

1833年 Krakatau 島火山爆発による津波の数値解析 — 水塊急流入の発生条件の適用 —

川俣 奨*・今村 文彦*・首藤 伸夫*

1. はじめに

1883年8月27日、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30m以上の痕跡記録を残し、36,417名もの死者を出した (Simkin・Fiske, 1983)。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

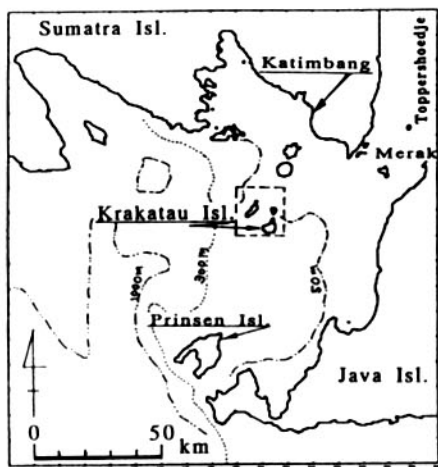


図-1 Sunda 海峡内水深分布と Krakatau 島

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。残された事実は、爆発により Krakatau 島の 2/3 以上が消滅し、現在は 200m 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)。噴火によって多量の石英安山岩質の軽石や火山灰を噴出し、火山島は一部を残して、最大300mに達するカルデラを形成した。

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100km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 (Yokoyama, 1981, 1987)；(これは地滑りによる津波発生

*東北大学工学部附属災害制御研究センター
津波工学分野

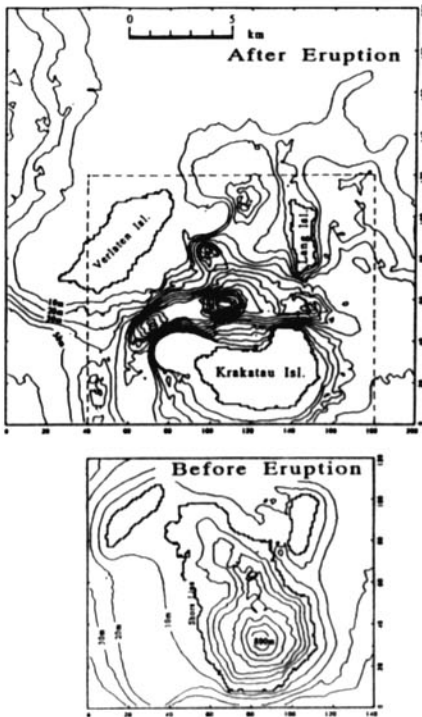


図-2 噴火前(下図)と後(上図:数値計算に於ける初期伝播域)の地形図

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 (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実は, 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200m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, 通常の数値計算方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) は人工粘性性を利用した方法を提案しているので, 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, 長波理論の連続式に以下に示す人工粘性項を導入している。

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

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, 一階微分と2階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,

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

ここで, C :線形理論の伝播速度, Δt :時間間隔, である。

$$\beta' = \beta \Delta x^2 \sqrt{g/D} \left| \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} \right|$$

なお, 減衰係数(平滑化効果)は左辺第2項のみの関数となっている。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、通常の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(2)式を満足したいために計算結果が発散し、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。

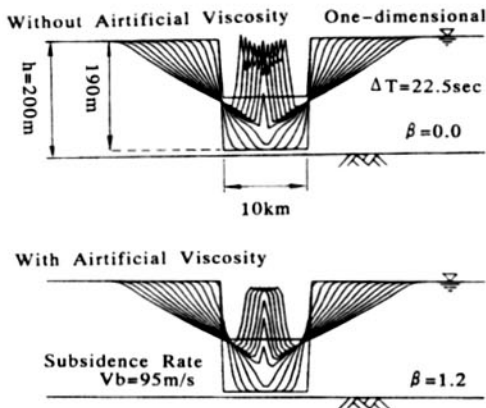


図-3 水塊急流入の計算での人工粘性の効果 (1次元計算, β は人工粘性係数)

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200m程度である。したがって、通常の津波なら線形長波理論で近似できる。しかしこの場合、水深は比較的深いが、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。

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らかである。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。

