

複合型津波発生メカニズムの解明

——1998 年パプアニューギニア津波を例として——

橋 和 正*・今 村 文 彦**

1. はじめに

1998 年 7 月 17 日に発生したパプアニューギニア・アイタペ津波は、パプア・ニューギニア西セピック州シッサノ沿岸 30 km にわたる沿岸地域に被害を及ぼし、遡上高さが最大で 10 m を超える巨大津波であった(河田ら, 1999)。想定される地震の規模 ($M=7.1$) からは通常あり得ないこの大津波の発生メカニズムに関して、調査・解析が現在も行われている。本津波の原因として、①海底地形の影響、②断層以外の津波発生源(海底地滑り、崩落など)が挙げられているが今だに解明されていない。

そこで本研究では、現地調査結果、海底地質調査、地質情報などを整理した上で、地震及び地震以外の原因を対象とした津波の発生・伝播の数値解析を実施し、この発生機構を解明することを目的とする。

2. 海底地形の影響

(1) 海底地形の調査結果

1999 年 1 月に JAMSTEC (海洋科学技術センター) により計測された海底地形データ (Tappin ら, 1999) は非常に精密であり、従来の海底地形図には見られなかった複雑な沿岸地形が明らかにされた。松山ら (1999) 及び Matsuyama ら (1999) は、この地形データを用いて断層運動のみによる津波伝播計算を行った結果、シッサノ沿岸 30 km に津波が集中するという特徴を示すことが出来た。しかし、どこでどのような地形の影響を受けて波が集中するかという過程は知られておらず、また、痕跡記録を十分に説明できたとは言えない。そこで、まず海底地形が津波伝播にどのような影響を与えるのかを波向線法 (李ら, 1997) を用いて検討する。

(2) エネルギーの集中効果

実際の津波伝播 (屈折) は、海底地形のみならず断層の長さ・走向によっても変化する。断層による津波の伝播の特徴を把握するため、断層の走向方向で 1 km 間隔に、1 本ずつ波向線を放出するようにプログラムを修正

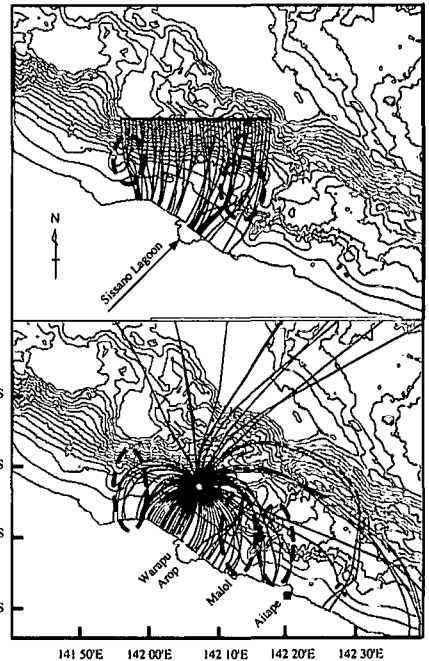


図-1 波向線 (例)

して計算を行った。その結果を図-1(上)に示す。この結果より、丸印で記した領域で波向線が大きく屈折し、その結果波向線が Sissano Lagoon と Malol 周辺に集中していることが分かる。また、点波源 (海底地滑りの場合) を考慮して、点源から 360° に波向線を放出した結果 (図-1(下)) も、断層を設定した場合と同様の結果が得られた。これらの結果よりラグーン周辺の独特の地形 (海底谷) が津波の集中を促す要因であることが分かった。

3. 断層による津波の推定

JAMSTEC による精密な地形と独自に実施した沿岸海底調査結果を用いて地形データを作成し、断層のみによる津波の発生・伝播計算を行った。断層の位置は、松山ら (1999) の結果と現地調査をもとに設定した。今回の地震は、「高角逆断層」と推定されており (Tanioka, 1999)、設定した断層パラメータを図-1に示す。

