

Tsunamigefährdung im Mittelmeer – Eine Analyse geomorphologischer und historischer Zeugnisse

PATRICK SCHIELEIN¹, JOCHEN ZSCHAU², HEIKO WOITH² & GERHARD SCHELLMANN¹

Abstract

The Mediterranean is a strong tsunamigenic region. This paper examines this assumption by an analysis of 176 historical tsunami events (GFZ 2005) from this area and a comparison with other tsunamigenic regions on a global scale. Taking into account geomorphological tsunami evidences, the tsunamigenic zones of the Mediterranean are described concerning occurrence, causes and characteristics of historical tsunamis. These zones are classified by their risk potential. Furthermore, the propagation patterns of several strong tsunami events, caused by different mechanisms, in the highly vulnerable Hellenic Arc and the Southern Aegean Sea are discussed. As a result of this examination, a view of the coastal areas exposed to the tsunami hazard in the Mediterranean can be attained.

1. Einführung

Ein Tsunami ist eine Serie von langperiodischen Wellen, ausgelöst von einer schnellen Verdrängung großer Wassermassen oder der plötzlichen Dislokation der gesamten Wassersäule (BRYANT 2001). Der Gebrauch des Begriffes „Tsunami“ ist hier – wie auch im allgemeinen Verständnis – auf den ozeanischen Bereich beschränkt. Ursachen dafür können submarine und litorale Erdbeben oder Massenbewegungen sein, ebenso wie bestimmte vulkanische Aktivitäten im Meer beziehungsweise an der Küste. In historischer Zeit ist kein Tsunami durch einen Meteoriteneinschlag im Ozean bezeugt, doch ist anzunehmen, dass Tsunamis durch Einschläge von Himmelskörpern entstanden (KELLETTAT 2003).

Wurde die Wassersäule angeregt, breiten sich die Wellen eines Tsunami schnell aus. Dies ist aufgrund der möglichen Wellenlängen von einigen hundert Kilometern und der geringen Höhe von meist unter 1 m auf dem offenen Meer kaum spürbar. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit (c) eines Tsunami hängt von der Wassertiefe (H) ab

¹ Institut für Geographie, Universität Bamberg, D-96045 Bamberg, patrick.schielein@uni-bamberg.de

² GeoForschungsZentrum Potsdam, Sektion 2.1: Erdbebenrisiko und Frühwarnung, D-14467 Potsdam

und kann nach der Formel für lange Wellen $c = \sqrt{gH}$ berechnet werden (DIETRICH et al. 1975). Nimmt man eine Wassertiefe von 4.000 m an, erreicht der Tsunami eine Geschwindigkeit von über 700 km/h. Dementsprechend bewegt sich der Tsunami im offenen Ozean am schnellsten und verlangsamt sich, je flacher das Wasser wird. Neben der Geschwindigkeit reduzieren sich auch Wellenlänge und Periode der Tsunamis, während die Wellenhöhe an der Küste (*runup*) stark ansteigt (SCHEFFERS & KELLETAT 2001). Die horizontale Überflutung kann bis zu mehrere Kilometer weit vordringen, da immer noch relativ große Wellenlängen vorherrschen und somit ein großes Wasservolumen immer weiter nachströmt. Solch eine Wassermasse besitzt eine immense Transportkraft, die weit über der von windinduzierten Wellen liegt (BARTEL & KELLETAT 2003). Daraus resultiert eine küstengestaltende Wirkung, die an verschiedenen Küsten typische geomorphologische Zeugnisse hinterlassen kann: verschiedenartig zusammengesetzte Sedimentschichten (im Mittelmeer: DAWSON 1994, DOMINEY-HOWES et al. 2000a, SCHEFFERS & KELLETAT 2004), große Felsblöcke in isolierter Lage oder zu Rücken angehäuft im Mediterranen Raum für Mallorca (BARTEL & KELLETAT 2003), Apulien (MASTRONUZZI & SANZO 2000), Zypern (KELLETAT & SCHELLMANN 2001; dies. 2002), Sizilien (SCICCHITANO et al. 2007), Kreta (SCHEFFERS 2006), Libanon (MORHANGE et al. 2006), Südtürkei (KELLETAT 2006) und NW – Griechenland (VÖTT et al. 2006) bezeugt, Sandfächer an Küstenbarrieren (GIANFREDA et al. 2001, VÖTT et al. 2006) sowie andere sedimentologische und erosive Tsunamisuren (BRYANT 2001). Außerdem kann ein Tsunami eine verheerende Wirkung auf stark besiedelte Küstengebiete haben, wie in jüngster Vergangenheit beim Tsunamieignis am 26.12.2004 im Indischen Ozean deutlich wurde. Da auch im Mittelmeer seit Jahrtausenden die Küsten des Mittelmeeres von Menschen genutzt und bewohnt werden und schon mehrfach Tsunamis auftraten, stellt sich die Frage, ob auch dort die Küsten von Tsunamis mit ähnlich zerstörerischer Wirkung bedroht waren und sind.

Als Grundlage dieser Untersuchung dient der Tsunami – Katalog des GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ 2005), welcher auf den Onlinekatalogen verschiedener internationaler Forschungsinstitute (NOAA 2005, NTL 2005, INGV 2005, IG 2005, IGN 2005) basiert. Dieser Katalog enthält zahlreiche Parameter zur Entstehung und Ausprägung der Tsunamis. Für die vorliegende Arbeit wurden nur die als verlässlich eingestufteten Nennungen von Tsunamieignissen für das Mittelmeer aus dem Tsunami-katalog (GFZ 2005) übernommen. Desweiteren wurden Doppelnennungen bereinigt. Für das Mittelmeer – ohne Schwarzes Meer und Marmara Meer – ergaben sich

176 verlässliche Tsunaminennungen (s.u.). Neben den historischen Zeugnissen werden auch geomorphologische Tsunamis Spuren betrachtet, um erstere zu ergänzen oder, in Gebieten ohne Aufzeichnungen über einen Tsunami, überhaupt Hinweise auf diesen zu bekommen. Auf Basis des Tsunamikataloges (GFZ 2005) wird die Stellung des Mittelmeers im weltweiten Vergleich mit anderen Gebieten herausgearbeitet. Die tsunamiaktiven Zonen des mediterranen Raumes werden nach Tektonik, Seismizität, eventuellem Vulkanismus, dem Tsunamiauftreten selbst und geomorphologischen Tsunamis Spuren untersucht, um jeweilige Gefährdungspotentiale abschätzen zu können. Besonders schwerwiegende Einzelereignisse in den stark tsunamiaktiven Zonen des Hellenischen Bogens und der südlichen Ägäis werden in Fallstudien ausführlich vorgestellt. Dabei stehen vom Entstehungsmechanismus abhängige Verbreitungsmuster im Vordergrund. Die Schadenswirkung dieser Ereignisse ist, übertragen auf andere Zonen, eine weitere Komponente zur Abschätzung der Tsunamigefährdung im Mittelmeer.