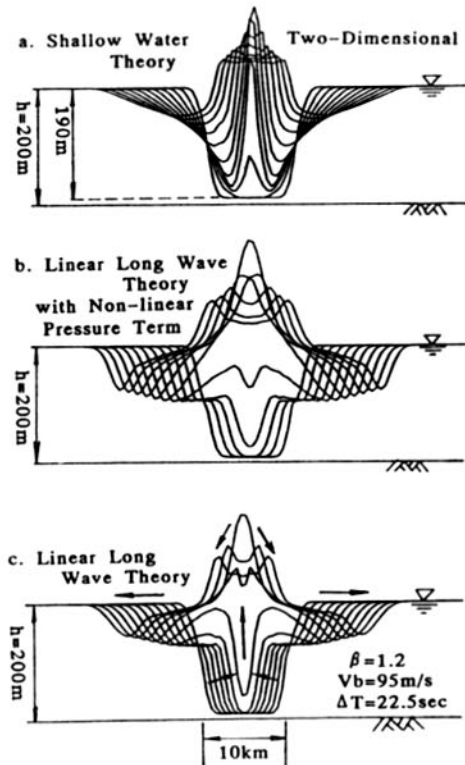


図-4 各長波理論による火山島陥没による津波の数値計算

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160m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

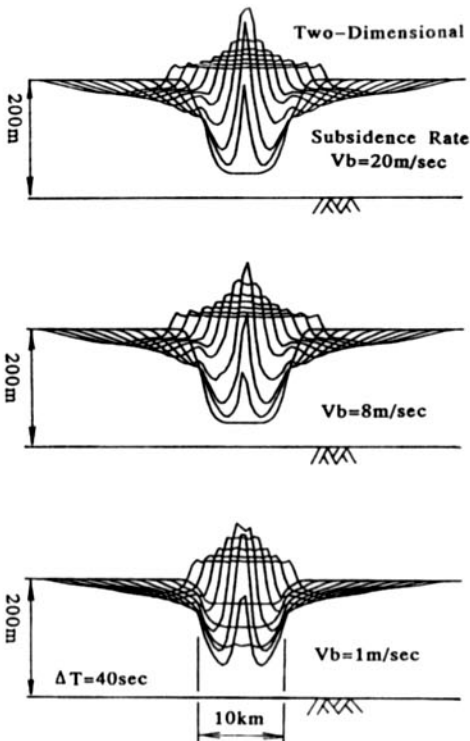


図-5 地盤沈降速度(V_b)を変えた津波の数値計算結果(2次元計算)

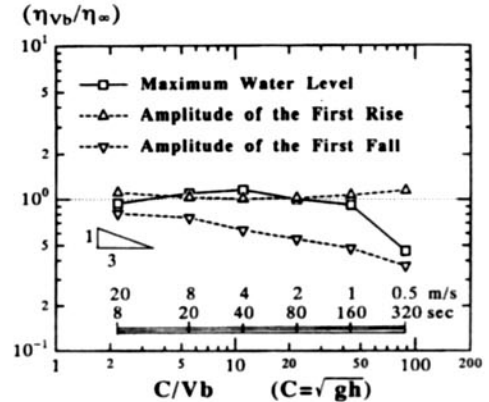


図-6 沈降速度と津波発生効率との関係

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で島を現地形にまで陥没させた。初期伝播計算では空間格子間隔は100m, 時間間隔は0.3sであり, 海峡内では空間格子間隔は500m, 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

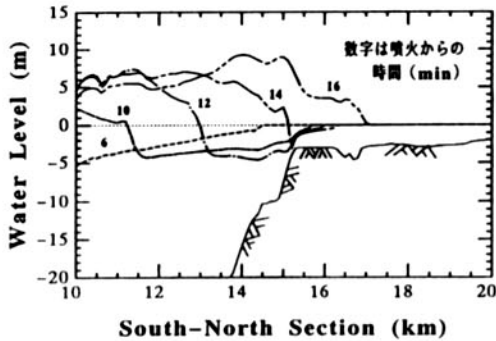


図-7 北側へ出ていく波形の変化

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事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なっている。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1,000 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。

Sunda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)

表-1

地点名	計算値	痕跡記録
Telok Betong	7-8m	15-37m
Katimbang	19-31m	20-25m
St. Nicholas Pt.	5-8m	30m
Merak	9-12m	30-41m
Anjer	9-13m	15-30m
4th Point	7-8m	7-10m
Tjaringen	20-42m	20-30m
Prinsen Is.	10-36m	15m

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て行く。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。

