

エーゲ海における歴史津波堆積物に関する現地調査

今村文彦¹⁾・箕浦幸治²⁾・高橋智幸¹⁾・首藤伸夫¹⁾

1. はじめに

地質学的手法を用いて、トルコ及びギリシアのエーゲ海沿岸部における津波痕跡の調査を行った。エーゲ海では地震が頻繁に発生しており、それに伴う津波は大きな被害を与えてきている。また現在、図-1に示されるように地震の空白域 (Yalcinerら, 1995) も指

摘されており、津波の危険度は極めて高い。しかしながら、エーゲ海の津波に関しては Kuran & Yalciner (1995) や Papadopoulos & Chalkis (1984) による報告はあるものの、過去の津波に関する資料は乏しく、今後の津波防災を考える上で、歴史津波の発生頻度・その規模を推定することは大変重要となっている。エーゲ海では火山噴火による津波によ

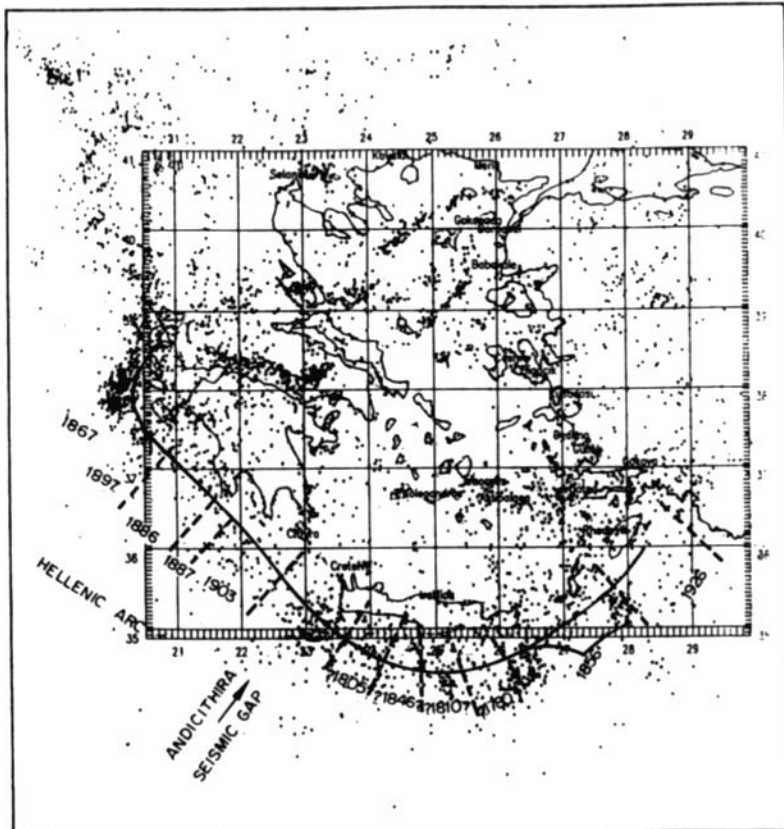


図-1 エーゲ海における地震発生分布 (M. 4, 1900-1987), Yalcinerら (1995) による。クレタ島西部に地震空白域が見られる。

¹⁾ 東北大学工学部災害制御研究センター

²⁾ 東北大学大学院理学研究科地学専攻

リクレタ島のミノア文明が減んだ可能性が高く、文明の滅亡にも影響した破滅的なイベントが存在していると言われている。

そこで、著者らは地質学、特に堆積学的手法を用いて、エーゲ海沿岸部における地震・火山噴火・地滑りによる津波の痕跡の調査を行った。本文は、1996年6月に行われた調査方法を報告すると共に、多くの資料分析はまだ途中であるが、現地で得られたデータを下に得られた結果を紹介するものである。

2. 堆積学的アプローチ

従来より津波災害のアセスメントを行うとき、その発生頻度を推定することはきわめて重要であるが、既存の歴史資料はその年代の限界と確実性において問題が残される。また、ほとんどの場合に、来襲中の挙動や形態などの詳細な情報はない。その中、箕浦・中谷(1990)により、津軽十三湖における歴史津波の発生頻度が津波堆積物に着目して推定されて以来、海水流入による急変部を持つ堆積層の研究が注目されている。津波堆積層は陸上に残された津波石と共に、文献には残されていない歴史津波をも推定できる可能性を示しており、地学的アプローチからの歴史津波の検証成果が期待される。一方、Dawsonら(1991)により、津波による物質の運搬・堆積作用は、流体運動エネルギーの減衰に伴い、陸側に急速に薄化する楔形の実成堆積物により成る集積体を形成するとし、層位学的観察により研究が進められている。しかし実際には、エネルギーの集中・分散や波向きやエネルギーの異なる津波の複数の来襲により、同じ層内でも複雑かつ多様であることが容易に予想できる。

このような中で、Minoura & Nakaya(1995)や今村ら(1996)は過去の津波を対象に現地調査を実施し、津波による堆積作用の過程を詳細に検討し、地学的アプローチの有効性を示した。特に、今村ら(1996)は、1992年インドネシア・フローレス東地震津波の際に、来襲方向および運動エネルギーの異なる二波

がBabi島南西部沿岸を襲ったことを堆積相および粒子径組成の解析結果から判別している。また、沿岸から230m付近までは軟体動物殻分布を含む石灰砂の急激な堆積が見られ、特に南西方向からの進入した第2波が大きいことが予想される。これらは、数値計算により再現されており、調査結果の有効性を示している。

3. トルコ及びギリシャでの歴史津波

3.1 トルコでの歴史津波

トルコには、東西に長さ800kmに及ぶ右ずれの北Anatolia断層が存在し、過去において3万人以上の犠牲者を出したエルジンジャン地震(1939, Ms7.8)などの内陸地震が発生している。また一方、トルコの西部はエーゲ海に面しており、過去に津波が発生し、被害(図-2参照)があったことが報告されている(Yalcinerら, 1995)。さらに、マルマラ海を經由して黒海に至る地域でも、いくつかの津波の発生したことが記録されている。Kuran & Yalciner(1993)によれば、1912年(M=7.9-8.3, 断層長さL=370km)がマルマラ海で、1894年(M=7.6, L=225km)には、イスタンブール周辺で、津波を伴った地震が発生している。また、キプロス島からイスケンデル湾を經由してカフラマンマラシュに至る場所(アンタリア)には、活発な断層があると指摘されており、津波を発生する可能性のあることが指摘されている。なお、この延長線上にエルジンジャンが位置する。Kuran & Yalciner(1995)がまとめたトルコでの津波を表-1に示す。ここでは、海域(黒海を含むエーゲ海)と陸域(湖など)の2つに分類されている。

