

Marmara 海における走向移動断層運動と海底地滑り：海岸後退の 1 要因

菅原 大助*・箕浦 幸治*・今村 文彦**・高橋 智幸***

1. はじめに

トルコ北部には北 Anatolia 断層が東西約 800 km に渡って延びている (図 1A)。これは、アラビア・ユーラシア両プレートの収束に伴い、トルコプレートが西方に移動することで形成された右横ずれ断層である。北 Anatolia 断層の存在により、トルコ北西部は世界でも有数の活構造運動地域となっている。この断層は Istanbul の東方約 250 km で 2 つに分岐しており、北側の分岐断層は Izmit 湾南縁に沿ってさらに西方の Marmara 海海底へ延びている (Okay et al., 1999)。エアガンや音波探査による海底調査の結果、Marmara 海へ抜ける北断層沿いには、断層運動によって形成された海盆が東西に配列して存在することが明らかにされている (図 1B) (Lalechos and Savoyat, 1979)。また、Marmara 海には複雑な断層系の発達を確認されており、海盆中央部に沈降する海底凹地が形成されている。この凹地構造は厚い堆積物で埋積されていることから (Lyberis, 1984)、Marmara 海沿岸域は断層運動に伴う斜面崩壊の結果、定常的な侵食作用に晒されていると考えられている (Minoura et al., 2005)。

1999 年にはトルコ北西部で 2 度の大地震が連続して発生し、Marmara 海沿岸の人口密集地域は深刻な被害を受けた (Cemen et al., 2000)。8 月 17 日の Izmit 地震では、2 万人近い犠牲者を出し、10 万人が家を失う大災害となった。3 ヶ月後 (11 月 12 日) に発生した Duzce 地震では、約 1,000 人が犠牲となり、1 万人が家を失った。強い地震動により、沿

岸部や内陸の湖岸部において大規模な地滑りが発生したことが報告されている (Cemen et al., 2000)。Izmit 湾では大規模な斜面崩壊に伴う海底地滑りにより水塊が振動し、津波となって沿岸部に襲来した (Alpar et al., 2000)。Yalciner et al. (1999) の観測では、Izmit 湾中央部の沿岸で津波高さが 6 m に達している。Cemen et al. (2000) は、これまでに発生した北 Anatolia 断層沿いの歴史地震の履歴を調査し、地震活動の活発な領域が西方へ移ってきたことを明らかにした。この地震災害の後、断層運動に伴う海底斜面崩壊とこれによる津波が、Marmara 海沿岸域の人口密集地域や工業地帯に甚大な災害を及ぼす可能性が懸念されている。

Marmara 海は、中新世後期以降の右横ずれ断層運動に伴って形成された構造海盆であり、沈降中心域は頻発する地滑りによる堆積物で絶えず埋積されている。斜面安息性喪失に伴う海底斜面崩壊はしばしば津波を発生し、湖上する海水が氾濫して歴史的にも沿岸環境に大きな災害をもたらしてきた。津波湖上の証拠は、特異な堆積相を形成して Marmara 海沿岸の海澱層中に記録されていると期待される。この構想に基づき、Marmara 海沿岸部での掘削調査を行ったところ、北西岸海浜堆積層中に津波の痕跡を発見した。本稿では、この痕跡に関する地質学・堆積学的解析の結果に基づいて斜面崩壊のメカニズムを解明し、マルマラ海沿岸における災害発生の特性について考察する。

2. 調査地域

近年の土地開発により、Marmara 海沿岸の堆積相には著しい人為的擾乱が及んでいる。そこで、海岸が人工的に改変されていない 7

* 東北大学大学院理学研究科地学専攻

** 東北大学大学院工学研究科附属災害制御研究センター

*** 秋田大学工学資源学部土木環境工学科

地点を選定し、津波堆積物の掘削調査を実施した (図 1B)。Sarkoy の海岸平野では、淘汰度の高い礫層を覆う塊状のシルト質泥層に挟在する、厚さ 15~20 cm のシルト質砂層が確認された (図 2A~C)。一方、Sarkoy を除く 6 地点では、津波の痕跡と考えられる堆積層を

見出すことは出来なかった。海岸の堆積相が自然の状態を残していたにもかかわらず、津波痕跡と考えられる堆積物が見出されなかったことは、Marmara 海沿岸域で起こる斜面崩壊により海岸線が後退し、津波痕跡が失われているためと推察される。

