

1992年ニカラグア地震による津波の解析

松山昌史*・今村文彦**・首藤伸夫***

1. 緒言

1992年9月2日に中米ニカラグアで地震が発生し、それに伴う津波により160名以上の死者・行方不明を出した。この地震は規模に対して津波の大きい現象で、津波地震と呼ばれている。日本でも過去に1896年明治三陸地震などの例がある。このような地震は発生頻度が低いこともあり、発生機構は十分に解明されていない。また、地震規模を基準としている現在の気象庁の津波予報では正確な予測ができないため、その発生メカニズムや津波伝播特性を解明することは重要である。

本研究では以下のことを行う。

(1) 現地調査の結果を基に、ニカラグア沿岸での津波高分布、到達時間、津波来襲状況、波形特性をまとめる。

(2) 地震記録から推定される波源モデルを用いて、太平洋全域を対象とした津波の伝播計算を行い、沿岸域や太平洋沿岸域で観測された記録と比較し、外洋への伝播特性を調べる。

(3) ニカラグア沿岸域での数値計算を実施し、沿岸記録と比較することにより、地震規模との違いを明確にする。さらに、地震時の断層運動の動的な効果を取り入れた数値計算を行い、津波伝播への影響を調べる。また、沿岸に捕えられたエッジ波の伝播特性を調べる。

(4) 沿岸付近での地形効果による波高増幅機構の有無を調べるため、各種波動方程式を仮定し、断面1次元の計算を行う。

2. ニカラグア地震津波の概要

ニカラグアは中米に位置し、図-1に示すように、太平洋とカリブ海に挟まれた細長い国である。今回津波の来襲した太平洋岸は、大陸棚が沖合い約100 kmにわたって発達している。また海岸線はほぼ直線海岸であり、海底勾配は1/500~1/400と緩勾配である。

地震は現地時間の19時16分に発生し、19時30分か

ら20時30分の間に津波が来襲した。地震はニカラグアの太平洋沖で発生したが、ここはCaribbeanプレートにCocosプレートが沈み込んでいる場所であり、ここでの潜り込みに対する跳ね返りにより低角断層を形成した

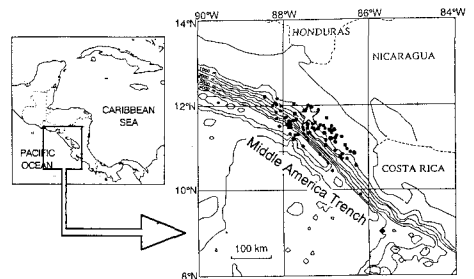


図-1 ニカラグアと沿岸の海底地形

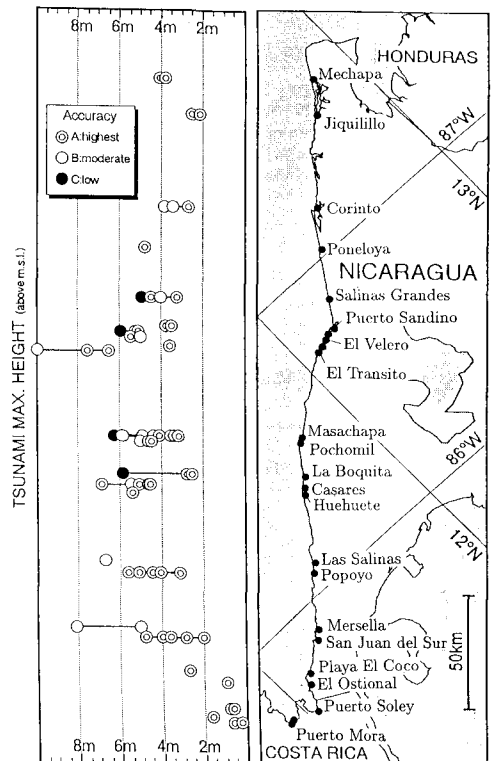


図-2 ニカラグア地震津波の津波高の調査結果

* 正会員 工修 (財)電力中央研究所 水理部
 ** 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 工博 東北大学教授 工学部災害制御研究センター

と見られている。現地調査により得られた津波高さを図-2 (阿部, 1993) に示す。ここでの震度は修正メルカリ震度階を用いており、日本で使われている気象庁震度はこの値から1を引けばよい。ニカラグア太平洋沿岸のほぼ全域で津波の高さは4 mを越え、EL Transitoでは10 mに及ぶ高さであった。一方、地震の震度は気象庁震度で1から2と小さく、震度に対して津波が異常に大きい現象であったことが確認される。Abe(1989)の津波マグニチュードから推定しても津波高はニカラグア沿岸において1 m程度である。表-1は検潮記録から得られた太平洋各地で津波高である。注目すべき点はHiroやKawaihaeといったハワイでの記録に比べ、日本の気仙沼での津波高の方が高いことである。