3.2 ギリシャでの歴史津波

ギリシアでの地震活動は活発で、本島ではやや深海地震が多く、時にM=8に近いものも起こる。エーゲ海やイオニア海では、津波の記録も多く存在している。中小の被害地震は多いが、死者が1千人を超えるような大震

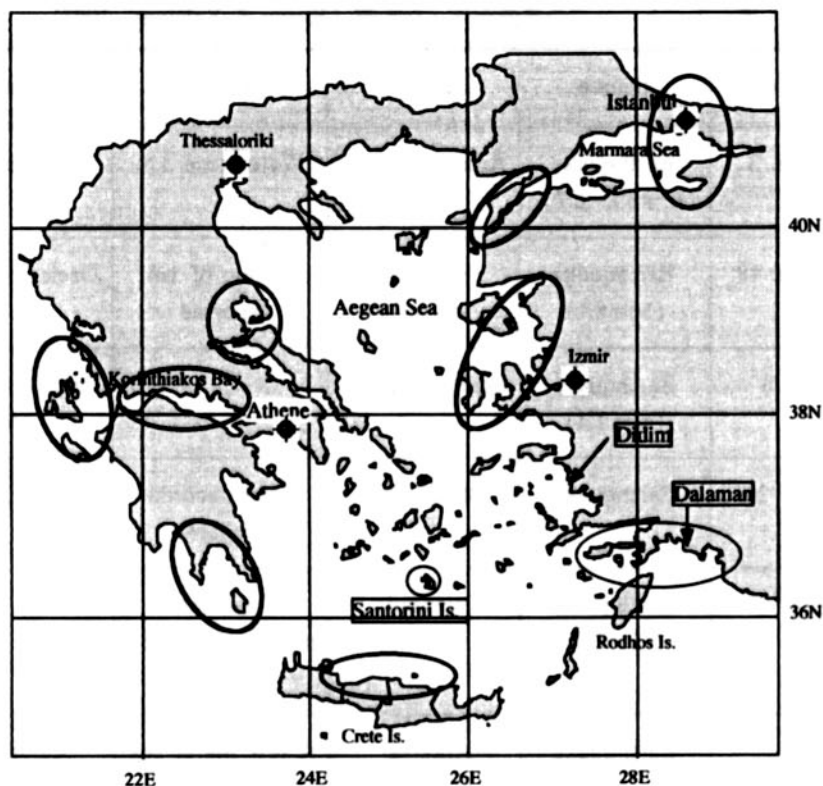


図-2 エーゲ海における主な津波発生域 (Papadopoulos & Chalkis (1984) を参照) 四角で囲まれた地名は、今回の調査地点。

災は少ない。

しかし、その中でも、紀元前約1,500年サントリーニ島の大噴火で生じた津波は特筆に値する。当時、大規模な火山爆発が起きており、大噴火に先立ち地震も数多く発生したと推定されている。続く、大噴火により発生した軽石や火山灰は、エーゲ海周辺やクレタ島へ到達している (Watkinsら, 1987)。この噴出により生じた地下の空洞 (マグマだまり) を埋めるため、やがて地表が沈下し、いわゆるカルデラ陥没が生じたと推定されている。この陥没に伴って大津波が発生し、クレタ島を含む周辺部 (特に、有名なのがクノッス宮殿) へ到達し、被害を与えた可能性が高い。クレタ文明の突然の崩壊理由の1つとして、この津波の来襲が考えられている (金子, 1973)。なお、巨大津波の発生に関しては、カ

ルデラ陥没の他に島中央部での地震がほぼ同時に発生し、規模拡大に関与した可能性のあることが Pararas-Carayannis (1988) により、推定されている。

この他、1650年には、サントリーニ島北東部沖での噴火による津波の発生したことが報告されている。また、1956年南エーゲ海地震 (Yalcinerら, 1995) により津波が発生しており、周辺諸島に影響を与えている。一方、ペロポネソス半島北部とギリシア本土に挟まれたイオニア海は閉鎖的な湾 (Korinthislos 湾) であり (古代ミケーネ文明の発祥の地)、この周辺で生じた地震による地滑りや地盤沈下により、局所的な津波が発生していると言われている (Papadopoulos & Chalkis, 1984)。以上をまとめて、エーゲ海周辺での津波の発生地域を図-2中の楕円で示す。

表-1 トルコでの津波を伴った地震 (Kuran & Yalciner, 1993)

Year and date	Source	Location	Remarks	Refereces
1968, Sept. 3	Earthquake (M=5.7-6.7)	Amasra, Black sea	Water rose 3 m	Lander, 1969
1963, Sept. 18	Earthquake (M=6.1)	Eastern Marmara	Runup of 1m reported	Ozcice 1966/67
1956, July 9	Earthquake (M=7.4)	South Aegean		Papazachos, et al, 1985
1939, Dec. 26	Earthquake	Black sea	Tidal records available	Rihter, 1958
1894, July 10	Earthquake (M=7.6)	Istanbul	Tsunami magnitude of III- IV	
1855, Feb	Earthquake	Antalya	A few meter sea level arise	Calvi, 1941
1509, Sept.14	Earthquake (M=7.6-8.0)	Istanbul	Waves of about 6.0 m	Oztin & Bayulke, 1990
1202, May 20	Submarine slump by the earthquake	Eastern Mediterranean		Ambraseys & Melville, 1988
1114, Aug. 14		Eastern Mediterranean		
1967, July 22	Earthquake (M=7.1)	Lake Sapanca		Ambraseya & Zatopek, 1969
1964, Sept. 6	Earthquake (M=6.6)	Lake Manyas		Barut, 1964
1914, Oct. 4	Earthquake	Lake Burdur		Kuran, 1982