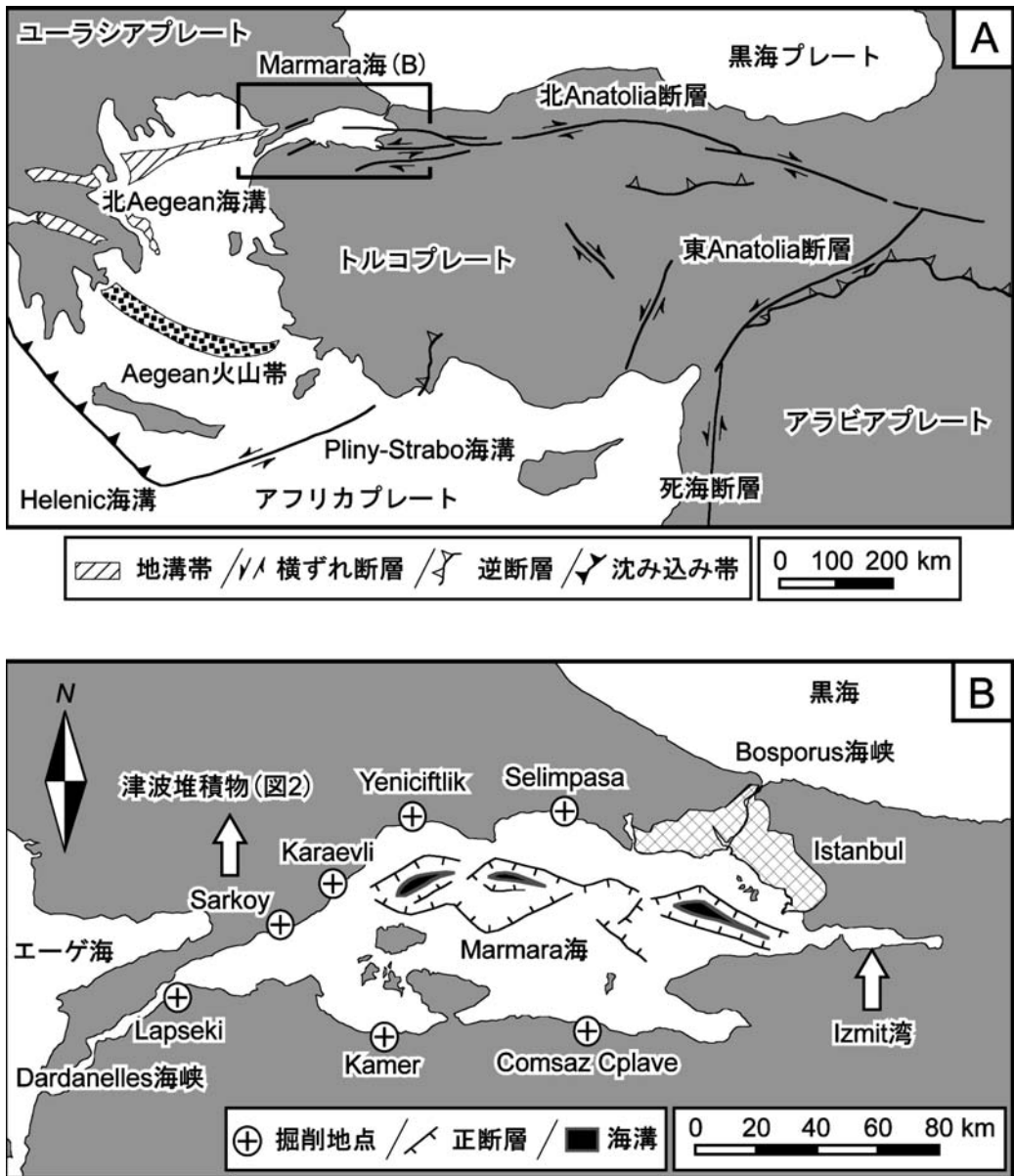


図 1 [A] トルコプレートおよび周辺域の活構造図, [B] Marmara 海における海溝の配置および津波堆積物掘削調査地点の位置図

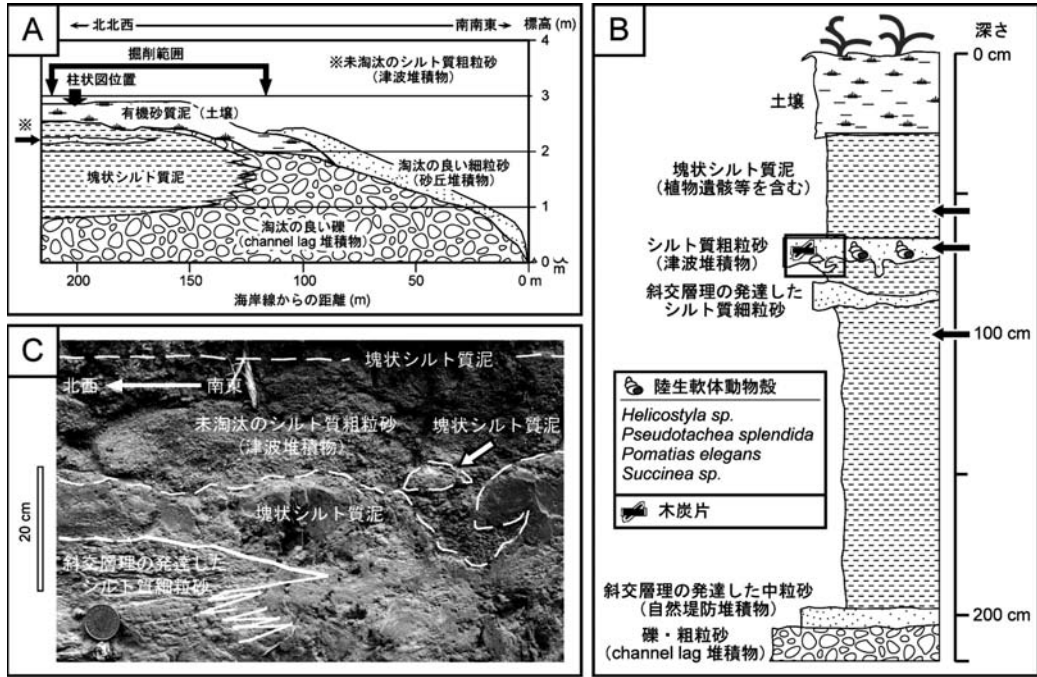


図2 [A] Sarkoy 掘削調査地点の堆積断面図 [B] 掘削地点の柱状図，黒矢印は年代測定および浮力試験用試料の採取位置 [C] 柱状図黒枠内の位置の露頭写真，シルト質粗粒砂層が下位の泥層を侵食して覆っている。砂層中には，泥層由来の偽礫が mud clast として含まれている

3. 堆積層解析

Sarkoy 掘削地点で確認された礫層は河床を被覆した channel lag 堆積物，泥層は氾濫原の堆積物と考えられる。掘削地点における堆積相の分布状況から判断すると，砂層は汽水域の沼地に堆積したものであると思われる (図 2A)。地表面から約 65 cm 下に位置する砂層の淘汰度は低く，内陸向きに層厚と粒度が減少する。この砂層は下位の泥層を侵食的に覆っており，また，channel lag 堆積物から削剥されたものと思われる偽礫が mud clast として砂層に含まれていた (図 2C)。Mud clast は海向きに低角 ($< 15^\circ$) の覆瓦構造をとっていることから，砂層の堆積時に海側 (南東) から陸側 (北西) に向かう流れが作用していたと推定される。砂層に鉛直分級が生じていないことは，流水中からの急速な堆積を示唆している (Long et al.,

1989)。また，保存状態が良好な陸生軟体動物の化石殻 (*Helicostyla*, *Succinea*, *Pomatias*, *Pseudotachea*) と，小石ほどのサイズの木炭片が砂層から産出するが，これらは下位の氾濫原堆積物 (泥層) から取り込まれたものであると思われる。