2. Tsunamis weltweit

Tsunamis können in allen Ozeanen der Erde auftreten. Es gibt jedoch Gebiete, in denen sie häufiger entstehen und deren umliegende Küsten besonders gefährdet sind. In Abb. 1 sind von allen verlässlichen Tsunaminennungen im ozeanischen Bereich (n=1323) diejenigen abgebildet, zu deren Ursprung die geographischen Koordinaten im Tsunamikatalog (GFZ 2005) vorhanden sind (n=1252). Besonders auffällig sind die vielen Beben entlang von Subduktionszonen, welche Tsunamis generierten. Diese treten vor allem an den Rändern des Pazifik – am zirkumpazifischen Feuergürtel – aber auch am Sundabogen im Indischen Ozean und entlang des karibischen Bogens sowie im Mittelmeer auf, da bei diesen Subduktionsbeben der vertikale Versatz des Meeresbodens zur Anregung der Wassersäule gegeben ist. Beben, vor allem außerhalb dieser Zonen, sind nicht immer allein ausschlaggebend für die Entstehung eines Tsunami. Stattdessen werden durch die Erdbeben oftmals submarine Rutschungen ausgelöst, welche den Tsunami generieren. In der Karte sind nur wenige dieser Fälle zu erkennen. Es ist jedoch davon auszugehen, dass der Anteil dieser Tsunamis weit höher liegt als in den Katalogen angegeben wird, da die genaue Identifikation einer submarinen Rutschung insbesondere bei historischen Erdbeben oft kaum möglich ist. Die Betrachtung der *runups* in Abhängigkeit von der Magnitude bzw. der Herdtiefe eines tsunamiauslösenden Bebens kann als Hinweis für die Beteiligung einer Rutschung an der Generierung des Tsunami gelten (siehe Abb. 2). Eine direkte Abhängigkeit der

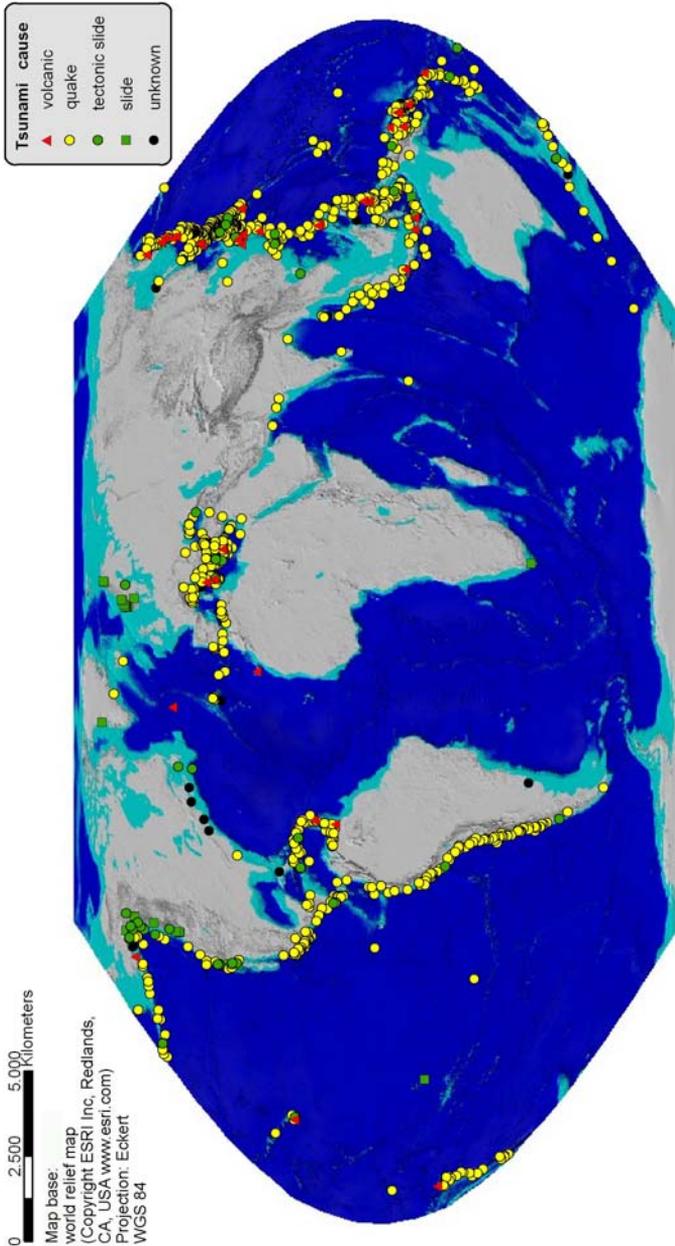


Abb. 1: Die Herde aller verlässlichen Tsunaminennungen weltweit; nach Ursachen untergliedert (n = 1252) Datenquelle: GFZ 2005.

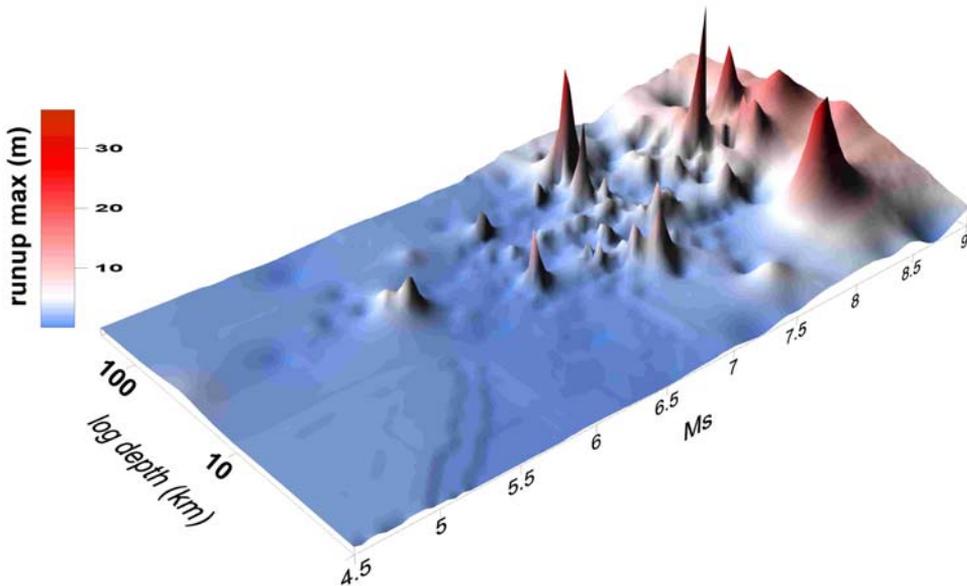


Abb. 2: Abhängigkeit der *runup*–Höhen in (m) bei erdbebengenerierten Tsunami von Erdbebenmagnitude (Ms) und Herdtiefe (in km, logarithmisch aufgetragen); n = 249. Datenquelle: GFZ 2005.

Wellenhöhen von der Herdtiefe ist nicht abzulesen. Es lässt sich nur feststellen, dass sich die Hypozentren der meisten tsunamiauslösenden Beben in bis zu 100 km Tiefe befinden (Durchschnitt = 34 ± 25 km). In Richtung der zunehmenden Erdbebenmagnitude ist die Tendenz steigender *runups* zu erkennen, auch wenn viele, zum Teil sehr hohe Werte, schon bei Ereignissen mit kleineren Magnituden erreicht wurden. In der Literatur wird ein Wert von Ms 7 - 7,5 angenommen, der bei Erdbeben nötig ist, um einen Tsunami mit Schadenswirkung zu generieren (BRYANT 2001). Nach GUSIAKOV (2003) zeigen Modelle, dass der Versatz des Meeresbodens bei diesen Erdbebenmagnituden alleine kaum für Auflaufhöhen größer als 2 bis 3 m verantwortlich sein kann. Der Median der Magnitude (Ms) tsunamiauslösender Beben liegt weltweit bei 7,1 (n = 1083), im Mittelmeer bei 6,6 (n = 135) (GFZ 2005). Wie in Abb. 2 ersichtlich, wurden auch bei schwächeren Erdbeben Tsunamis mit meterhohen Aufläufen generiert. Außerdem treten hier und vor allem im Bereich um Magnitude (Ms) 7,5 Tsunamis auf, deren maximale *runups* extreme Werte von teilweise mehreren Zehnermetern erreichten. Diese Abweichungen können mehrere Ursachen haben: (1) Werte für Magnitude, Herdtiefe und Lage des Epizentrums beruhen vor Beginn exakter seismischer Messungen auf Schätzungen und können fehlerhaft sein. (2) Die maximale

Auflaufhöhe wird meist nur an einer Stelle gemessen, beziehungsweise geschätzt und liegt bei verschiedenen Ereignissen unterschiedlich weit vom Entstehungsherd des Tsunami entfernt. Zudem werden die *runups* durch die jeweilige Bathymetrie und Küstenmorphologie beeinflusst und sind somit oftmals nicht repräsentativ für die Schadenswirkung des Tsunami. (3) Sekundär zum Beben können submarine Rutschungen auftreten, welche den Tsunami verursachen, aber nicht als eigentlich auslösender Mechanismus identifiziert werden. Dies kann bei relativ schwachen oder tiefen Beben die quantitativen Abhängigkeiten der Tsunamienstehung von Erdbebenmagnitude und Herdtiefe verfälschen. Andererseits kann eine relativ große Auflaufhöhe des Tsunami bei einer geringen Magnitude und / oder bei einem tief liegenden Bebenherd ein Hinweis auf eine submarine Rutschung als eigentlich tsunamiauslösendem Vorgang sein.