4. 調査日程及び方法

4.1 日程の概略

調査期間は平成8年6月4日～20日である。この季節は、気候が温暖で雨が少なく、しかも夏休み前の閑散期である。最も条件のよい時期であったと考える。トルコやギリシャには、夏休み時期になるとヨーロッパからの避暑客がどっと訪れ、宿の確保はもとより飛行機・レンタカーの予約も難しい。

以下が主な日程である。トルコには、6月4日～10日、ギリシアでは6月11日～19日の期間に滞在し、調査を行った。調査箇所は図-2を参照されたい。

4.2 日程の詳細

・6月4日：東京よりイスタンブール経由（TK593）でDalaman着（TK218）Dalaman空港は、夏期のみ国際空港となる。これは、特にドイツからの観光客が多いためであるらしい。空港で、トルコでの協力研究者である

Dr. Ahemt Yalciner氏（中東工科大学）とDr. Ugur Kuran（建設省防災対策課地震調査部門）と合流し、調査全体の打ち合わせを行った。この時から、移動は手配したレンタカーで行った。

・6月5, 6日 Dalaman調査：まず、Dalaman市役所に行き、調査の許可と協力を依頼した。特に、現場でのトレンチを掘るためのパワーショベルの手配をお願いした。Dalaman沖からRhodes島にかけての地域は、ヘレナ（Hellene）地震帯の東部に当たり、過去多くの地震が発生している。そのため、役所や住民の地震への関心は高い。しかしながら、津波による被害は住民の記憶にはないようである。建設課の担当官より、いくつかの調査ポイントの概要および地形などの情報を提供いただいた。

市役所の訪問の後に、始めの調査箇所として、写真-1に示す河川の東部に当たる湿地帯を調査地点（Site-A）として選び、人力でいくつかのトレンチを掘り、津波堆積物の有

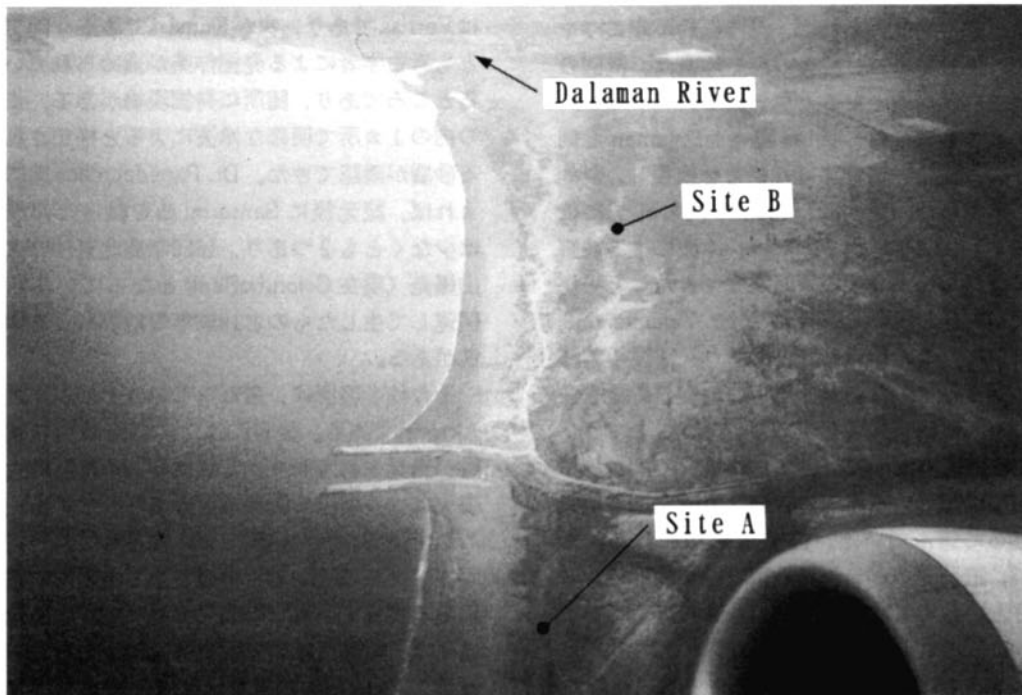


写真-1 Dalamanでの航空写真。Site Aでは堆積層が見つからなかったが、Site Bでは、砂層液状化後を発見できた。

無を調べた。この時点で、ギリシャからの協力研究者であるDr. Gerassimos A. Papadopoulos (ギリシャ天文・気象台地球物理課) が合流した。その後、河川の反対側に移動したが、双方とも河川からの氾濫の影響が大きく、いくつかの砂層や泥層は見られたが、層厚さは一様でなくしかも攪乱されていた。従って、この河川と西部に位置するDalaman川の中央部付近であり、双方の河川の影響を受けていないと思われる箇所を次の調査ポイントとして選んだ(写真-1中のSite-B, 図-3を参照)。海岸線から位置は200-300mほど陸側であり海浜を横切り、砂丘の切れ間の低地である。ここでは、2地点で比較的奥行き・深さとも長いトレンチを掘り、明確な砂層を発見した。調査方法及び結果の詳細は、5.で述べる。

・6月7日 DalamanからDidimへ: Dalamanでの調査終了後に、Mugla, Milasを経由して、次の調査地点であるDidimへ移動した。途中、奥行き長い湾(約50km)であるGokova湾(またはKerme湾)を通過した。長周期の津波であれば、湾内振動が起こりやすい場所であり、湾奥の海岸地帯は、次回の調査の候補地となると思われる。

・6月8, 9日 Didim調査: Dalamanと同様に、役所で調査許可と協力を依頼し、現地へ移動した。現地はMandalya湾の北部に位置し、1956年地震の際には、津波による被害はなかったが津波の押し寄せてきたことを住民が証言している。今村とDr. Yalcinerは3年前に、この地点を訪れてあり、津波の痕跡は残されていないが、周辺の地形の特徴や住民からの津波証言を集めている。ここでは、小さな入り江の奥、岬の付け根、直接エーゲ海に面している西部の合計3カ所を調査地点として選んでいる。調査は順調に行われたが、宿泊先のホテルの冷房施設が故障で、6月といってもすでに夜間でも暑く、睡眠を十分に取ることが出来なかった。

