

地震と津波のマグニチュードに基づく 津波高の予測

地震研究所 阿部 勝 征

(平成元年 1 月 10 日受理)

要 旨

津波マグニチュード M_t の決定式と地震断層パラメーターの相似則に基づいて、地震のマグニチュードから津波の高さを予測する方法を導く。その際にマグニチュードや津波高の基本的性質および津波励起の地域性を適当に考慮することによって予測の精度を高める。特異な津波地震を除いて、関係式 $\log H_t = M_w - \log \Delta - 5.55 + C$ から得られる予測高 H_t (m) は津波の伝播距離 Δ (km) 付近での区間平均高を近似し、 $2H_t$ はその付近での最高値を近似する。区間平均高の最大値は簡単な関係式 $\log H_r = 0.5M_w - 3.3 + C$ から得られる予測高 H_r (m) で見積られる。ここに M_w は地震のモーメント・マグニチュード、 C は定数であり、太平洋側の津波には $C=0$ 、日本海側の津波には $C=0.2$ がそれぞれ適用される。適切な考慮のもとでは M_w の代わりに表面波マグニチュードや気象庁マグニチュードを利用することができる。地震直後の迅速な予測に利用できるようにこれらの関係式を一枚の予測ダイヤグラムにまとめることができる。一方、遠地津波に対する予測式は $\log H_t = M_w - B$ によって与えられる。定数 B の値として、南米からの津波には $B=8.8$ 、アラスカやアリューシャンからの津波には $B=9.1$ 、カムチャッカや千島からの津波には $B=8.6$ がそれぞれ適用される。予測法の信頼性を検討するために、過去の津波について実測高と推定値とを統計的に比較してみると、大局的にみる限り、両者間のばらつきの程度は津波数値シミュレーションの場合とそれほど変わらない。

1. はじめに

大津波はそれほど頻繁に起こるものではないが、ひとたび発生すると人命や資産に多大な損失を与えかねないことから、防災のためのさまざまな研究が進められている。なかでも、津波高を精度よく予測することは地震直後の予報のみならず、将来の危険度の推定にも関わる重要な研究課題の一つである。

津波の高さを推定する方法としては詳細な海岸・海底の地形や海岸摩擦の効果などをも含めた津波の数値シミュレーションが原理的に最も優れている(相田, 1981; 首藤, 1986)。その反面、この手法は大容量かつ高速度の計算機を必要とする上に設定の難しい初期水位を入力条件として与えねばならないという点で、必ずしも簡便ではない。一方、地震と津波に関した従来の統計的な議論では、経験的な関係に基づいて地震のマグニチュード M から今村・飯田のスケール m を仲立ちに津波の高さが一応推定される(例えば、渡辺, 1973)。しかし、 m の定義が明確でないことから推定の不確かさは相当に大きく、この手法が実用的であると言い難い(阿部, 1982)。気象庁による津波予報も基本的には M に基づいた津波予測である。その内容は「高い所でも数十 cm 程度」、「高い所で約 2 m に達する見込み」、あるいは「高い所で約 3 m 以上に達する見込み」といったものである。

(気象庁観測部地震課, 1977). これらは現実をふまえた予警報という点でそれなりに評価されるものであるが, 将来の被災予測といったことには直接に応用できない.

本論文では, 従来の方法とは違った立場から, 津波マグニチュード M_t の定義式と地震断層運動の相似則をもとにして, 簡便かつ実用的な津波高予測法を提案する. この方法は地震直後の津波高の予測だけではなく将来の津波による危険度の予測にも応用できるものである. さらに予測結果の信頼性を検討するために過去に発生した津波を対象に実測高と推定値との比較を行う.

2. 津波高の予測式

近地津波の観測の結果に基づいて津波マグニチュード M_t は

$$M_t = \log H_2 + \log A + 5.55 \quad (1)$$

で定義される (ABE, 1981). ここに, H_2 (単位 m) は検潮儀で観測された津波の最大全振幅, A (単位 km) は震央から観測点までの海洋上の最短津波伝播距離である. この式で重要な点は, M_t が太平洋側の地震のモーメント・マグニチュード M_w に平均として同じ値となるように定義されていることである. この M_w は地震モーメント M_0 (単位 dyn·cm) によって

$$M_w = (\log M_0 - 16.1) / 1.5 \quad (2)$$

で定義され, さらに M_0 は

$$M_0 = \mu DS \quad (3)$$

で与えられる (KANAMORI, 1977). ここで, μ は媒質の剛性率, D は断層面上での平均のすべり量, S は断層面の面積である. 阿部 (1988) の津波カタログには, 1894 年から 1985 年までの過去 92 年間に日本周辺で発生した津波について M_t や M_w などの各種のマグニチュードが与えられている.

もともと式 (1) は検潮儀観測による津波の最大全振幅から津波の大きさを定量化するために導入された式であるが, 逆に考えればこの式は津波の高さの予測式にもなりうる. この考えに基づいて ABE (1981) および阿部 (1982) は次のような予測式を提出した.

$$\log H_t = M_w - \log A - 5.55 \quad (4)$$

この式は, 式 (1) の M_t を M_w に置き換え, H_2 を一般的な名称としての H_t に書き改めたものである. この式は近地津波の高さの予測式として提出されたが, 伝播距離の対数を含むために波源に近くなるほど予測高は対数的に大きくなってしまふ. これを避けるために, ABE (1981) は小さな A における近似として $A \leq r_0$ の距離で津波高は頭打ちになると考え, r_0 として断層面の面積 S に等しくなるような円形領域の半径を仮定した. ただしここで, ABE (1975) による M_0 と S の経験的な相似関係から, r_0 (単位 km) と M_w との関係は

$$\log r_0 = 0.5 M_w - 2.25 \quad (5)$$

で与えられる. 結局, $A = r_0$ での高さを表す関係式として式 (2), (5) から

$$\log H_r = 0.5M_w - 3.30 \quad (6)$$

が得られ、津波の実測高との比較からこの H_r が予測最高値であるとされた (ABE, 1981; 阿部, 1982).

式 (4), (6) はもともと太平洋側の津波に対して提唱されたものであり、それらを日本海の津波に応用する場合には、 M_t が M_w に比べて平均で 0.2 だけ大きくなることに注意する必要がある (ABE, 1985). そこで、太平洋の津波と日本海の津波とを予測の上でも区別するために、日本海の津波に対する予測式として

$$\log H_t = M_w - \log A - 5.35 \quad (7)$$

$$\log H_r = 0.5M_w - 3.10 \quad (8)$$

を与えることにする. 式 (4), (6) に比べてこれらは共に $10^{0.2} = 1.6$ 倍だけ大きな高さを与える.

最近になって KAJIURA (1983) は大津波の実測高に統計的な検討を加え、津波最高値の他に各種の平均高の有用性を指摘した. そこでその結果を参照しつつ、予測高 H_t と H_r を実測高に新たに関係づけてみる. 大津波の場合、数百 km にわたる海岸に沿って津波高が踏査される. その全域における実測高のうちの最高値を H_{\max} とする. 海岸全域を約 20 km ないし 40 km 毎に細かく区切って、 n 番目の区間内での最高値を $H_{n,\max}$, 対数平均値を区間平均高 \tilde{H}_n とし、さらに、全区間にわたっての \tilde{H}_n の最大値を最大区間平均高 $\tilde{H}_{n,\max}$ とする. KAJIURA (1983) によれば、これらの高さの間には次のような近似関係がみられる.

$$H_2 \cong \tilde{H}_n \cong H_{n,\max}/2 \quad (9)$$

$$\tilde{H}_{n,\max} \cong H_{\max}/2 \quad (10)$$

式 (9) は n 区間での関係を表し、式 (10) は全区間での関係を表している. これらの関係は前述した予測高 H_t と H_r に具体的な意味を与える. すなわち、式 (9) の \tilde{H}_n は H_2 との関係から式 (4), (7) の H_t に対応する. 一方、KAJIURA (1983) も指摘しているように、式 (10) の $\tilde{H}_{n,\max}$ は、式 (6), (8) で計算される H_r に対応する. すなわち、予測高 H_t は数十 km といった狭い区域での平均高に、 $2H_t$ はそこでの最高値にそれぞれ関係づけられ、さらに、予測高 H_r は区間平均高の最大値に、 $2H_r$ は全域での最高値にそれぞれ関係づけられることになる. 最高値である H_{\max} と $H_{n,\max}$ は海岸や陸上の地形条件、測定場所などによってしばしば偏った値を示す (KAJIURA, 1983) のに対して、各種の平均高は局地的な偏りが緩和されている点に特徴がある.

