

大阪湾周辺における1985年チリ津波*

中村 重久**

The 1985 Chilean tsunami around Osaka Bay*

Shigehisa NAKAMURA**

Abstract: The 1985 Chilean tsunami is studied for getting an helpful key of preparedness to a forthcoming coastal hazard. First, a notice is given about the specific pattern of the 1985 Chilean tsunami along the Pacific coast of the South America. Its transoceanic pattern, especially around Osaka Bay in the northwestern Pacific, is considered to discuss a possible process at establishing resonant modes in Osaka Bay and Kii Channel after the tsunami arrival.

Energetics of the 1985 tsunami helps to estimate the tsunami energy at the source area and the seismic release of the energy at the event even under a bold assumption. The 1985 event is quite similar to that of the 1960 event in the pattern around Osaka Bay. The 1985 event could be useful at establishing an advanced warning system and protection works for the forthcoming hazardous event.

1. 緒言

北太平洋北西部における1985年チリ津波については、すでに、羽鳥がその状況を記している(羽鳥, 1985)。また、中村(1991)は、南米太平洋沿岸および近畿地方沿岸の検潮記録にみられた津波について記している。

過去において、太平洋を横断して日本列島太平洋沿岸に被害をもたらした津波については、たとえば、渡辺(1985)の年表がある。なかでも、1960年チリ津波の日本列島沿岸への影響はとくに顕著であった(たとえば、高橋, 1961)。このようなことから、1985年チリ津波についての検討とそこから新しくわかったことを本文で述べることにしたい。もちろん、1960年チリ津波との簡単な対比も試みている。これによって、大阪湾周辺で、チリ津波によって誘起された固有振動のパターンとそこに配分された津波のエネルギーの推定

やそれに関連した諸問題についての知見が得られる。

2. チリ津波の危険性

日本列島は、過去において、何回も、南米沖地震津波によって被害をうけている(たとえば、中村, 1988)。その危険度は、東太平洋の津波発生確率としてとらえることも考えられる(NAKAMURA, 1986)。また、地震津波の発生を、惑星地球の問題として検討した例(NAKAMURA, 1990)もある。いづれにしても、南米沖、とくに、チリ沖の地震津波は南米チリ沿岸域のみでなく、太平洋北西部の沿岸域でも無視することはできない。しかし、このように危険度が高いとは言っても、現在のところ、この次の巨大チリ津波で日本を襲うものはいつかを予測することができるようになるまでには、なお、今後検討すべき問題点が多く残されていることは否定できない。

3. 南米における1985年チリ津波の特徴

これまでに、日本では、1960年チリ津波の記録や被害についての詳細な報告がなされている(高橋, 1961)。近年、この1960年チリ津波の数値シミュレーションも試みられたようである。しかし、日本国内では、この

*1991年12月24日受理 Received December 24, 1991

**京都大学防災研究所付属白浜海象観測所、

和歌山県西牟婁郡白浜町堅田畑崎

Shirahama Oceanographic Observatory, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Katada-Hatasaki, Shirahama, Wakayama, 649-22 Japan

1960年チリ津波の南米沿岸における特徴については何も語られていない。

ところで、1985年チリ津波については、チリ海軍の協力によって、南米沿岸の記録や資料が提供されている(中村, 1992)。ちなみに、チリ沿岸のFig.1に示した7検潮所における1985年チリ津波の記録はFig.2のようになっている。このFig.2の図中の×印は震央の概位を示す。また、津波の最大波高は、Valparaiso (33.0°S, 71.6°W)で1.15 m, Talcahuano (36.5°S, 73.0°W)では3 mであった。津波伝播の岸沿いの特徴は、定性的にみて、中村(1989)が考えたケ