4. 炭素同位体年代測定

堆積年代を推定するために，砂層中から採取した陸生軟体動物の化石殻について，産出量が最も多く保存状態の良い種から 4 つの試料を選び，加速器質量分析計 (AMS) による放射性炭素同位体年代の測定を行った (表 1)。AMS による測定データは，Stuiver and Reimer (1993)・Stuiver et al. (1998) の方法に基づき，暦年代に較正してある。試料の年代はそれぞれ異なった測定値を示し，全体では約 1400 年の大きなばらつきが認めら

れる。最も古い年代は *Pseudotachea splendida* から得られた BC400 ~ 385, 最も新しい年代は *Succinea sp.* から得られた AD990~1040 となった。砂層から産出する C3 植物の木炭片についても, AMS による年代測定を行ったが, 約 46,000 年の測定限界を超える値となった。木炭片には炭素 12 が多く含まれることから ($\delta^{13}\text{C} \sim -28\text{‰}$), 森林火災によって生成したものであると考えられる。

5. 異地性化石殻の浮力試験

砂層から採取した陸生軟体動物化石殻と木炭の年代測定値は試料ごとに異なっており, これらは起源的に異地性と考えられる。即ち, 下位層準に由来するこれらの化石が, 何らかの堆積作用を経て砂層中に取り込まれたと推察される。陸生軟体動物化石殻は, 砂層を狭在する氾濫原堆積物からも多産する。砂層の集積作用を明らかにする上で, こうした異地性物の起源と運搬・堆積様式の理解は, 大きな示唆を与えると期待される。

