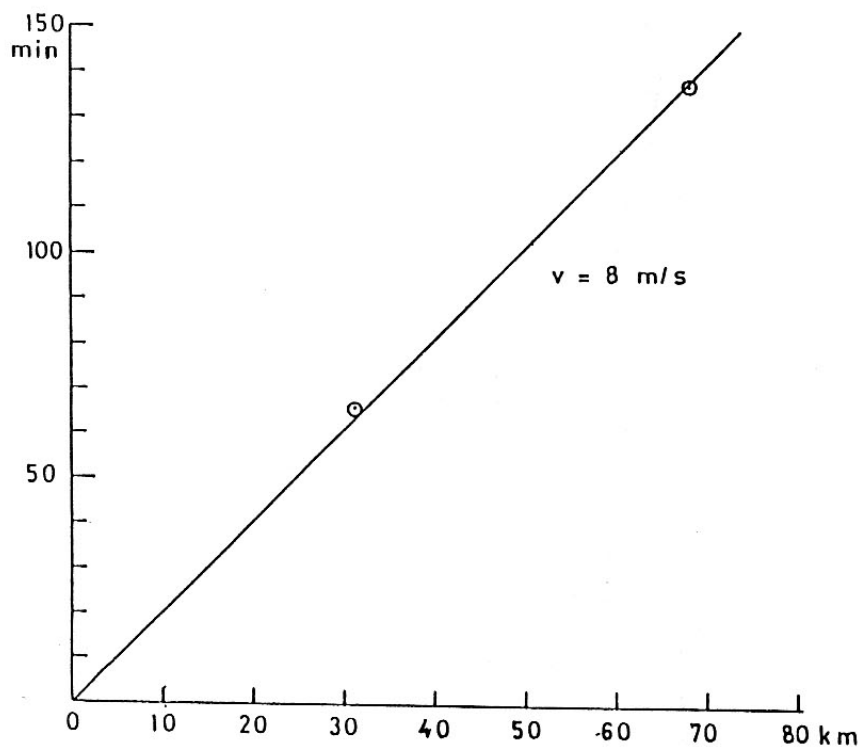


図-4 相関係数の最大値の出現時間（原点は21時50分）と直江津を原点とする海岸距離

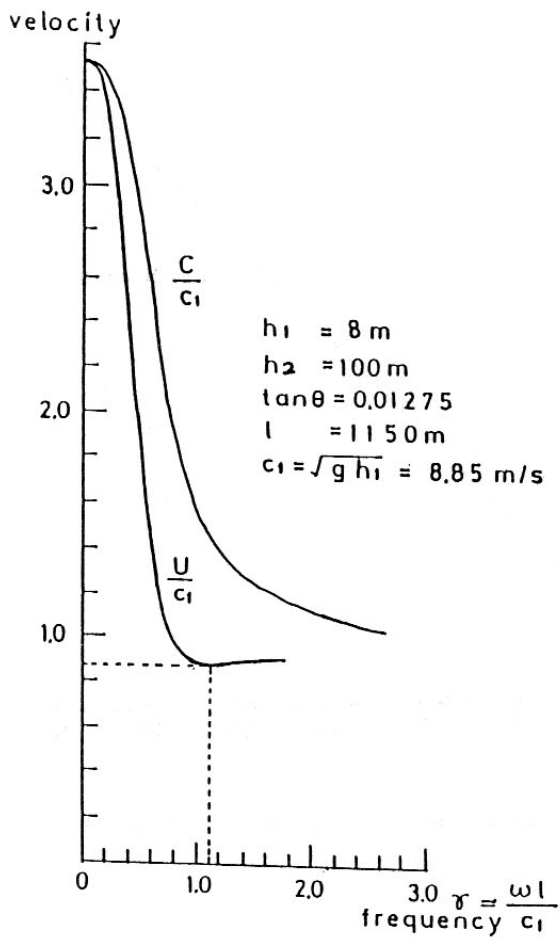


図-5 柏崎付近の海底地形のモデル



$h_1 = 8 \text{ m}$   
 $h_2 = 100 \text{ m}$   
 $\tan \theta = 0,01275$   
 $l = 1150 \text{ m}$

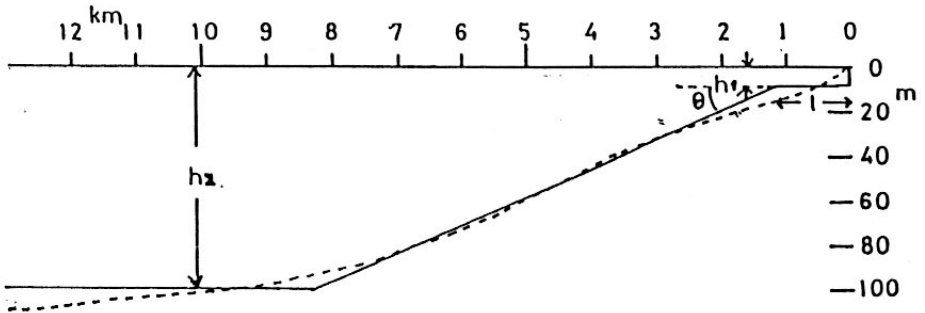


図-6 図-5のモデルに対して計算でえられるエッジ波の位相速度Cと群速度Uの曲線，横軸は無次元角振動数，縦軸は無次元速度である。