Rutschungen entstehen aber auch ohne vorausgehende Erdbeben. Im litoralen Bereich kommen sie als tsunamiauslösende Ereignisse fast nur an den steilen Hängen von Fjorden in Alaska und Norwegen vor (siehe Abb. 1). Zudem können wiederum Erdbeben direkter Auslöser für eine solche Rutschung sein. Tsunamis, die durch vulkanische Aktivitäten entstehen, treten einerseits an aktiven Vulkanen vom Typ des ozeanischen Intraplattenvulkanismus (*hot spots*) auf. Andererseits können auch durch den die Subduktionszonen begleitenden Vulkanismus in Pazifik, Indik, Mittelmeer und Karibik Tsunamis entstehen. Abb.3 ist zu entnehmen, welche Prozesse für die Entstehung von Tsunamis in den verschiedenen Ozeanen und Meeren verantwortlich sind. In besonderem Maß werden Tsunamis allein durch Erdbeben (82,3 % aller Nennungen) ausgelöst. Vulkanische Ursachen erreichen insgesamt nur 4,8 %. Der Anteil von Massenbewegungen ohne auslösendem Erdbeben liegt bei 5,1 % aller Nennungen, während tektonisch bedingte Rutschungen nur bei 3,6 % der weltweiten Tsunamis als Ursachen genannt werden. Die meisten Tsunamis wurden im Pazifik generiert (68,9 %). Der Indische Ozean ist mit 4,2 % nur sehr gering, der Atlantik mit immerhin 26,9 % vertreten. Dies lässt sich hauptsächlich auf die frühen historischen Aufzeichnungen im mediterranen Bereich und teilweise im Schwarzen und im Marmara Meer zurückführen (siehe Abb. 4). Für das Mittelmeer ist schon um 1628 v. Chr. ein Tsunami im Katalog (IG 2005, NTL 2005) verzeichnet. Betrachtet man auch die Nennungen mit geringer Verlässlichkeit, wurde der älteste historische Tsunami bereits um 2000 v. Chr. an der syrischen Küste beobachtet (GFZ 2005, SOLOVIEV et al. 2000). Im Schwarzen Meer stammt die älteste Nennung aus dem Jahr 20 n. Chr. (NOAA 2005). In Japan wird der erste Tsunami im Jahr 684 n. Chr. (NTL 2005) erwähnt, der

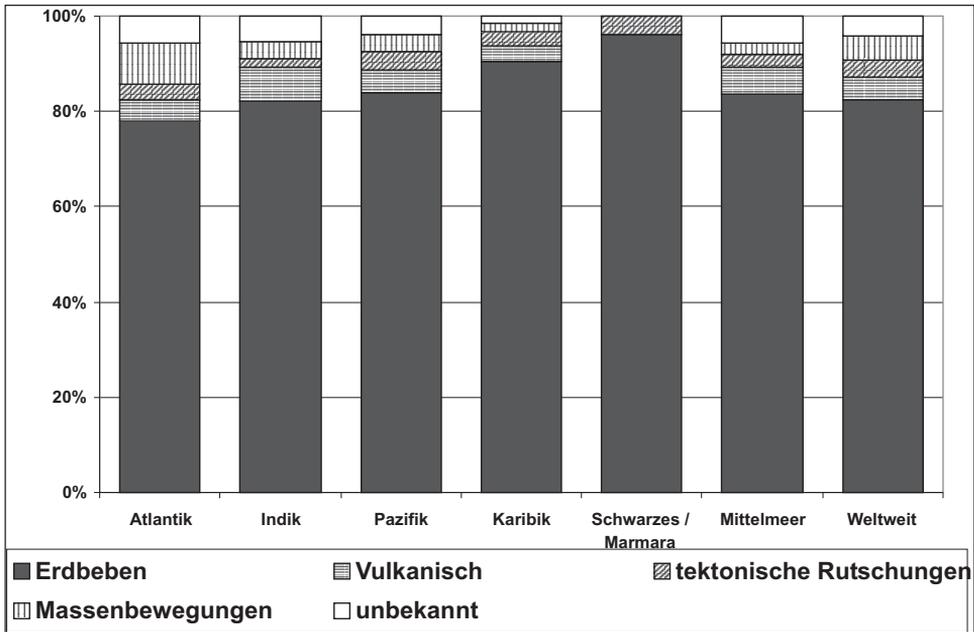


Abb. 3: Tsunamiursachen weltweit und in den Ozeanen. Datenquelle: GFZ 2005.

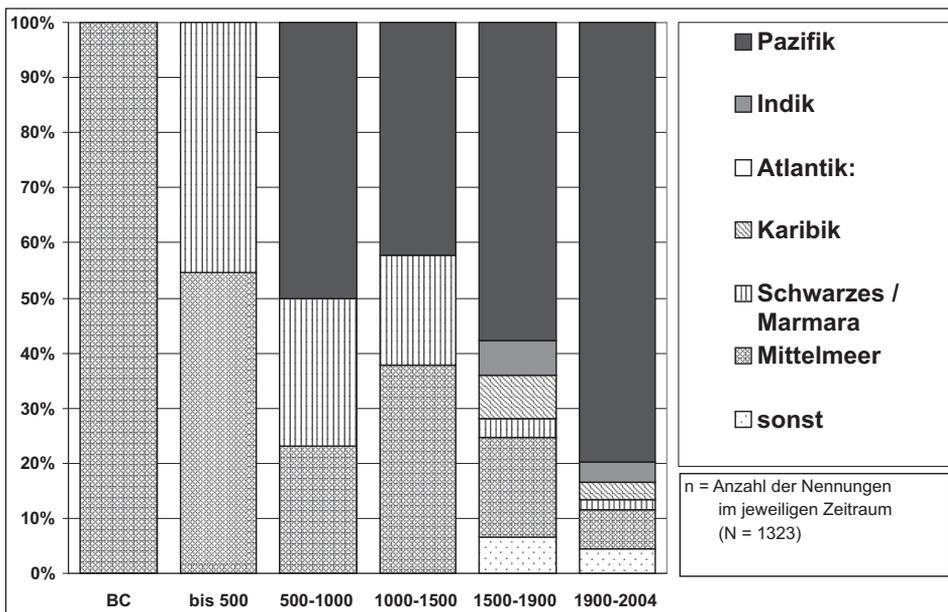


Abb. 4: Zeitliche Entwicklung der Verteilung von Tsunamiennennungen in den Ozeanen. Datenquelle: GFZ 2005.

Tab. 1: Auftreten von Tsunamis in verschiedenen Ozeanen und in den Nebenmeeren des Atlantiks - nur Nennungen mit hoher Verlässlichkeit.

Ozeane und Nebenmeere des Atlantiks	Alle Nennungen		Erste Nennung (n. Chr.) <i>Ortsangabe</i>	Statistische Wiederholungsperiode aller Nennungen in Jahren ¹		Statistische Wiederholungsperiode der Nennungen mit runups ≥ 1 m in Jahren ¹			
	insges.	ab 1900		insges.	ab 1900	insges.	n	ab 1900	n
Pazifik	911	595	684 <i>Japan</i>	1,45	0,18	3,53	374	0,42	245
Indik	56	26	1762 <i>Bucht v. Bengalen</i>	4,32	4	12,74	19	8,67	12
Atlantik	356	124	1628 v.Chr. <i>Santorin</i>	10,2	0,84	42,23	86	2,21	47
Karibik	63	24	1530 <i>Isla Cubagua</i>	7,52	4,33	24,94	19	11,56	9
Schwarzes / Marmara Meer	50	13	20 <i>Schwarzes Meer (Georgien)</i>	39,68	8	132,27	15	26	4
Mittelmeer	176	53	1628 v.Chr. <i>Santorin</i>	20,64	1,96	113,5	32	4,73	20
Gesamt	1.323	745	1628 v.Chr. <i>Santorin</i>	2,75	0,14	7,58	479	0,34	304

Datenquelle: GFZ 2005

¹ seit erster Nennung (insges.), bzw. seit 1900 n. Chr.; bis 31.12.2004 n. Chr..