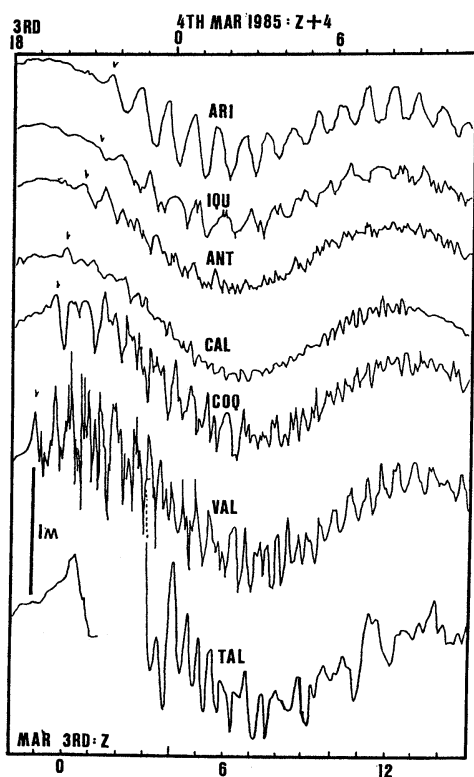


Fig.1. The 1985 Chilean tsunami along the Pacific coast of the South America.

- (a) Stations: Arica as ARI, Iquique as IQU, Antofagasta as ANT, Caldera as CAL, Coquimbo as COQ, Valparaiso as VAL and Talcahuano as TAL.
- (b) Vertical height scale as a stick of one metre.
- (c) Local time (Z+4) at the top and Universal time Z at the bottom.
- (d) Each arrow marking the first tsunami crest.

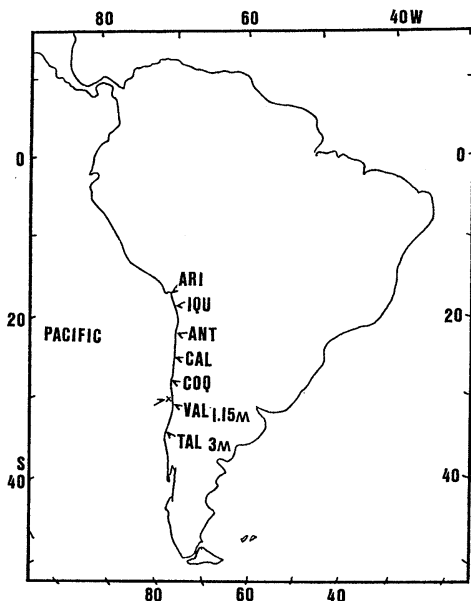


Fig.2 Location of the tide stations along the Chilean coast.

ルビン波型津波としてとらえることができるかもしれない。

ちなみに、1960年チリ津波で、すべての記録で、津波があまりにも巨大で、スケール・アウトしたおそれもないとは言えない。

4. 近畿地方における1985年チリ津波の特徴

近畿地方で、この1985年チリ津波はとらえられているであろうか。

1960年チリ津波(高橋, 1961)の例などからみれば、チリ沖で生じた地震津波は、ハワイ諸島を経て、地震後約24時間経過した後に日本列島太平洋沿岸に到達するものとみられる。このような過去の資料や記録を参考にして、さらに、1985年チリ津波を含む検潮記録を利用して検討をすすめる。

1985年3月のチリ津波についての資料は、当時の神戸海岸気象台の周東健三によって利用可能となったが、近畿地方で津波による被害がなかったことや検潮記録からチリ津波到達の判断が容易でなかったことなどで、とくに、重要視されることなく、現在に至っている。ちなみに、Fig.3に示すような近畿地方の9検潮所における津波の記録は、Fig.4のようになる。

