

1883 年 Krakatau 島噴火による津波の数値計算

川 俣 奨*・今村文彦**・首藤伸夫***

1. はじめに

近年最大規模と言われる火山爆発が図-1に示された Indonesia・Sunda 海峡内で発生し、地球規模で影響を及ぼした。この時、発生した津波は最大 30 m 以上の痕跡記録を残し、36,000名もの死者を出した。この津波の特徴として、1) 火山爆発に起因する津波であり、2) 海峡内といった比較的閉鎖された海域に波源を持ち、3) この海域内での水深分布の影響を強く受け、沿岸部で非常に高い痕跡を残した、といったことが挙げられる。

現在、火山の噴火機構も、これに伴う津波の発生機構も未だ解明されていない。南太平洋地域では、地震以外の原因による津波がしばしば発生しており、その発生機構は重要な問題として残されている。Krakatau 津波に関しては Nakamura (1984) による数値解析例があるが、その対象は Sunda 海峡外であり、内部についての詳細な検討はされていない。本研究では、津波発生機構の推定、津波初期伝播計算方法の検討、及び Sunda 海

峡内外での津波特性の把握を試みる。

2. 津波発生機構

爆発当時、火山降灰により視界は悪く、津波発生の様子は全く分かっていない。残された事實は、爆発により Krakatau 島の 2/3 以上が消滅し、現在は 200 m 程度の海底になっていること、周囲に堆積した火山噴出物は島の構成成分を極僅かしか含んでいないことである。実際に、火山噴火の前後に Krakatau 島付近での海底地形測量が行われており、その結果を図-2に示す。(Simkin・Fiske, 1983)。津波の沿岸域での挙動としては、Sunda 海峡内で周期 10 分程度の津波が来襲した点、Java 島 Batavia (現 Jakarta) で押し波から始まる 2 時間程度の長周期成分が潮汐記録に残されている点がある。Batavia は Merak から東へ約 100 km の地点である。

今まで提案されている津波発生原因として、①吹き上げられた火山岩や島が水面に降下し水面をたたいたこと (これは地滑りによる津波発生と類似している)。②水面下で水蒸気爆発が生じて水位を押し上げたこと、③島の消滅 (陥没) により残った空間へ水塊が急流入したこと、がある (Yokoyama, 1981, 1987 ; Simkin・Fiske, 1983)。

まず、どのモデルを仮定しても、初期波源の平面寸法が 10 数 km 程度と小さいから、周期の短い津波が計算されることが予想され、Batavia での 2 時間といった長周期の津波を説明することは難しそうである。①、②のモデルを仮定すると、発生効率の点から問題で、沿岸での大津波を説明しにくい。また、③のモデルを仮定すると、発生効率の点は問題無いが、水位低下を初期条件として与えることになり、過去の記録には無い強い引きで始まる津波が、沿岸各地で計算されるものと予想される。

しかしながら、先述した通り、Krakatau 島周囲に堆積した噴出物には島の構成成分が僅かしかないという事實は、火山爆発により島が吹き飛んで消滅したのではなく、カルデラ形成過程により島は陥没したことを強く示唆している。このことを考慮して、本研究では、③の仮

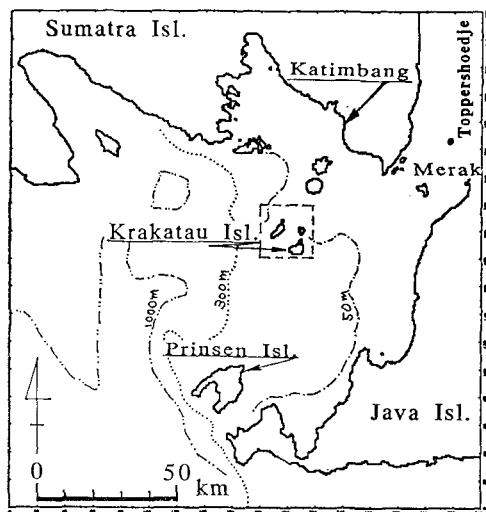


図-1 Sunda 海峡内水深分布と Krakatau 島

* 学生会員 東北大学大学院 土木工学専攻
 ** 正会員 工博 東北大学講師 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