この断層を元に、浅水理論 (遡上あり) に基づき数値

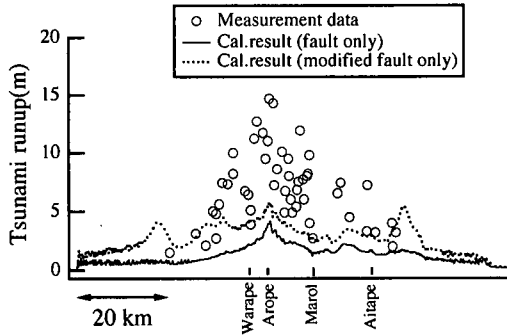
* 正会員 修(工) 中部電力(株)

** 正会員 工 博 東北大学助教授 大学院工学研究科附属防災制御研究センター

表一 断層パラメータ

L (km)	W (km)	TH (°)	DL (°)	RD (°)	D (m)
40	20	270	70	90	2.15

(ここで、 L :断層の走向方向の長さ、 W :傾斜方向の長さ、 TH :走向、 DL :傾斜、 RD :滑り角、 D :食い違い量を表す)



図一2 最高水位分布

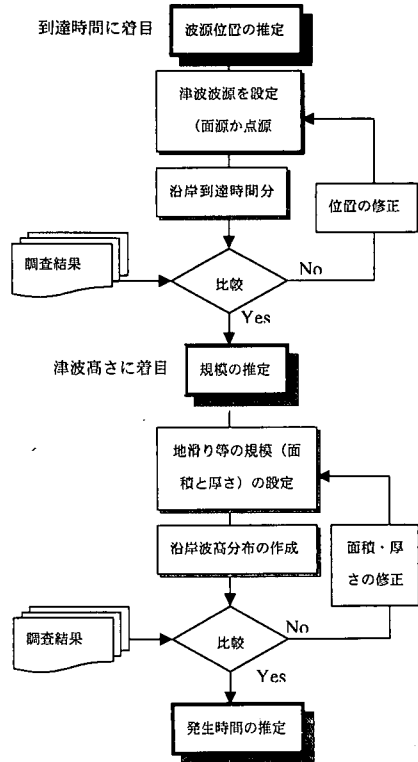
計算を実施した沿岸での最高水位分布 (cal.-normal) の結果を図一2に示す。この結果より、双方とも Warapu と Arop の周辺でもっとも水位が高く、津波が集中している点で、最高水位の空間分布の形状は一致していることが分かる。しかし、計算値は実測値と比べてまだ非常に小さいことが分かる。

断層パラメータとマグニチュードは統計的にある程度の関係式が成り立つが、ばらつきもある。そこで、このばらつきを考慮して津波高ができるだけ大きくなるように断層パラメータを修正して再び伝播計算を行った。図一2に結果 (modified fault only) を併せて示すが、最大のピーク値でも6m弱であり、実測値には遠く及ばない。したがって、詳細地形データを用いて数値計算しても、推定されるマグニチュードからは本津波の推定が困難であることが分かる。

4. 複合型津波発生機構の推定

津波の発生が断層のみならず他の原因と重なって生じたとすれば従来の解析方法では、その詳細を検討することは出来ない。検潮記録などが存在すればインバージョン方法 (小池・今村, 2000) も可能であろうが、今回は波源付近で入手不可能であった。

使用できるデータは、図一2に示された痕跡高さの他に、聞き取り調査により津波到達時間、来襲方向、および海底地質調査結果である。今回は、断層運動が発生したことは確定しているが、それに伴って発生した別の現象による津波の位置、規模、発生時間を様々なデータを元に推定することを試みる。ここでは、地滑りによるような波源を想定して、推定するチャートを図一3に示す。