ここで、簡単のために、線型波として津波をとらえ、

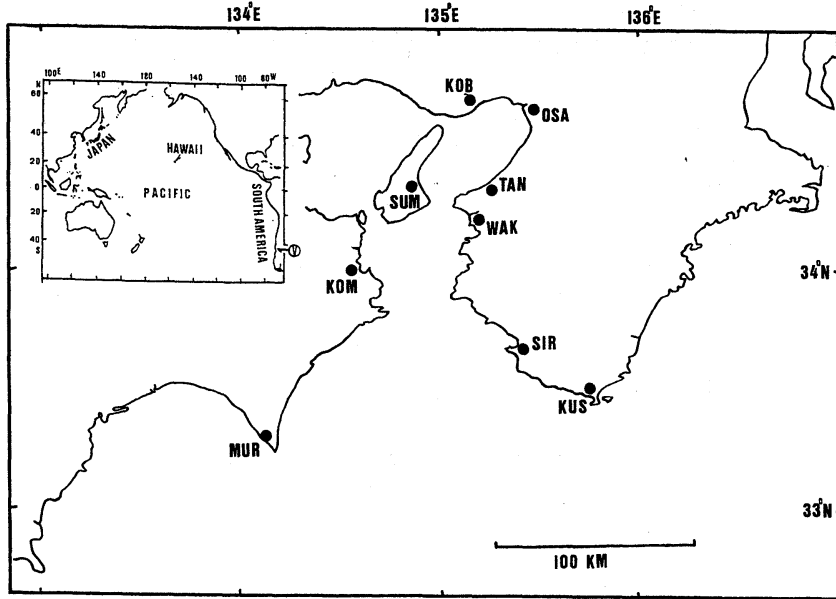


Fig.3 Location of the tide stations around Osaka Bay in the northwest Pacific.
 (a) Stations: Muroto as MUR, Komatsujima as KOM, Sumoto as SUM, Kobe as KOB, Osaka as OSA, Tannowa as TAN, Wakayama as WAK, Shirahama as SIR, and Kushimoto as KUS.
 (b) Scaleng bar for 100km.
 (c) Inset showing the location of Japan, Hawaii and South America with a mark for Valparaiso.

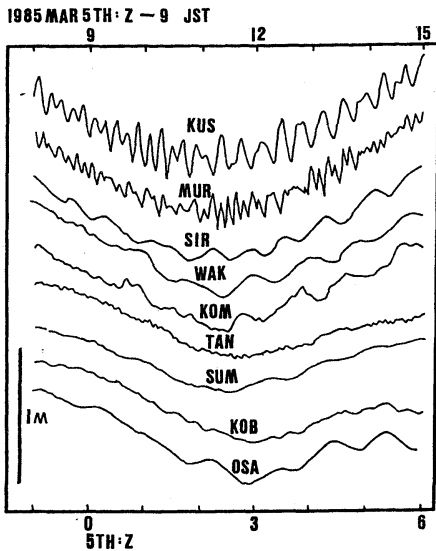


Fig.4 The 1985 Chilean tsunami recorded at the tide stations around Osaka Bay in the northwest Pacific.
 (a) Vertical height scaling by a stick for one metre.
 (b) Local time (Z-9) at the top and Universal time Z at the bottom,

津波のエネルギーについて考えてみることにしよう。近畿地方には、紀伊水道や大阪湾などがあり、海岸地形も海底地形も複雑である。半無限海での津波（たとえば、NAKAMURA, 1989）のモデルでは検討できない。湾水振動やそれにつながる問題（中村, 1980 ; 1981）を考えると、単純化した海岸線や海底地形を想定せざるを得ない。

さて、津波を、正弦波状の波と考え、その波高をHとする。波のポテンシャル・エネルギーを E_p とし、運動学的エネルギーを E_k とする。このとき、波の運動に関与した水の単位体積あたりの全エネルギーEは、

$$E = E_p + E_k, \quad (1)$$

ただし、

$$E = \frac{1}{8} \rho g H^2, \quad (2)$$

ここに、 ρ は海水密度（約 1 g/cm^3 ）、 g は重力加速度（ 980 cm/sec^2 ）とする（たとえば、矢野, 1971）。波高はcm単位、Eはerg単位で表すものとする。

ここで、Fig.4に着目しよう。これまでに検討してきたこととあわせ考えると、津波の到達推定時刻（中村, 1991）から数時間後には、大阪湾内に約50分を周

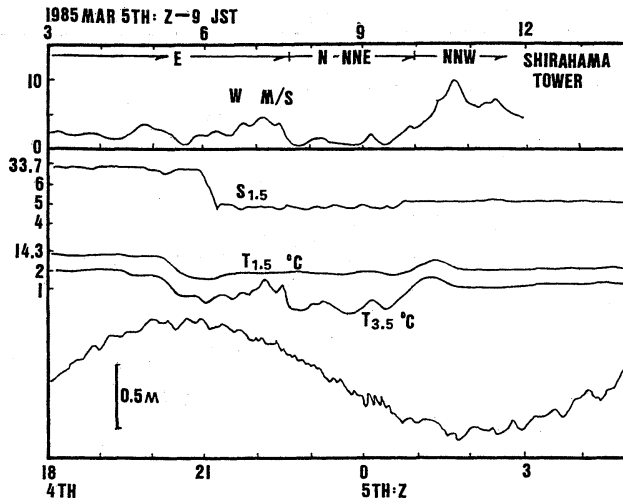


Fig.5 Oceanographical and meteorological records at the Shirahama Oceanographic Tower Station.