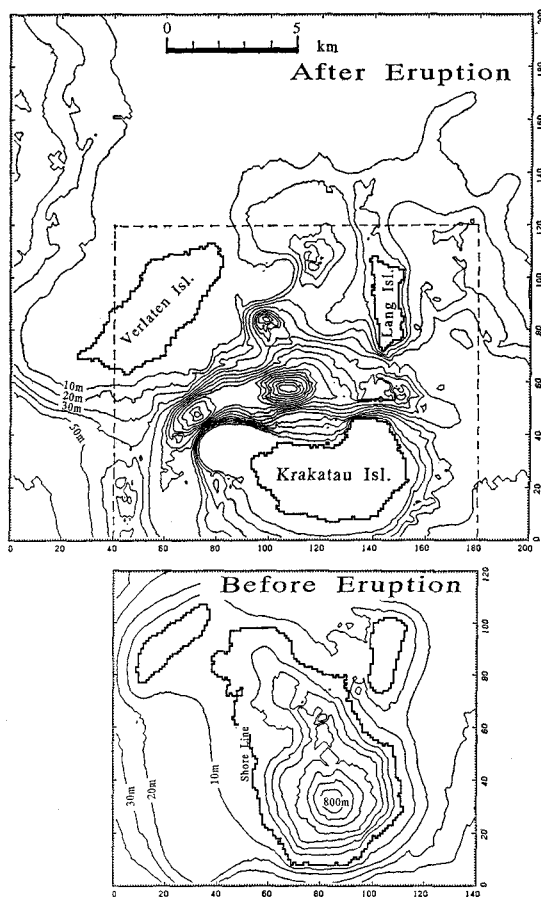


図-2 噴火前(下図)と後(上図; 数値計算における初期伝播域)の地形図

定を初期条件として取り上げ、津波数値計算を行う。

3. 数値モデルと基礎検討

3.1 数値振動の問題

数値モデルとしては、従来から用いられている浅水理論を基礎式とした津波計算法を使用する。ここで、初期条件として 200 m 近くもの陥没を与えると、発生時の急激な水位変化のために、通常の数値計算法では伝播初期に大きな数値振動が生じてしまう。これの処理のために、後藤・首藤(1980)は人工粘性を利用した方法を提案しているの、まずそれを適用し、計算の安定性について調べる事とする。

後藤・首藤(1980)の方法は、長波理論の連続式以下に示す人工粘性項を導入している。

$$\beta \Delta x^3 \sqrt{\frac{g}{D}} \left| \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} \right| \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} \quad \dots \dots \dots (1)$$

ここで、 β : 係数、 Δx : 格子サイズ、 D : 全水深、 η : 水位、 g : 重力加速度である。

数値振動部分以外には、この粘性項は不必要であるので、一回微分と2回微分の差から変動が大きい場合のみ導入する。ここでの係数 β の値が、計算安定条件と振動除去率に関係する。まず、線形理論への適用の場合に安定条件は、

$$\frac{c^2 \Delta t^2}{\Delta x^2} + \frac{\beta' \Delta t}{\Delta x^2} + \frac{\beta'^2}{\Delta x^2 C^2} < 1.0 \quad \dots \dots \dots (2)$$

ここで、 C : 線形理論の伝播速度、 Δt : 時間間隔、 $\beta' = \beta \Delta x^3 \sqrt{g/D} |\partial^2 \eta / \partial x^2|$ である。

なお、減衰係数(平滑化効果)は左辺第2項のみの関数となる。通常線形理論計算の安定条件は左辺第1項のみであり、上式はこれに第2、3項が加わった条件となる。第2項は全水深に対する水位の2次変動量に比例しており、通常安定計算下では十分小さいので、従来の条件に比べてさほど厳しいものではない。しかし、本計算例のように、初期に大規模な陥没があると、全水深に対する水位の2次変動量はほぼ同じオーダーとなり、 β の制約条件として、1のオーダー以下に設定する必要がある。

人工粘性適用例を図-3に示す。1次元伝播問題で、時間に関し2ステップで水位を一気に低下させた場合の計算例である。ここでは計算が満足に実行できたと判断された $\beta=1.2$ の場合を、 $\beta=0$ の場合と比較してある。1.5 以上の場合には発散、0.5 以下の場合には振動除去の効果が小さかった。この図から、波形のなまりが生じる事が判るが、その効果は小さい。

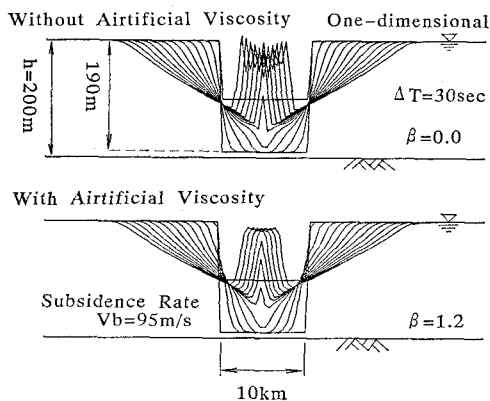


図-3 水塊急流入の計算での人工粘性の効果 (1次元計算、 β は人工粘性係数)

