

## 45. 1978年伊豆大島近海地震に 伴った津波の数値実験

地震研究所 相田 勇

(昭和53年7月28日受理)

### 1. はじめに

北海道・東北地方の太平洋岸沖合に発生した津波については、地震の断層モデルから期待される海底の鉛直変位を波源とした数値実験によって、実際の津波の挙動がかなりよく説明できることが認められた(相田, 1977). それらはすべて縦ずれ成分の大きい断層であった. 今回1978年1月14日12時24分頃, 伊豆大島近海に発生した  $M=7.0$  の地震は, 後に述べるように多くの研究者によって横ずれ成分の卓越した発震機構が求められている. したがって海底に生じる鉛直変位のパターンは, 隆起域, 沈降域がそれぞれ2箇所ずつあるやや複雑なものとなることが推定され, 波源をとりまく各地点で観測される津波の様子がどのようになるか, また地震断層から与えられた波源モデルで説明できるかどうか興味のあるところである.

羽鳥(1978)はこの津波の各地の記録から, 逆伝播図を作図して波源の位置を求めている. この場合津波の最初の波の到達時刻に依存するから, 津波のはじまりに平常時の海面擾乱が重なっているような場合, はじまりを上げ波とするか, 下げ波とするかの判定がむずかしいことがある. ことに今回予想されるように, 海底の隆起沈降域が複雑に入りこんでいる場合, 伝播経路が多少長くとも, 変位量の相対的に大きい領域の変位の向きが, 見掛け上記録のはじまりと認められることもあると思われる. このような点についても, 数値実験によって数波にわたって波形をシミュレートすることによって, 真の津波のはじまりの判定はより確実性を増すものと思われる.

以上のような見地から, 伊豆大島近海地震津波の数値実験を行った結果について報告する.

### 2. 数値実験の方法

今回の地震の震央は気象庁によって Fig. 1 の JMA と示した位置と発表されており, またSHIMAZAKI and SOMERVILLE(1978b)による主震はS. S.で示す位置に決定された. これらを取りまいて津波の記録が得られた場所は, 伊豆半島の富戸(伊東), 小稲(南伊豆)の2箇所, 大島の岡田, 泉津および波浮沖の3箇所である(羽鳥, 1978). そこで震源域をとりかこみ, 上記5観測点を含んだ Fig. 1 に示す海域で数値実験を行った. 後述するよう  
に今回の津波の周期はかなり短く, 長い所で5~6分, 短いところでは1~2分である.

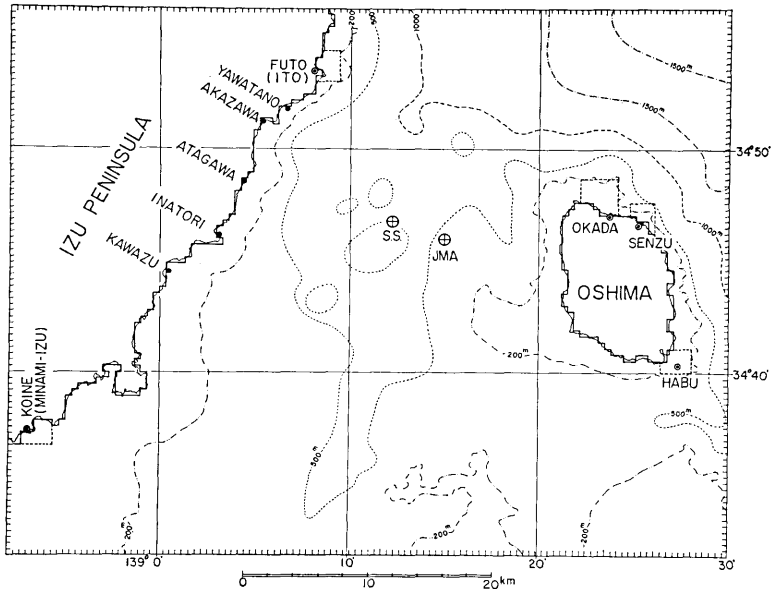


Fig. 1. Computing area for this tsunami. S.S.; Epicenter of the mainshock by SHIMAZAKI and SOMERVILLE (1978b). J.M.A.; Epicenter by J.M.A.