予測式の適用に当たっては M_w の使用が望ましいが、 M_w がいつも利用できるとは限らない. そこで、日本周辺の地震に限ればとりわけ大きな規模の地震が少ないという事実 に即して、 M_w に近い表面波マグニチュード M_s を代用することが考えられる. M_s は周期 20 秒前後の表面波の最大地動振幅から決められるもので、国際的に広く使われているスケールである. 一方、国内では周期 3 秒位の地震波の最大地動振幅から決められる気象庁マグニチュード M_J が使われている. 一般に M_J は M_s に準じているといわれている

ものの、実際には決定法の違いから両者の間には系統的なずれが存在するので (宇津, 1982; 林・阿部, 1984), M_J の使用にあたっては M_s ベースの値に換算する必要がある。ここでは、林・阿部 (1984) の関係式

$$M_J = 0.79M_s + 1.44 \quad (11)$$

を用いて換算することにする。この関係式によれば、たとえば $M_J = 8.0$ の場合、 M_s より 0.3 の過小評価となる。

以下、過去の近地津波を対象に実測高とそれに対する予測高との比較を行って予測法の妥当性を検討することにする。

3. 区間平均高の予測

梶浦 (1986) と相田 (1987, 1988) は過去の大津波について多数のデータを整理して区間平均高 \tilde{H}_n や区間内最高値 $H_{n,\max}$ を求めている。一方、前章で述べた方法によれば、 M と、震央から区間の中点までの津波の伝播距離を用いて、式 (4) または (7) から予測高 H_t を求めることができる。 H_t は \tilde{H}_n に対応し、 $2H_t$ は $H_{n,\max}$ に対応するので、本章ではこれらの津波高の比較を行ってみることにする。

対象とした大津波は、1983 年 5 月 26 日秋田県沖 (日本海中部地震) 津波、1968 年 5 月 16 日青森県東方沖 (十勝沖地震) 津波、1952 年 3 月 4 日十勝沖 (十勝沖地震) 津

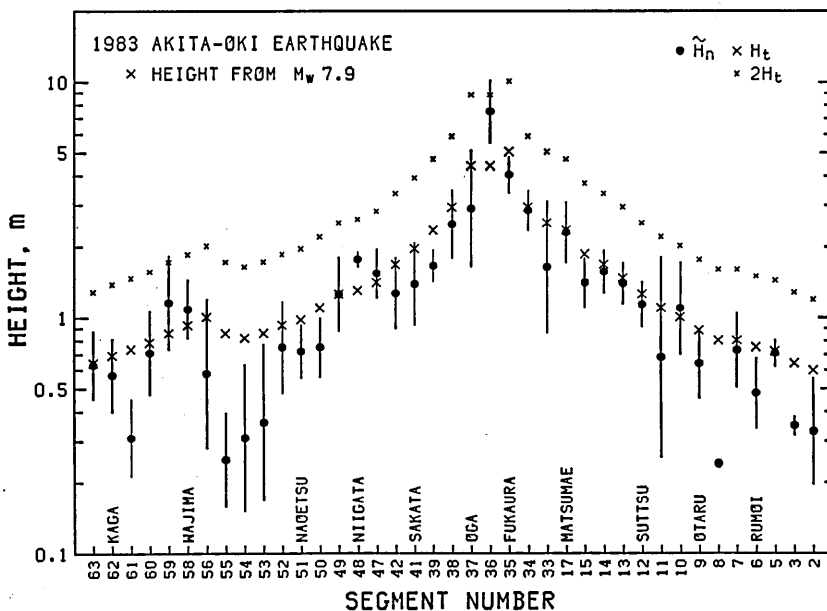


Fig. 1. Geographic distribution of observed and estimated heights for the Akita-Oki tsunami of May 26, 1983 ($M_t=8.1$). Solid circles represent the local-mean run-up height \tilde{H}_n in the segment interval of about 40 km along the coast of the Japan Sea. Error bars represent the standard deviation. Large and small crosses represent H_t and $2H_t$, respectively.

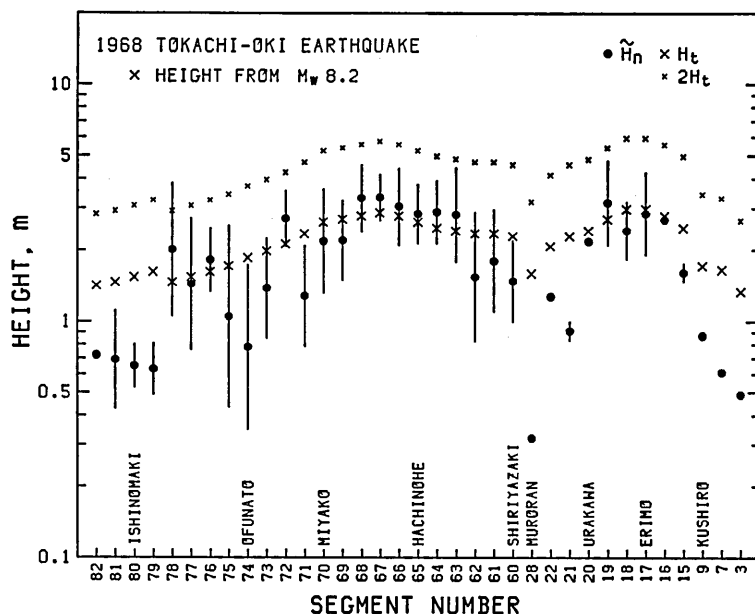


Fig. 2. Geographic distribution of observed and estimated heights for the Tokachi-Oki tsunami of May 16, 1968 ($M_t=8.2$). Solid circles represent the local-mean run-up height \tilde{H}_n in a segment interval of about 20 km along the Pacific coast. Error bars represent the standard deviation. Large and small crosses represent H_t and $2H_t$, respectively.

波, 1946 年 12 月 21 日記伊半島沖 (南海地震) 津波, 1944 年 12 月 7 日三重県沖 (東南海地震) 津波, そして 1933 年 3 月 3 日岩手県沖 (三陸地震) 津波の 6 例である。

各津波について \tilde{H}_n と H_t および $2H_t$ との分布を比較したのが Figs. 1~6 である。海岸での小区間の長さは日本海の場合で約 40 km, 太平洋岸で約 20 km である。黒丸は区間平均高 (\tilde{H}_n), 縦線はその対数標準偏差, 大きな×印は \tilde{H}_n に対する予測高 (H_t), 小さな×印は $H_{n,max}$ に対する予測高 ($2H_t$) をそれぞれ表す。縦線の無いデータは区間内でのサンプル数が 2 以下のものであるが, ここではそれも \tilde{H}_n とみなした。横軸は原論文の区間番号に対応し, おおむね北から南へ, もしくは東から西へ向けて番号が増す。ここでは広い地域を対象としているが, 北海道の内浦湾や津軽海峡, 中部地方の渥美湾や伊勢湾, 中国・四国・九州地方の瀬戸内海や豊後水道および各地の小さな島などは除いてある。予測高の計算には M_w または M_s を用い, その値は図中に示してある。震央の位置は阿部 (1988) のカタログの値を使用した。震央にごく近い地区の計算では原則に従って式 (5), (6), (8) による予測高 H_r を適用した。なお, すべてのデータについて \tilde{H}_n の対数標準偏差値の平均は 0.17 である。これは, 区間内の津波の高さ H の約 90% が平均値 \tilde{H}_n に対して $0.5 \leq H/\tilde{H}_n \leq 2$ の範囲内に入っていることを意味する。