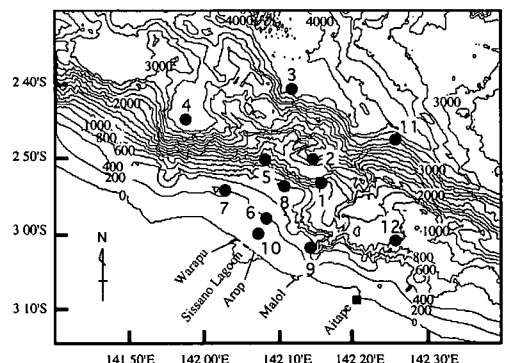


図一3 津波発生源推定のフローチャート

5. 点波源の位置推定

ここでは、津波到達時間の沿岸分布 (Davies, 1998) に着目して、点は源の位置の推定を行う。局所的な海底地滑りを考慮して、1点から360°に1°ずつ波向線を放射して、波向線が沿岸に到達した時間の空間分布を出した。そしてその結果を調査結果と比較する。津波発生源を設置した位置を図一4に示す。

この12ケースの計算結果のうち、Sissano Lagoon に非常に近い領域 (Point-6 から Point-8 周辺の領域) で津



図一4 津波発生源の設置位置

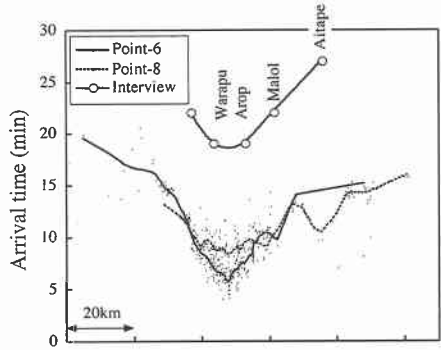


図-5 津波到達時間の計算結果 (Point-6, 8)

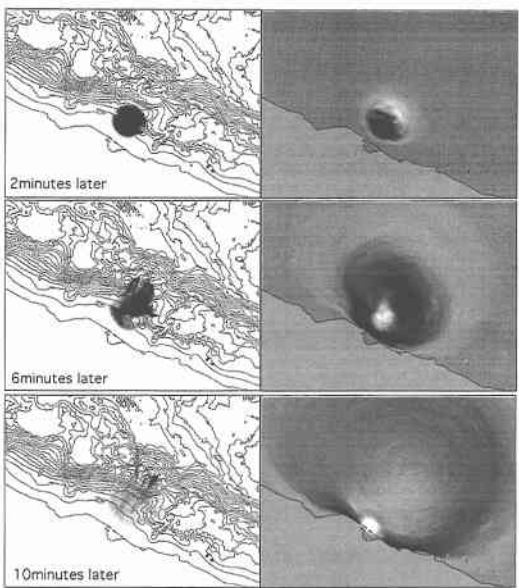


図-6 海底地滑り(左)と津波の挙動(右)

波が発生した場合が、調査結果から得られた津波到達時間分布をほぼ説明できる、ということが分かった。Point-6, 8の結果を図-5に示す。それ以外では、このような分布を見ることは出来なかった。

津波到達時間の分布に着目すれば、津波を引き起こした主要因の海底地滑りは、Sissano Lagoon から非常に近い領域で発生したということになる。

6. 発生源の規模推定

(1) 解析手法

波源位置が推定できたので、実際に海底地滑りを設定して津波数値計算を行い、①沿岸での最高水位分布と、②津波到達時間の空間分布を現地調査結果と比べることによって、その位置や規模(広さと厚さ)を推定していく。土石流を考慮した二層流数値計算法が松本ら(1998)によって開発されている。そこでこの計算法を用いて数値計算を行う。

本計算では、(1)で述べた津波発生源内における大まかな海底地滑りの位置と、規模(広さと厚さ)を把握することを目的としているので、地滑りの形は簡単に円形とし、層厚も一様とした。現地調査によって得られた地形が、地滑り後の地形ということになるので、この地形に地滑り厚さ加えた地形が津波発生前のものということになる。海底地滑りによってどのように津波が発生するかを調べるために、各時刻の海底地滑りと津波の挙動を調べた。その結果の一例を図-6に示す。

海底地滑り発生2分後、海底土砂は重力によって流下し、海底土砂の重心が流下方向へ移動するにつれて、海水面は地滑りの前方が隆起し、後方が大きく低下する様子が分かる。4分後は、海底土砂はさらに流下し続け、後方の海水面が低下している領域が大きく広がっている。それによって Sissano Lagoon 付近の沿岸には大きな引き波が到達している。しかし、6分後になると海水面の低下している領域に海水が東西方向から徐々に流入し、この領域の中心の水位が高くなっていることが分かる。さ