しかし計算海域の大部分を占める 500m 程度の水深における波の速度は、周期 3 分で長波速度の 99%，周期 1 分でも 91% であり、この津波もほぼ長波と考えてよいと思われる。また津波の振幅は 10cm のオーダーで、水深にくらべて十分小さい。そこでここでは線型長波の運動方程式および連続の方程式を差分式に変換、leap-frog 法によって逐次水位と流量を計算する。計算格子間隔は 500m とし 117×91 格子点で水深のデータが与えられる（海図番号 1078）。計算時間間隔は、最大水深 1600m に対する計算安定条件から 1/40 分とった。また周期 1 分まで十分な精度を得るためには、水深 110m 程度より浅い部分では、格子間隔 500m では広すぎることになる。そこで津波記録の得られている観測点の近傍では、100~200m 以浅を 250, 125, 62.5, 31.25m と逐次格子間隔を細かくとってある。この細分化した区域は Fig. 1 に点線で示されているが、その一例として岡田付近を示すと Fig. 2 のようである。

境界条件としては、海岸については岸に直角な流量を 0 と与え、計算海域を限定することによって生じた外海方向への境界は長波進行波の水位流速関係式によって近似的に無反射の条件を与えた。

### 3. 波源モデル

この地震の発生機構は、島崎・SOMERVILLE (1978 a, b), 須藤・他 (1978), 安藤・他 (1978) などによって解析され結果が発表されている。また地殻変動の測地データを説明する立場からも、岡田 (1978), 佐藤・他 (1978) によって断層のパラメータが求められ

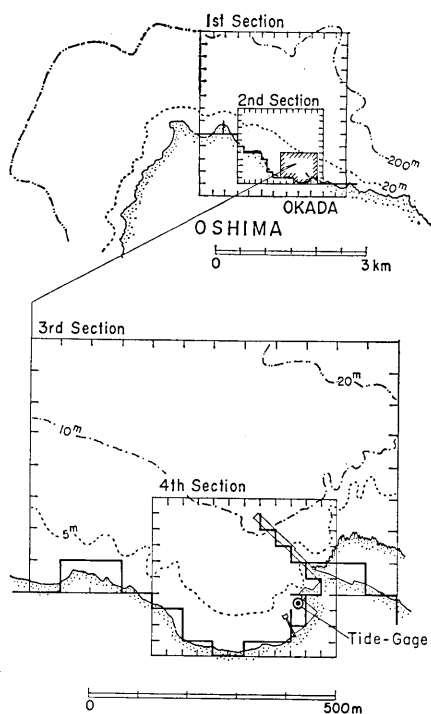


Fig. 2. Typical area with a finer grid system in the vicinity of Okada.

ている。それらの解は研究者によって多少の違いがあるが、先行した小破壊に引続く主破壊をおこした断層は、大島と稲取付近を結ぶほぼ東西の線上にあるとされている。津波の発生は海底の変位にのみ依存するから、海上部分の断層に着目して、まず島崎・SOMERVILLE (1978 a) による最初の暫定的なパラメータから出発した。

断層のパラメータから MANSINHA and SMYLLIE (1971) の方法によって海底の鉛直変位を計算しそれを津波波源とする。今回は横ずれ成分が大きく、断層の長さは比較的小さいので、海面に生じる津波の波長もかなり短いことが予想される。水深を  $h$ 、波長を  $\lambda$  とすれば、海面に生じる津波の高さは、海底の変位の  $1/\cosh(2\pi h/\lambda)$  になる。水深 500m とすれば  $\lambda=5000\text{m}$  でこの値は0.83となり、短波長域では振幅がかなり減衰することがわかる。そこで海面の変位としてその点の海底変位に0.50、周囲4点の変位に0.125の重みをつけて平均することによって、 $1/\cosh(2\pi h/\lambda)$  にかなり近いフィルターを行ったものを初期海面条件として与えることを試みた。但し  $h=500\text{m}$  が仮定してある。一方従来