・6月10日 DidimからIzmirへ: Izmirでは、Prof. A. Akyarli (Dokuz Eylul Univ.) と会い、調査の途中報告を行って今後の協力

をお願いした。彼は、海洋海岸工学が専門でトルコ側のエーゲ海域の状況に詳しい。

・6月11日 Izmirからアテネ経由で(TK 853), Santorini島へ(OA558): 空路によりIzmirからSantorini島へ移動した(写真-2を参照)。気候が穏やかであり、移動には全く問題がなかった。ギリシャでは低気圧の接近のためか、幾分風が強く、気温が低かった。島内での移動もレンタカーを利用することとした。

・6月12-16日 Santorini島調査: 調査ポイントへの移動に先立ち、地図や資料収集を行った。特に、BC1400年のSantorini島火山に関する資料として、Thera財団が主催した国際会議の論文集(1978年と1989年)を財団より直接入手できた。この中には、青銅器時代の火山爆発に関する地質学、地震学、火山学、考古学、民族学などの学術研究成果が納められている。その他、考古学博物館では1956年地震資料(特に写真や被害報告)を見ることが出来た。

その後、調査ポイントへ移動。始めの場所はPerrisaであり、次がKamariである。両方とも考古学者による発掘作業が進められているところであり、随所に発掘現場がある。この内の1カ所で明確な津波によると推定される砂層が確認できた。Dr. Papadopoulos氏によれば、紀元後にSantorini島を襲った津波は少なくとも2つあり、1650年島北東沖の火山爆発(現在ColomboBankとなっている)関連して生じたものと1956年の地震による津波がある。

その他の箇所は、南部のExomitusおよびAkrotiriである。後者には、この島最大の遺跡が発見されており、これはBC1400年の大噴火により埋没した都市と考えられている。ここで発掘された壁画はよく知られており、現在アテネの国立考古学博物館の特別常設室に展示されている(写真-3)。これらの地域では、明確な津波堆積層は見つからなかったが、Akrotiriの西部で大地滑りがあり(写真-4)、その西部に海岸にあったと推定される石が打ち上げられていた。その一部に



写真-2 Santorini島を写した航空写真。画面下の集落は、中心地であるTheraの街である。中央部は現在も火山活動が続いているNea Kameni島である。



写真-3 Akrotiriの遺跡で発見された壁画の一部。百合の絵柄であるが、火山活動を想像させる構図である。



写真-4 Akrotiri西部の地滑り。滑り表面には植生がなく、最近に地滑りが起こったものと想像される。

は、付着物があり、採取して現在分析中である。

・6月17日 アテネで打ち合わせ：国立天文台に併設された地球物理研究所でDr. Papadopoulos氏と共に、今回の調査のまとめと今後の共同研究の展望を話し合った。その際に、ギリシャでのテクトニクス、地震分布、火山分布のマップを入手した。

・6月18日：アテネからイスタンブール経由（TK848）、東京着（TK592）

4.3 調査方法

測定方法として、現場でトレンチを掘り、堆積層厚、堆積層のレベル、層の変化、液状化現象などの有無、砂以外の堆積物の有無の確認を行った。海岸線に直な方向へ1つの直線測線部を設けパワーシャベルにより掘削をし、そのあと人力で表面の整形を行った後、測定を行っている（写真-5を参照）。室内



写真-5 Dalamanaでのトレンチと作業風景。

では、持ち帰ったサンプルに対し粒度分布、年代測定を行う。なお、津波の流体運動性を粒度径組成に見られる微細な変化により調べるためには、非常に詳細な分析が必要であり、ここでは、新たに開発されたストークス法則を応用した沈降管式粒度分析方法により行なわれる〔箕浦ら、1989〕。室内での測定は現在進行中であり、結果はまだ出ていない。その他、周辺での地形測定として、トレンチ位置、堆積層の位置、標高、傾斜、地形的特徴などを調べている。現場での作業時間の限界から、この地形測定項目は限られた。

5. 調査結果

粒径分布や年代測定に関しては、現在も解析最中であり、すべての結果をここに示すことは出来ないが、一部の結果を以下にまとめる。

5.1 Dalamana海岸での調査結果

飛行機からの調査サイトを映したものを写真-1に示している。

4.2で説明したように、サイト(Site-B)は2つの河口から等距離離れた地点であり、河川からの堆積物に影響の少ない場所である。写真の左の方(南西側)には、ギリシア領ロドス島がある。一般的に、トルコは雨量の少ない国であり、河口の周辺とはいえ土砂の移

動および堆積が小さい。図-3には、トレンチの位置と周辺の地形を示す。現在の海岸線からは約250m程離れており、砂丘の途切れた場所にある。砂丘の手前には、昨年の高潮・高波による漂流物と思われる貝破片が多く見つかっているが、トレンチの場所までは到達していない。

