

紀元前 1400 年サントリーニ島火山性津波の再現計算

青木克彦*・今村文彦**・首藤伸夫***

1. はじめに

人類の歴史を遡ると、社会的理由よりも突発的な自然大異変により文明が滅びた例が多い。ノアの箱舟を代表とする洪水伝説等が言い伝えられていることは、こうした事の代表であると考えられている。

本研究では、紀元前 1400 年のギリシア・エーゲ海・サントリーニ火山(図-1)による津波の再現計算を試みる。この津波は、最古の青銅器文明であるミノア文明の滅亡に影響したと云う説がある。この津波については Carayannis (1988) や Antonopoulos (1992) により調査研究が進められているが、その実態は明らかになっていない。

一方、これと同様な火山性津波に関しては、川俣ら (1993) により、クラカタウ島を対象とした数値モデルが開発され成果が得られている。

そこで、本研究ではこのモデルを基本とし、カルデラ崩壊による流体運動の妥当性をさらに検証した上で、こ

の津波の発生過程および伝播過程を推定する。

2. 火山噴火の時期と対象地形

紀元前 1400 年頃にクレタ島クノッソス宮殿が最終的に放棄されて、ミノア文明が崩壊したと言われる(周藤, 1994)。この時期と噴火時期がほぼ同じであることで、火山・津波による文明崩壊説やアトランティス伝説などが現れては消えている。しかし、最近の研究では、C¹⁴の測定から、火山爆発は紀元前 17 世紀という結果も得られており、年代については今だ多くの議論がある。本研究では、噴火の年代自体は重要でなく、推定される津波規模がクレタ全島に影響するような大規模なものであったのか、または Antonopoulos (1992) が推定しているように、沿岸での主要な港湾都市に打撃を与える程度であったのかを見極めることを目的とする。

さて、津波を再現するには当時の噴火前後の地形データが必要である。これについては、Heiken & McCoy (1984) の結果と現在の地形(図-1)を参考に作成している。図-2 に火山発生前後の推定地形を示しており、発生前にすでに島南部にはカルデラが形成されていた。なお、島の南部にアクロテリ(現在の遺跡)が存在し、クレタ島と並ぶミノア文明の中心地であったようである。発生直後には、図-1 に示すサントリーニ島現地形中心部の大小 2 つの島(カメニ島)は存在していなかった。これらは、過去 2,000 年間の火山活動による結果であり、現在も活動は続いている。

3. カルデラ崩壊と津波発生条件

この火山活動がクラカタウ火山と類似されていることを考慮に入れ、津波の発生機構はカルデラ陥没による水塊突入であると仮定する。クラカタウ型カルデラは、多量の珪長質マグマの急速な排出とひきかえに山体がマグマ溜まりに落ち込むことにより、急激に生ずる大規模な地形変化であると考えられている(例えば横山, 1988)。なお、紀元前 14 世紀のサントリーニ島火山爆発では、Carayannis (1988) が指摘しているように、火山爆発と同時に地震活動があった可能性もあり、これについては 5.3 で検討を行う。