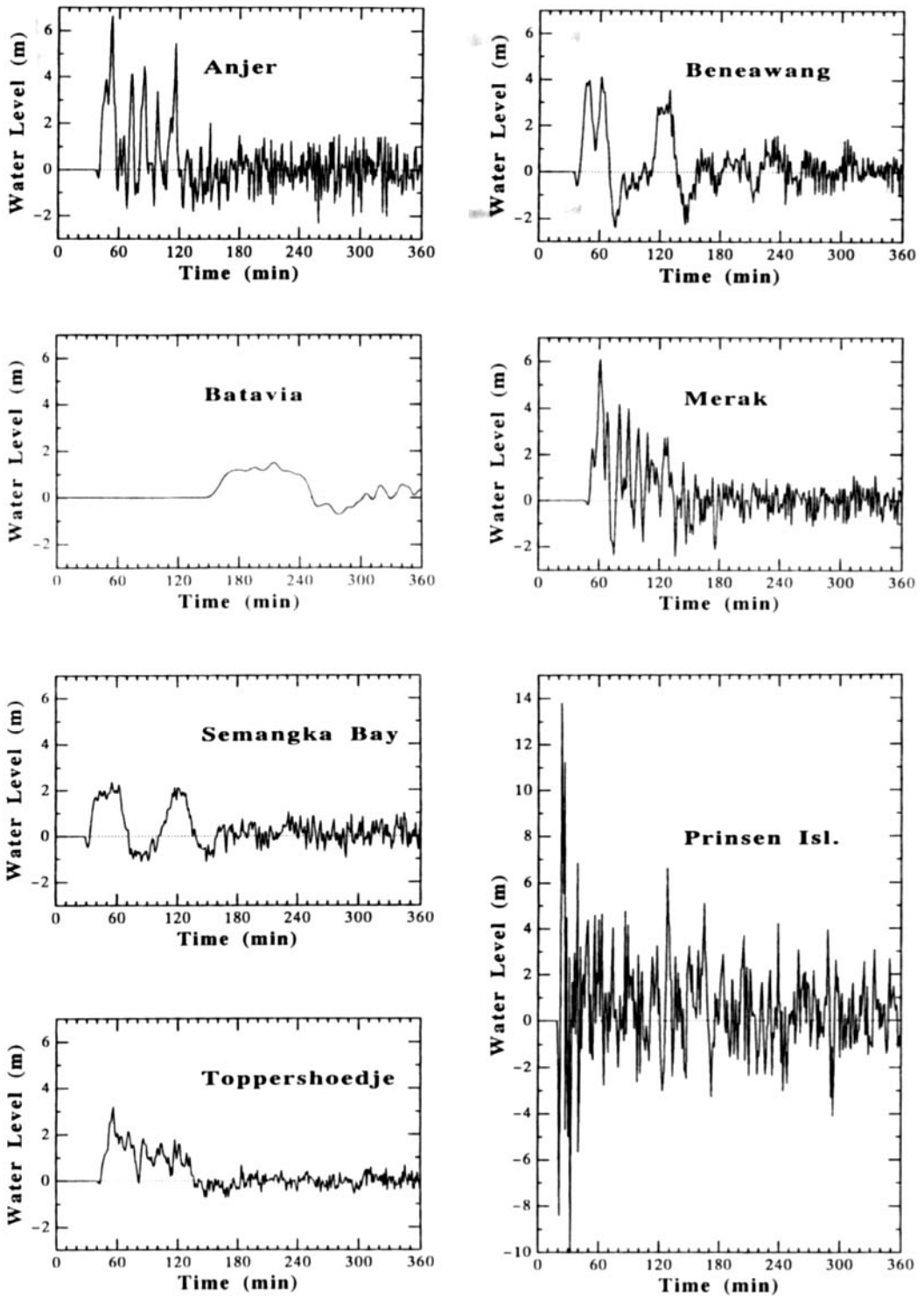
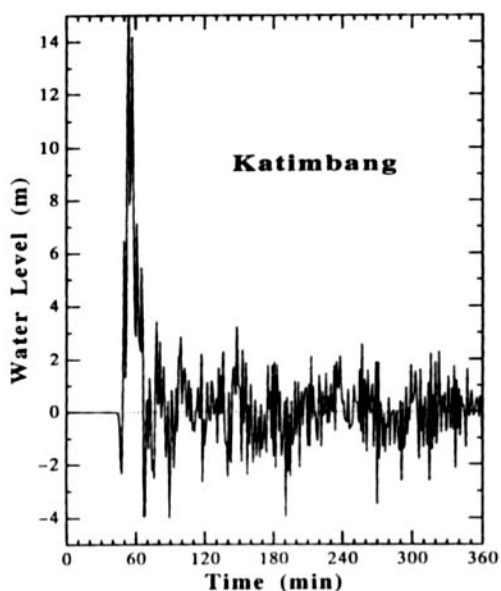
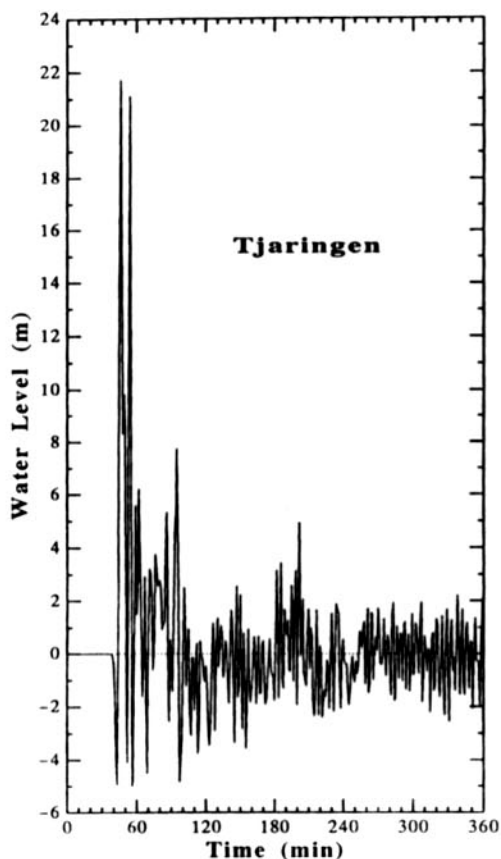