図-4、5、6には、海岸から内陸方向

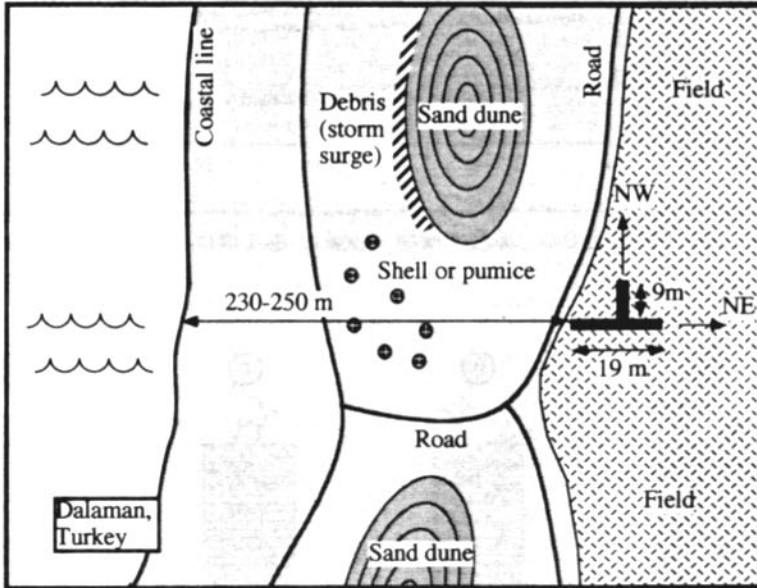


図-3 Dalamanでの調査地点及びその周辺地形。1995年冬に高潮が来襲し、沿岸にはその痕跡が見られた。しかし、これらは調査地点までには至っていない。

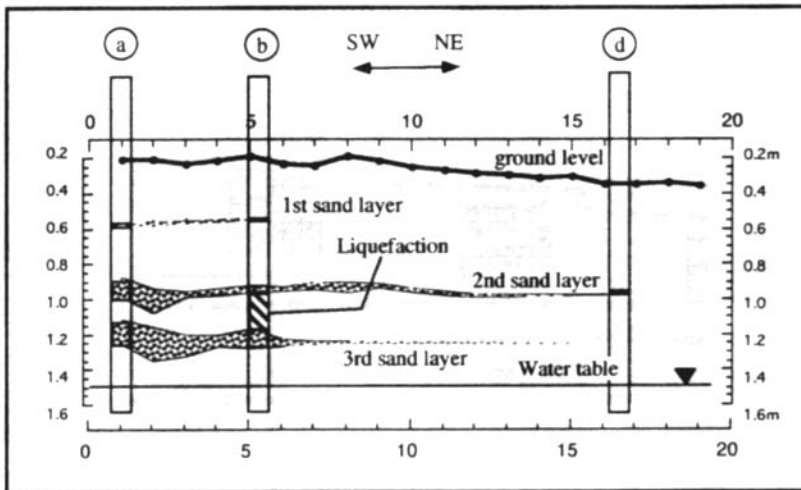


図-4 SW-NE断面での、津波堆積物(砂層)。第2層と3層の間に明瞭な液状化後が見られた。

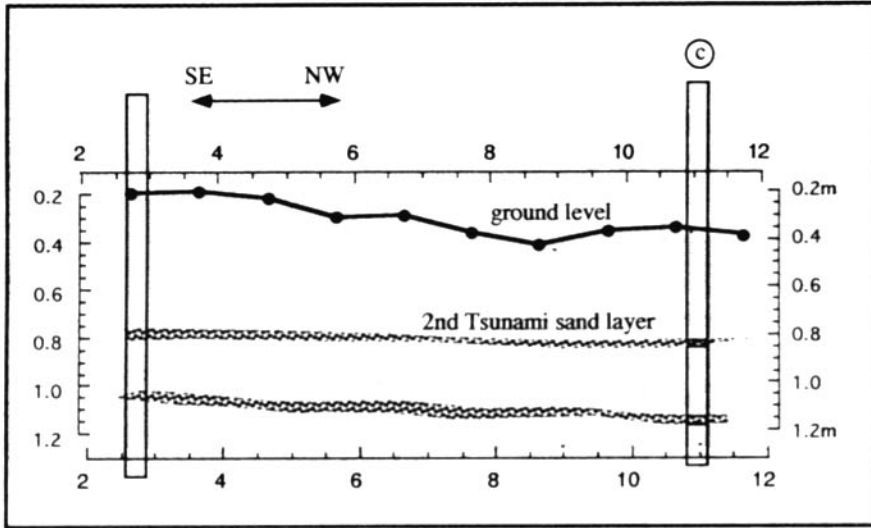


図-5 SE-NW断面での、津波堆積物(砂層)。第1層はほとんど見られない。

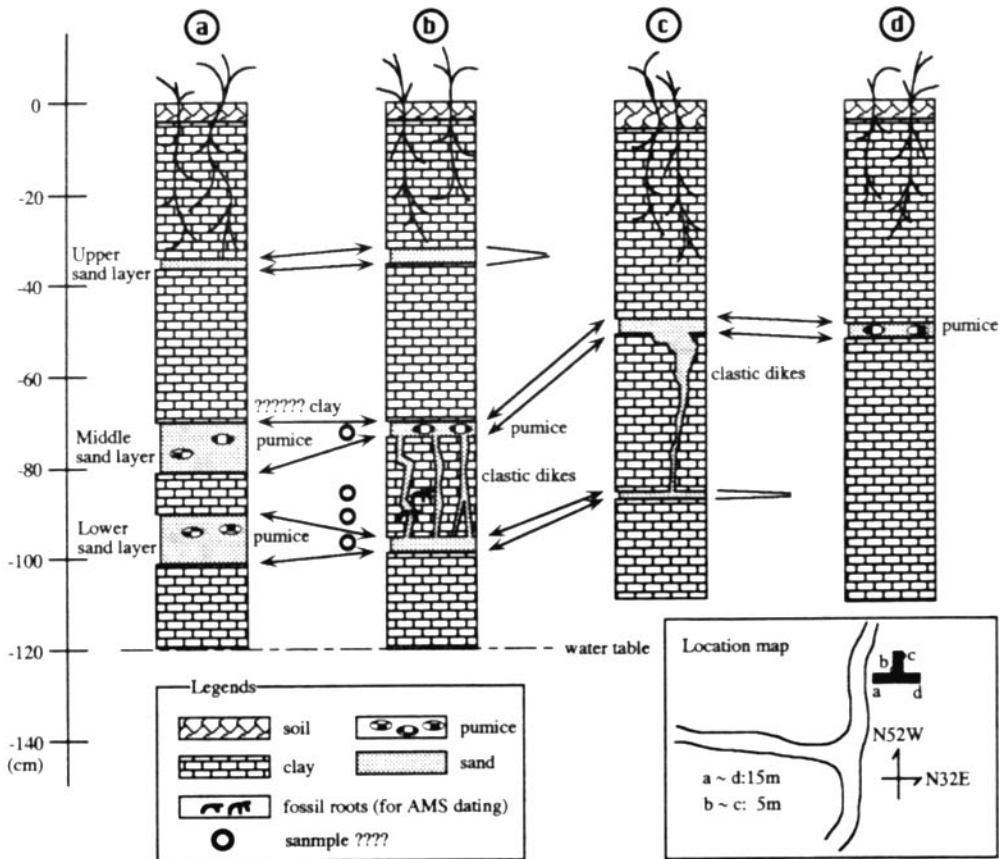


図-6 4地点での詳細地層分布(場所は図-4, 5を参照)