そこで, 模擬海水で満たした実験水槽を利用して, Sarkoy 掘削地点の氾濫原堆積物および砂層から採取した陸生軟体動物殻試料の浮遊・沈降特性について検討を行った。現生の軟体動物殻の場合, 30 日経過時点においておよそ 95% が浮遊状態にあり, 60 日経過

時点でも 50% 以上が浮遊したままであった。一方, 内部空隙が堆積物で充填されている化石殻の場合, 24 時間以内に試料の 70% が着底した。残りの試料は 30 日から 60 日の間, 浮遊状態を保っていた。殻の浮力は, 殻サイズと内部空隙の充填率によって決まると考えられ, 空隙が堆積物で充填されている試料は, 早い段階で着底すると考えられる。また, 直径数ミリ程度の木炭の薄片を作成の上, 蒸留水で湿潤状態におき, その浮遊・沈降特性を調べた。実験を行った木炭のうち, 密度の高い部分からなる試料は 6 ~ 24 時間で着底したが, 多孔質の試料は水面に 30 日以上も浮いたままであった。殻・木炭の浮力に関する検討の結果は, 軟体動物化石殻のうち内部空隙が残っているもの, 木炭でも多孔質の部分は, 海底堆積物に擾乱が生じた際, 容易に水面まで浮き上がり, その浮遊状態が維持されることを示唆している。したがって, Sarkoy 掘削地点の砂層に含まれている陸生軟体動物化石殻は, 堆積物と海水が攪拌を受けることによって下位の堆積層から分離した異地性のものであると考えられる。

6. 砂層の起源

氾濫原堆積物に挟在する砂層が陸側に薄層化し, 併せてその粒子組成が陸側に細粒化す

表 1 Sarkoy 掘削地点の砂層から採取した試料の放射性炭素同位体年代の測定結果。名古屋大学年代測定総合研究センターのタンデム AMS で測定した。測定値は, Stuiver et al. (1998) の INTCAL98 PROGRAM CALIB REV 4.3 を利用して暦年代に較正した

試料	(種名)	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	^{14}C age (yr. BP $\pm 1\sigma$ err.)	暦年代 (Stuiver et al., 1998)
木炭	C3 植物	-28.3	> 46130	-----
陸生軟体動物殻	<i>Helicostyla sp.</i>	-12.0	1769 \pm 27	AD 295 ~ 325
	<i>Succinea sp.</i>	-18.6	1002 \pm 34	AD 990 ~ 1040
	<i>Pomatias elegans</i>	-10.1	1676 \pm 26	AD 380 ~ 415
	<i>Pseudotachea splendida</i>	-9.6	2324 \pm 26	BC 400 ~ 385

ることは、砂が海よりもたらされ、陸側で砂を運ぶ流れの急激な流速低下が起こったことを示している。また、砂層の粒度・鉱物組成も、これが現在の海浜に集積する砂に酷似していることを示している。したがって、砂層の砂は海よりの流れにより海浜から氾濫原上に運ばれたと解釈される。砂層は下位の泥層を侵食しており、下底面上に泥層由来の偽礫を mud clast として取り込んでいる。偽礫が定配列し、その面が海向きに低角の覆瓦構造をとっていることから、砂層は海から陸側に向かう強い流れにより堆積したと解釈される。海岸平野での突発的な海水流入の発生の原因としては、津波の溯上と嵐による波浪が代表的であり、それぞれ特徴的な侵食・堆積作用を有することが知られている (Nanayama et al., 2000)。Marmara 海では、嵐によって本調査のような砂層が形成されたとの事例はこれまでに報告されていない。マルマラ海と地理的に近接するエーゲ海では、嵐の際には広範囲な堆積は起こらず、むしろ侵食が卓越することが指摘されている (Minoura et al., 2000)。浮力を有する殻や木炭が砂層に多く含まれることは、乱流によって運搬されたことを示唆している。以上のことより、Sarkoy の海岸平野の氾濫原堆積物中に見出された砂層は Marmara 海で発生した津波により、海岸線から 200 m 以上も海水が溯上して堆積したと考えられる。水槽による浮力実験の結果から、陸生軟体動物殻と木炭片は堆積直前の海での浮遊物と思われる。これらは氾濫原堆積物中に多産することから、何らかの作用により下位の地層から分離して浮遊したのであろう。殻と木炭は、溯上過程で津波の流速が低下して流れの停滞が生じた際に、堆積物と共に沈降して堆積したと考えられる。