図-3にCorintoで得られた検潮記録を示す。Corinto付近は3~4 mの津波高が確認されているが、検潮記録では第一波が最大であり、その高さは40 cm弱である。これは検潮所が河口の奥にあり、津波が伝播するまでに減衰したためである。一方、この記録には大陸棚でトラ

表-1 太平洋の各地で観測された津波高

場所	緯度	経度	到着時刻	津波高
Easter Is., Chile	27.15 S	109.44 W	7:55	83.7 cm
Socorro Is., Mexico			3:50	27.6 cm
Cabo San Lucas, Mexico	23.88 S	109.90 W	2:38	27.6 cm
La Libertad, Ecuador	2.21 S	80.90 W	2:53	42.1 cm
Valparaiso, Chile	33.0 S	71.6 W	7:55	9.8 cm
Kawaihae Is. of Hawaii	20.04 S	155.83 W	9:50	5.9 cm
Hiro, Hawaii	19.73 S	155.05 W	9:36	11.4 cm
Baltra, Galapagos Is.			2:38	112.3 cm
Kesennuma, Sanriku, Japan			16:05	13 cm

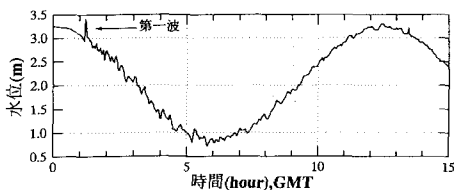


図-3 Corintoの検潮記録

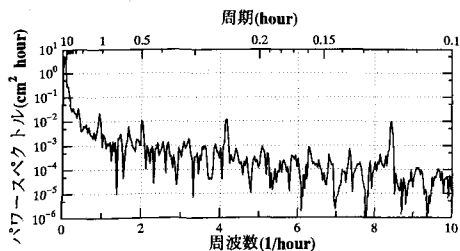


図-4 Corintoの検潮記録のパワースペクトル

ップされたエッジ波が10時間以上にわたって記録されており、時系列データでは5時間毎に包絡線のピークが見られる。図-4に検潮記録のパワースペクトルを示す。津波成分である15~30分にピークがあるほか、1時間と2時間付近にも卓越した成分が見られる。これは、ニカラグア沿岸でトラップされたエッジ波の成分であると思われる。

調査によると沿岸での津波の形態は2つに分かれた。壁のように押し寄せたという証言がMasachapa, Pochomil, San Juan del Surなどで得られた。一方、ゆっくりとした水位上昇という証言がLa Boquita, El Transitoなどで得られた。ニカラグア沖のような1/400の緩勾配が約100 km続く海域を津波が伝播すると、非線形性が徐々に大きくなり、波形が前傾化し、沿岸での津波は段波状になったと思われる。

3. 太平洋全域を対象とした数値計算

今村ら(1990)による極座標系の線形長波理論に基づく太平洋全域モデルを用いて数値計算を行った。格子幅は5分、格子数は2880×1520である。断層パラメータは、Ideら(1993)によるものを用い(表-2)、Mansinhaら

表-2 断層パラメータ

発生時間	2 Sep. 00:15:57.5
震源	(11.76 N, 87.42 W)
深さ	10 km 以下
立ち上がり時間	100 秒
破壊進行速度	1.5 km/秒
地震モーメント	3.0×10^{27} dyne·cm
走向角	302°
傾き	16°
すべり方向	87°
断層長さ	200 km
断層幅	100 km
すべり量	0.375 m

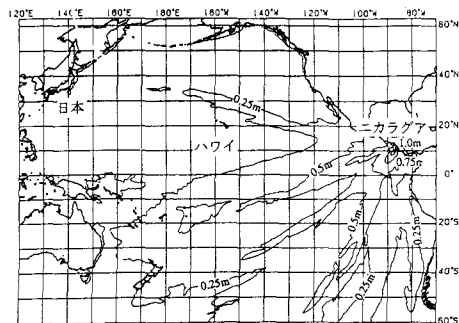


図-5 太平洋全域モデルによる最高水位分布

(1971)の方法を用いて計算した海底地形変化を初期水位として与えた。図-5に太平洋全域の最高水位分布を示す。単に短軸や長軸方向だけでなく、大陸棚と断層の位置関係により、他の方向にも強いエネルギーを出すことを示した (Kajiura, 1972)。その1つが日本に伝播し、ハワイには向かわなかったことが、数値計算結果に表れている。これは先に示したハワイより気仙沼の津波高が大きいという記録と同じ傾向を示している。