Anteil des Pazifiks an allen Nennungen bleibt jedoch bis nach 1500 n. Chr unter dem des Atlantiks (siehe Abb 4). In der Neuzeit wurden auch Tsunamis in anderen Gebieten der Erde erfasst. Die weltweite Verbreitung von Tsunamis ist aber eigentlich erst im geologisch sehr kurzen Zeitraum nach 1900 n. Chr repräsentativ, da nun in vielen Teilen der Welt exakte Messungen für Meeresspiegelveränderungen vorliegen. In

Tabelle 1 werden statistische Berechnungen daher jeweils für den gesamten Beobachtungszeitraum und für den Abschnitt seit 1900 n. Chr. vorgenommen, um die verschiedenen Gebiete vergleichen zu können. In Tab.1 sind die ersten verlässlichen Nennungen für einen Tsunami und die Gesamtzahl der Tsunamis seit jeweils dieser ersten Nennung und seit 1900 n. Chr. angegeben. Aus diesen Daten ergeben sich die statistischen Wiederholungsperioden eines Tsunamieignisses für die einzelnen Ozeane und Nebenmeere. Betrachtet man nur die Ereignisse mit Auflauhöhen von mindestens einem Meter, erhält man den zeitlichen Abstand in der Vergangenheit zwischen zwei Tsunamis, die höchstwahrscheinlich eine Schadenswirkung an der Küste entfalteteten. Dieser beträgt seit dem Jahr 1900 n. Chr. für das Mittelmeer 4,73 Jahre. Das ist für dieses kleine Nebenmeer ein beachtlicher Wert. Im Pazifik, welcher fast ein Drittel der Erdoberfläche bedeckt und viele tektonisch aktiven Gebiete beinhaltet, fand im gleichen Zeitraum alle 0,42 Jahre ein derartiger Tsunami statt. In der flächenmäßig mit dem Mittelmeer vergleichbaren Karibik kam es nur alle 11,56 Jahre zu einem größeren ($runup \geq 1$ m) Tsunami.

3. Tsunamis im Mittelmeer

3.1 Geodynamik des mediterranen Raumes

Der mediterrane Raum ist geprägt vom Aufeinandertreffen der Eurasischen und der Afrikanischen Platte. Diese beiden Platten bewegen sich jährlich mehrere Zentimeter aufeinander zu (CGMW 2004). Dabei kommt es zum Teil zur Kollision von kontinentaler Kruste der beiden Platten, entlang des Kalabrischen und des Hellenischen Inselbogens auch zur Subduktion von ozeanischer Kruste der Afrikanischen Platte unter die kontinentale Kruste der Eurasischen Platte (HEIDBACH 2000). Diese Subduktionszonen werden von typischem Vulkanismus begleitet. Die plattentektonische Bewegung und folglich die Seismizität ist am Hellenischen Bogen am größten (CGMW 2004). Der tektonische Komplex des mediterranen Raums wird von zahlreichen Verwerfungen durchzogen und durch die Adriatische und die Anatolische Teilplatte weiter aufgegliedert. Der westliche Teil der Anatolischen Platte stellt möglicherweise eine separate Platte dar – die Ägäische Teilplatte. Daneben wird angenommen, dass noch weitere Teilplatten das Mittelmeer untergliedern (vgl. z.B. WINDLEY 1986). Dazu gehören die Ionische, die Messina und die Levantische Teilplatte. Der genaue Verlauf von Plattengrenzen und Verwerfungen kann aufgrund fehlender Daten oftmals nicht exakt festgelegt werden.

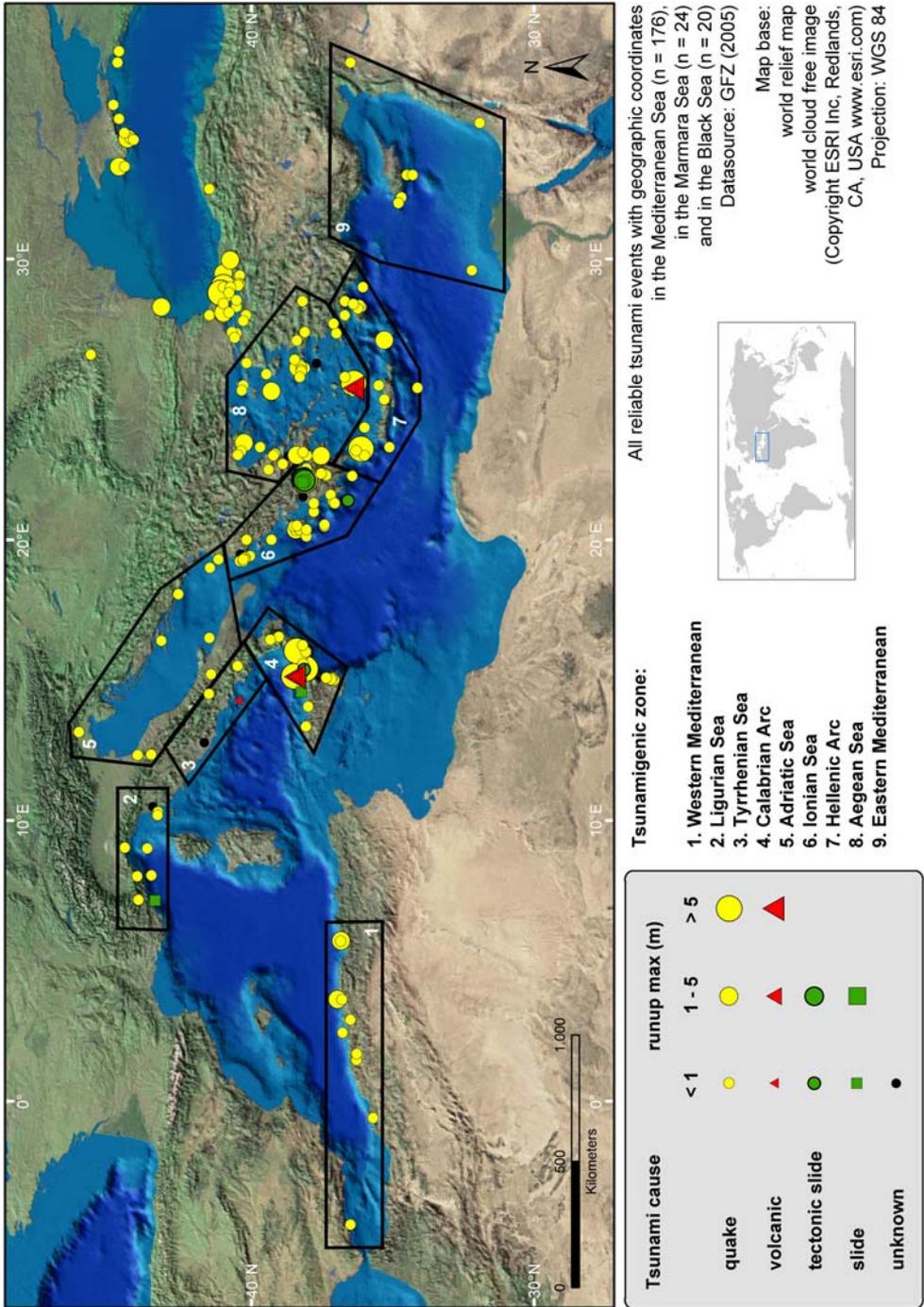


Abb. 5: Tsunamiherde und tsunamiativte Zonen im Mittelmeer.

3.2 Tsunamiaktive Zonen im Mittelmeer

Tsunamis entstanden im Mittelmeer an verschiedensten Stellen, die sich zu Zonen hoher Tsunamiaktivität zusammenfassen lassen (siehe Abb. 5).