- (a) Wind speed(m/s) and wind direction(E or N or NNE or NNW).
 (b) Salinity(psu) 1.5m above the sea floor.
 (c) Temperature (°C) 1.5m and 3.5m above the sea floor.
 (d) Variations of the sea level with a stick for 0.5 m.
 (e) Location of the station: 135°21'E,33°42' N.

期とする振幅約10cmの水位変動が明瞭になる。水位変動の記録を、大阪 (OSA), 神戸 (KOB), 洲本 (SUM), 淡輪 (TAN) についてみると、この周期的水位変動は、大阪湾口付近を節とし、大阪湾奥を腹とする固有振動で、いわば、大阪湾の単節湾水振動である。このことから、この単節湾水振動は、チリ津波によって誘起され、振幅最大時には、大阪湾奥では、 E_k はゼロであるから、概略

$$E = E_p = 1.2 \times 10^4 \text{ erg} \quad (3)$$

ということになる。大阪湾口付近では、 E_p がゼロに近い値となり、

$$E = E_k \quad (4)$$

と考えてよいだろう。

つぎに、紀伊水道に着目しよう。大阪湾について考えたときと同様にして、和歌山では E_p は $1.5 \times 10^4 \text{ esg}$ 程度、小松島では 10^4 esg 程度と推定される。ここで、Fig.4の水位変動のうち和歌山 (WAK) と小松島 (KOM) の水位変動は、約50分の周期的変動で、両者互に位相が 180° ずれていることがわかる。これは、紀伊水道内には、単節横振動が生じていることを示唆している。同時に、大阪と和歌山とでは振動の位相が互に位相が 180° 程度ずれていることもFig.4からわかる。

したがって、和歌山では、 E_p は $1.5 \times 10^4 \text{ esg}$ 程度と

推定される。しかし、白浜 (SIR) の水位変動をみると、これは、和歌山に対して位相が 180° ずれている。白浜の E_p の値は、およそ $8 \times 10^3 \text{ esg}$ と推定される。これは、日の岬と蒲生田岬とを結ぶ線の近くを節とする紀伊水道のたて振動と解釈することもできる。

中村 (1991) は、Fig.5 に示すような沖合固定点としての白浜海洋観測塔の水温・塩分の連続記録をもあわせて検討した。当時の海上風や海況から判断して、白浜に津波が到達したのは、およそ1985年3月5日8時30分JSTと推定している。串本 (KUS) および室戸岬 (MUR) では、地域的な水位変動にまぎれて、津波到達の判別は難しい。

以上のことから、チリ津波が侵入して、大阪湾および紀伊水道での固有振動が誘起され、その判別ができるようになるまでに、2-3時間を要していると考えて差支えないだろう。この2-3時間は、津波が反射して、津波のエネルギーが固有振動のエネルギーにおきかわるために要したものと考えられる。しかし、ここで考えたエネルギー変換の力学的機構が現在のところ明らかであるとは考え難い。

5. 波源域の津波エネルギーの推定

ここで、1985年チリ津波の波源域の津波エネルギー

E_i を推定してみる。簡便な方法(たとえば、矢野, 1971)として,

$$E_i = \pi \rho g CR \Sigma H^2 T \quad (5)$$

を用いる。概略の値をもとめることを目的とするため、海水密度は近似的に $\rho = 1 \text{ g/cm}^3$ とし、重力加速度は $g = 980 \text{ cm/sec}^2$ とする。水深 $h \text{ cm}$ ならば、津波の速さは $c = (gh)^{1/2}$ とみてよい。また、 R は津波源の中心からの半径、 T は波の周期である。

チリ海軍の資料(中村, 1991)によれば、1985年3月3日22時46分54秒GMT(UT)にチリ中部に強い地震があった。震央は、概略、Valparaiso沖14海里(約30km)西方であり、地震のマグニチュードは7.7(リヒターのスケール)であった。