4. ニカラグア沿岸を対象とした数値計算

4.1 計算法

ニカラグア沿岸を対象として、数値計算を行った。以下に示す線形長波理論に基づく方程式を用いる。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = \frac{\partial \xi}{\partial t} \dots\dots\dots (1)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \dots\dots\dots (2)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial y} = 0 \dots\dots\dots (3)$$

ここで、 η は水位、 M 、 N は x 、 y 方向の流量、 ξ は海底地盤の鉛直変位、 h は静水深、 g は重力加速度である。式 (1) が連続の式 (2)、(3) がそれぞれ x 、 y 方向の運動の式で、初期条件は太平洋全域モデルと同じである。計算領域と初期水位分布を図-6に示す。格子間隔は 1 km、格子数は沿岸方向に 500、岸沖方向に 300 である。境界条件は、外海と接する地点は自由透過、陸域と接する地点は完全反射とした。

4.2 沿岸の津波高との比較

図-7に伝播中の水位を三次元的に示す。津波のエネルギーが主に断層の長軸方向に集中していることがわかる。図-8に津波高についての計算結果と実測結果を比較した。数値計算による津波高は実測結果に比べてかなり小さい。本計算では陸域の地形を考慮した遡上計算を行っていないが、入射波高に対する遡上高さは高くても3倍程度であるので(首藤, 1981)、数値計算結果は今回の地震が津波地震であることを強く示している。

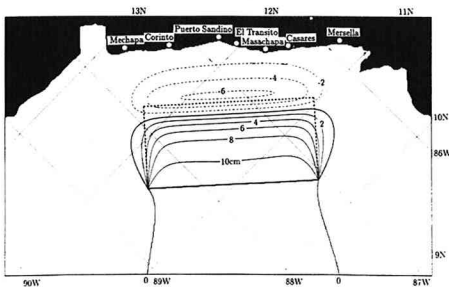


図-6 計算領域と海底地形変化

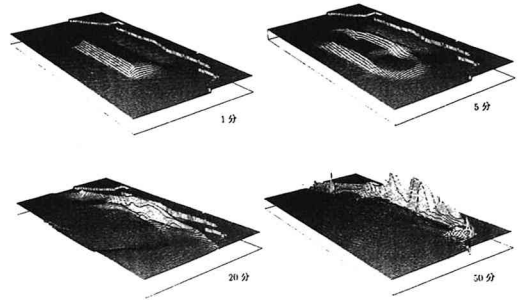


図-7 伝播する津波

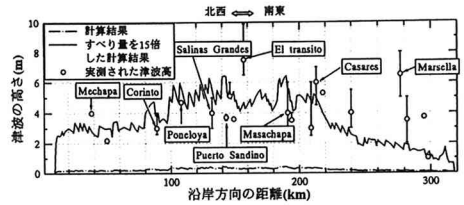


図-8 津波高の計算結果と実測結果の比較

図-8の断層の滑り量を15倍した計算結果をみると、津波高はニカラグア中北部の Puerto Sandino を中心に大きい。これは Puerto Sandino が断層の長軸の中心方向に位置し、地形的に奥まったところに位置しているためである。この計算結果を実測結果と比較すると、計算結果の津波高の分布は EL Transito を除く中北部ではほぼ妥当な値になるが、南東側は計算値が過小評価となる。

Corinto で得られた検潮記録から潮汐成分を取り、その津波成分と数値計算結果を比較したものが図-9である。到達時間については、計算結果の方が3分程度速い。これは検潮所が河口の奥に位置していることを数値計算では再現していないためと考えられる。波形に関しては2.5時付近まで、よく一致しており、津波伝播が線形長波理論でも十分に再現できることを示し、しかも断層の大きさがほぼ正しいことを指示している。

4.3 断層運動の動的な効果

断層運動は一瞬にして終了するものではなく、鉛直と水平方向にある速度で破壊が進む。鉛直方向に変位が始まり終了するまでの時間を立ち上がり時間 (T_0 : Rise time)、震源から破壊が水平方向に伝播する速度を破壊