1983 年秋田県沖, 1968 年青森県東方沖, 1944 年三重県沖の津波の場合, 実測高と予測高の分布の形状は全体として良く一致しているが (Figs. 1, 2, 5), 1952 年十勝沖津波の場合, 遠方の三陸沿岸や道東沿岸では予測高が実測高に近いが, 震央の近くでは予測高

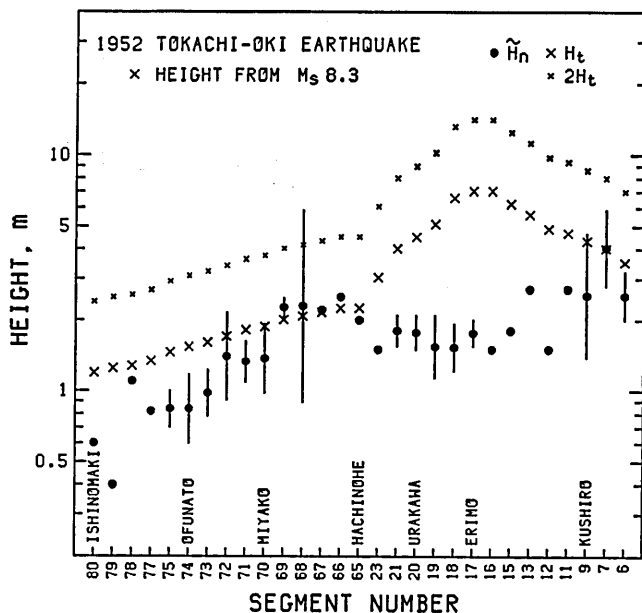


Fig. 3. Geographic distribution of observed and estimated heights for the Tokachi-Oki tsunami of March 4, 1952 ($M_t=8.2$). The symbol notations are the same as in Fig. 2.

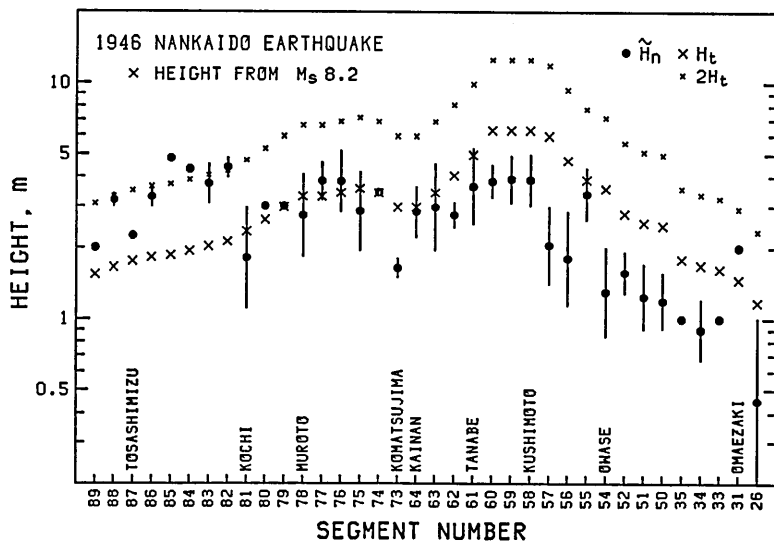


Fig. 4. Geographic distribution of observed and estimated heights for the Nankaido tsunami of December 21, 1946 ($M_t=8.1$). The symbol notations are the same as in Fig. 2.

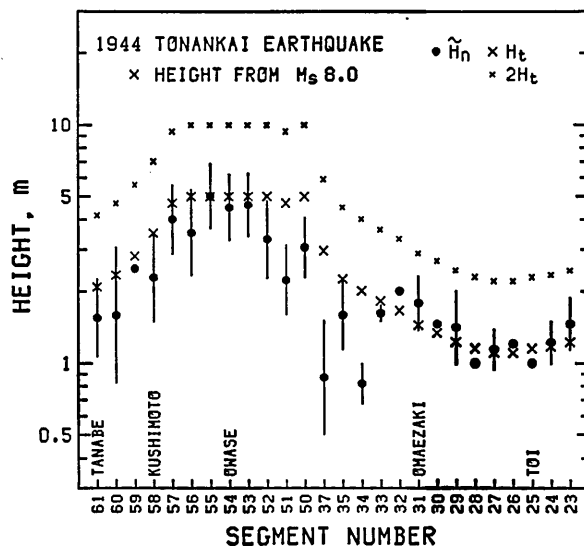


Fig. 5. Geographic distribution of observed and estimated heights for the Tonankai tsunami of December 7, 1944 ($M_t=8.1$). The symbol notations are the same as in Fig. 2.

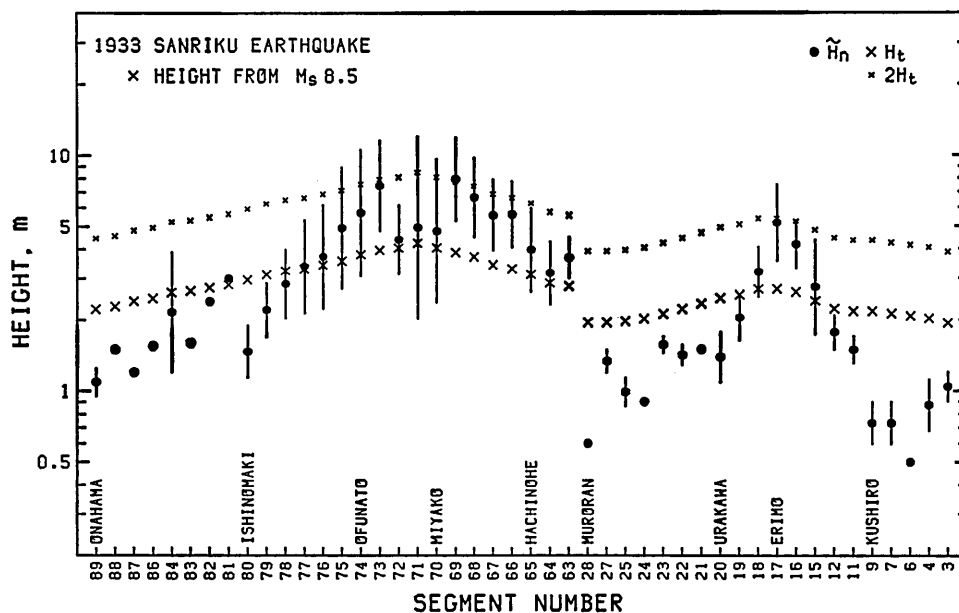


Fig. 6. Geographic distribution of observed and estimated heights for the Sanriku tsunami of March 3, 1933 ($M_t=8.3$). The symbol notations are the same as in Fig. 2.

が実測高を上回っている (Fig. 3). また, 1946 年紀伊半島沖津波では東海地方沿岸と高知以西の沿岸とで実測高と予測高との大小関係が逆転しており (Fig. 4), 1933 年岩手県沖津波では三陸沿岸とえりも岬周辺とにおいて予測高が相対的に小さくなっている (Fig. 6). このように, 全体としては H_e と \tilde{H}_n の分布の形状は似ているといえるが, 各事例ごとに一部の地域で特徴的なずれが見られることは興味深い. 渡辺 (1987) は式 (1) の伝播距離の係数に地域性がみられることを指摘しているが, 実際には波源の偏り, 津波放射の指向性, 海底地形の効果, 海岸地形の複雑さ, 入射津波の卓越周期がこのずれの主要な原因であろう.