らに8分後、この水位が高くなり領域も広がっている。10分後にはこの水位の高い領域が Sissano Lagoon 沿岸に接近し、それが大きな津波となって来襲してくることが分かる。

(2) 地滑り規模の推定

まず、以下の4つの海底地滑りを設定して数値計算を行った。Case-1を基準にして、Case-2,3,4は、海底地滑りの発生位置、広さ、層厚をそれぞれ変化させている。

表-2 海底地滑りの設定①

	海底地滑りの中心位置	広さ	層厚
Case-1	前章の Point-8 の位置 (水深: 600 m)	直径: 10 km	30 m
Case-2	前章の Point-6 の位置 (水深: 200 m)	直径: 10 km	30 m
Case-3	前章の Point-8 の位置 (水深: 600 m)	直径: 20 km	30 m
Case-4	前章の Point-8 の位置 (水深: 600 m)	直径: 10 km	60 m

(前章の Point-6, 8 の位置は、図-4 を参照)

この4つのケースと現地調査による結果をまず最高水位分布について比較した。その結果を図-7に示す。

この結果より分かることを以下に示す。

- Case-1, 2 では、実際の津波と比べて最高水位が1/3となってしまう、この程度の規模では、本津波を説明できない。さらに、地滑りの位置を多少変えても最高水位はあまり変化しない。ただ、Case-2の方が地滑りの位置が沿岸に近い分だけ津波の集中度が高い。
- Case-3 は、津波高の値、波分布集中域とも、調査結果に近い計算結果を示した。
- Case-4 は、調査結果に近い計算結果を示しているが、

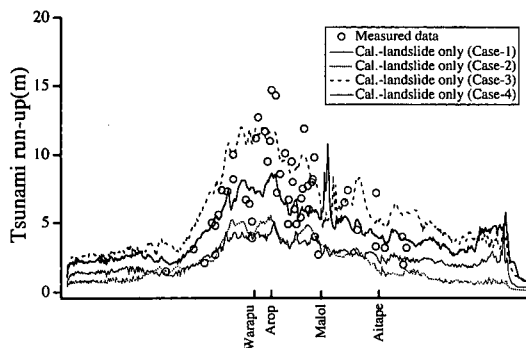


図-7 最高水位分布 (Case-1~4)

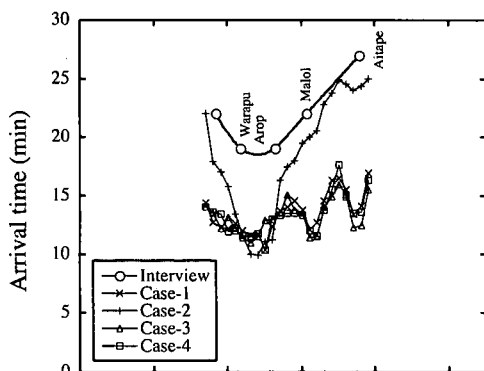


図-8 津波到達時間の計算結果 (Case-1~4)

最高水位のピーク値は調査結果よりは小さい。

次に、沿岸への津波の到達時間分布を調べた。その結果を図-8に示す。

この結果より分かることを以下に示す。Case-1, 3, 4では、調査結果 (Davies, 1998) と比べて、津波到達時間の空間的な変化が小さく、Case-2では、空間的な変化が大きすぎる。ちょうど中間的な位置の波源が記録 (分布) を説明できると思われる。なお、最も到達時間が短い地点は、すべての計算結果で Sissano Lagoon 付近となった。これは、調査結果と一致している。

以上の結果より、海底地滑りは Case-1 と 2 の間に位置し、その規模は Case-3 程度必要である、ということが推定できる。そこで、さらにこの 4 ケースの結果を考慮して、地滑りを表-3 での Case-5 のように設定し、計算を行った。その結果を図-9に示す。これをみると、最高水位分布、到達時間分布とも調査結果に近く、本津波をほぼ説明できているようである。ただし、地滑りの規模(広がり)については、検討が不十分である。