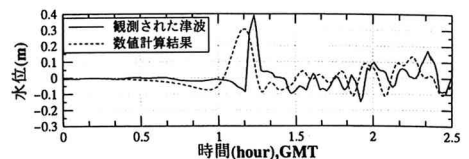


図-9 Corintoでの数値計算結果と実測結果の比較

進行速度 (V_r : Rupture velocity) という。今村ら (1987) はチリ津波に対して、断層の動的な挙動を検討している。今回の地震は津波地震であり、一般的な地震に比べて、その立ち上がり時間は長く、破壊進行速度は小さいと言われている。Ide ら (1993) によると今回の地震では、立ち上がり時間が 100 秒、破壊進行速度が 1.5 km/秒であり、一般的な断層に比べて、その値は半分以下である。そこで、断層運動の動的な効果を考慮して計算を行うため、連続式の海底地盤変位の項に上の 2 つのパラメータを取り入れた。すなわち、 $t=0$ の瞬間に震源 O で破壊が発生した場合、断層面上のある点 A では破壊が始まる時刻は、 $t=T_s=10A/V_r$ 秒の時である。ここで $10A$ は震源 O と A 点間の距離である。破壊が始まると最終変位に達するのには、さらに T_v 秒必要であり、ある点 A が本震から最終変位に達するのは $t=T_s+T_v=10A/V_r+T_v$ 秒後である。これを定式化すると、以下ようになる。

$$\xi(t,x,y) = \begin{cases} 0 & (t < T_s) \\ \xi_0(x,y)(t-T_s)/T_v & (T_s < t < T_s+T_v) \\ \xi_0 & (t > T_s+T_v) \end{cases}$$

ここで、 $\xi_0(x,y)$ はある点 A での最終変位である。震源を断層面の北端と仮定し、破壊速度を 1.5 km/秒、立ち上がり時間を 100 秒とした場合の計算による津波伝播の様子を図-10 に 3 次元的に示す。破壊がすべての点で最終変位に達するのは約 4 分 20 秒後である。4 分後の水位分布をみると、すでに破壊が終了した断層の北西側では波が両側に進行していることがわかる。そのため、津波の指向性が若干南側に傾く。

図-11 に沿岸での津波高の分布を比べる。立ち上がり時間を考慮した場合は Casares 付近を境に北西側で減少、南東側で増加している。これは先に述べたように、津波の指向性が若干南東側へ変化したことが原因と考えられる。このことが南東部の Marsella 付近の津波高を説明する可能性はあるがその効果は小さいようである。

図-12 に Corinto の水位変化について、断層運動の動的効果を考慮したものと考慮しないものについて比較した。動的効果を考慮したものは考慮しないものに比べ、

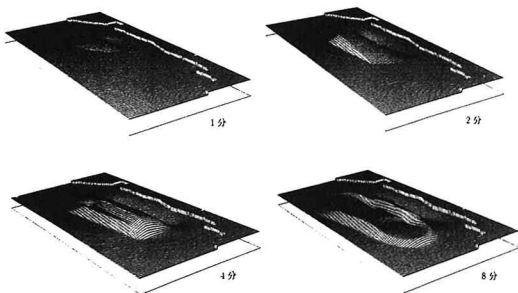


図-10 断層運動を考慮した津波の伝播

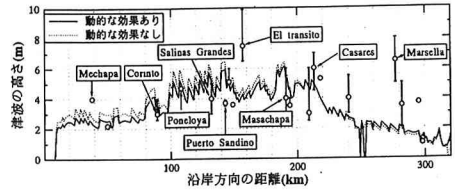


図-11 動的断層モデルの津波高の分布

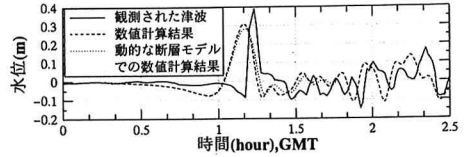


図-12 動的断層モデルの Corinto での水位変化

波高が 10% 減少し、到達時間も約 1 分ほど遅くなっている。これは破壊が幅方向に伝わり、さらに最終変位に至るまでの速度が遅いため、その間に初期の変位で発生した波がすでに伝播して波形が低下したためである。

4. 大陸棚でのエッジ波

大陸棚でトラップされた津波を再現するため、数値計算を 10 時間まで実施し、検潮記録の津波成分と比較した (図-13) なお、断層の走向角は 312 度であり、断層運動の動的な効果は考慮していない。2.5 時以後は位相について大きくずれる。これは、浅海域の伝播速度は非線形性の影響を受け、位相のずれが生じるためである。しかし、波高の大きさは一致しており、大陸棚でトラップされるエネルギー量としてはよく再現されている。