津波砂層の砂粒子は円磨されており、堆積物の成熟度が高いことを示している。また、Marmara 海沿岸の砂浜で見られる一般的な軟体動物の殻は、継続的な運搬に伴う摩滅が生じており、その内部空隙はしばしば円磨された砂粒子で充填されている。一方、津波砂層に含まれる軟体動物殻は、表面組織が元の状

態を残していることから、摩滅が生じるほどの継続的な運搬を受けなかったと考えられる。また、津波砂層中の殻の内部空隙は、有機質のシルトや泥で充填されている。これらの堆積学的特徴から、津波砂層の砂粒子と軟体動物殻は、元はそれぞれ異なる堆積環境下に置かれていたと推定される。氾濫原に埋没していた軟体動物殻と木炭片は、津波直前に堆積物から分離して海浜砂とともに運搬され、再堆積したと思われる。津波溯上時の乱流による侵食は堆積層の表面だけで生じ、全面的な侵食は起こらないことが知られている (Minoura et al., 1996)。このことから、津波砂層に含まれている殻や木炭といった浮力のある物体は、津波発生前に津波以外の何らかの作用によって堆積物から急速に分離し、流れによって海岸に運搬されたと考えられる。殻・木炭の急速な分離の原因としては、前浜または沖浜における堆積物の液化に伴う海水と堆積物の混合が考えられる。これは、Marmara 海沿岸域における構造運動の特性を考慮すると、沿岸域で発生した斜面崩壊によって堆積物の流動が起こったためと推察される。

津波砂層中の殻の年代値は BC400 から AD1000 までのばらつきがあり、木炭の年代は 46,000 年前である。層位学の原理に基づけば、下位の層準の年代は古く上位ほど新しいことから、さまざまな年代の殻・木炭が津波砂層に含まれるのは、これらがすべて一度に堆積物から分離して、津波によって運搬されたためと解釈できる。Sarkoy 掘削地点における堆積速度を 100 年当り数 cm と仮定すると、殻・木炭の供給源となった堆積層の厚さは数 10 cm 程度と推定される。

年代測定値に大きなばらつきがあるため、津波砂層の堆積年代をただちに特定することはできない。津波前の堆積層からは殻が産出するが、津波後の層では産出量が減少することから、最も新しい年代値 (AD990 ~ 1040) が津波の年代として適切であると考えられる。よって、最も新しい殻が堆積した後、11 世紀中ごろに津波が起こったと考え