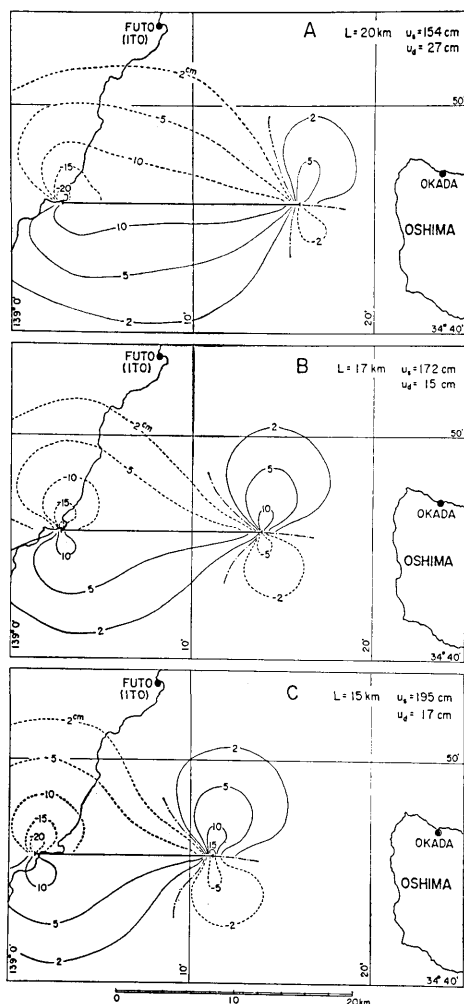


Fig. 3. Vertical displacement fields of the bottom for various fault models whose parameters are shown in Table 1.

Table 1. Fault parameters of the models

Model	$L$	$w$	$D_f$	$H_D$	$\delta$	$\theta$	$u_s$	$u_d$	Remarks
A	20km	10km	19.5km	0km	85°	N90°E	154cm	27cm	SHIMAZAKI and SOMERVILLE (1978a)
B	17	10	16.5	0	85	N90E	172	15	
C	15	10	12.5	0	85	N90E	195	17	
D	{ 15	10	12.5	0	85	N90E	183	26	SHIMAZAKI and SOMERVILLE (1978b)
	{ 8	13	—	3	20	N180E	0	-70	Imaginary reverse fault
E	15	10	12.5	0	85	N90E	183	26	Additional subsidence is assumed. displacement; -3cm

$L$ , fault length;  $w$ , fault width;  $D_f$ , distance from Inatori P. to the east end of the fault;  $H_D$ , depth of the upper edge of the fault plane;  $\delta$ , dip angle;  $\theta$ , strike direction;  $u_s$ ,  $u_d$ , strike-slip and dip-slip components of the fault dislocation.

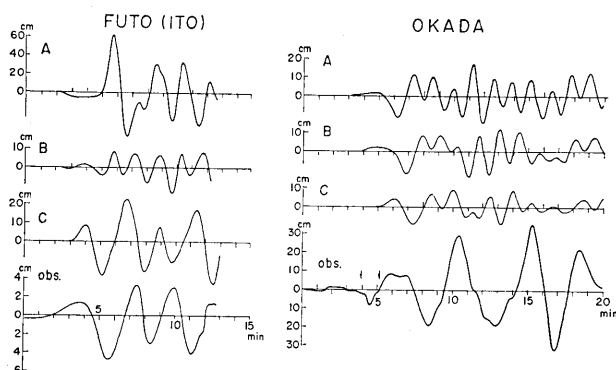


Fig. 4. Computed water level variations with time at Futo (Ito) and Okada and observed tsunami records in those stations.