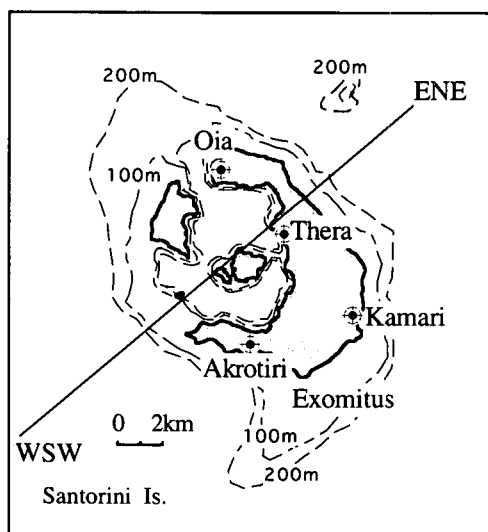


図-1 サントリーニ島地形図

* 学生会員 東北大学大学院工学研究科
 ** 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

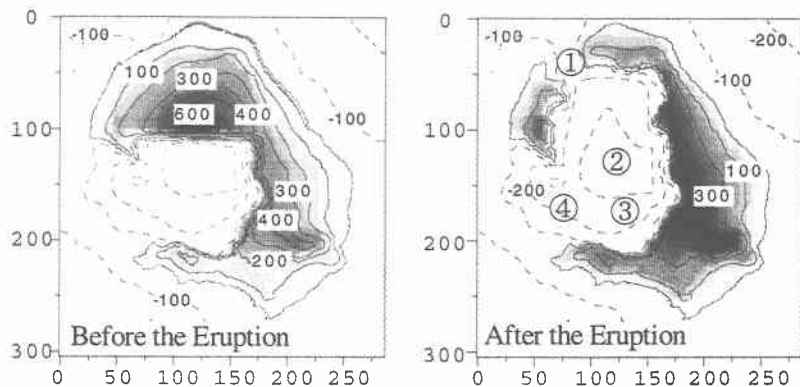


図-2 噴火発生前後の推定地形

カルデラ崩壊による津波の発生は、一般的な断層運動と比較すると、局所的に非常に大きな地形変化が生ずるという特徴を持っている。本ケースは、図-2の両図を比較して分かるように、島の北部領域(約4 km 四方)において、推定高度400 m以上の山体が崩壊し、水深200-300 mの海底となったと推定されている。これは1883年のクラカタウ島火山爆発とほぼ同規模である。このようなカルデラ崩壊による津波発生を数値計算するためには、この発生時の流体運動現象を表現する支配方程式と崩壊速度とが重要であり、これらは津波の発生効率と密接に関連しているが、その詳細は知られていない。

4. 崩壊による津波発生モデルの検討

4.1 支配方程式

海水はカルデラ崩壊により形成された空隙へ突入する。この際に、海水が陥没部の対岸に衝突して反射されたり、あるいは流入した水塊同士が衝突して、鉛直上向き方向に大きな加速度や流速が生じる可能性が十分考えられ、従来の津波数値モデルでは精度の点で問題が生じる。そこで、長波近似を用いない Navier-Stokes 方程式の MAC 法による直接計算(倉吉ら, 1997)と従来の浅水理論による計算を比較し、この鉛直加速度の影響を評価する。なお、浅水理論の計算では、川俣ら(1993)が用いた人工粘性を導入している。

図-3に MAC 法と浅水理論計算との結果の比較を示す。本島中心を通る南北線を選び、そこでの代表地形を参考に、1次元伝播問題として検討する。右端左端とも鉛直壁を置き、完全に反射する条件を設定する。計算領域の左部分7 kmまで置かれた厚さ300 mの海水の右端が瞬時に開放され、水塊が右空間部に流入するという条件を設定した。両計算とも、空間格子間隔は50 mとした。

実線で示された浅水理論の結果は先端部での安定条件

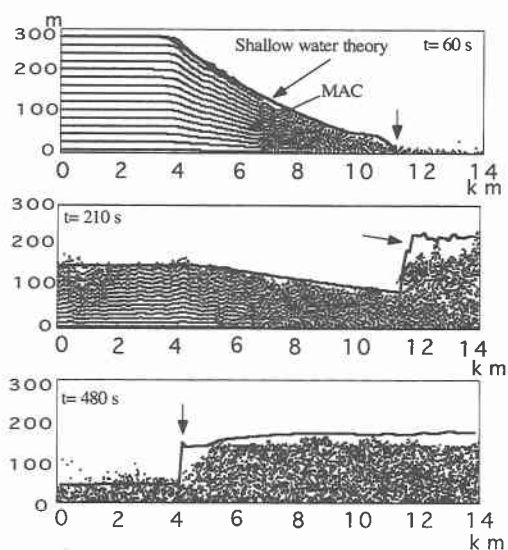


図-3 MAC 法と浅水理論の比較

のために若干丸みを帯びるが、右側壁面に衝突後は先端の勾配が大きいまま伝播している。ここで、人工粘性を外すと、先端部での振動が大きくなり発散に至る。MAC 法の結果と比較すると、水位は若干高い値を示す(図中矢印)が全体的には一致は良好で、浅水理論でもかなり良好に再現できると期待できる。ただし、空間格子間隔の選定が重要であり、粗い格子の際には壁面部において水位の平均化が行われ、水位上昇が過小評価される場合もある。その結果、連続式は満たされても、流速値が小さくなり、波高が低下するので注意が必要である。