(SW-NE)とそれに直な方向(SE-NW)に取ったトレンチの断面図を示す。このトレンチは、機械(パワーシャベル)により掘られ、深さが1.4-1.6m、長さが20m及び15m、幅1m程のサイズである。ここでは、明確に三層の砂層が発見された。その中の1つ(最上層)は4m程で途切れていたが、その他の2つは15m以上の長さで連続的にかつ、層厚を徐々に狭めて存在していることが分かる。SW-NE断面での砂層はほぼ水平に、SE-NW断面のものは緩い傾斜を持っている。一般には、砂層が広範囲でかつ一様に分布している状態は、高波原因の砂移動と異なり、長周期の津波によるものと推定される。しかも今回は、第2層と第3層の間に明確な液状化の後がいくつか発見されており(写真-6を参考)、第2層は、強い地震動が起こった後に、砂の移動が生じ、ここに堆積されたことが推定できる。

この周辺の過去の地震を見ると、1874年あるいは1874年の地震及び1957年に地震がある。



写真-6 Dalamanで発見された砂層と液状化後

双方ともマグニチュードは分からないが、1957年地震は浅くDalamanに近い場所で発生しており、より大きな津波が遇上した可能性が高い。いずれにしろ、年代測定を待って改めて議論を行う。

5.2 Didimでの堆積物

ここでは、入り江の奥、岬の付け根、直接エーゲ海に面している西部の3カ所で調査を行った。

まず、入り江の奥でDalamanと同様なトレンチを掘り、堆積層の有無を調べた。その結果を図-7に示す。ここでは、湾奥の海岸からトレンチを掘り、道路を挟んで、麦畑までを調査した。2m近い深さをトレンチを掘り、現在の地表面下10-20cmの場所に5-8cm程度の明確な砂層を発見した(写真-7)。残念ながら、土地の制約から調査範囲を広げることが出来ず、この砂層を津波に原因したものとは断定出来ない。この周辺は遠浅であるが、サイトの地盤高さは低く、通常の高潮でも容易に浸入出来る可能性があるからである。ただし、4.2で述べたが、この周辺には1956年の地震津波は小さい規模であるが浸入した証言が得られているので、この津波との対応を考えて解析を進める予定である。

次に、岬の付け根の場所における調査結果を述べる。ここでは、津波堆積物を発見することは出来なかったが、火山灰を見つけることが出来た。紀元前1400年のサントリーニ島火山爆発以降、エーゲ海での大規模な火山活動はない。この噴火による火山灰の分布は、Watlins (1978)らにより海底において精力的に調べられており(図-8参照)、島から南東方向へ(ロドス島へ)広がる分布が示されている。今回のサイトはトルコ側の地上におけるデータとなり、彼らの結果を補完する意味を持つものと期待できる。ただし、火山灰の厚さは、10-70cmまで大きく火山灰の層が変化していた。これは、緩やかな丘陵地形により、徐々に高いところから低い方へ移動した結果と思われる。実際、最も厚い層が、丘陵に挟まれた低地の中央部分に位置してい