と同じように海底の変位の時間経過を適当な ramp 関数として与える（ここでは時間6秒）方法とも比較した。この場合も短周期の振動を減衰させるため 10 time step 毎に、その点の水位に 0.8, 周囲 4 点の水位に 0.05 の重みをつけて平均化操作を行った。その結果、両者に顕著な相異は認められず、特に津波のはじまりに近い部分ではほぼ等しい結果が得られたので、以下では後者の方法で数値計算を行った。

#### 4. 数値実験結果

出発点とした島崎・SOMERVILLE (1978 a) の暫定的なパラメータをもったモデルを A とする。またそれに変更を加えたモデルを B, C として、それぞれのパラメータを Table 1 に示す。Fig. 3 は上から A, B, C それぞれのパラメータから計算された海底の鉛直変位のパターンを示す。またそれらを波源として計算した富戸（伊東）、および岡田の検潮所の位置の津波波形を Fig. 4 に示した。下端の波形は検潮器による津波記録（羽鳥, 1978）を読みとり、潮汐を除いて時間軸を引伸した形で示したものである。時間軸の原点は地震発震時にとられる。

これらのモデルの基本的な違いは断層の位置であり、断層走向は稲取岬の南岸にほぼ接して東西にとってあるが、断層の東端が A, B, C と順次に西に移動させてある。それにともなって富戸（伊東）の波形が顕著に変化していることが認められる。これは海底の隆起域と沈降域の境界線と、富戸との位置関係に依存している。一方岡田に対する各モデルの寄与の違いは、波形に対しては著しいものはないが、当然のことながら津波の到達時間に差が生じている。これらのモデルによる計算波形と実測記録を比較して見ると、富戸については C が振幅はやや大きいのが波形の近似性が最もよい。岡田に関して見ると、若し 5 分頃の水位的上昇（観測値右側の矢印）を津波のはじまりとみるならば、C のモデルが最もよく一致しているし、また第 1 波の水位上昇振幅も実測値に近くなる。以上のことから断層の東端の位置が、C モデルのように稲取岬から約 12.5km のところにあるとするのが最も妥当である。この位置は SHIMAZAKI and SOMERVILLE (1978 b) による主震の震央

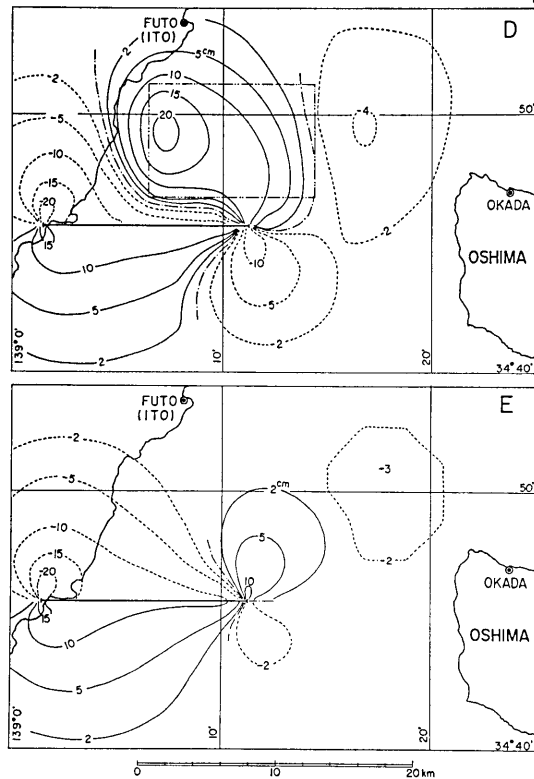


Fig. 5. Vertical displacement fields of the bottom for models D and E which are modified to make the computation consistent with the observation.