Im **westlichem Mittelmeer** sind nur vereinzelt tsunamiauslösende Erdbeben – meist an der Küste Nordafrikas – aufgetreten (siehe Abb. 5). Für einen Tsunami am 22.08.1856 n. Chr. wird eine maximale Wellenhöhe von 5 m angegeben (SOLOVIEV et al. 2000), die den höchsten Wert in diesem Bereich darstellt. Bei einem Tsunami, wiederum ausgelöst durch ein Beben vor der Küste Algeriens, am 21.05.2003 n. Chr. betrug die maximale Wellenhöhe 2 m und die Erdbebenmagnitude (M_s) 6,9. Die höchsten *runups* wurden dabei auf den Balearen beobachtet, in Nizza und Genua variierte der Meeresspiegel um mehrere Zentimeter (HÉBERT & ALLASET 2003). An den Küsten Mallorcas untersuchten BARTEL & KELLETAT (2003) Tsunamiablagerungen, die bisher keinem Tsunamireignis zugeordnet werden konnten. Dabei handelt es sich um teilweise bis zu über 20 t schwere Felsblöcke, die in Höhen bis 8 m über dem mittleren normalen Meeresspiegel gefunden wurden. Relative und absolute Datierungen zeigten, dass in zwei Fällen der Transport der Blöcke durch Tsunamis vor einigen Jahrhunderten, in einem Fall weitere 1.000 Jahre früher stattgefunden haben muss (BARTEL & KELLETAT 2003).

In der **Ligurischen See** lassen sich die wenigen Tsunaminennungen auf Erdbeben zurückführen. Sie fanden verstreut an der Küste Liguriens, im Golf von Genua und einige auch vor der toskanischen Küste statt (siehe Abb. 5). Zu diesen Ereignissen sind jedoch kaum Tsunamiparameter angegeben (GFZ 2005). Eine Ausnahme bildet die am 16.10.1979 n. Chr. durch Bauarbeiten am Flughafen von Nizza entstandene submarine Rutschung. Diese löste einen Tsunami aus, der in 10 km Entfernung die Küste mit bis zu 3 m Wellenhöhe überflutete (ASSIER-RZADKIEWICZ et al. 2000). Ein weiterer gut dokumentierter Tsunami entstand am 23.02.1887 n. Chr. durch ein flaches Beben ($M_s = 6,3$, Herdtiefe = 10 km) an einer parallel zur ligurischen Küste verlaufenden Verwerfung. Dieser Tsunami erreichte die französische Küste bei Nizza sowie Korsika mit 1 bis 3 m hohen Wellen (PELINOVSKY et al. 2002, EVA & RABINOVICH 1997). Mit tsunamiauslösenden Erdbeben größerer Magnituden ist hier kaum zu rechnen. Dennoch ist zu beachten, dass submarine Rutschungen durchaus auch Tsunamis mit großer Reichweite auslösen könnten. Nach DAWSON (1999) wurde wahrscheinlich ein Paläotsunami durch einen derartigen Rutsch vor Sardinien in der späten Weichsel – Kaltzeit verursacht.

Tab.2: Auftreten von Tsunami in den tsunamigenen Zonen des Mittelmeers – nur Nennungen mit hoher Verlässlichkeit und Angabe der geographischen Koordinaten.

Tsunamiaktive Zonen im Mittelmeer	Alle Nennungen ¹		Erste Nennung (n. Chr.)	Statistische Wiederholungsperiode aller Nennungen In Jahren ¹		Mittlere Tsunamimagnitude auf der Ambraseys – Sieberg – Skala			
	insges.	ab 1900		insges.	ab 1900	insges.	n	ab 1900	n
Westliches Mittelmeer	10	5	1680	32,4	20,8	2,4	6	1,8	4
Ligurische See	10	2	1564	44	52	2,4	9	2,5	2
Tyrrhenisches Meer	4	-	1562	110,5	-	2	1	-	-
Kalabrischer Inselbogen	22	11	1169	38	9,5	3,4	22	3,2	11
Adria	9	2	1270	81,6	52	3,2	6	4	1
Ionisches Meer	47	13	373 v. Chr.	50,6	8	3,1	44	2,9	13
Hellenischer Bogen	15	4	66	129,2	26	3,8	11	2,7	3
Ägäis	31	13	1628 v. Chr.	117,2	8	3,0	21	2,5	11
Östliches Mittelmeer	7	1	26 v. Chr.	290	104	4	2	-	-
Gesamt ²	176	53	1628 v. Chr.	20,64	2	3,1	128	2,8	47

Datenquelle: GFZ 2005

¹ seit erster Nennung (insges.), bzw. seit 1900 n. Chr.; bis 31.12.2004 n. Chr.

² für das gesamte Mittelmeer wurden auch die Nennungen ohne Angabe der geographischen Koordinaten berücksichtigt

Für die vom **Tyrrhenischen Meer** umspülte italienische Küste Latiums und Kampaniens sind nur wenige verlässliche Tsunaminennungen vorhanden. Zudem lokalisieren sich die Epizentren ihrer auslösenden Beben weit im Landesinneren (siehe Abb. 5). Diese Nennungen können daher als zweifelhaft angesehen werden (vgl. MARAMAI & TERTULLIANI 1994). Die Tsunamigefährdung durch Erdbeben an der Küste scheint nicht sehr groß. In der Bucht von Neapel besteht die Möglichkeit der Tsunamigenerierung durch vulkanische Aktivitäten an den Phlegräischen Feldern so-

wie an den Vulkanen Ischia und Vesuv. Es liegt aber nur vom Vesuv eine verlässliche Tsunaminennung für das Jahr 1631 n.Chr. (INGV 2005, NTL 2005) vor. Historische Quellen und Ausgrabungen in Pompeji deuten darauf hin, dass es beim bekannten Ausbruch des Vesuv im Jahr 79 n.Chr. zu einem Tsunami kam. So zitieren SOLOVIEV et al. (2000: S.27) den Augenzeugen Plinius den Jüngeren: „...*many citizens who ran to the sea coast, when escaping from the ashfall, were flooded by the arriving wave, carried by it up inland and buried under red – hot lava*“. Dieses Ereignis ist jedoch in verschiedenen Tsunamikatalogen (INGV 2005, NTL 2005) als nur gering verlässlich gekennzeichnet und erscheint daher nicht in den Karten und Statistiken. Untersuchungen zur künftigen Tsunamigefährdung durch pyroklastische Ströme bei großen Eruptionen des Vesuv zeigen, dass dabei wahrscheinlich nur Tsunamis mit geringen Wellenhöhen und einer beachtenswerten Wirkung innerhalb des Golfs von Neapel entstehen (TINTI et al. 2003a). Ein weiteres Gefährdungspotential könnte vom submarinen Vulkanmassiv Marsili zwischen Sardinien und der Tyrrhenischen Küste ausgehen. Dieser ca. 70 auf 30 km große und bis 3.000 m hohe Vulkan gilt zwar momentan als nicht aktiv, jedoch könnten große Rutschungen an seinen Hängen durchaus Tsunamis mit weitreichender Wirkung auslösen (STROMBOLI ONLINE 2007).

Der **Kalabrische Inselbogen** ist eines der tsunamiaktivsten Gebiete des Mittelmeeres. Der größte Teil der hier entstandenen Tsunamis lässt sich entweder auf Erdbebenaktivitäten entlang der Subduktionszone der Afrikanischen unter die Eurasiatische Platte beziehungsweise einer dazugehörigen Teilplatte oder auf den Vulkanismus der Äolischen Inseln zurückführen. In Einzelfällen wurden auch Tsunamis durch Rutschungen ausgelöst (siehe Abb. 5). Der Messina – Tsunami vom 28.12.1908 n. Chr. war das schwerste Ereignis. Das auslösende Beben der Stärke 7,2 (Ms) hatte sein Epizentrum 10 km unter der Straße von Messina (NTL 2005). Der Tsunami selbst wurde durch eine Absenkung des Meeresbodens um einen halben Meter ange-regt, die Wellen erreichten teilweise über 10 m Höhe an den Küsten Kalabriens und Siziliens (TINTI & ARMIGLIATO 2001). Außerdem wurde von ungewöhnlichen Meeresspiegelveränderungen an den Küsten Libyens und Ägyptens berichtet (SOLOVIEV et al. 2000). Insgesamt starben bei diesem Erdbeben etwa 80.000 Menschen, wovon etwa 2.000 dem folgenden Tsunami zum Opfer fielen (TINTI & ARMIGLIATO 2001).