ここでは, 相田 (1980) と同様に指数 K と k を導入して実測高と予測高との量的な比較検討を行うことにする. ここで, 予測高の実測高に対する比 (予測高/実測高) を K_1 とすると, K と k は

$$\log K = [\sum \log K_1] / n \quad (12)$$

$$(\log k)^2 = [n \sum (\log K_1)^2 - (\sum \log K_1)^2] / n(n-1) \quad (13)$$

で定義される. K は全体の平均として予測高が実測高の何倍であるかを示す. 対数標準偏差からの k は各地点の平均からのばらつきの程度を表し, k が 1 に近いほどばらつきは小さい. なお, もともと相田 (1980) は実測高/計算高という比について K を導入したが, ここでは予測高の妥当性を問題にしているために比の定義を変えてある.

Table 1 は区間平均高 \tilde{H}_n に対する M_w , M_s , M_j からの予測結果をまとめたものであり, Fig. 7a はそれらを図示したものである. K の値を M の種類別にみた場合, M_w と M_s からの結果は平均としてよく似ており, その値は 1.2 である. M_j からの予測は 1952 年十勝沖津波に対する過大予測の影響を受けて大きくなっているが, それを除けば平均は 1.3 に下がり, 他との違いは小さくなる. この十勝沖地震の M_j 8.2 (M_s 換算で 8.56) という値が過大ではないかという指摘は既に地震波の観測データの面から林・阿部 (1984) によりなされており, ここでの津波の過大予測はこの指摘に符号している. 全体としては, $H_e \cong \tilde{H}_n$ の関係を示すものが少なくはないが, 1952 年十勝沖津波を除いても K の平均は 1.2 であり, 予測高は実測高を平均で 20% ほど上回る. しかしながら, このように予測高がや

Table 1. Comparison of observed and estimated local-mean heights.

K =average ratio of estimated heights (H_e or H_r for $\Delta \leq r_0$) to observed local-mean heights (\tilde{H}_n). k =standard deviation in terms of linear scale.

YEAR	MO	DY	REGION	M_w	M_s	M_j	K for M_w	k	K for M_s	k	K for M_j	k	K Average
1983	5	26	秋 田 県 沖	7.9	7.7	7.7	1.14	1.28	0.72	1.28	1.21	1.28	1.02
1968	5	16	青森県東方沖	8.2	8.1	7.9	1.33	1.49	1.06	1.49	1.26	1.49	1.22
1952	3	4	十 勝 沖	8.1	8.3	8.2	1.13	1.66	1.78	1.64	3.10	1.55	2.00
1946	12	21	紀伊半島沖	8.1	8.2	8.0	0.91	1.78	1.14	1.77	1.42	1.75	1.16
1944	12	7	三 重 県 沖	8.1	8.0	7.9	1.51	1.41	1.24	1.42	1.75	1.42	1.50
1933	3	3	岩 手 県 沖	8.4	8.5	8.1	0.94	1.66	1.18	1.66	1.00	1.66	1.04
Average							1.16	1.55	1.19	1.54	1.62	1.53	1.32

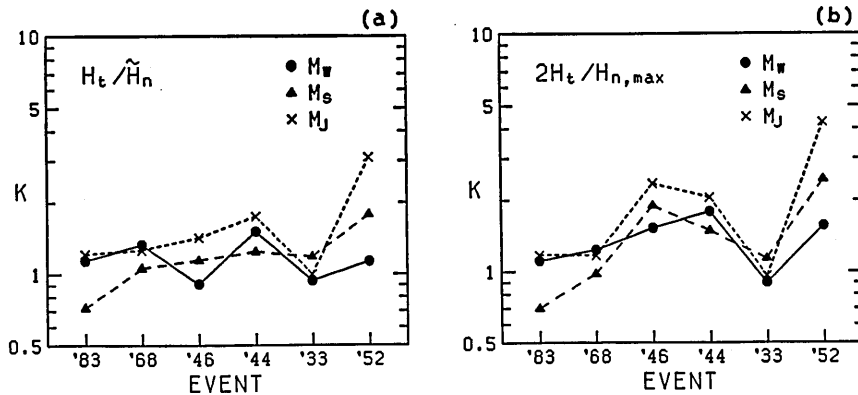


Fig. 7. Average ratio of estimated heights to observed heights plotted against the event: the estimate from M_w (circles), from M_s (triangles) and from M_J (crosses). (a) Ratio for local-mean heights. The data are given in Table 1. (b) Ratio for locally maximum heights. The data are given in Table 2.

Table 2. Comparison of observed and estimated local maximum heights.

K =average ratio of estimated heights ($2H_t$ or $2H_r$ for $d \leq r_0$) to observed local maximum heights ($H_{n,max}$). k =standard deviation in terms of linear scale.

YEAR	MO	DY	REGION	M_w	M_s	M_J	K for M_w	k	K for M_s	k	K for M_J	k	K Average
1983	5	26	秋田県沖	7.9	7.7	7.7	1.11	1.55	0.70	1.55	1.17	1.55	0.99
1968	5	16	青森県東方沖	8.2	8.1	7.9	1.23	1.48	0.98	1.48	1.17	1.48	1.13
1952	3	4	十勝沖	8.1	8.3	8.2	1.56	1.78	2.45	1.76	4.26	1.63	2.76
1946	12	21	紀伊半島沖	8.1	8.2	8.0	1.53	1.56	1.90	1.55	2.36	1.53	1.93
1944	12	7	三重県沖	8.1	8.0	7.9	1.79	1.50	1.49	1.48	2.05	1.53	1.78
1933	3	3	岩手県沖	8.4	8.5	8.1	0.90	2.16	1.13	2.16	0.96	2.16	1.00
Average							1.35	1.67	1.44	1.66	2.00	1.65	1.60

や過大になっていることは、安全サイドに立った予測という見地からみれば、むしろ好ましいことと思われる。

次に、ばらつきの程度をみてみると、18例の k の値は 1.3~1.8 の範囲にあり、その平均は 1.54 である (Table 1)。この値は相田 (1980) による数値シミュレーションの結果、すなわち平均して 1.44 という値に比べてわずかに大きい程度である。このことは予測高分布の形状が数値シミュレーションの結果によるものとあまり変わらないことを示唆する。 k が 1.54 ということは、全体の K_1 の約 90% が平均値 K の 2 倍と 0.5 倍の範囲に入ることを意味する。逆に言うと、5% の確率で K の 2 倍以上の津波高が存在することになる。これは、各区間内での実測高データのばらつきの程度とほぼ同じである。

Table 2 は区間内最高値 $H_{n,max}$ に対する M_w , M_s , M_J からの予測結果をまとめたものであり、Fig. 7b はそれらを図示したものである。 $H_{n,max}$ に対する予測は \tilde{H}_n に対す

るものよりも全体として 20% ほど大きく、局地性の強さを反映してばらつきの程度もやや大きい。平均で $k=1.66$ という値は、5% の確率で平均の 2.3 倍以上の津波高が存在することを意味する。1983 年秋田県沖や 1968 年十勝沖、1933 年岩手県沖の津波については K は 1 前後の値を示し、平均として $2H_t \cong H_{n,\max}$ の関係が成り立っているが、その他の津波では $2H_t$ は $H_{n,\max}$ に対して大きくなっている。

以上の検討からみて、地震のマグニチュードによる場所別の予測は十分な精度とはいえないかもしれないが、簡単な予測法にしてはまずまずの結果と言えよう。

4. 最高値の予測

本章では、津波の実測最高値としての $\tilde{H}_{n,\max}$ と H_{\max} に注目して、それらと予測高との関係を検討する。言うまでもないが、それぞれの値は一つの津波について一つしかない。

検討の対象にした近地津波は Table 3 にまとめてある。それらは 4 m 以上の H_{\max} をもたらした 1894 年以降の津波であり、前章で取り扱った 6 例を含む。いずれの津波も防災上の見地からみてリスクがきわめて高いものである。表には $\tilde{H}_{n,\max}$ 、 H_{\max} の値とそれらの出典を示してある。1973 年根室沖津波の $\tilde{H}_{n,\max}$ は札幌管区气象台 (1974) のデータに基づいて新たに求めた値である。各種のマグニチュードの値は阿部 (1988) による。表中の 1896 年岩手県沖津波は M に比べて M_t が異常に大きなものであり、 M からの予測は実態から大きくかけはなれてしまうため、本研究の予測法は適用できない。この点については最後に再び触れる。このような津波地震を除いて津波高の比較の結果は Table 4 にまとめられている。

本研究では最高値の予測法として 2 種類がある。一つは津波の最短伝播距離 A_{\min} にお

Table 3. Maximum run-up heights of major tsunamis with $H_{\max} \geq 4$ m.