の 1.5km 西, 2km 南にあたっている。

しかし例えば岡田の計算波形を見ると, はじまりの水位上昇の波形の周期は実測との間に著しい相異があり, Cのモデルで今回の津波が再現出来たとはいえない。岡田の実測波形には, 今問題にした水位上昇の前に小さい水位の下降がある(観測値左側の矢印)。これを岡田港の常時の水位振動の一部と考えるか, それとも既にこれが津波のはじまりであるか考えるかの判定はむずかしい。そこで津波のはじまりの部分の向きと周期の両方を満たすようにモデルの変更を考える。Table 1のD, Eにパラメータを示したものがそれで, 海底の鉛直変位のパターンをFig. 5に, また計算波形をFig. 6に示した。岡田に達する波の周期を長くする考えから, 東西方向の変動域の大きさを変えるため, Dにあっては伊豆半島沿岸近くまで隆起域を延長し, また東側に沈降域を与えた。これには便宜上全く仮空の逆断層(Fig. 5に2点鎖線で示す)を与えた。また主断層東端南側の沈降域の絶対値を大きくする変更もあわせ行った。なお主断層は前述Cモデルと同じ大きさ, 位置にとつてあるが, 滑り量はSHIMAZAKI and SOMERVILLE (1978 b)の最終結果の値を採用してある。この結果, 岡田の計算波形は, はじめに小さい引き波があり, 次に水位が

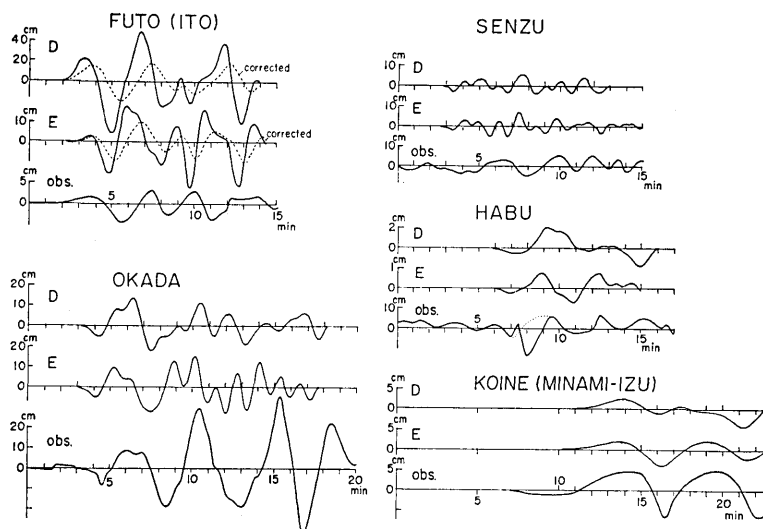


Fig. 6. Computed water level variations with time for models D and E at the five stations where the tsunamis are registered.

上昇するがその時間はCモデルより長く、実測波形にほぼ一致するようになる。この場合若し東側の沈降域のないようなものを試みると、上げ波の周期は実測よりかなり短かく不都合なものになった。したがって上げ波の周期を長くする効果は、東側の沈降域による寄与が大きいことがわかる。そこでEのモデルは、主断層の他に単に大島北西海底に3cmの沈降域を付加したものである。この場合の計算波形は、岡田においてはDとそれほど違いがなく、実測波形にかなり近い。一方富戸の波形をみると、EはDにくらべて振幅の面で著しく改善された。富戸にある国土地理院伊東検潮所の導水管先端には、短周期波浪を減衰させるための波浪防止器という細管がとりつけられている。この特性を推定して検潮井戸内水位に換算したものが点線で示してある（付録参照）。井戸内ではやや時間が遅れ、振幅が減少することがわかる。Eの計算値は実測値の約2倍である。また南の方、小稲（南伊豆）の波形を見ると、やはりEの方が実測波形によく一致する。ただ振幅が実測値の約1/2である。

泉津についてはD、Eともほとんど相似な計算波形が得られるが、観測記録とはよく一致しない。しかしEモデルの3.5~7.5分の波形は実測波形の5~9分の部分とよく似ている。すなわち計算値が早くなるということで、これは短周期の波が大島北方の1000mを超える深い部分では長波速度よりかなり遅くなるが無視されているなど、長波としての数値実験の限界を示すものと思われる。また波浮については、実測波形の8分頃の深い谷は突然はじまっていて、何等かのノイズではないかとも考えられるので、例えば点線のように考えれば計算波形はかなり傾向が一致する。しかし振幅面で10倍近い違いがあり、この点に関してはよくわからない。