Ein weiteres katastrophales Erdbeben (Ms = 6,8) mit Epizentrum an der Ostküste Siziliens fand am 11.1.1693 n Chr. statt (INGV 2005). Dieses Beben und der dabei ausgelöste Tsunami verursachten weitreichende Zerstörungen und forderten über

60.000 Opfer. Der Anteil des Tsunami an der Schadenswirkung sowie dessen genaue Ausprägung ist wegen der spärlichen Datenmenge jedoch nicht festzustellen (PIATANESI & TINTI 1998). Bis zu 152 t schwere Blöcke in 2 – 5 m Höhe ü. NN wurden nach SCICCHITANO et al. (2007) an der Südostküste Siziliens bei diesen Tsunamis 1693 und 1908 n. Chr. sowie einem weiteren am 4.2.1169 n. Chr. abgelagert. Die durch vulkanische Aktivitäten induzierten Tsunamis im Bereich der Äolischen Inseln fanden zumeist am aktivsten Vulkan dieser Inselgruppe, dem Stromboli statt. Zwar traten alle Tsunamis am Stromboli während Perioden mit großen Eruptionen auf, doch nehmen MARAMAI et al. (2005b) an, dass die meisten Tsunamis durch submarine Rutschungen ausgelöst wurden. In den Jahren 1930 und 1944 wurde jeweils ein Tsunami durch einen pyroklastischen Strom, ein weiterer wahrscheinlich durch eine submarine Rutschung ausgelöst. Das letzte Tsunamieignis am Stromboli ereignete sich am 30.12.2002 n. Chr. als nach einer Periode intensiver Aktivität des Vulkans eine große Menge Lava und pyroklastischen Materials an dessen Nordflanke akkumuliert war. Dieses rutschte zuerst als eine submarine und wenige Minuten später als eine oberirdische Massenbewegung ab. Dadurch entstand ein Tsunami, welcher Stromboli selbst mit 10 m hohen Wellen traf und an benachbarten Inseln wie Panera und Lipari noch die Küste überflutete (MARAMAI et al. 2005a). Die Wirkung des Tsunami kann dennoch – wie bei allen historischen, vulkanisch induzierten Tsunamis in diesem Gebiet – als lokal bezeichnet werden, da die teilweise hohen *runups* nur in unmittelbarer Nähe zum Ursprung erreicht wurden. Einzig durch den auf 5.000 BP datierten, teilweisen Kollaps des Stromboli könnte ein Tsunami entstanden sein, welcher nach Untersuchungen von Ablagerungen auf der Vulkaninsel durch TANNER & CALVARI (2004) möglicherweise über 100 m hohe *runups* am Stromboli auslöste und höchstwahrscheinlich auch noch weit entfernte Küsten überflutete. Für einen möglichen Kollaps des Sciara del Fuoco an der Nordwestküste Strombolis simulierten TINTI et al. (2003b) die Ausbreitung eines Tsunami, der vor allem die Äolischen Inseln selbst treffen würde – Stromboli mit bis zu 60 m hohen Wellen, aber auch die Küsten Kalabriens und Siziliens mit mehreren Meter hohen Wellen. PARESCI et al. (2006a) vermuten zudem, dass ein frühholozäner Flankensturz am Ätna auf Sizilien einen Tsunami verursacht hat, der nach ihrer Modellierung weite Teile des östlichen Mittelmeeres traf und für die Ablagerung der *homogenites* (CITA et al. 1996) verantwortlich ist (s.u.).

Im **Adriatischen Meer** sind Tsunamis eine seltene Erscheinung (siehe Abb. 5), da weder vulkanische Aktivitäten noch ausreichende Seismizität in diesem Gebiet

vorliegen (siehe Abb. 9). Außerdem sind große submarine Rutschungen aufgrund des Flachmeercharakters zumindest im nördlichen Teil der Adria sehr unwahrscheinlich. Von nur neun verlässlichen Nennungen im Katalog (GFZ 2005) wird eine – am 26.03.1511 n. Chr. im Golf von Venedig – von GUIDOBONI & TINTI (1989) angezweifelt. Das einzige gut dokumentierte Ereignis fand am 30.07.1627 n. Chr. am Kap Gargano in Süditalien statt. Dieser Tsunami kann nach TINTI & PIATANESI (1996) höchstwahrscheinlich der Hebung des küstennahen Meeresbodens nahe des Lesina Sees im Norden der Halbinsel zugeschrieben werden. Diese Hebung fand während eines Bebens ($M_s = 6,3$) mit Epizentrum auf dem Festland statt (INGV 2005, NTL 2005). Geomorphologische Spuren in Form von *washover fans* an der Sandbarriere zwischen dem See und dem Meer wurden von diesem und weiteren Tsunamis dort hinterlassen (GIANFREDA et al. 2001). Neben dem aus dem Jahre 1627, zeigen zusätzlich die zwei größeren *washover fans* an dieser Küstenbarriere die hohe Gefährdung dieses Küstenabschnitts durch Tsunamis an. Sie wurden auf ca. 2.430 und 1.550 Jahren BP datiert (GUIDOBONI & TINTI 1988). Während dieser Küstenabschnitt damals noch weitgehend unbewohnt war, ist er heute stark besiedelt. Die zu erwartende Wiederholung solcher Tsunamieignisse stellt somit ein erhebliches Risiko für Leben und Besitz der Bewohner dar.

Im **Ionischen Meer** an den Küsten Südalbaniens und Westgriechenlands bis zur Straße von Kythira wurden in historischen Zeiten zahlreiche Tsunamis dokumentiert. Der Tsunamikatalog (GFZ 2005) enthält 47 verlässliche Nennungen in diesem Bereich. Fast die Hälfte davon ereignete sich im Golf von Korinth beziehungsweise in dessen westlichem Teil, dem Golf von Patras. Die Herde der übrigen Tsunamis reihen sich entlang der Plattengrenzen von Adriatischer und Ägäischer Platte im Norden sowie der Afrikanischen und der Ägäischen Platte weiter südlich (siehe Abb 5.). Die seismische Aktivität entlang dieser konvergierenden Plattengrenzen ist hoch (CGMW 2004). An den Küsten Südalbaniens, um die zu Griechenland gehörenden Ionischen Inseln und an der Küste der Peloponnes sind Erdbeben die hauptsächlichen Auslöser für Tsunamis (GFZ 2005). Das stärkste Beben ($M_s = 7,5$) im Jahr 1886 n.Chr. südwestlich der Peloponnes verursachte schwere Schäden sowie einen Tsunami (IG 2005, NTL 2005, NOAA 2005). Der höchste dokumentierte *runup* von 3 m wurde beim Beben und der nachfolgenden Rutschung am 27.11.1914 n. Chr. auf der Insel Leukas erreicht (IG 2005). An Küsten um diese Insel wurden verschiedenartige Ablagerungen (Sandfächer, Blockfelder, Megablöcke, etc.) entdeckt, die auf mindestens 4 Tsunamis zurückzuführen sind, welche sich um 1000 cal und 30 cal v. Chr., um 430 cal

n. Chr. und zwischen 1000 und 1400 cal n. Chr. ereigneten (VÖTT et al. 2006). Neuere Untersuchungen in diesem Gebiet verweisen auf einen starken Tsunami zwischen 395 cal v. Chr. und 247 cal v. Chr. (VÖTT et al. 2007). VÖTT et al. (2007) konnten an verschiedenen Stellen der Bucht von Aghios Nikolaos küstenmorphologische Veränderungen durch Tsunamieinwirkung nachweisen, die sie auf *runups* von mindestens 2 – 3 m beziehungsweise 4 – 6 m zurückführen.