H_{\max} =observed maximum height. $\tilde{H}_{n,\max}$ =observed maximum of local-mean height. A_{\min} =shortest propagation distance from epicenter to coast.

YEAR	MO	DY	REGION	M_t	M_w	M_s	M_J	H_{\max} (m)	$\tilde{H}_{n,\max}$ (m)	A_{\min} (km)	DATA SOURCE*
1896	6	15	岩手県沖**	8.2	—	7.4	6.8	38.2	16.0	170	(4)
1923	9	1	相模湾	8.0	7.9	8.2	7.9	12.0	3.9	20	(1)
1933	3	3	岩手県沖	8.3	8.4	8.5	8.1	28.7	8.0	210	(4)
1944	12	7	三重県沖	8.1	8.1	8.0	7.9	10.0	5.0	40	(3)
1946	12	21	紀伊半島沖	8.1	8.1	8.2	8.0	6.5	4.4	50	(3)
1952	3	4	十勝沖	8.2	8.1	8.3	8.2	6.5	4.0	70	(4)
1964	6	16	新潟県沖	7.9	7.6	7.5	7.5	6.4	3.5	20	(1)
1968	4	1	宮崎県沖	7.7	7.4	7.6	7.5	4.6	1.9	50	(1)
1968	5	16	青森県東方沖	8.2	8.2	8.1	7.9	6.8	4.5	140	(1)
1973	6	17	根室沖	8.1	7.8	7.7	7.4	4.5	3.0	40	(5)
1983	5	26	秋田県沖	8.1	7.9	7.7	7.7	13.8	7.5	70	(2)

* Data source of tsunami heights: (1) KAJIURA (1981), (2) 梶浦 (1986), (3) 相田 (1987), (4) 相田 (1988), (5) 本研究.

** This event is a tsunami earthquake which generated extensive tsunamis for the earthquake magnitude, and the present study cannot be applied to it.

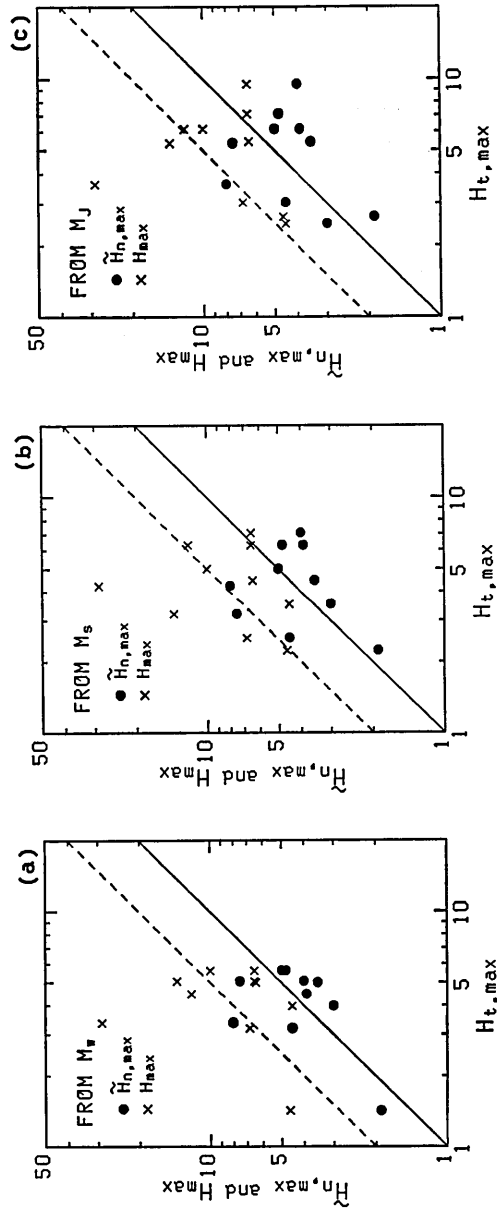


Fig. 8. Observed tsunami heights plotted against estimated heights. Solid line and circles show the relation between $H_{t,max}$ and $\tilde{H}_{n,max}$. Broken line and crosses show the relation between $2H_{t,max}$ and H_{max} . Here, $H_{t,max}$ is the estimated height H_t at the shortest propagation distance, $\tilde{H}_{n,max}$ is the observed maximum of the local-mean heights, and H_{max} is the observed maximum height. (a) $H_{t,max}$ from M_s , (b) $H_{t,max}$ from M_w , and (c) $H_{t,max}$ from M_J .

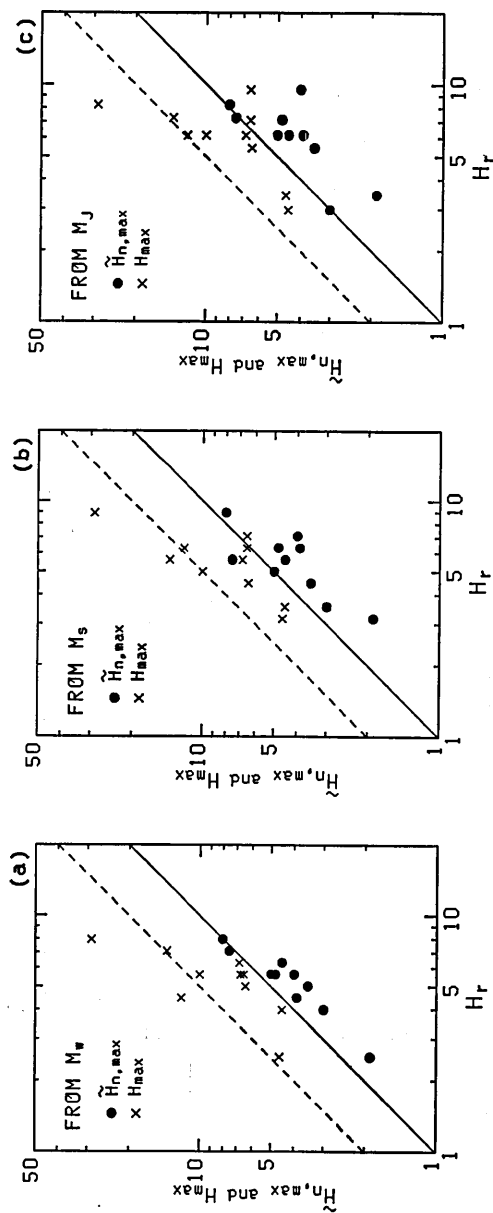


Fig. 9. Observed tsunami heights plotted against estimated heights. Solid line and circles show the relation between H_r and $\tilde{H}_{n, \max}$, and broken line and crosses show the relation between $2H_r$ and H_{\max} . Here, H_r is the estimated height, $\tilde{H}_{n, \max}$ is the observed maximum of the local-mean heights, and H_{\max} is the observed maximum height. (a) H_r from M_w , (b) H_r from M_s , and (c) H_r from M_j .

Table 4. Comparison of observed and estimated maximum run-up heights.