4.2 カルデラの崩壊速度

カルデラの崩壊速度は全く知られていないために、ここでは2例(自由落下を仮定した15.5秒と、それよりも長い100秒)の崩壊時間を想定し、津波波形に及ぼす影響

を検討する。カルデラ形成は山体がマグマ溜りに落ち込んで生ずると思われることから、非常に時間の長い場合は考えにくい。サントリーニ島を含む図-2の領域に対し、表-1に示す計算条件で行う。計算は噴火前地形で出発し、崩壊時間経過して噴火後の地形になるよう、その間は線形的に地形を内挿して表現する。この影響は連続式に取り込まれている。

表-1 計算諸条件

支配方程式	非線形長波理論
空間格子間隔	66.0 m
時間格子間隔	0.1 秒
沖側境界条件	自由透過
陸側境界条件	鉛直壁
再現時間	2 時間

図-4には、主な4地点(位置については図-2参照)の時間波形の比較を示す。予想されたように、崩壊時間が短いほど、第一波の引きが大きく、引き続き押し波の波高も増大する。ただし、浅い水深の地点(例えば No.1 地点)では、水位低下で海底が露出した状態になって制限を受け、その後は位相の違いは若干あるが、波高についてはほぼ同じ結果となった。

計算結果の特徴は次の通りである。カルデラ部では、陥没と同時に水位が低下し、そこへ周囲から海水が流入する。島周辺部の水位はこの結果低下する。その後流入海水同士の衝突、あるいはカルデラ側壁への衝突が起こり、水位が急上昇する。その後、6-10分程度の振動となり、水位はこの周期で揺れながら次第に平均的には静水位に回復して行く。6分はカルデラ内での基本振動周期

である。北西部と南西部でカルデラが外海に開放されているため、固有振動はカルデラ内で増幅することなく、静水位へ比較的早く回復したものと考えられる。

5. サントリーニ島周辺への影響

5.1 計算条件

サントリーニ島での津波発生モデルを基に、周辺部への津波の影響を評価する。対象領域は、図-5に示したように北はキラデス諸島の一部と南はクレタ島の一部を含む領域である。計算条件は表-2の通りであり、全域に亘り線形計算とするが、津波発生源においては、前述の非線形計算の中、崩落時間を15.5秒として得られたカルデラ開口部での水位変化を、境界条件として使用している。

この計算対象領域において再現結果を検証する唯一の津波データはMarinos & Melidonis (1959) がアナフィ島において発見した噴火による軽石堆積層であり、標高30-40 mの範囲で見つかっていることである。

5.2 主な結果

図-6には、20分毎の空間水位分布を示す。濃くなるにつれ水位は低下していることを示す。サントリーニ島か

表-2 計算諸条件

支配方程式	線形長波理論
崩落時間	15.5 秒
空間格子間隔	297.0 m
時間格子間隔	0.1 秒
沖側境界条件	自由透過
陸側境界条件	鉛直壁
再現時間	2 時間