Ein weiteres tsunamigefährdetes Gebiet in diesem Bereich mit 18 verlässlichen Nennungen im Tsunamikatalog seit dem 4. vorchristlichen Jahrhundert (GFZ 2005) stellt der Golf von Korinth dar. Hier sind auch einige Rutschungen als Tsunamiauflöser dokumentiert (GFZ 2005). In den Jahren 1963 und 1996 n. Chr. wurden Tsunamis durch Rutschungen im litoralen und wohl auch submarinen Bereich ausgelöst, die selbst nicht von direkt vorausgehenden Erdbeben verursacht wurden, sondern auf gravitative Prozesse zurückgeführt werden (PAPADOPOULOS 2003). Weitere litorale Rutschungen, welche nach Erdbeben auftraten, lösten in den Jahren 1794, 1861, 1965 und 1984 n. Chr. Tsunamis aus (SOLOVIEV et al. 2000, PAPADOPOULOS 2003). PAPADOPOULOS (2003) plädiert zusätzlich dafür, den Tsunami, der sich 373 v. Chr. nach einem Erdbeben ($M_s = 6,6$) ereignete, aufgrund historischer Beschreibungen einer durch das Beben verursachten Rutschung zuzuschreiben. Die Erdbeben im Golf von Korinth erreichten in der Vergangenheit Magnituden bis zu 7,0 (M_s) und lösten dabei zum Teil schwere Tsunamis mit bis zu mehreren Meter hohen Wellen aus (GFZ 2005), wobei die Wirkung der Tsunamis durch die relative Abgeschlossenheit des Golfs weitestgehend auf diesen begrenzt blieb. Die höchsten *runups* wurden bei einem Erdbeben der Stärke 6,6 (M_s) im Jahr 1748 erreicht, als das Wasser an der Südküste des Golfs stellenweise um 10 m über den normalen Wasserstand stieg (IG 2005, NTL 2005). Trotz der hohen Tsunamiaktivität im Golf von Korinth konnten als geomorphologische Tsunamizeugnisse bisher nur Feinsedimentschichten gefunden werden, deren tsunamigener Ursprung nicht eindeutig belegbar ist (KORTEKAAS et al. 2005). Für andere Teile des Ionischen Meeres gibt es keine historischen Tsunaminennungen, aber es liegen Befunde für einen Tsunami im Golf von Tarent an der Küste Apuliens vor. Hier handelt es sich um zahlreiche bis zu 80 t schwere Blöcke, die bis in 1,8 m Höhe und bis in 40 m Entfernung vom normalen Wasserstand abgelagert wurden. MASTRONUZZI & SANSONO (2000) datieren den Transport dieser Blöcke in den Zeitraum zwischen 1421 und 1568 n. Chr. und ordnen diesen Vorgang einem Tsunami zu, der eventuell durch eine submarinen Rutschung als Folge des Bebens am 05.12.1456 n. Chr. im Apennin ausgelöst wurde.

Der **Hellenische Bogen** ist ein weiteres Gebiet, wo bedeutende Tsunamis auftraten (siehe Abb. 5). Tektonisch gesehen beschreibt dieser Bogen die Grenze zwischen der Afrikanischen und der Eurasischen Platte beziehungsweise der Ägäischen Teilplatte. Hier wird ozeanische Kruste subduziert (siehe Abb. 9). Dementsprechend treten hier sehr schwere Subduktionsbeben auf, bei denen es zu großen vertikalen Bewegungen des Meeresbodens kommen kann. Dadurch können Tsunamis großen Ausmaßes generiert werden, die sich aufgrund der Lage am Kontinentalabhang im tiefen Wasser des östlichen Mittelmeeres ungehindert ausbreiten können. So haben sich im Jahr 1303 und um 365 n. Chr. schwere Beben mit Magnituden von mindestens 8,0 (Ms) in der Nähe Kretas ereignet (s.u.). Daneben fanden in den letzten 2.000 Jahren in diesem Bereich mindestens 13 weitere tsunamiauslösende Beben statt, welche zum Teil Magnituden von 7,0 (Ms) oder sogar größer erreichten (GFZ 2005). Trotzdem gibt es kaum verlässliche Tsunamiablagerungen in diesem Bereich. Einzig an der Süd- und Westküste Kretas wurden an mehreren Stellen verschiedenartige Blockablagerungen gefunden, welche auf Tsunamieinwirkung zurückgeführt werden. (SCHEFFERS 2006). Diese, nur zum Teil datierten (5660 ± 70 und 500 ± 60 Jahre BP) Ablagerungen lassen sich bisher nicht den Ereignissen von 365 und 1303 n. Chr. zuordnen. Ein historisch dokumentierter größerer *runup* von 8 m liegt nur bei einem Ereignis am 6. Februar 1866 in der Straße von Kythira vor (IG 2005, NOAA 2005, NTL 2005). Zu Opferzahlen finden sich bei keiner Nennung Angaben in den Katalogen. Nur ALTINOK & ERSOY (2000) berichten von 10.000 Toten bei einem Tsunami auf Rhodos im April 1609 n. Chr.. Soloviev et al. (2000) hingegen machen bei diesem Ereignis keine Angaben zu Opfern und bei ANTONOPOULOS (1980) wird es überhaupt nicht aufgeführt. Weitere tsunamiauslösende Erdbeben fanden in der Vergangenheit vermehrt im östlichen Teil des Hellenischen Bogens zwischen Kos und Rhodos statt (siehe Abb. 5). Der Informationsbestand ist hier wiederum sehr lückenhaft.

In der südlichen **Ägäis** schließt sich nördlich der Inselkette des Hellenischen Bogens ein vulkanischer Bogen mit mehreren Vulkaninseln an (siehe Abb. 9). Innerhalb des vulkanischen Bogens, der sich parallel zum Hellenischen Bogen wiederum von Kleinasien bis zum griechischen Festland erstreckt, befinden sich mehrere Vulkane, welche auch in historischer Zeit aktiv waren: Milos, Nisyros, Methana und Santorin (SIMKIN & SIEBERT 1994, SMITHSONIAN INSTITUTE 2005). Die Generierung von Tsunamis ist nur von Ausbrüchen des Santorin bekannt. Derartige Ereignisse fanden in den Jahren 1650 und 62 n. Chr. sowie in der späten Bronzezeit statt (GFZ 2005). Der tsunamiauslösende Ausbruch 1650 fand ca. 6 km nördlich des Santorin am sub-

marinen Krater des Mt. Columbo statt. Die in Tsunamikatalogen angegebenen maximalen *runups* von 20 m (IG 2005, NTL 2005) bis 50 m (NOAA 2005) konnten bei geomorphologischen Untersuchungen von DOMINEY-HOWES et al. (2000b) auf Thera nicht bestätigt werden.

Neben den vulkanischen Ursachen können Tsunamis in diesem Gebiet auch durch seismische Aktivitäten ausgelöst werden. Es findet zwar nur im südlichen Teil der Ägäis entlang des Hellenischen Bogens Subduktion lithosphärischer Kruste statt, jedoch wird der übrige Teil des Meeresbodens von zahlreichen Verwerfungen durchzogen, an denen vertikale und horizontale Bewegungen der Erdkruste stattfinden (HEIDBACH 2000). Die wichtigste dieser tektonischen Strukturen ist ein bis zu 1.500 m tiefes Becken in der Nordägäis, welche eine Fortsetzung der Nordanatolischen Verwerfung darstellt. Eine weitere Fortsetzung dieser Verwerfung befindet sich weiter südlich, im Norden der Insel Lesbos (CGMW 2004). Entlang dieser beiden Störungslinien lösten Erdbeben Tsunamis in historischer Zeit aus. Im zentralen Teil der Ägäis gruppieren sich die Herde der tsunamigenen Beben an der Insel Chios und der nahegelegenen türkischen Küste (siehe Abb. 5). Hier ereignete sich 1866 n. Chr. auch das stärkste tsunamigene Beben in der Ägäis. Im griechischen Tsunamikatalog (IG 2005) wird eine Magnitude (M_s) von 8,0 angegeben, wobei dieser Wert ausschließlich dort, jedoch weder in den anderen Katalogen (vgl. NTL 2005, NOAA 2005) noch in den Veröffentlichungen von SOLOVIEV et al. (2000) oder ANTONOPOULOS (1980) zu finden ist. Des Weiteren wurden Tsunamis vor allem in den verschiedenen Golfen des griechischen Festlandes und der Peloponnes durch Erdbeben ausgelöst.