$\tilde{H}_{n,\max}$ =observed maximum of local-mean height. H_{\max} =observed maximum.
 H_r =estimated maximum of local-mean height. $H_{t,\max}$ =estimated maximum of local-mean height at shortest propagation distance. n =number of events. K =average ratio. k =standard deviation in terms of linear scale.

Ratio	K for M_w	k	K for M_s	k	K for M_j	k	n	K Average	k
$H_{t,\max}/\tilde{H}_{n,\max}$	0.94	1.48	0.98	1.64	1.10	1.66	10	1.01	1.59
$2H_{t,\max}/H_{\max}$	0.95	1.87	1.00	1.87	1.12	1.94	10	1.02	1.89
$H_r/\tilde{H}_{n,\max}$	1.21	1.16	1.26	1.29	1.38	1.33	10	1.28	1.26
$2H_r/H_{\max}$	1.23	1.51	1.27	1.48	1.40	1.57	10	1.30	1.52

ける H_t であり、もう一つは震央からの距離 r_0 における H_r である。ここでは前者の H_t を $H_{t,\max}$ で表すことにする。ただし、実際の計算では原則に従って、 $\Delta_{\min} \leq r_0$ の場合には $H_{t,\max}$ の代わりに H_r を採用する。 Δ_{\min} の値は Table 3 にまとめている。 $H_{t,\max}$ と実測高との関係を M 別に見たのが Fig. 8 である。実線は $\tilde{H}_{n,\max} = H_{t,\max}$ の関係を表し、その関係に黒丸印のデータが対応する。ほとんどのデータは予測値を中心にその 2 倍の間の範囲に分布していることがわかる。前章と同様に実測高に対する予測高の比をとってみると、 M_w, M_s, M_j からの K の値はほぼ同じであり、平均として $\tilde{H}_{n,\max} \cong H_{t,\max}$ の関係がみられる (Table 4)。一方、点線は $H_{\max} = 2H_{t,\max}$ の関係を表し、その関係に \times 印のデータが対応する。数例を除いて上記と同じ様な傾向がみられるが、ばらつきは 20% ほど大きい (Table 4)。これらの結果は、 $H_{t,\max}$ がほぼ妥当な予測値であることを意味する。

一方、先に述べたように $\tilde{H}_{n,\max}$ と H_{\max} は H_r に関係することが知られている (ABE, 1981; 阿部, 1982; KAJIURA, 1983), これらの関係をみたのが Fig. 9 である。表示法は Fig. 8 の場合に準じている。Fig. 8 と Fig. 9 の内容は良く似ているが、 H_r の場合の方がばらつきは小さいのに対して、予測値は実測値の 1.3 倍もしくは 1.5 倍ほど過大である (Table 4)。津波高は Δ の増加につれて減衰するという考えに立つならば、関係式に Δ を含まない H_r がこのように実測高とある関係を示すことは一見不思議なことである。実際は広い波源域をもつような事例をここでは対象としたために波源近くで Δ_{\min} の代わりに r_0 が有効に働いたことによってこのようなことがみられたと考えられる。言い替えば、 $H_{t,\max}$ は関係式に Δ を含んで意味の明確な予測高であるのに対して、 H_r は M だけから求められるだけに大津波のみに有効でしかも簡便な予測高であると言える。

ここで、規模の小さな津波に対する H_{\max} と H_r との見かけの関係について少し言及しておく。小さな津波については遡上高の調査がほとんどなされておらず、 H_{\max} の性質は分かっていない。そこで小さな津波については H_{\max} の代わりに H_2 の最大値を対象にしてそれらと予測高との関係をみると、実際には $2H_r$ は過大予測になっており、むしろ H_r が多数の実測値の上限を与えている (阿部, 1982)。これは、小さな津波の場合に Δ が r_0 よりずっと大きくなってしまふことによると考えられる。したがって H_r に関する予測の適用範囲は大きな地震、たとえば $M_s \geq 7.5$ の地震に対して最高値の目安を得るとい

った程度に、もしくは $\Delta_{\min} \leq r_0$ の場合に $H_{t,\max} = H_t$ とすることに留めておいた方が無難であろう。

5. 近地津波の予測例

事後予測ではあるが、地震直後の予測例として最近の 1983 年秋田県沖津波を取り上げてみる。この地震は $M_w=7.9$ の大きさをもつ。この値を利用すると、式 (8) から最大区間平均高 (H_t) として 7 m, 最高値 ($2H_t$) として 14 m が予測される。これらの値はこの津波がきわめて危険であることを示唆する。具体的な予測は、式 (7) から求められた Fig. 1 に示されるような場所毎の区間平均高 (H_t) の分布および震央からの最短伝播距離 $\Delta_{\min}=70$ km から算出される $H_{t,\max}=5$ m, $2H_{t,\max}=10$ m である。 M_w の代わりに $M_s=7.7$ を利用するならば、式 (11) の変換式を用いることになる。結果はたまたま M_w の場合にほぼ一致する。もし $M_s=7.7$ を利用すれば、上記よりもやや低い値が予測される。実測によって得られた $\tilde{H}_{n,\max}$ は 7.5 m, H_{\max} は 13.8 m である (梶浦, 1986)。予測最高値と実測最高値は数字的に十分に合っていないが、重大な危険性を指摘すると言う観点に立つならば、震央に近いところで極めて高い、たとえば 10 m の高さに及ぶであろうという予測ができるだけでも結果は十分という見方も有り得る。

過去に起きた津波に対する推測例として、1854 年 12 月 23 日の安政東海地震にこの手法を応用してみる。宇佐美 (1987) の推定によれば、震央は北緯 34.0° , 東経 137.8° である。計測による M は無いので、外国の津波データから求められた $M_t=8.25$ を参考に地震の規模として 8.3 を採用してみる (ABE, 1979)。式 (6) から求めた H_t と $2H_t$ はそれぞれ 7 m と 14 m であるが、この事例では津波の最短伝播距離が r_0 より小さい

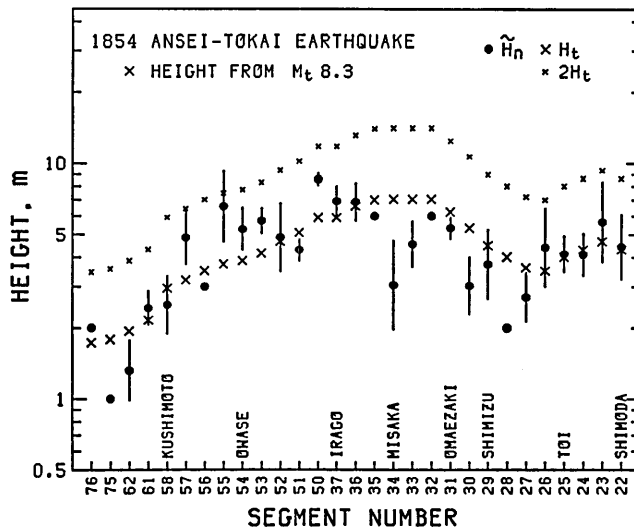


Fig. 10. Geographic distribution of observed and estimated heights for the Tokai tsunami of December 23, 1854. The symbol notations are the same as in Fig. 2.