図-8 各地での時間波形計算



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。

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, 464p..
- 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.

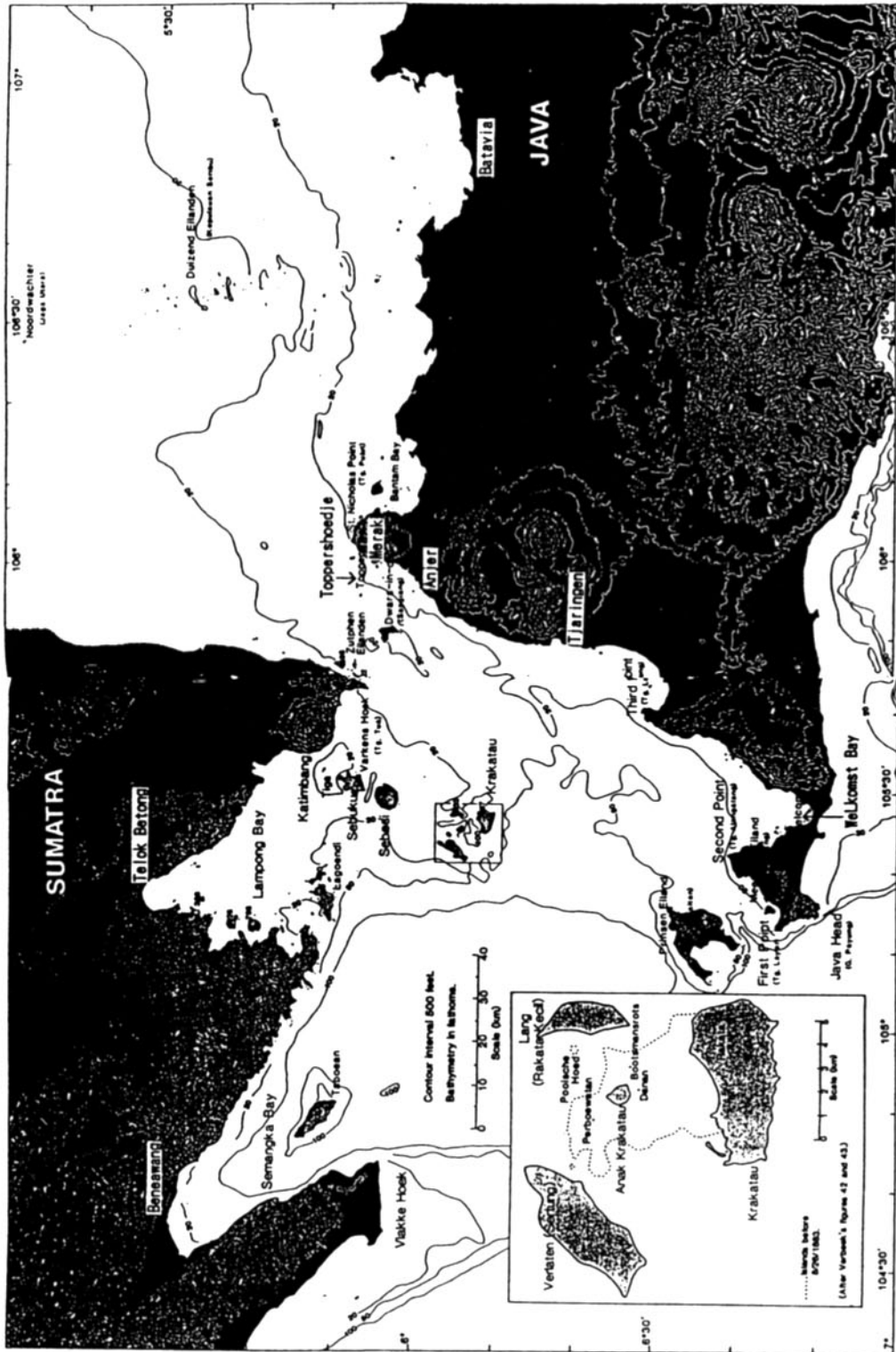


図-9 Sunda海峡内の位置