Eモデルについて伊豆半島東岸のこの津波波源に面した地点での計算波形をFig. 7に示す。これらの地点はFig. 1に黒丸で示してあるが、浅海域での格子の細分化を行って

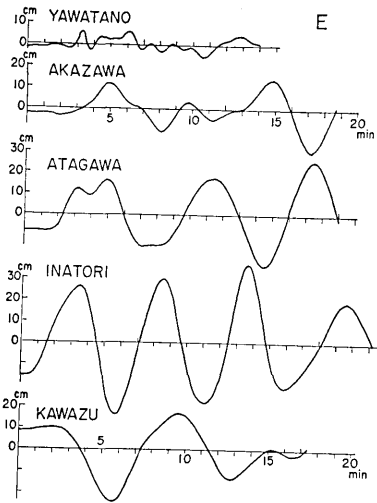


Fig. 7. Computed water level variations with time at various locations in the east coast of Izu Peninsula.

いないため、短周期成分が減衰されているので振幅の精度はやや落ちる。また水位の基準は地震直前水位にとってあるので、変動した地上を基準とする場合は、時間0の水位を基準にとる必要がある。この図を見ると最も津波の高いのは稲取付近でそれより北側も南側も低くなっている。茅野 (1978) によって行われた地震に関する通信調査の中で稲取において港内に海水の流れを目撃した旨の回答があったとのことである。水位振幅 30cm とすれば、水深 5~10m での長波の水粒子速度として 30~40cm/sec 程度となるから、防波堤や海岸構造物によって流れが乱されるような個所においては充分目撃される程度の流速になることが考えられる。

## 5. む す び

以上から、SHIMAZAKI and SOMERVILLE (1978b) によって与えられた主断層のパラメータを用いた津波波源は、少くとも富戸、岡田、小稲の三個所の津波の記録のはじまりの部分を実験的に再現する。但し断層の長さは 15 km、東端の位置は稲取岬から東へ 12.5km であり、さらに大島北西方約 7km のところに、半径 4km 程度の海底沈降域(変位量-3cm)を付加する必要がある。この領域の必要性はかなり確かであり、その位置もこれを南へ 7.5km 移動した結果は、全く岡田の実測記録を説明し得ないことから Fig. 5 に示す位置付近がよいと思われる。しかしこの位置は、岡田 (1978) によって指摘されている副断層(主断層の東側、大島から西に延びる)から期待される沈降域よりやや北であり、沈降量もかなり大きい。また津村・他 (1978) によって決められた余震分布の北限や、笠原・他 (1978) によって報告されている大島から西北西にのびる余震の線状配列より更に北側に位置している。すなわち津波から推定される大島北西方の海底の沈降域は他の地震学的データと調和していない。したがってこれは、地震発生につながらない塑性的変動(変動の時間は津波の発生と伝播時間からみて数十秒以内)によるもの、あるいは大島から北西に延びる海底の尾根状の地形の東北斜面上の二次的の海底変動によるものなどの解釈が出来ようが、いまのところ明らかな証拠はない。

また岡田における津波記録は非常に著しい増幅作用を受けているように見える。しかし数値実験では第2波までの傾向は一致するけれども、3波目の著しい増幅については全く説明出来ない (Fig. 6)。岡田港の平常時の海水振動のパワースペクトル解析の結果(磯崎, 1978)によれば4分または5分の周期の振動モードがあることが認められる。しかしその鋭さは一般港湾の振動特性にくらべても、それ程著しいものではない。したがって今回の津波記録にあらわれた増幅性は、岡田近傍の入射津波そのものが、5分位の周期で増大するようなものであったと考えられる。今回の波源のように隆起と沈降が入りこんでい



て、なお伊豆半島海岸線からの反射波もからみ合うのでその位相関係で波形がかなり変わる。そのためわれわれのモデルは、津波の尾部に至るまで実際津波に一致するような特性は得られなかった。これは、1) 計算海域を限定してあることによるか、2) 大島北部周辺の浅海域のモデル化が不完全であるのか、3) 長波近似のため、水深の深い部分を伝播する波と、浅い部分を伝播する波の位相の重なりが、実際と異っているのか、などいくつかの原因が考えられる。