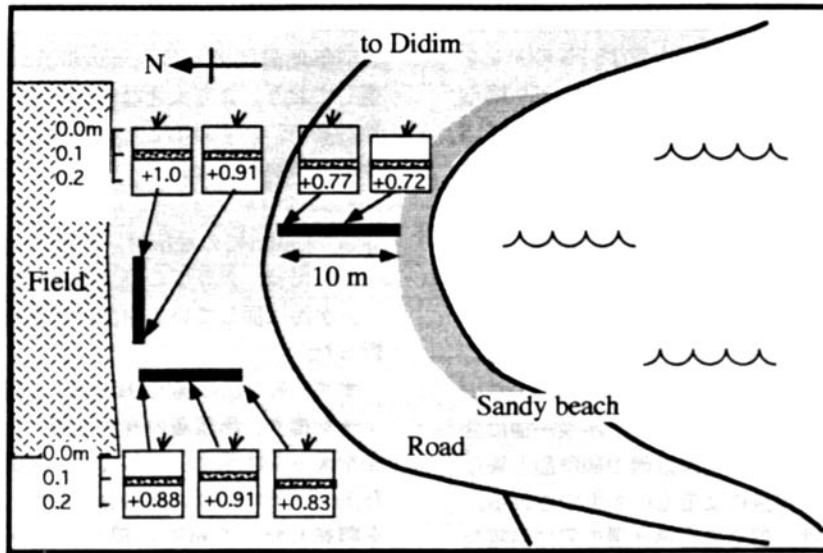


図-7 Didimでの津波調査箇所と表層での砂層の位置。砂層は明瞭であるが、津波により運ばれたという証拠は不十分である。



写真-7 Didimでの表面付近の砂層

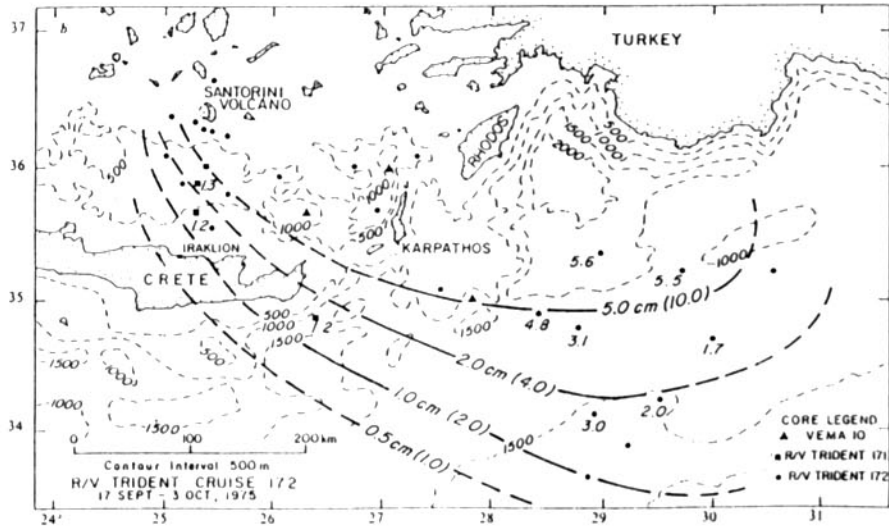


図-8 測定された火山灰の分布 (Watkinsら, 1978)。これには、トルコ側のデータがほとんどない。

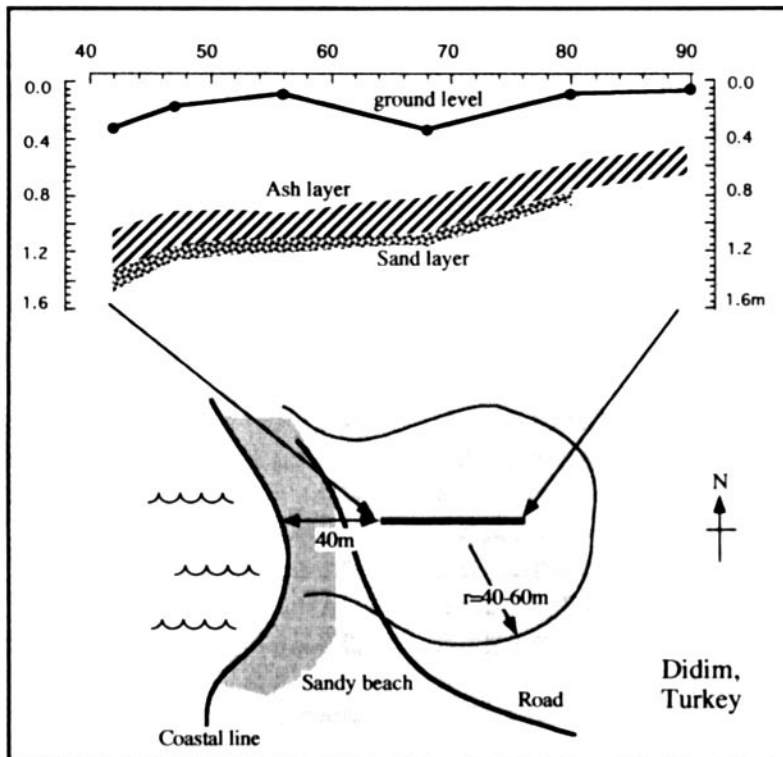


図-9 Didimでの堆積層の分布。火山灰層の下に砂層が見られた。



写真-8 Didimで発見された火山灰の層
(灰色)

た。

最後に、直接エーゲ海に面している西部海岸での結果を図-9に示す。ここは、砂浜の海岸から50mほど離れた位置にある。周辺の海岸には海砂が少なく、この地点が比較的波エネルギーの集まりやすい場所にあることを示唆している。50mの区間で6カ所にホールを掘り堆積層の分布を調べた。ここでも、全地点で火山灰の層が発見され(写真-8)、しかもその層の下には砂層が存在していた。この解析も慎重に行わなければならないが、1つの解釈として、火山起源の津波が発生し土砂をこの沿岸に運び、その後火山灰が徐々に堆積したものと考えられる。仮に、この津波が青銅器時代のサントリーニ火山に関連したとすると、津波第一波の到達時間は1時間ほどである。一方、膨大な火山灰が堆積するには、数日から数週間はかかるものと思われる。

5.3 サントリーニ島の調査結果

ここでは、KamariとAkrotiriの調査結果

を示す。

Kamariはサントリーニ島南東部の村であり(図-10を参照)、周辺には多くの遺跡址が見られる。現在の海水浴場に近い場所に教会(直線で距離で約90m)があり、その裏にも遺跡がある(図-11, 写真-9)。その遺跡の地層に砂層が見られた。この付近には1650年9月29日の火山噴火(Colombo)に伴う津波が来襲している。Papadopoulos & Chalkis (1984)によれば、津波の模が6階級中の6であり、かなりの被害を伴ったイベントであったと思われる。周辺島々であるPatmos, Ios, Sikinos, Crete島などへも津波が影響したと言われている。現在でも、当時の噴火の後には、円錐形の海底地形として残されている。ただし、半径が1kmも満たないものであり、これが規模の大きい津波を発生したことは考え難い。一方、1956年の地震の際にSantorini島では、地震動による被害はあったが、津波による被害は報告されていない。

さて、この地点で発見された津波による堆積層を図-11に示す。ここには、明確な2つの砂層が見られた。周りの層と比べて、粒径が大きくかつ色が黒い。恐らく鉄分が多く含まれていると思われ、この周辺の海岸での砂に共通している。最近の発掘により、側壁が乾燥し、より粒径の大きいこの2つの砂層表面は容易に崩れ、一目で他の層と区別できる。これらの層は、20cmの間隔でほぼ水平に分布していた。ただし、下の堆積層は遺跡全体にはなく、この周辺のみ(教会に近い側壁のみ)であった。これらは発見された遺跡の基礎より高い位置にあり、遺跡の年代より新しい時代に堆積したものと考えられる。我々が採取したサンプルにより推定される年代とこの遺跡の年代を対比させながら、年代を推定する予定である。

Akrotiriの有名な遺跡に西部に大地滑りの跡が見られる(写真-4)。ここは、リゾートビーチであり、地滑り後も多くの海水浴客が訪れている。目測であるが、高さ40m幅50mの範囲で滑っており、この表面を見るとまだ植物が見られないことから、数年以内の出来