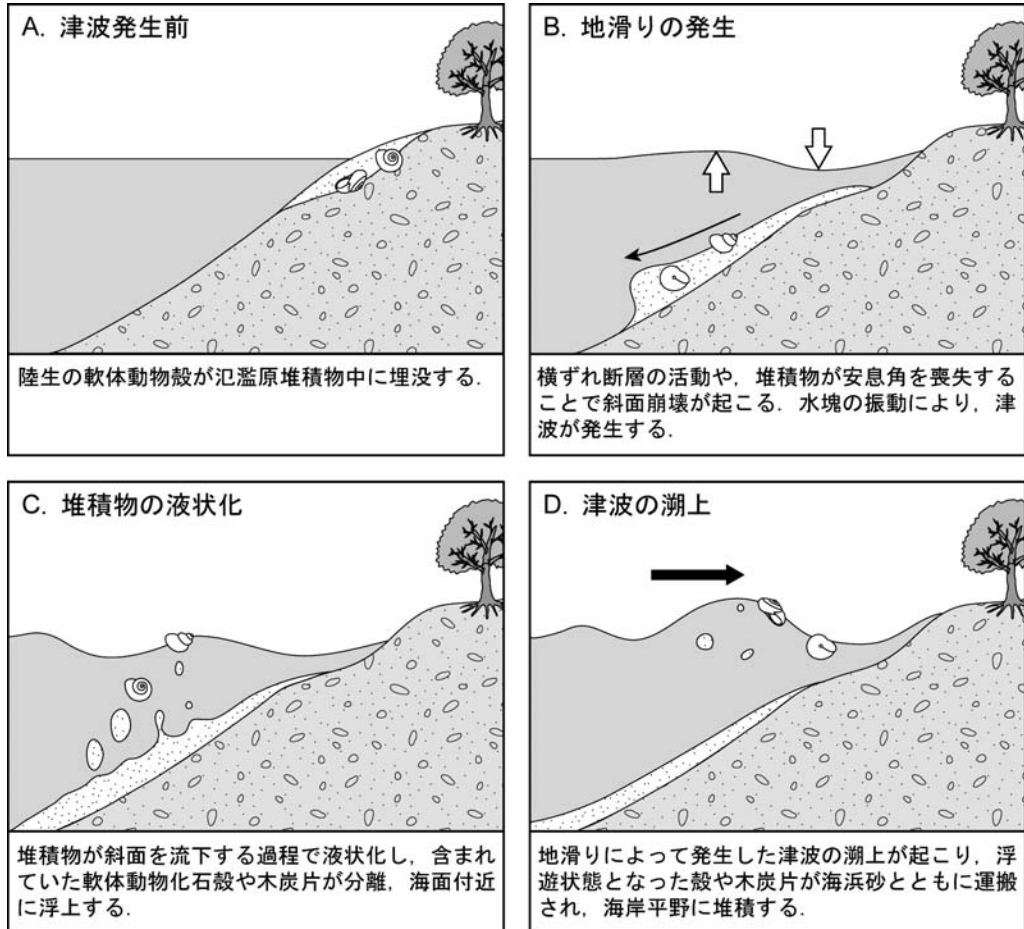


図3 地滑りに伴う津波の発生と陸生軟体動物殻再堆積のモデル

られる。Marmara 海における地震津波カタログには、次のようなものがある (Ambraseys, 1962, 2002; Antonopoulos, 1980; Papadopoulos and Chalkis, 1984; Papazachos and Papazachou, 1989; Guidoboni et al., 1994; Soloviev, 1990; Altinok and Ersoy, 2000; Papadopoulos, 2001)。Papadopoulos (2005) の最新のカタログによると、本研究の測定値に一番近い事例は、西暦 447 年 1 月 26 日と、1343 年 10 月 13 日に起こった津波であるが、これらは AMS 年代の測定値の幅と一致しない。また、これらは Marmara 海東部を波原域とする津波であるが、本調査では Marmara 海東部沿岸において津波堆積物は見出されていない。したがって、Sarkoy における津波堆積物は、これまでに

知られている歴史地震とは関連していないと考えられる。歴史記録に残る程の顕著な地震動が無かった可能性と、堆積物の液状化とこれに伴う殻・木炭の分離を考慮すると、海岸における斜面崩壊によって津波が発生したと結論される (図 3 A~D)。

斜面崩壊・地滑りを原因とした津波の影響範囲は、地震を原因とした津波と比べて、局地的になることが知られている (Bardet et al., 2003)。そのため、津波の歴史記録が残らなかつたり、発生の真偽が不明とされることがある。日本では、島根県沿岸部において万寿 3 年 (西暦 1026 年) に起こったと言われる津波が、歴史記録の正確性を疑われて真偽不明とされていた。Minoura and Nakata (1994)

は、島根県益田市の海岸平野における掘削調査の結果、沼地の堆積物中に万寿年間に相当する津波堆積物の砂層を発見し、この時代に津波が発生して沿岸部へ溯上していたことを明らかにした。その上で、津波堆積物の基底には明瞭な火炎上構造が残されていることから、この砂層は堆積後に強い地震動を受けていないこと、したがって津波は非地震性であり、海底地滑りを原因として発生したと結論している。本稿では、地滑りや斜面崩壊を原因とする津波は、その地域の構造運動や地形の発達を背景とした現象として考察してきた。地滑り津波の地質学的痕跡は、構造運動に関連して生じる災害の評価や予測に際して、歴史記録を補完する重要な情報になると考えられる。

7. おわりに

地震動とそれに引き続く地盤の液状化は、北 Anatolia 断層沿いの地震では被害の主要な原因となっている。Marmara 海周辺では、断層運動のため、傾斜地の安定性は非常に低い (Lalechos and Savoyat, 1979)。1999 年の地震の際には、地滑りの発生と地滑

りブロックの崩壊が Izmit 湾で観測されている (Alpar et al., 2000)。また、1912 年の Sarkoy-Murefte 地震と、西 Marmara 海溝の南側斜面での堆積物の崩壊との関連が報告されている (Altinok et al., 2003)。以上のことより、Marmara 海では、地滑りブロックの崩壊によって津波が起こる可能性は非常に大きいと思われる。本研究において Sarkoy で見出された津波堆積物は、地滑りによって堆積物と海水の混合が起こるとともに堆積物中の殻と木炭が浮き上がり、津波によって海岸へ運ばれて堆積したものと考えられる。