おおよその位置が推定できたので、Case-5 の設定位置を地滑りの位置と固定して、その規模について検討していく。以下の Case-6 を基準の地滑りと設定する。その結果を図-10に示す。

表-3 海底地滑りの設定②

	広がり	最大層厚	体積	相田の K と κ	
				K	κ
Case-5	直径: 15 km	45 m	$7.957 \times 10^9 \text{ m}^3$	0.81	1.39
Case-6	直径: 10 km	30 m	$2.353 \times 10^9 \text{ m}^3$	1.85	1.40
Case-7	直径: 10 km	60 m	$4.706 \times 10^9 \text{ m}^3$	1.06	1.38
Case-8	直径: 10 km	90 m	$7.060 \times 10^9 \text{ m}^3$	0.76	1.39
Case-9	直径: 10 km	120 m	$9.413 \times 10^9 \text{ m}^3$	0.46	1.33
Case-10	直径: 15 km	30 m	$5.305 \times 10^9 \text{ m}^3$	1.13	1.40
Case-11	直径: 17.5 km	30 m	$7.160 \times 10^9 \text{ m}^3$	0.92	1.39
Case-12	直径: 20 km	30 m	$9.160 \times 10^9 \text{ m}^3$	0.69	1.48

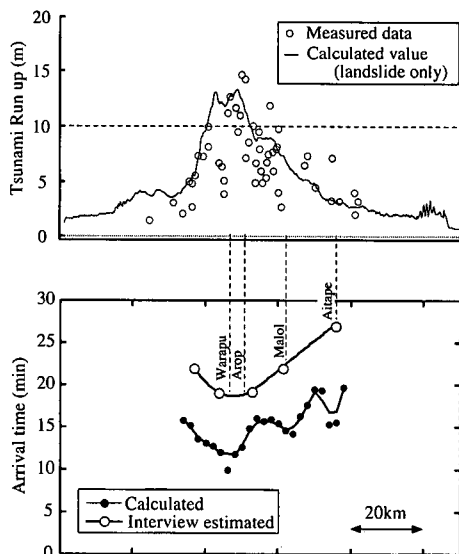


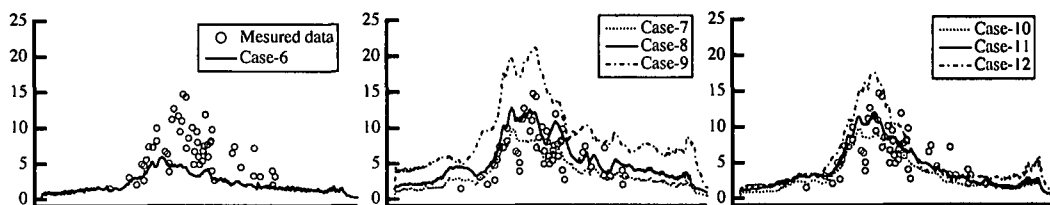
図-9 計算結果 (Case-5)

さらに、これを基準にして、厚さのみを変化させたケース (Case-7,8,9) と、広さのみを変化させたケース (Case-10,11,12) の 6 パターンを計算した。設定値は以下の通り。その結果を図-10に示す。

まず、最高水位分布を比較すると、最大層厚を変化させた場合、Case-7 と 8 が現地調査結果と近い分布を表していることが分かる。一方、広さを変化させた場合、Case-10 と 11 が現地調査結果と近い分布を表していることが分かる。これは、地滑りの体積でみると $4 \sim 8 \times 10^9 \text{ m}^3$ の範囲にある。これらの結果より、本津波を引き起こしたと思われる海底地滑りの規模は、体積であらわすと、ほぼ $4 \sim 8 \times 10^9 \text{ m}^3$ の範囲であったと仮定すると調査結果とほぼ一致する。

7. 海底地滑りによる津波発生時刻

Davies (1998) による聞き取り調査によると、本震後



図一10 最高水位分布の計算結果 (Case 6~12)