以上のような問題点が残されてはいるが、今回のような横ずれ成分の卓越した断層の場合においても、基本的にはその断層パラメータによって与えられる津波波源で、津波の挙動を近似することが出来た。しかし近似を高めるためには、僅かの付加の変動を与える必要があり、おそらく地震時の海底の鉛直変位の細部については、断層パラメータから計算される変動より、より複雑なものであることが想像される。

## 謝 辞

原稿をまとめるにあたって有益な御助言を与えられた地震研究所梶浦欣二郎教授に御礼申し上げます。また伊東検潮所の設計データについてお教え頂いた国土地理院測地第三課の方の御好意に感謝致します。なお併せて津波記録を利用させて頂いた関係各機関の方にも厚く御礼申し上げます。なおこの計算は東京大学大型計算機センターによった。

## 文 献

- 相田 勇, 1977, 三陸沖の古い津波のシミュレーション, 地震研究所彙報, **52**, 71-101.
- CROSS, R. H., 1968, Tide gage frequency response, *Jour. Waterways and Harbors Div., Proc. ASCE*, **94**, ww3, 317-330.
- 安藤雅孝・三雲 健・石川有三, 1978, 1978年1月14日伊豆大島近海地震の発生機構, 地震学会講演予稿集, 1978 No. 1, p. 63.
- 羽鳥徳太郎, 1978, 1978年伊豆大島近海地震による津波波源, 地震研究所彙報, **53**, 855-861.
- 磯崎一郎, 1978, 「相模湾周辺における長周期波に関する総合研究」結果 (私信)
- 笠原順三・是沢定之・南雲昭三郎・下鶴大輔, 1978, 1978年伊豆大島近海地震の余震活動と大島付近の異常構造, 地震研究所彙報, **53**, 721-740.
- 茅野一郎, 1978, 1978年伊豆大島近海地震の通信調査による被害・震度等の分布, 地震研究所彙報, **53**, 793-813.
- MANSINHA, L. and D. SMYLLIE, 1971, The displacement fields of inclined faults, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **61**, 1433-1440.
- NOYE, B. J., 1976, Recording of tsunami by tide wells, *Tsunami Research Symposium 1974, Bulletin 15, Royal Soc. New Zealand*, 87-94.
- 岡田義光, 1978, 地殻歪から見た1978年伊豆大島近海地震, 地震研究所彙報, **53**, 823-840.
- 佐藤 裕・石井晴雄・井内 登, 1978, 地殻変動から見た伊豆大島近海地震, 地震学会講演予稿集, 1978 No. 1, p. 17.
- 島崎邦彦・P. SOMERVILLE, 1978a, 1978年1月14日伊豆大島近海地震の発生機構, 1978年伊豆大島近海の地震による災害の総合的研究報告, p. 11.
- SHIMAZAKI, K. and P. SOMERVILLE, 1978b, Summary of the static and dynamic parameters of the Izu-Oshima-Kinkai Earthquake of January 14, 1978, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **53**, 613-628.
- 須藤研・石橋克彦・平田 直・川崎一朗, 1978, 1978年1月14日伊豆大島近海地震の発生機構, 地震

学会講演予稿集, 1978 No. 1, p. 60.  
 津村建四朗・唐鎌郁夫・萩野 泉・高橋正義, 1978, 1978年伊豆大島近海地震前後の地震活動, 地震研究所彙報, 53, 675-706.