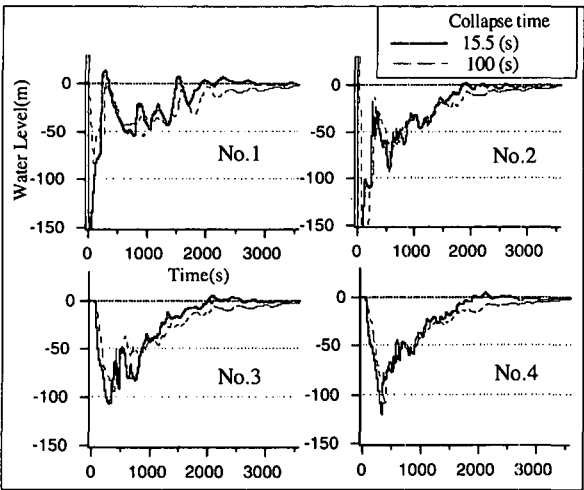


図-4 時間波形の比較

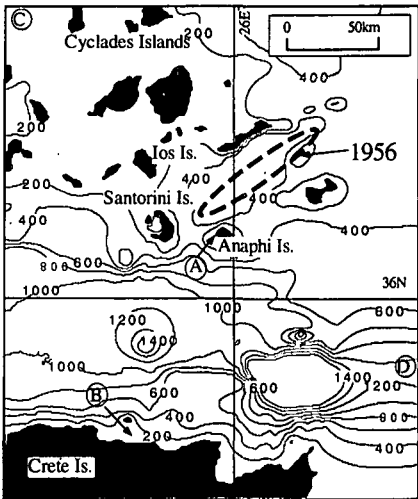


図-5 対象領域

ら放出された津波は、主に北側のイオス島方向へ伝播する。クレタ島方向（南）にも伝播している成分も見られるが、津波は小さいようである。

図-7 は、図-6 中に示す 2 地点での時間波形である。

図-8 に、2 時間の再現計算による最高水位を示す。

いずれも大きな値を示す地域は、サントリーニ、イオス島で挟まれた地域である。ここでは、15 m 以上の最高水位が再現されている。

しかし、アナフィ島においては、最高でも 4.9 m であり、Marinos & Melidonis (1959) の結果と比べ、1 桁小さい値となった。この島の局所的な地形により水位はさらに大きくなる可能性はあるが、30 m に達することは難しい。また、クレタ島でも最高水位計算値は、2 つの湾において 6.1 m、10.0 m であり、サントリーニ周辺部と比べて値が小さく、その出現箇所も限定されている。Antonopoulos (1992) によれば、クレタ島では 3 箇所以上 (Amkissos, Gurnia, Zakros) において、建物の流された後と軽石堆積層が発見されているが、位置や高さなどのデータについて記されていない。そのため、計算で再現された 6-10 m という値が妥当であるかどうかは今の所判断できないが、被害状況から過小評価である可能性は高い。

以上より、火山による津波だけでアナフィ島での記録や、クレタ島で被害を及ぼすような津波規模を再現することは難しいようである。

5.3 新たな波源モデル

Carayannis (1988) は、周辺部の地震活動やサントリーニ島の地形から判断し、地震活動が噴火と同時期に発生した可能性を示唆している。サントリーニ島には、写真-1 にあるような大規模な断層のずれがあり、最近では 1956 年に図-5 に示した震源で津波を伴った地震が発生している (Yalciner ら, 1995)。しかし、紀元前 15 世紀に地震があったのか、また、その規模はどの程度であったかというデータや史料は全くない。ここでは、5.2 での数値計算結果が小さいものに終わったことを踏まえ、カルデラ形成とほぼ同時に地震 (図-1 の直線上) による津波も発生したと想定する。地震規模・メカニズム等は科学的に解析されている 1956 年の地震と同じと仮定し、その断層パラメータを表-3 に示す。結果の一例を図-9 に示すが、全般的に地震による影響は小さく、値は前例とほぼ同じであった。