約 20 分でシッサノ沿岸に津波が来襲したのに対し、理論上では断層が発生してからシッサノ沿岸に津波が来襲する間での時間はせいぜい 10 分である。数値計算では、本震後 20 分には、すでにシッサノ沿岸には大きな津波はないことが示されている。もし、聞き取り調査結果を重視すると、本震の後 10 分後位に別のイベントが発生し、実際の津波を引き起こしたと推察できる。この時間には、地震データを見ると、余震 (M 6.1) が起こっている。この余震の際に、大規模な地滑りが起こった可能性が高い。

海底地滑り発生時刻の正確な推定は、津波到達分布をみれば、容易に算出することができる。つまり、津波到達時間について現地調査結果と計算結果の差を算出すればよい。図-9 をみると、その差は約 7~10 分であることから、海底地滑り発生時刻は本震 (18:48) が起きてから約 7~10 分後、つまり 18:55~58 であると考えられる。

8. 結 論

本研究によって得られた結論を以下に示す。

① ラグーン周辺の独特の地形 (海底谷) は津波の集中を促し、その結果、大津波がシッサノ沿岸に来襲した。

② しかし、断層 (M=7.1) からは本津波の推定が困難であり、本津波の主要因は以下の二つであると考えられる：1) マグニチュードからは推定できない、特殊の断層運動であった場合、2) 断層運動以外に海底地滑り等の他の津波発生源があった場合。

③ Davies (1998) による住民への詳細な聞き取り調査が正しいと仮定すれば、本津波を引き起こした主要因の海底地滑りは、Sissano Lagoon から非常に近い領域 (ラグーンから北北東に約 25 km までの範囲、水深 1000 m 以浅) で発生した可能性が高い。

④ 本津波を引き起こしたと思われる海底地滑りの規

模は、体積であらわすと約 $4\sim 8 \times 10^9 \text{ m}^3$ の範囲であることが推定できる。また、海底地滑り発生時刻は本震 (18:48) が起きてから約 7~10 分後、つまり 18:55~58 であると考えられる。

謝辞：本研究の一部は、科研費基盤(B)(2)海外 (12574016) (研究代表 今村文彦) の援助を受けた。ここに記して謝意を表す。

参 考 文 献

- 河田恵昭・高橋智幸・今村文彦・松宮英夫・藤間功司・都司嘉宜・松山昌史 (1999): 1998 年パプアニューギニア地震津波の現地調査, 海岸工学論文集, 第 46 巻, pp. 391-395.
- 小池信昭・今村文彦 (2000): Wavelet 変換による津波初期波形の推定とリアルタイム津波予警報への応用, 海岸工学論文集, 第 47 巻, pp. 356-360.
- 松本智裕・橋 和正・今村文彦・首藤伸夫 (1998): 土石流による津波発生モデルの開発, 海岸工学論文集, 第 45 巻, pp. 346-355.
- 松山昌史・今村文彦・橋 和正・都司嘉宜 (1999): 1998 年パプアニューギニア・シッサノ津波の数値的解析, 海岸工学論文集, 第 46 巻, pp. 386-390.
- 李 昊俊・今村文彦・首藤伸夫 (1997): 屈折現象に注目した津波数値計算の精度, 海岸工学論文集, 第 44 巻, pp. 276-280.
- Davies, H. (1998): The Sissano Tsunami 1998, Extracts from Earth Talk, Univ., Papua New Guinea, (ISBN 99808-85-264-X), 34 p.
- Matsuyama, M., J. P., Walsh, H. Yeh (1999): The effect of bathymetry on tsunami characteristics at Sissano lagoon, Papua New Guinea, Geophy. Res. Lett., Vol. 26, No. 23, pp. 3513-3516.
- Tanioka, Y. (1999): Analysis of the far filed tsunamis generated by the 1998 Papua New Guinea earthquake, Geophy. Res. Lett., Vol. 26, No. 22, pp. 3393-3396.
- Tappin, D.・他 (1999): Offshore surveys identify sediment slump as likely cause of devastating Papua New Guinea Tsunami 1998, EOS, Transactions, Vol. 80, No. 30, pp. 329-334.