ここで、その付近の水深 h に対する c の値を 200 m/sec とし、 R は約30kmとする。震央に最も近い海岸域での最大波高を対象として、 $H = 1 \text{ m}$ とし、波の周期 T は30min位とする。このとき、 E_i の値は、概略、 $3 \times 10^{20} \text{ erg}$ とみてよいだろう。また、矢野(1971)の資料をもとにして、ここで、地震のエネルギーの約 10^{-2} 倍が津波のエネルギーになるものと考えことにすると、1985年チリ津波の最大波高をよりどころとするかぎり、地震のエネルギー E_s はおよそ $3 \times 10^{22} \text{ erg}$ と推定されることになる。

6. 1960年チリ津波との比較

1985年チリ津波は、大阪湾内では微少なものであった。しかし、湾水振動の誘起には、1960年チリ津波の例と基本的に共通した点が認められる。すなわち、大阪湾では、湾口を節とする単節たて振動の誘起が認められる。紀伊水道では、単節横振動が誘起されていることが共通している。

1985年チリ津波と1960年チリ津波との差は、大阪湾奥の最大波高にある。1960年のときは約1.5mであったのに対し、1985年のときは約0.1mであった。波のエネルギーは波高の2乗に比例することを考えると、波源域での津波のエネルギーも同様な割合で評価できるものとみてよいであろう。

このことは、地震のマグニチュードについて、1985年では $M=7.7$ (たとえば、中村, 1991)とされているのに対して、1960年では主震に対して $M=8.5$ (東京天文台編, 理科年表)であることと、相互に矛盾していない結果であると言える。

7. 1985年チリ津波の意義

すでに見たように、1985年チリ津波は、大阪湾をは

じめ、近畿地方では微少であった。しかし、関連した資料を検討してみると、本文で対象とした1985年チリ津波は、1960年チリ津波の縮小版であったとも考えることができる。次の巨大チリ津波の来襲までに、その特性をとらえ、その成果を、津波警報や対策に有効に活用できればよい。その検討への鍵が1985年チリ津波であると言えるであろう。

なお、本文では、津波の指向性(たとえば、KAJIURA, 1970; 1974)や地震断層パラメータ(たとえば、KAJIURA, 1981)についてはとくに考えることはしなかった。

文 献

- 土木学会編(1963): 水理公式集, 技報堂, 602 p.
 羽鳥徳太郎(1985): 1985年チリ中部津波における日本沿岸の状況. 東京大学地震研究所報, **60**, 643-
 KAJIURA, K.(1970): Tsunami source, energy and the directivity of wave radiation. Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, **48**, 835-869.
 KAJIURA, K.(1972): The directivity of energy radiation of the tsunami generated in an the vicinity of a continental shelf. Jour. Oceanogr. Soc. Japan, **28**, 260-277.
 KAJIURA, K.(1981): Tsunami energy in relation to parameters of the earthquake fault model. Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, **56**, 415-440.
 NAKAMURA, S.(1986): Estimation of exceedance probability of tsunami occurrence in the eastern Pacific. Marine Geodesy, **10**, 195-209.
 中村重久(1988): 太平洋北西部における1837年チリ津波. La mer, **26**, 81-85.
 中村重久(1980): 大阪湾の固有振動と高潮, 津波との関係(3). La mer, **18**, 179-183.
 中村重久(1981): 大阪湾・紀伊水道の津波の数値モデル. La mer, **19**, 105-110.
 NAKAMURA, S.(1989): A tsunami model of Kelvin wave type. Marine Geodesy, **13**, 341-346.
 NAKAMURA, S.(1990): A notice on Chilean tsunami in the northwestern Pacific. Proc. 4th Pacific Cong. on Marine Science and Technology, Vol.1, 135-140.
 中村重久(1992): 1985年チリ津波の諸問題. 月刊海洋, **24**(3), 147-152.
 高橋竜太郎編(1961): 1960年5月24日チリ地震津波に関する論文及び報告. チリ津波合同調査班, 丸善, 397 p.
 渡辺偉夫(1985): 日本被害津波総覧. 東京大学出版会, 206 p.
 矢野勝正(1971): 水災害の科学. 技報堂, 733 pp. (とくに, p. 654).