津波溯上の堆積学的痕跡はほとんど見付からないにも関わらず、Marmara 海沿岸は津波の溯上に晒されてきたことが明らかとなった。痕跡が少ないことは、海岸が定期的に侵食を受けているためであると考えられる。実際に、1999 年 8 月 17 日の地震では、海岸付近で起こった地滑りのため、建築物が海中に没している。また、面積 100 平方メートルの土地が水深 35 m まで沈降し、海岸線が内陸側に 1km 以上も前進したことが報告されている (Barka et al., 2001)。このようにして、古い津波の痕跡は陸上から失われるか、海中に没してきたと考えられる (図 4)。Marmara

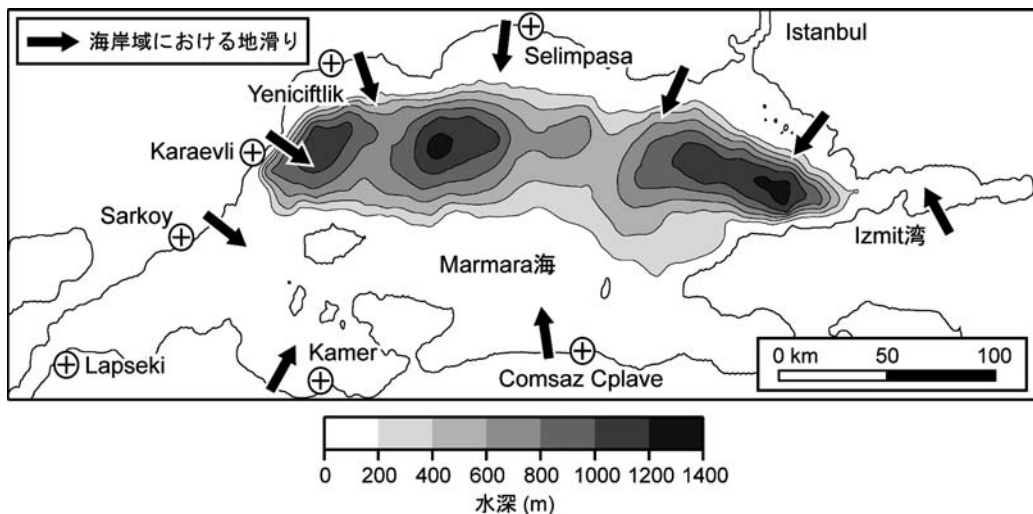


図 4 Marmara 海の海底地形。構造運動によって海岸域で地滑り・斜面崩壊が起こり、海岸線が後退する

海は北 Anatolia 断層の活動によって形成された堆積盆であり (Robertson and Dixon, 1984), その海岸域は構造運動に伴う定常的な地滑りと, これによる津波発生の危険に晒されている事を指摘して, 本稿を締めくくりたい。

参考文献

- Alpar, B., Yalciner, A.C., Ozbay, I., 2000, Landslide potential areas in the Marmara Sea and tsunami generation by landslide occurrence. Yalciner, A.C. ed., Proc. 3rd. National Coastal Engineering Symposium, p. 33-43, Turkish Chamber of Civil Engineers, Dardanelles. (in Turkish).
- Altinok, Y. and Ersoy, N., 2000, Tsunamis observed on and near the Turkish coast. *Natural Hazards*, vol. 21, p. 185 – 205.
- Altinok, Y., Alpar, B., and Yaltirak, C., 2003, Sarkoy-Murefte 1912 Earthquake' s Tsunami, extension of the associated faulting in the Marmara Sea, Turkey, *Journal of Seismology*, vol. 7, p. 329-346.
- Ambraseys, N.N., 1962. Data for the investigation of the seismic sea-waves in the eastern Mediterranean. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, vol. 52, p. 895-913.
- Ambraseys, N.N., 2002. Seismic sea-waves in the Marmara Sea region during the last 20 centuries. *Journal of Seismology*, 6: 571-578.
- Antonopoulos, J., 1980, Data from investigation on seismic sea-waves events in the eastern Mediterranean from the Birth of Christ to 1980 AD (6 Parts), *Annali di Geofisica*, vol. 33, p. 141-248.
- Bardet, J. P., Synolakis, C. E., Davies, H. L., Imamura, F. and Okal, E. A., 2003, Landslide Tsunamis: Recent Findings and Research Directions. *Pure and Applied Geophysics*, 160, 1793-1809.
- Barka, A., Lettis, W., and Altunel, E., 2001, Coastal deformation occurred during the August 17, 1999 Izmit Earthquake, *Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop: Underwater Ground Failures on Tsunami Generation, Modeling, Risk and Mitigation*, Istanbul, May 23-26, 2001, p. 10-12.
- Cemen, I., Gokten, E., Varol, B., Kilic, R., Ozaksoy, V., and Erkmen, C., 2000, Turkish earthquakes reveal dynamics of fracturing along a major strike-slip fault zone. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, vol. 81, No. 28, p. 309, 313.
- Guidoboni, E., Comastri, A. and Traina, G., 1994, Catalogue of ancient earthquakes in the Mediterranean area up to the 10th century. *SGA Storia Geofisica Ambiente*, Bologna, 504 pp.
- Lalechos, N., and Savoyat, E., 1979, La sédimentation Néogène dans le Fossé Nord Egéen. 6th Colloquium on the Geology of the Aegean region, vol.2, p. 591-603.
- Long, D., Smith, D.E., and Dawson, A.G., 1989, A Holocene tsunami deposit in eastern Scotland. *Journal of Quaternary Science*, vol. 4, p. 61-66.
- Lyberis, N., 1984, Tectonic evolution of the North Aegean trough. In Dixon, J.E and Robertson, A.H.F., eds., *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geological Society Special Publication, No.17, p. 709-725. Blackwell Scientific Publications, London.
- Minoura, K. and Nakata, T., 1994, Discovery of an ancient tsunami deposit in coastal sequences of southwest Japan: Verification of a large historic tsunami. *The Island Arc*, 3, 66-72.
- Minoura, K., Gusiakov, V. G., Kurbatov, A., Takeuti, S., Svendsen, J. I., Bondevik, S., and Oda, T., 1996. Tsunami sedimentation associated with the 1923 Kamchatka earthquake. *Sedimentary Geology*, 106, 145-154.
- Minoura, K., Imamura, F., Kuran, U., Nakamura, T., Papadopoulos, G.A., Takahashi, T., and