ために、これらの値がそれぞれ $H_{t,\max}$ と $2H_{t,\max}$ になる。実際に得られている $\tilde{H}_{n,\max}$ と H_{\max} はそれぞれ 8.6 m と 21 m である (相田, 1987)。式 (4) から求めた場所毎の H_t の分布は Fig. 10 のようになる。比較のために図には相田 (1987) による実際の区間平均高 \tilde{H}_n もプロットしてある。比較の結果として \tilde{H}_n に対する K の値は 1.07 ($k=1.41$) であり、予測値と実測高とは平均としてほぼ同じであるといえる。一方、区間内最高値 $H_{n,\max}$ に対する K の値は 1.39 ($k=1.46$) である。

6. 遠地津波の予測

チリとかカムチャッカなどの遠地で発生した地震津波の高さは近地津波の場合と同じように M_t の決定式から見積ることが出来る。遠地津波に対する ABE (1979) の決定式を応用すれば、予測式は次のように表せる。

$$\log H_t = M_w - B \quad (14)$$

ここに、 B は津波の伝播特性を表す定数である。南米の地震に対しては $B=8.8$ 、アラスカやアリューシャンの地震に対して $B=9.1$ 、カムチャッカや千島の地震に対して $B=8.6$ 、それらの平均値として $B=8.8$ である。なお、外国の巨大地震については $M_w=M_s$ の関係は必ずしも成り立たない。現在のところ地震の直後に速報される M は M_s 系統のものであるが、 $M_s 8$ の地震が $M_w 8$ の「巨大」地震なのか $M_w 9$ の「超巨大」地震なのかをはっきりと見極める必要がある。

近年の大津波 ($H_{\max} \geq 4$ m) の例は 1952 年カムチャッカ地震津波と 1960 年チリ地震津波の 2 例のみである。両津波の三陸地方での浸水高データは Table 5 にまとめている。ここでの M_t の値は ABE (1979) により求められたもの、また $\tilde{H}_{n,\max}$ と全実測高の平均値 \tilde{H} の値は中央气象台 (1953)、気象庁 (1961)、チリ津波合同調査班 (1961) の実測データをもとに KAJIURA (1983) の方法で新たに求めたものである。両地震は日本付近の地震と違って真に巨大であることから、計算には M_w を用いねばならない。式 (14) から求めた予測高 H_t は \tilde{H} より 1.5 倍ほど高いが、 $\tilde{H}_{n,\max}$ とほぼ同じであり、しかも $2H_t$ は H_{\max} よりわずかに大きい程度である。この点で予測高と実測高との対応は良いといえる。

Table 5. Run-up heights of major distant tsunamis.

H_{\max} =observed maximum height. $\tilde{H}_{n,\max}$ =observed maximum of local-mean heights. \tilde{H} =regional mean of observed heights. H_t =estimated local-mean height. n =number of observations.

YEAR	MO	DY	REGION	M_t	M_w	M_s	H_{\max} (m)	$\tilde{H}_{n,\max}$ (m)	\tilde{H} (m)	n	H_t from M_w (m)
1952	11	5	Kamchatka	9.0	9.0	8.2	4.0	2.5	1.8	55	2.5
1960	5	23	Chile	9.4	9.5	8.5	8.1	4.1	3.2	669	5.0

7. 議論とまとめ

津波マグニチュード M_t の決定式と断層パラメーターの相似則に基づいて、地震のマグニ

チュードから津波高を求めるための予測式を導いた。その際に地震の規模や津波高の基本的性質および津波励起の地域性といったことを適当に考慮することによって予測の精度を増すようにした。予測結果の妥当性を検討するために、過去の事例に対して統計的な考察を行った。本研究の予測法は決して万能とは言えないが、利用の仕方によっては、地震直後、将来または過去の津波の高さが簡単に予測あるいは推定できるという点で相当に有用であると思われる。

近地津波に対する予測式は次のようにまとめられる。式中の C は補正項であり、ここでは単純に太平洋の津波に対して $C=0$ 、日本海の津波に対して $C=0.2$ とする。小区域での区間平均高 \tilde{H}_n とそこでの最高値 $H_{n,\max}$ は

$$\log \tilde{H}_n = M_w - \log A - 5.55 + C \quad (15)$$

$$\log H_{n,\max} = M_w - \log A - 5.25 + C \quad (16)$$

によって与えられる。大津波に対して最大区間平均高 $\tilde{H}_{n,\max}$ と全域における最高値 H_{\max} は次の簡便な予測式から推定される。

$$\log \tilde{H}_{n,\max} = 0.5M_w - 3.30 + C \quad (17)$$

$$\log H_{\max} = 0.5M_w - 3.00 + C \quad (18)$$

マグニチュードに関する関係式としては

$$M_w = M_s = (M_j - 1.44) / 0.79 \quad (19)$$

を用いる。これらの予測式を一枚のダイアグラムにまとめたのが Fig. 11 である。従来の予測図 (ABE, 1981) よりもマグニチュードや津波高の性質、津波励起の地域性が考慮されている点に特徴がある。新しいダイアグラムは四つのスケールからなる。図の下側の横軸は M_s 、上側の横軸は M_j を表す。また、左側の縦軸は太平洋の津波についての予測高、右側の縦軸は日本海の津波についての予測高を与える。直線 *MAX RUN-UP* は大津波に対する $H_{\max} (=2H_r)$ 、直線 *MAX LOCAL MEAN* は $\tilde{H}_{n,\max} (=H_r)$ 、直線群 *LOCAL MEAN* は津波の伝播距離の関数としての $\tilde{H}_n (=H_t)$ にそれぞれ対応する。

一方、遠地の大津波に対する予測式は

$$\log \tilde{H}_{n,\max} = M_w - B \quad (20)$$

$$\log H_{\max} = M_w + 0.3 - B \quad (21)$$

で与えられる。ここに、 B の値として南米の地震に対しては $B=8.8$ 、アラスカやアリューシャンの地震に対して $B=9.1$ 、カムチャッカや千島の地震に対して $B=8.6$ である。

本論文の予測法の確かさは M の精度にも依存する。一般に M の決定精度は 0.25 程度であると言われているが、 M_0 の決定手法の改良に伴って M_w の精度は 0.1 程度まで向上している。地震直後の予測に限れば、 M_w の迅速な決定法を開発することやそれに必要な高精度の地震波データの収集法を確立することは急務のことである (KANAMORI and GIVEN, 1983; 福島・他, 1987)。また、 M_w の迅速な決定のために気象庁の埋込式体積歪計の特性を利用することも考えられよう。

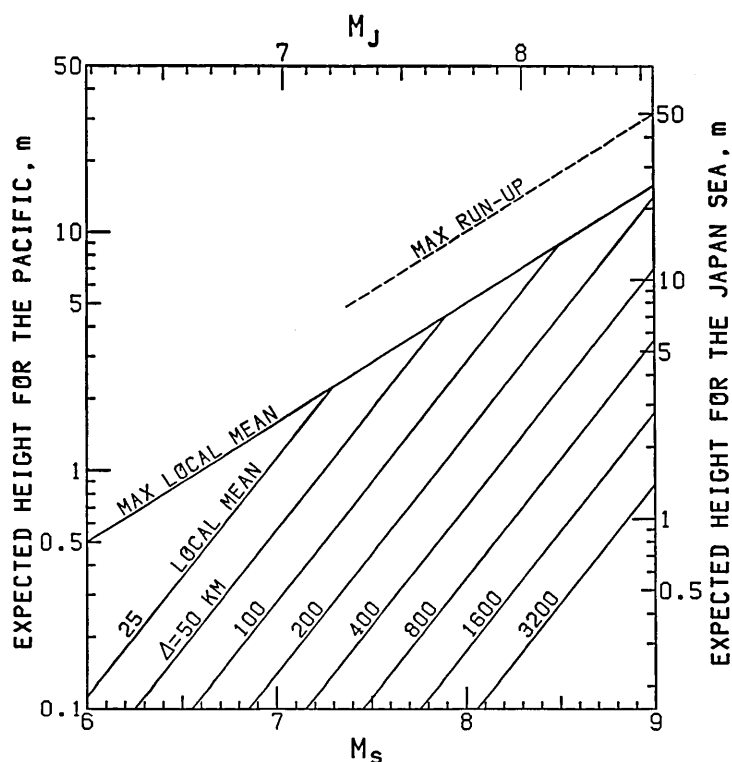


Fig. 11. Diagram for estimating tsunami heights from earthquake magnitudes. $MAX RUN-UP = H_{max}$ (maximum run-up height), $MAX LOCAL MEAN = \tilde{H}_{a,max}$ (maximum local-mean), $LOCAL MEAN = \tilde{H}_a$ (local mean), and $\Delta =$ propagation distance. M_s is the surface-wave magnitude and M_J is the JMA magnitude used in Japan. The ordinate on the left is for tsunamis in the Pacific and that on the right for tsunamis in the Japan Sea. This diagram is constructed from Eqs. (4)-(11) in the text.