3.2 水塊急流入の伝播特性

図-2の地形変動量から、島の陥没範囲は10数 km であり、水深は深いところでも 200 m 程度である。したがって、通常津波なら線形長波理論で近似できる。しかしこの場合、水深は比較的深い、初期水位変動の大きさが同規模であるため、非線形効果が無視できないと予想される。簡単に、その影響を調べるため、2次元

水平床上での伝播計算を行なった。その結果を図-4に示す。図-4(a)は浅水理論の結果であり移流項と非線形圧力項を含む。図-4(b)は移流項のみを除いた線形理論である。図-4(c)はさらに圧力項をも線形化した結果である。これらの図から、移流項の効果により、波形勾配は引き波で小さく、押し波で大きくなっていることが分かる。

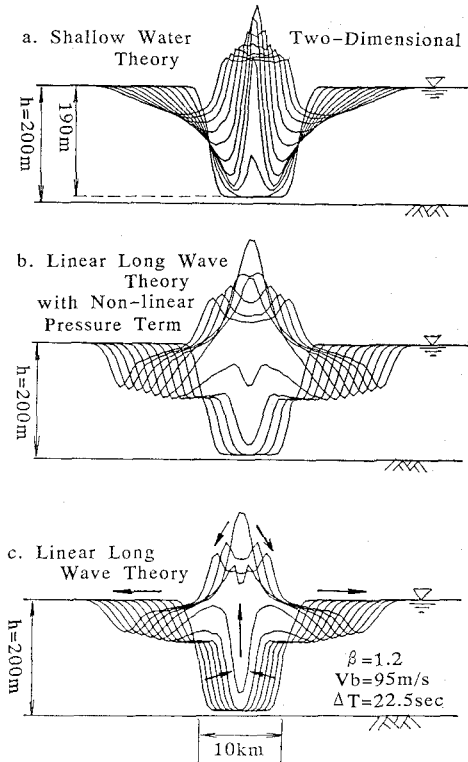


図-4 各長波理論による火山島陥没による津波の計算結果 (2次元計算)

また、図-4より、左右から空隙に水塊が流入した後、中央部で衝突して、大きな正の波（押し波）が発生しているのが分かる。この2次元計算で生ずる正の波は、図-3の1次元計算結果に比べて大きく、陥没という発生機構でも大きな押し波の発生することが明かである。しかし、押し波が引き波に先行することは、これでは説明できない。

3.3 地盤沈降速度と津波発生効率

図-3, 4の例では、瞬時にして島が陥没したものとして計算を行なったが、実際にはある時間経過の後に、図-2(a)の地形に落ち着いた筈である。この地盤（島）沈降速度に関する当時の観測はない。そこで、数値実験的に地盤沈降速度 (V_b) と津波発生効率の関係を求めた。計算条件は図-4と同じであるが、津波発生条件としては地盤を鉛直距離 190 m だけ有限時間で落下させ

た。

その結果を図-5に空間波形の比較として示す。落下速度がある程度以上小さくなると、発生効率が影響を受けるようである。

この点を良くみるために、図-6に発生した波の特性と地盤沈降速度の関係を示す。最高水位とは、周囲から流入した水が衝突して中央に作る波の波頂の高さで、静水面から測ったものである。次に、周囲に広がっていく波について考察するために、地盤を沈降させた部分の端点で時間波形を出力し、先行する負の振幅、それに続く

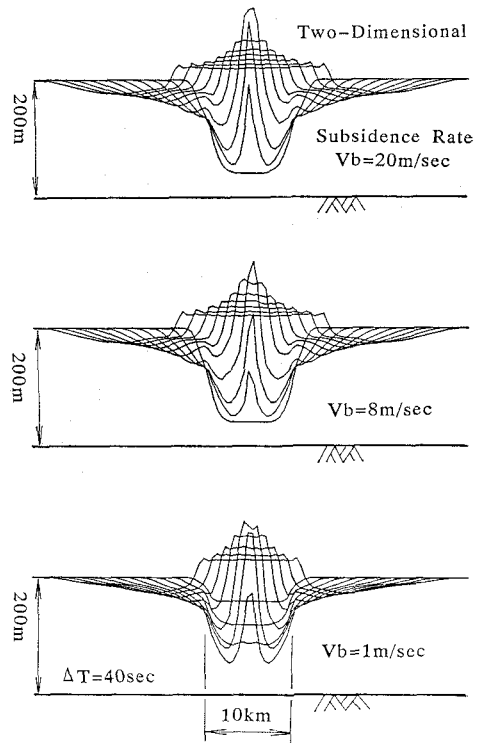


図-5 地盤沈降速度 (V_b) を変えた津波の計算結果 (2次元計算)