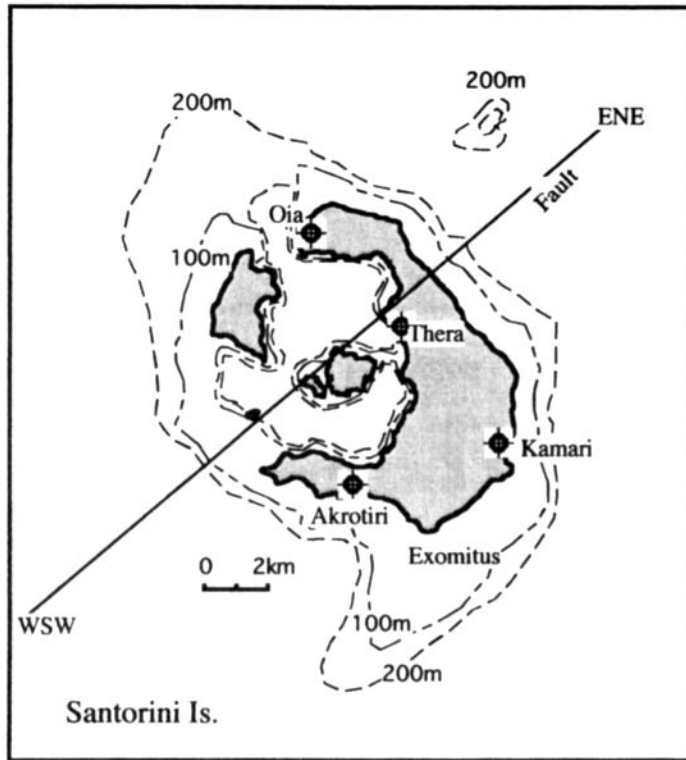


図-10 Santorini島の地形図。主な調査箇所はKamariとAkrotiri。



写真-9 Kamariでの教会と発掘現場

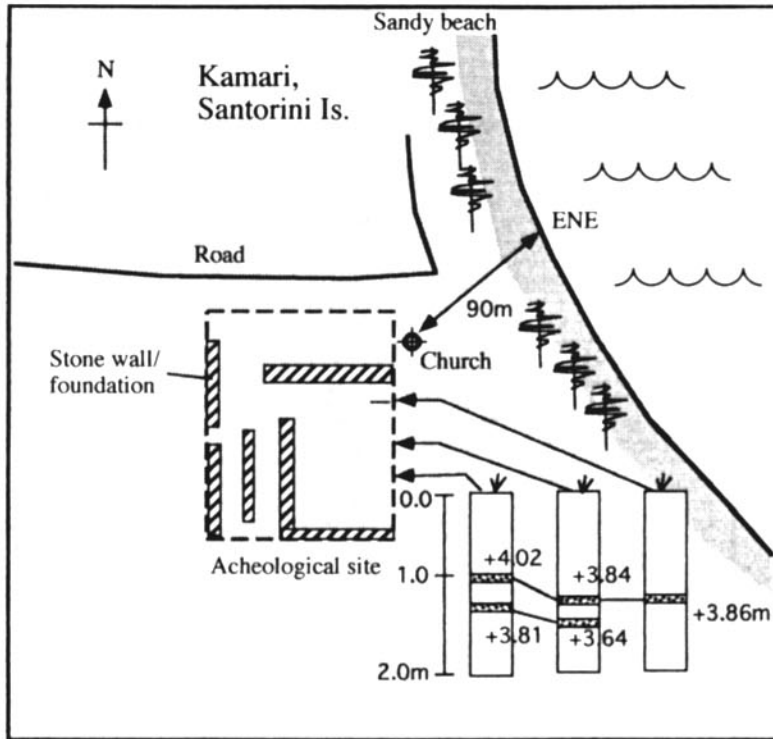


図-11 Kamariでの考古学発掘現場での砂層。

事であったと推測される。この西部の海岸の斜面には、いくつかの石が点在していた。これも測定はしていないが、目測で最高30m程の高さにある。これら石の一部には、海藻の一種であると思われる付着物があり、採取して現在分析中である。地滑り面の位置を見ると、確実に地滑りによる土砂は海域に達しており、海面をたたいて局所的な津波を発生させた可能性は非常に高い。斜面に点在する石がその時に打ち上げられたとすれば、津波規模を推定する有益なデータとなるであろう。

6. 終わりに

トルコおよびサントリーニ島において、堆積調査を行い、津波により運ばれたと思われる砂層と青銅器時代の火山層と思われる層を発見した。年代はまだ推定できないが、本手法により過去の歴史津波およびそれに関連した現象を見つげだすことが可能である。今

後、粒度分布や年代および関連文献などが判明すれば、さらに詳細な説明が出来ると思われる。

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：首藤伸夫，課題番号06044015）により行われた。

参 考 文 献

- 今村文彦・箕浦幸治・高橋智幸・首藤伸夫 (1996), 1992年フローレス島地震津波による堆積作用に関する現地調査, 海岸工学論文集, 第43巻, pp.686-690.
- 金子史朗 (1973), アトランティス大陸の謎, 講談社現代新書, 202p.
- 箕浦幸治・中谷 周 (1990), 津軽十三湖及び周辺湖沼の成り立ち, 地質学論集, 第36号, pp.71-87.
- 箕浦幸治・山内 仁・藤岡一峻・柴 正敏

- (1989), 新しく考案した沈降管式粒度分析装置とその陸奥湾低質堆積物への応用, 弘前大学理科報告, Vol.35, pp.50-63.
- Dawson, A. G., D. Long, and D. E. Smith (1988), The stregga skide : evidence from eastern scotland for a possible tsunami, *Marine Geology*, Vol. 82, pp. 271-276.
- Imamura, F., E. Gica, To. Takahashi and N. Shuto (1995), Numerical simulation of the 1992 Flores tsunami : interpretation of tsunami phenomena in northeastern Flores Island and damage at Babi Island, *Topical issue of Tsunami 1992-94, Pure and Applied Geophysics*, Vol. 144, No. 3/4, pp. 555-568.
- Kuran, U. and A. C. Yalciner (1993), Crack propogations, earthquakes and tsunamis in the vicinity of Anatolia, *Tsunamis in the world*, Kluwer Academic Publishers, pp. 159-175.
- Minoura, K. and T. Nakata (1994), Discovery of an ancient tsunami depo sit in coastal sequences of southwest Japan : Verification of a large historic tsunami, *The Island Arc*, Vol. 3, pp. 66-72.
- Papadopoulos, G. A. and B. J. Chalkis (1984), Tsunamis observed in Greece and the surrounding area from antiquity to the present times, *Marine Geology*, Vol. 56, pp. 309-317.
- Pararas-Carayannis, G. (1988), The tsunami generated from the eruption of the volcano of Santorin in the bronze age, *Sci. Tsunami Hazards*, Vol. 6, No. 1, pp. 23-30.
- Yalciner, A. C., U. Kuran, A. Akyarli 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.
- Watkins, N. D., R. S. J. Sparks, H. Sigurdson, T. C. Huang, A. Federman, S. Carey, and D. Ninkovich (1978), Volume and extent of the Minoan tephra from Santorini Volcano : new evidence from deep-sea sediment cores, *Nature*, Vol. 271, No. 12, pp. 122-126.