本論文だけに限ったことではないが、1896年岩手県沖津波にみられるような少数の特異な津波地震に対しては通常の予測法がまったく成り立たない。地震波を通してみた地震の大きさだけでは本質的に「津波地震の大きさ」が分からないからである。このような津波地震は過去90年ほどの間に10回ほど起きており、その頻度は地震津波全体の約1割である(阿部, 1988)。これらの地震による津波の発生メカニズムは多様であり(FUKAO, 1979; KANAMORI *et al.*, 1986)、そのことが問題をさらに困難なものにしている。しかし、稀な現象であっても津波地震を例外としないために、解決策の一案として、深海底に津波計を設置し、それから求めた直接的な M_t によって予測高を算出するといった現実的な方法が開発されても良いと考えられる。津波地震であるかどうかの判定法ばかりでなく、 M_t すなわち津波ポテンシャルの確実でしかも迅速な測定法を開発することは津波の事前予測に向けて避けることのできない重要な課題である。

謝 辞

草稿の改訂にあたって梶浦欣二郎東大名誉教授、都司嘉宣助教授および提出原稿の査読者より有益なご意見を頂いた。図の作成等に当たって加藤育子技官の助力を得た。本研究の計算の一部に地震研究所地震予知観測情報センターの計算機を利用した。

文 献

- ABE, K., 1975, Reliable estimation of the seismic moment of large earthquakes, *J. Phys. Earth*, **23**, 381-390.
- ABE, K., 1979, Physical size of great earthquakes of 1837-1974, inferred from tsunami data, *J. Geophys. Res.*, **84**, 1561-1568.
- ABE, K., 1981, Physical size of tsunamigenic earthquakes of the northwestern Pacific, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **27**, 194-205.
- 阿部勝征, 1982, 津波マグニチュード (M_t) による波高予測, 地震保険調査研究 1 (津波に関する研究, その 1), 損害保険料率算定会, 8-23.
- ABE, K., 1985, Quantification of major earthquake tsunamis of the Japan Sea, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **38**, 214-223.
- 阿部勝征, 1988, 津波マグニチュードによる日本付近の地震津波の定量化, 地震研究所彙報, **63**, 289-303.
- 相田 勇, 1980, 地震断層運動にもとづく津波シミュレーション, 海洋科学, **12**, 485-494.
- 相田 勇, 1987, 東海・南海道地方の津波被害の実態, 地震保険調査研究 20 (津波危険度に関する研究, その 2), 損害保険料率算定会, 20-42.
- 相田 勇, 1988, 北海道・東北地方の津波被害の実態, 地震保険調査研究 24 (津波危険度に関する研究, その 3), 損害保険料率算定会, 24-47.
- チリ津波合同調査班, 1961, 1960 年 5 月 24 日チリ地震津波に関する論文及び報告, 丸善, 397 pp.
- 中央気象台, 1953, 昭和 27 年 11 月カムチャッカ地震調査報告, 験震時報, **18**, 1-48.
- FUKAO, Y., 1979, Tsunami earthquakes and subduction processes near deep-sea trenches, *J. Geophys. Res.*, **84**, 2303-2314.
- 福島 毅・末次大輔・中西一郎, 1987, 津波予測のための日本近海地震のモーメントテンソル即時決定: 数値実験, 地震 II, **40**, 365-375.
- 林 保彦・阿部勝征, 1984, 気象庁データにもとづく M_s 決定法, 地震 II, **37**, 429-439.
- KAJIURA, K., 1981, Tsunami energy in relation to parameters of the earthquake fault model, 地震研究所彙報, **56**, 415-440.
- KAJIURA, K., 1983, Some statistics related to observed tsunami heights along the coast of Japan, In: *Tsunamis-Their Science and Engineering*, edited by K. Iida and T. Iwasaki, Terra. Sci. Publ. Co., Tokyo, pp. 131-145.
- 梶浦欣二郎, 1986, 日本海中部地震津波の波高分布の統計, 地震保険調査研究 17 (津波危険度に関する研究, その 1), 損害保険料率算定会, 33-47.
- KANAMORI, H., 1977, The energy release in great earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **82**, 2981-2987.
- KANAMORI, H. and J. W. GIVEN, 1983, Use of long-period seismic waves for rapid evaluation of tsunami potential of large earthquakes, In: *Tsunamis-Their Science and Engineering*, edited by K. Iida and T. Iwasaki, Terra. Sci. Publ. Co., Tokyo, 37-49.
- KANAMORI, H., G. EKSTROM, A. DZIEWONSKI and J. S. BARKER, 1986, An anomalous seismic event near Tori Shima, Japan—A possible magma injection event (Abstract), *Trans. Am. Geophys. Union (EOS)*, **44**, 1117.
- 気象庁, 1961, 昭和 35 年 5 月 24 日チリ地震津波調査報告, 気象庁技術報告, **8**, 389 pp.
- 気象庁観測部地震課, 1977, 津波予報業務の変遷と現状, 測候時報, **44**, 123-170.
- 札幌管区気象台, 1974, 1973 年 6 月 17 日根室半島沖地震調査報告, 気象庁技術報告, **87**, 102 pp.
- 首藤伸夫, 1986, 津波と防災, 土木学会論文集, **369**, II-5, 1-11.

- SOLOVIEV, S. L., 1978, Basic data of tsunamis in the Pacific coast of U.S.S.R., In: *A Study of Tsunami in the Open Sea.*, Acad. Nauk., Moscow, 61-136 (in Russian).
- 宇佐美龍夫, 1987, 新編日本被害地震総覧, 東京大学出版会, 435 pp.
- 宇津徳治, 1982, 各種マグニチュード間の関係, 地震研究所彙報, 57, 465-497.
- 渡辺偉夫, 1973, 津波の規模と津波発生に關係するパラメーターについて, 驗震時報, 38, 1-13.
- 渡辺偉夫, 1987, 日本の過去の津波に関する 2, 3 の問題, 地震 II, 40, 57-67.

Estimate of Tsunami Heights from Magnitudes of Earthquake and Tsunami

Katsuyuki ABE

Earthquake Research Institute

A method for estimating tsunami run-up heights from earthquake magnitudes is developed by taking account of the definition of the tsunami magnitude M_t and the scaling relation of earthquake fault parameters. Except for unusual tsunami earthquakes, the local-mean height H_t (m) can be estimated from the relation $\log H_t = M_w - \log \Delta - 5.55 + C$, and the maximum local-mean height H_r (m) for large tsunamis can be estimated from the relation $\log H_r = 0.5M_w - 3.30 + C$, where M_w is the moment magnitude, Δ (km) is the distance along the shortest oceanic path from the epicenter to an observation point, and C is the constant. This constant is taken to be $C=0$ for tsunamis in the Pacific and $C=0.2$ for tsunamis in the Japan Sea. The locally maximum run-up height is estimated to be as high as $2H_t$. For earthquakes around Japan, it is practically convenient to use M_s or local magnitude instead of M_w with caution. The local-mean height from distant tsunamis can be estimated from the relation $\log H_t = M_w - B$, where $B=8.8$ for tsunamis from Peru and Chile, $B=9.1$ for tsunamis from Alaska and Aleutians, and $B=8.6$ for tsunamis from Kamchatka and Kurile Islands. The results from the present method are consistent with a number of data available for previous tsunamis. For near-field tsunami warning purposes, the relationships discussed here are summarized into a simple diagram that might be useful for the rapid estimate of tsunami run-up heights from earthquake magnitudes.