(η_{vb}/η_{∞})

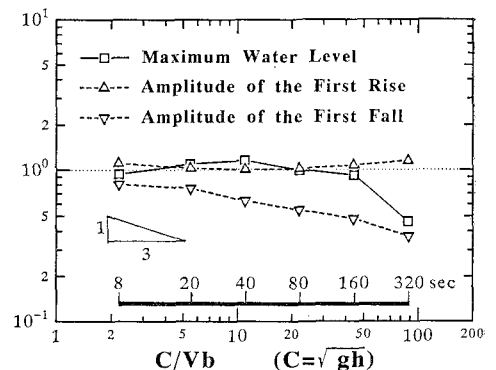


図-6 沈降速度と津波発生率との関係

正の振幅を比較する。いずれも沈降が瞬時に生ずるとしたときの計算結果に対する比として、無次元表示してある。先行する引き波（負）の振幅は、地盤沈降速度の影響を敏感に受けるが、それに続く押し波の振幅は殆ど変化しない。最高水位も、沈降時間 160s まで殆ど影響されず、320s になって始めて影響される。

4. 実際地形での数値計算結果

4.1 数値計算の条件

浅水理論（初期伝播域、図-2(a)）と線形長波理論（海峡内及び Batavia 領域）により計算した。初期波形として、火山噴火前の地形を与え、9s で島を現地地形にまで陥没させた。初期伝播計算では空間格子間隔は 100 m、時間間隔は 0.3s であり、海峡内では空間格子間隔は 500 m、時間間隔は 3s と選んである。陸地での境界条件は鉛直壁による完全反射、沖での境界では自由透過としている。

4.2 初期伝播特性

初期条件として陥没を仮定した結果、確かに津波は引き波で始まった。しかし、Krakatau 島の津波発生箇所をとりまく海底の水深は 4 m 前後と浅く、伝播していく引き波の大きさはこれに制限された。一方、後に続く押し波はこうした制限を受けることなく大きくなることが出来る。この状況の 1 例を図-7 に示す。14 分後の波形までは引き波が先行しているが、16 分後の波形では押し波が先行するように変わっている。このように陥没によって発生した津波でも、海底地形条件によっては、押し波が先行する津波となって沿岸に到着することが判る。

4.3 海峡内での伝播特性

図-1 に示す Sunda 海峡内では、水深 100 m 以下の北東部浅海部分と 1000 m 以上の南西部深海部分が、勾配の大きい斜面で結ばれている。この地形に影響され、波源から四方に伝播する津波経路も、波源を離れるにしたがって変化し、複雑な伝播となる。

Sunada 海峡だけでなく Batavia をも含む領域で、数値計算を実施した。伝播特性に関しては、アニメーションを作成して現象の理解に役立てた。初期に波源から四方に広がった津波のうち、一旦南西方向に放出した成分が、等深線分布形状に影響されて、東から北東へと方向を変えることが分かった。この結果、海峡の西部では津波高さが小さく、東部で大きいこととなる。これは痕跡記録と一致する。また、北部 Katimbang でも、痕跡値とはほぼ一致した。ただし、南部 Prinsen Isl. では計算値が過大、東部 Merak では過小評価であった（表-1）。

4.4 海峡内外での卓越周期の変化

海峡内での第 1 波は、初期波形の寸法に大きく影響された結果、30 分以内の短周期となる。海峡を北東へ直接

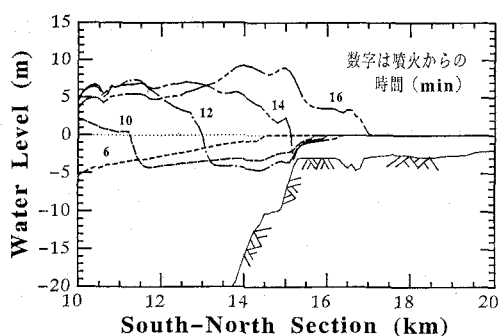


図-7 北側へ出て行く波の時系列断面図

表-1 実際の観測記録と計算値との比較

観測地点	方位	観測記録(m)	計算値(m)
Merak	N. E.	30, 35, 40	10 to 12
TelokBetoeng	N. W.	22, 24	7 to 8.5
Katimbang	N	24	23 to 30
Prinsen Isl.	S	10 to 15	21 to 36