6. おわりに

本研究における結論を以下に示す。

表-3 使用した断層パラメータ

地震規模	断層寸法	すべり量
M=7.9	8.5×15 km	10 m
すべり方向	傾き	すべり
50 度	N 50 度	90 度

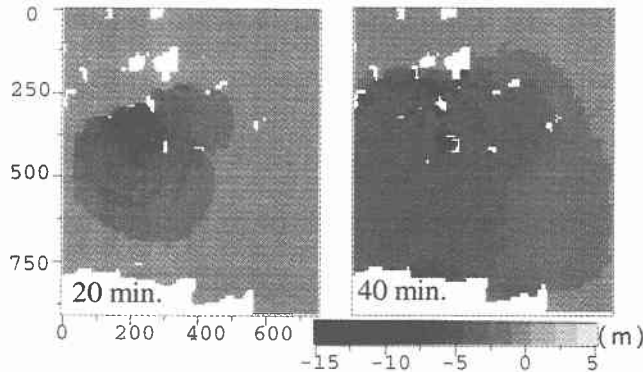


図-6 20 分毎の時間波形

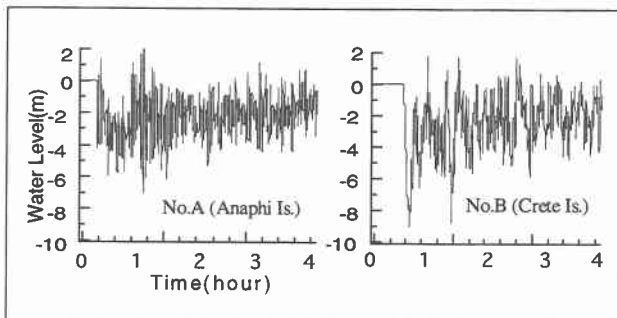


図-7 2 地点での時間波形

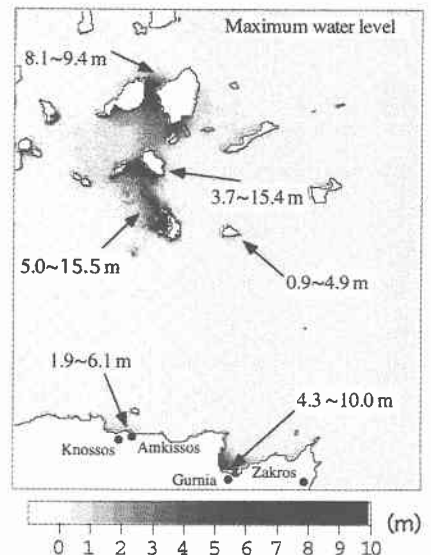


図-8 最高水位分布



写真一1 サントリーニ島に残る断層のずれ

1) 長波近似を用いないMAC法による直接計算と、従来の浅水理論による計算を比較し、この影響度を評価した。本ケースにおいては、空間格子の寸法を50 m位に設定すれば、浅水理論でもかなり良好に再現できる。

2) 崩落速度の違いにより、カルデラに流入する水塊の動きに影響が出るが、水深が浅く、水位低下時に海底が露出するような場所では時間的なズレはあるものの、波高の大きさには大差がない。

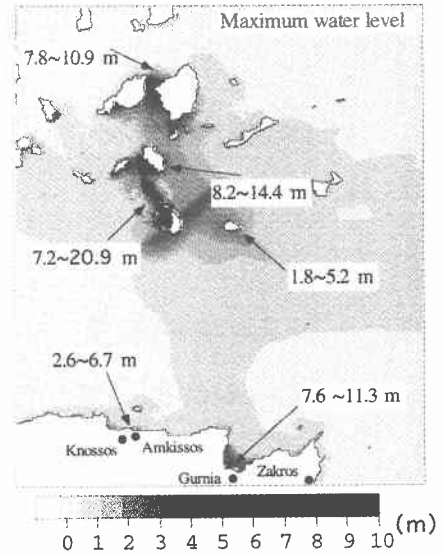
3) サントリーニ島で発生した津波は、主に北側方面に伝播していき、南西側開口部からの伝播は微少である。

4) 火山による津波だけでアナフィ島での記録や、クレタ島で被害を及ぼすような津波規模を再現することは難しい。また、新たに導入した $M=7.8$ 程度の地震では、結果に大きな影響を与えない。

謝辞：本研究の一部は文部省科学研究費国際学術研究(代表：今村文彦(09044126))により行われた。ここに記して謝意を表す。

参 考 文 献

川俣 奨・今村文彦・首藤伸夫 (1993): 1883年 Krakata 島噴火



図一9 断層運動を考慮した最高水位分布

による津波の数値計算, 海岸工学論文集, 第39巻, pp. 226-230.

倉吉一盛・今村文彦・首藤伸夫 (1997): 波状段波先端部でのMAC法による解析, 土木学会東北支部技術発表会, pp. 220-221.

周藤芳幸 (1994): ギリシャ, 最新海外考古学事情, 月刊文化祭発掘出土情報【増刊号】, Vol. 134, pp. 26-32.

横山 泉 (1988): 地震と火山, 新地学教育講座2, 東海大学出版, 166 p.

Antonopoulos, J. (1992): The great Minoan eruption of Thera volcano and the ensuing tsunami in the Greek Archipelago, Natural Hazards, Vol. 5, pp. 153-168.

Carayannis, G. P. (1988): The tsunami generated from the eruption of Santorin in the bronze age, Sci. Tsunami Hazards, Vol. 6, No. 1, pp. 23-30.

Heiken, G. and F. McCoy (1984): Caldera development during the Minoan eruption, Thira, cyclades, Greece, J. Geophys. Res., Vol. 89, No. B10, pp. 8441-8462.

Marinos, G. and N. Melidonis (1959): On the amplitude of the tsunami originating in the prehistoric eruption of Santorin, Greek Geol. Soc., Vol. 4, pp. 210-218.

Yalciner, A. C., U. Kuran, A. Akyarlı and F. Imamura (1995): An investigation of the propagation of tsunamis in the Aegean sea by mathematical modeling, Tsunamis: Progress in prediction, disaster prevention and warning, Kluwer Academic Publishers, pp. 55-84.