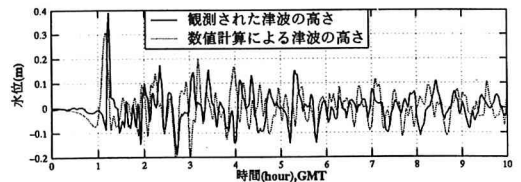


図-13 Corinto でのエッジ波

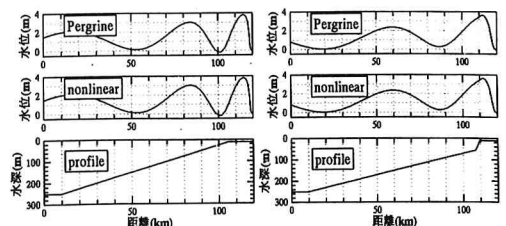


図-14 代表的な海底断面での津波の伝播

5. 浅水域での1次元計算モデル

ニカラグア沿岸の海底断面は、1部を除いて、約1/400の勾配であるが、Mechapa付近の南東部の沖は1/50の勾配が約3km続いた後、1/500の勾配が続いている。分散性の効果により津波高が大きくなるかどうかを調べるため、この2つの断面地形において、浅水理論とPeregrine式(1967)を用いて計算を行い、比較した。格子幅は80m、時間刻みは1.6秒で、入力波は周期30分、波高2mである。図-14にそれぞれの地形における計算結果を示した。どちらの地形でも、方程式の違いによって、沿岸での波形に差がなく、分散性の効果は津波高に大きな影響を及ぼしていないようである。

6. おわりに

ニカラグア地震津波についてその概要を述べ、数値計算を行った。以下にその結果をまとめる。

- ・太平洋全域を対象とした津波の伝播を数値計算し、その指向性を調べた。その結果、ハワイより日本に強いエネルギーを出すことを示し、観測結果にもそれが表れていた。
- ・地震記録から推定された断層パラメータを基にして、ニカラグア沿岸を対象とした数値計算を行った。その結果、津波高は実測結果に比べ非常に小さいものになった。これは、今回の地震が津波地震であることを強く示している。
- ・断層の滑り量を15倍した計算結果と調査結果を比較すると、中北部の高さはほぼ妥当な値になるが、南東部は計算値が過小評価になる。
- ・断層運動の動的な効果を取り入れて、数値計算を行った。津波波形は全般的に波高が低くなり、指向性も若干南東側へ変化した。そのため、南東部の津波高は若干大

きくなったが、Marsella付近の津波高を説明するほどの効果はない。

- ・津波高に対する分散性の効果を検討するため、ニカラグア沿岸の2つの代表的な海底断面について、浅水理論とPeregrineの式を用いて、計算を行った。しかし、その差は認められなかった。

謝辞: 著者の一人は文部省科研費総合A(代表:日本歯大阿部邦昭)の補助を受けた。本論文の公表にあたり、小川記念基金の援助を受けた。ここに記して、謝意を表す。

参考文献

- 阿部邦昭(1993): 1992年ニカラグアにおける地震とその津波に関する研究, 文部省科研費総合研究A(No. 04306013)報告書, 106 p.
- 今村文彦・永野修美・後藤智明・首藤伸夫(1987): 1960年チリ沖津波に対する外洋伝播計算, 第34回海岸工学講演会論文集, pp. 172-176.
- 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.
- Abe, Ka (1989): Estimate of tsunami heights from magnitudes of earthquake and tsunami, Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., Vol. 64, pp. 51-69.
- Ide, S., F. Imamura, Y. Yoshida and Ka. Abe (1993): Source characteristics of the Nicaraguan tsunami earthquake of September 2, 1992, Geophys. Res. Lett., (in Press).
- Kajiura (1972): The directivity of energy radiation of the tsunami; generated in the vicinity of a continental shelf, J. Oceanogr. Soc. Japan, Vol. 28, pp. 260-277.
- Mansinha, L. and D. E. Smylie (1971): The displacement fields of inclined faults, Bull. Seism. Soc. Amer., Vol. 61 No. 5, pp. 1433-1440.
- Peregrine, D. H.: Long waves on a beach, J. F. M., Vol. 27, pp. 815-827, 1967.