- Yalciner, A.C., 2000, Discovery of Minoan tsunami deposits. *Geology*, vol. 28, p. 59-62.
- Minoura, K., Imamura, F., Kuran, U., Nakamura, T., Papadopoulos, G.A., Sugawara, D., Takahashi, T. and Yalciner, A.C., 2005, A Tsunami Generated by a Possible Submarine Slide: Evidence for Slope Failure Triggered by the North Anatolian Fault Movement. *Natural Hazards*, 36, 297-306.
- Nanayama, F., Shigeno, K., Satake, K., Shimokawa, K., Koitabashi, S., Miyasaka, S. and Ishii, M., 2000. Sedimentary differences between the 1993 Hokkaido-nansei-oki tsunami and the 1959 Miyakojima typhoon at Taisei, southwestern Hokkaido, northern Japan. *Sedimentary Geology*, 135, 255-264.
- Okay, A., Demirbag, E., Kurt, H., Okay, N., and Kuscü, I., 1999, An active deep marine strike-slip basin along the North Anatolian fault in Turkey. *Tectonics*, vol. 18, p. 129-147.
- Papadopoulos, G.A., and B.G. Chalkis (1984) Tsunamis observed in Greece and the surrounding area from antiquity up to present times, *Mar. Geol.*, 56: 309-317.
- Papadopoulos, G.A., 2001. Tsunamis in the East Mediterranean: A catalogue for the area of Greece and adjacent seas. *Proceedings of the IOC/IUGG International Workshop "Tsunami Risk Assessment Beyond 2000: Theory, Practice and Plans"*, Moscow, June 14 -16, 2000, p. 34 - 43.
- Papadopoulos, G.A., 2005. Tsunamis in the Mediterranean Sea. In: *Physical Geography of the Mediterranean Sea*. Oxford University Press, in press.
- Papazachos, B.C. and Papazachou, K., 1989, *The Earthquakes of Greece*. Ziti, Thessaloniki, 347 pp. (in Greek).
- Robertson, A.H.F. and Dixon, J.E., 1984, Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. In Dixon, J.E and Robertson, A.H.F., eds., *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geological Society Special Publication, No.17, p. 1-74. Blackwell Scientific Publications, London.
- Soloviev S.L., 1990, Tsunamigenic zones in the Mediterranean Sea. *Natural Hazards*, vol. 3, p. 183-202.
- Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993, Extended ¹⁴C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon*, vol. 35, p. 215-230.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., v. d. Plicht, J., and Spurk, M., 1998, INTCAL98 Radiocarbon age calibration 24,000 - 0 cal BP. *Radiocarbon*, vol. 40, p. 1041-1083.
- Yalciner, A.C., Synolakis, C., Borrero, J., Altinok, Y., Watts, P., Imamura, F., Kuran, U., Ersoy, S., Kanoglu, U. and Tinti, S., 1999, Tsunami generation in Izmit Bay by the 1999 Izmit Earthquake. *Conference on 1999 Kocaeli Earthquake*. ITU Konferansi, 217-221.