### 付 録

伊東市富戸にある国土地理院の検潮所井戸は, 同院測地第三課の御好意による資料によると, おおよそ Fig. A-1 に示すようになっている。すなわち導水管の先端に直径 15mm, 長さ 150mm の細管10本から成る波浪防止器がついている。今一般に導水管全体の損失係数を  $C$  とし, 井戸断面積を  $A_0$ , 導水管断面積を  $A_T$  とすれば, 導水管部の流速  $u$  と井戸の外および内側の水位上昇  $a_1, a_2$  の間には次のような関係が成立つ (CROSS, 1968; NOYE, 1976)。

$$\left. \begin{aligned} A_0 \frac{da_2}{dt} &= A_T u \\ u &= C \sqrt{2g(a_1 - a_2)} \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

$a_1 - a_2 = H_W$  とすれば, (1)式は

$$\frac{dH_W}{dt} + \frac{A_T}{A_0} C \sqrt{2gH_W} = \frac{da_1}{dt} \quad (2)$$

と書ける。したがって  $C$  がわかっていれば, 外側の水位  $a_1$  を与えて(2)式を差分の形で解くことによって,  $H_W$  そして  $a_2$  を求めることが出来る。

さて伊東検潮所の場合の  $C$  を求めてみる。波浪防止器の細管 (長さ  $l$ , 直径  $d$ ) の断面積を  $A_c$ , 導水管断面積 (細管1本あたり) を  $A_e$  とすれば,

細管1本あたりの  $C$  は,

$$C = 1 / \sqrt{\left(\frac{A_c}{A_i} - 1\right)^2 + f' \frac{l}{d} + \left(1 - \frac{A_c}{A_e}\right)^2 + \frac{A_c}{A_e}} \quad (3)$$

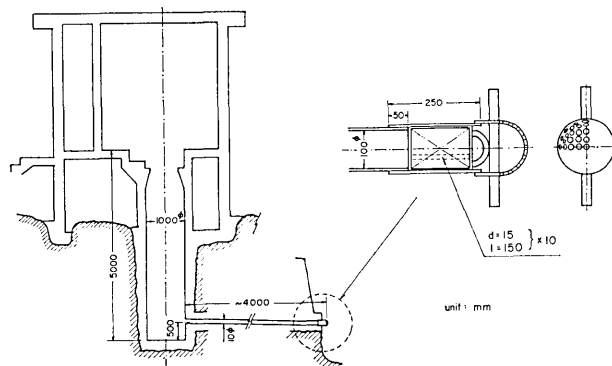


Fig. A-1. Schematic view of the tide-gage well of Ito tide station, Geographical Survey Institute.

で求められる。ここで右辺根号の中の第1項は細管入口での縮流による損失をあらわし、 $A_i$  は縮流断面積でここでは  $A_c/2$  と仮定した。第2項は細管の摩擦抵抗による損失で、抵抗係数  $f'$  はニクラーゼの実験結果から中間の値 0.032 をとってある。第3項は細管から導水管へ移る部分の断面拡大による損失、そして第4項は導水管から井戸へ入る部分で流速が急に0になるとした損失をあらわすため、細管と導水管の流速の変換である。以上は管路の乱流として取扱ったが、今回の津波の場合井戸内で水位 4cm、周期 2分程度であったので、細管の流速は 90cm/sec 程度、レイノルズ数は 13,000 程度となり、ほぼ乱流域に入っていると思われる。ここで  $C=0.72$  と計算された。この  $C$  の値を用い、(2)式の  $A_T=10A_c$  として  $a_1$  に数値実験で計算された値を与えて、 $H_w$  を求め更に  $a_2$  を求めたものが Fig. 6 に示した点線である。

---

45. *A Numerical Experiment for the Tsunami Accompanying  
the Izu-Oshima-kinkai Earthquake of 1978.*

By Isamu AIDA,  
Earthquake Research Institute.

On the basis of the vertical deformation of the ocean bottom deduced from a seismologically determined fault model, a resulting tsunami is computed numerically, in which the linear shallow water equations are used. To make the computed tsunami signatures at selected locations consistent with actually observed records, the location and length of the seismic fault are varied, while the other parameters, such as the dip angle, the strike direction, the fault width and the seismic moment, are fixed. Over-all features of the observed tsunami at selected stations except at Okada are fairly well explained by the above mentioned adjustment of the fault model. It is noticed that the tsunami record at Okada can be reasonably well reproduced only when the subsidence of about 3cm in the sea bottom with radius 4km northwest of Oshima Island is assumed. However, the existence of this subsidence seems to be inconsistent with the aftershock distribution and also with various fault models proposed so far.