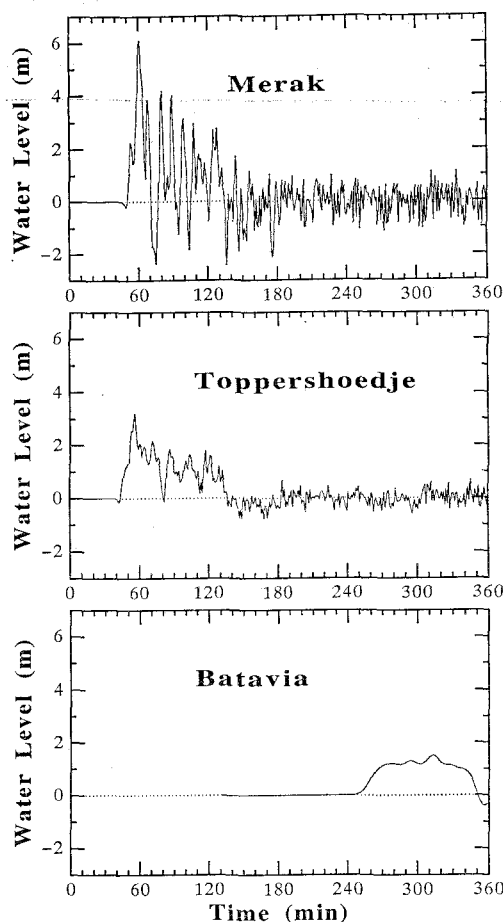


図-8 海峡内外における計算波形の比較

抜けていく津波はほとんどなく、海底地形の影響の下、まず海峡内の岸辺へ押し上がり、高く遡上した地点が新たな波源となった形で反射波を発生させる。この反射波に含まれる短周期の成分は、波源を離れると急速に小さくなり、狭い海峡を出て行くものにはあまり目立たない。これに対し、海峡の北西と南東を固定端とする長周期の固有振動が、そのうち励起された。南西には先に述べた急勾配の海底斜面があり、南西方向へ抜ける津波は引き戻され、固有振動が成長して行く。その結果、波高は大きくはないものの、北東の海峡から効率よく洩れ出で行く。こうして、海峡外の場所（例えば代表的な地点として Batavia）では、2時間程度の長周期成分が卓越する事となる。これは、過去の実測例をよく説明する。図-8 は海峡内外の計算波形の比較であり、こうした事情を示している。

5. おわりに

大規模な地盤陥没による津波発生に対し、計算を安定に行えるよう、従来の津波モデルを改良した。初期波形の発生効率の検討を行なった後、Krakatau 津波に適用した。陥没によって発生した津波でも沿岸には押し波が先行すること、海峡内では短周期波が卓越するにも関わ

らず海峡外では長周期波が卓越するなど、従来謎とされていた問題が解決された。今後の問題は、浅水理論による海峡内全域の沿岸に対して津波の精査を行い、Krakatau 津波全体を再現することである。

謝辞：アニメーション作成時には、東北大学大学院生 高橋智幸氏に多大な協力を頂いた。この研究の一部は文部省科研費一般（c）（代表：東北大学工学部首藤伸夫）により行われた。また、本論文の公表にあたり小川記念基金の補助を受けた。ここに記して謝意を表わす。

参考文献

- 後藤智明・首藤伸夫 (1980): 各種津波遡上計算法と波先端条件の比較, 第27回海岸工学講演会論文集, pp. 80-84.
- Nakamura, S. (1984): A numerical tracking of the 1883 Krakatau tsunami, Science of Tsunami Hazard, vol. 2, no. 1, pp. 41-54.
- Simkin, T. and R. S. Fiske (1983): Krakatau 1883, Eruption and its effects, Smithsonian Institution Press, 464 p.
- Yokoyama, I. (1981): A geophysical interpretation of the 1883 Krakatau eruption, J. Volcanology Geothermal Research, vol. 9, pp. 359-378.
- Yokoyama, I. (1987): A scenario of the 1883 Krakatau tsunami, J. Volcanology Geothermal Research, vol. 34 pp. 123-132.