Für das **östliche Mittelmeer** zwischen den Küsten Kleinasiens, Ägyptens und des vorderen Orients liegen nur wenige Informationen über Tsunamis im Katalog vor (GFZ 2005). Es sind lediglich sieben verlässliche Nennungen innerhalb dieses großen Gebietes verzeichnet, die alle durch Erdbeben verursacht wurden. Aufgrund der schlechten Datenlage ist es nicht möglich, Aussagen über die genauen Mechanismen der Entstehung oder etwa die Beteiligung submariner Rutschungsvorgänge sowie über die Ausprägung der Tsunamis zu machen. Mit 4 Nennungen repräsentiert die Südküste Zyperns die tsunamiaktivste Zone im östlichen Mittelmeer. Zwei der Nennungen – in den Jahren 1202 (NTL 2005) und 1222 n. Chr. (NOAA 2005) – beschreiben jedoch mit großer Wahrscheinlichkeit dasselbe Ereignis, da sie im gleichen Monat und mit der gleichen Erdbebenmagnitude angegeben werden und aus verschiedenen Katalogen stammen. Auch SOLOVIEV et al. (2000) nehmen an, dass es sich hierbei nur um ein Ereignis handelt, lokalisieren aber den Herd des tsunamiauslösenden Bebens

nicht an der Küste Zyperns, sondern nennen Palästina als Zentrum der Auswirkungen des Bebens. Über die zwei weiteren Tsunamis in den Jahren 26 v. Chr. (NOAA 2005, NTL 2005) und 1953 n. Chr. (NTL 2005) liegen keine weiterführenden Informationen in den Katalogen und der Literatur vor. Nach HEIDBACH (2000) wird am zypriotischen Bogen keine ozeanische Kruste subduziert. Dennoch sind im Grenzbereich von Afrikanischer und Eurasischer Platte starke Beben mit tsunamiauslösender Wirkung durchaus möglich. Untersuchungen von Tsunamizeugnissen an der West- und Südostküste Zyperns (KELLETTAT & SCHELLMANN 2001; dies. 2002) unterstützen diese These. Dort konnten neben bis zu 50 t schweren Blöcken auch Sand-, Kies- und Schotterakkumulationen, welche bis 15 m über dem Meeresspiegel reichen, der Wirkung von Tsunamis zugeschrieben werden. Außerdem dokumentieren Transformationen kleinmaßstäblicher Oberflächenformen und „von Böden und Vegetation entblöbte Küstenstreifen, die häufig über 200 m, in Einzelfällen über 400 m und bis um 800 m Breite erreichen und bis gegen die 50 m – Isohypse vordringen“ (zit. nach: KELLETTAT & SCHELLMANN 2001: 2f) den *runup* von katastrophalen Tsunamis an den Küsten Zyperns. Die Datierungen dieser sedimentologischen und geomorphologischen Spuren weisen auf die Einwirkungen der Tsunamis vor etwa 200 – 300 Jahren, in einem Fall auch vor bis zu 500 Jahren hin.

Weitere geomorphologische Tsunamizeugnisse wurden in Form dünner Sandschichten (SCHEFFERS 2006) sowie Blockablagerungen (KELLETTAT 2006) an der Südküste der Türkei beschrieben. Letztere sind bis über 20 t schwere, dislozierte *Beachrock* – Blöcke, die in Höhen zwischen 2 – 3,5 m ü. NN teilweise in jüngerem *Beachrock* einzementiert sind, teilweise auf diesem liegen und von KELLETTAT (2006) dem Transport durch Tsunamis vor über 1000 Jahren und vor etwa 250 – 300 Jahren zugeschrieben werden. Der jüngere Tsunami könnte auch für Ablagerungen auf Zypern verantwortlich sein (s. o.). Blöcke als Belege für jungholozäne Tsunamieignisse liegen auch für die Küste Libanons vor (MORHANGE et al. 2006). Dort wurden an mehreren Stellen bis zu 30 m³ große Blöcke mehrere Zehnermeter landeinwärts transportiert. Da die Radiokohlenstoffdatierungen von Blöcken an unterschiedlichen Lokationen (3639 – 3489 cal v. Chr., 1436 – 1511 cal n. Chr., 1528 – 1673 cal n. Chr. und 1690 – 1950 cal n. Chr.) nicht mit Hebungsphasen vor der libanesischen Küste zusammenfallen, vermuten MORHANGE et al. (2006), dass die für die Ablagerungen verantwortlichen Tsunamis überregionalen Ursprungs waren. SALAMON et. al (2007) führen weitere Tsunamis für das östliche Mittelmeer auf, die im GFZ – Katalog (2005) zum Teil als nicht verlässlich gekennzeichnet sind oder nicht aufgeführt werden. Eine

eindeutige Verknüpfung dieser Nennungen mit den oben beschriebenen geomorphologischen Zeugnissen ist wiederum nicht möglich.

Ein **statistischer Vergleich** der einzelnen Zonen (siehe Tab. 2) bestätigt die vorgenommene qualitative Einschätzung. In den tsunamiaktivsten Gebieten (Kalabrischer Bogen, Ionisches Meer, Hellenischer Bogen, Ägäis) liegen viele Tsunaminennungen vor, dort werden zumeist auch hohe Werte der durchschnittlichen Tsunamimagnitude auf der Sieberg – Ambraseys – Skala (s.u.; AMBRASEYS 1962) erreicht. Einzig in der Adria übertrifft dieser Wert in der Periode nach 1900 alle anderen Zonen, was daran liegt, dass dort nur für ein relativ starkes Ereignis die Tsunamimagnitude angegeben wird. In Tabelle 2 sind zudem die statistischen Wiederholungsperioden von Tsunamis angegeben. Wiederum zeigen die genannten Zonen durch kurze Abstände zwischen den Tsunamiereignissen eine besonders hohe Tsunamigefährdung.

3.3 Fallstudien

In drei Fallstudien von Tsunamis mit unterschiedlichen Ursachen wird im Folgenden deren Entstehungsdynamik und Ausbreitung aufgrund historischer und wenn möglich geomorphologischer Zeugnisse analysiert, um charakteristische Verbreitungsmuster solcher extremer Ereignisse aufzuzeigen. Damit soll eine kleinräumigere, über die vorgenommene Zonierung hinausgehende Gefährdungsabschätzung sowohl für diese als auch für tektonisch und geographisch ähnliche Gebiete ermöglicht werden.

3.3.1 Subduktionsbeben am Hellenischen Bogen

Für den Zeitraum zwischen der Mitte des 4. und des 6. Jahrhunderts n. Chr. häufen sich im östlichen Mittelmeer die Hinweise auf Erdbebenereignisse. Diese Phase erhöhter seismischer Aktivität wird als *Early Byzantine Tectonic Paroxysm* bezeichnet. Das wohl herausragendste Ereignis ist das Erdbeben, oder eine Serie von Erdbeben, das am 21.07.365 n. Chr. zahlreiche Städte auf Kreta zerstörte und einen starken Tsunami verursachte. Außerdem werden dem Beben starke Schäden auf dem griechischen Festland, auf Zypern und in Libyen zugeschrieben (STIROS 2001, STIROS & DRAKOS 2006). Das Epizentrum wird von SOLOVIEV et al. (2000) entweder an der Nordküste Kretas oder in der Straße von Kythira angegeben, wo es auch verschiedene Tsunamikataloge (IG 2005, NTL 2005, NOAA 2005) lokalisieren. Aufgrund der Hebung der Südwestküste Kretas um bis zu 9 m, vermuten STIROS & DRAKOS (2006),

dass sich das Epizentrum am Hellenischen Bogen südwestlich von Kreta befand. Sie nehmen für dieses Beben eine Magnitude (M_s) von mindestens 8,5 an. Der dabei ausgelöste Tsunami sorgte vor allem im Nildelta für Zerstörungen.

Der zeitgenössische Historiker Ammianus Marcellinus beschreibt die Auswirkungen des Tsunami: „*In Alexandria the sea carried ships over the great walls, while in other places it stranded them on the dry shore. In the Adriatic sea ships were stranded until the sea came back again. Other vessels of great size were driven on shore and cast upon housetops as happened in Alexandria. Some were even driven two miles inland, of which I myself (Marcellinus) saw one in Laconia,*

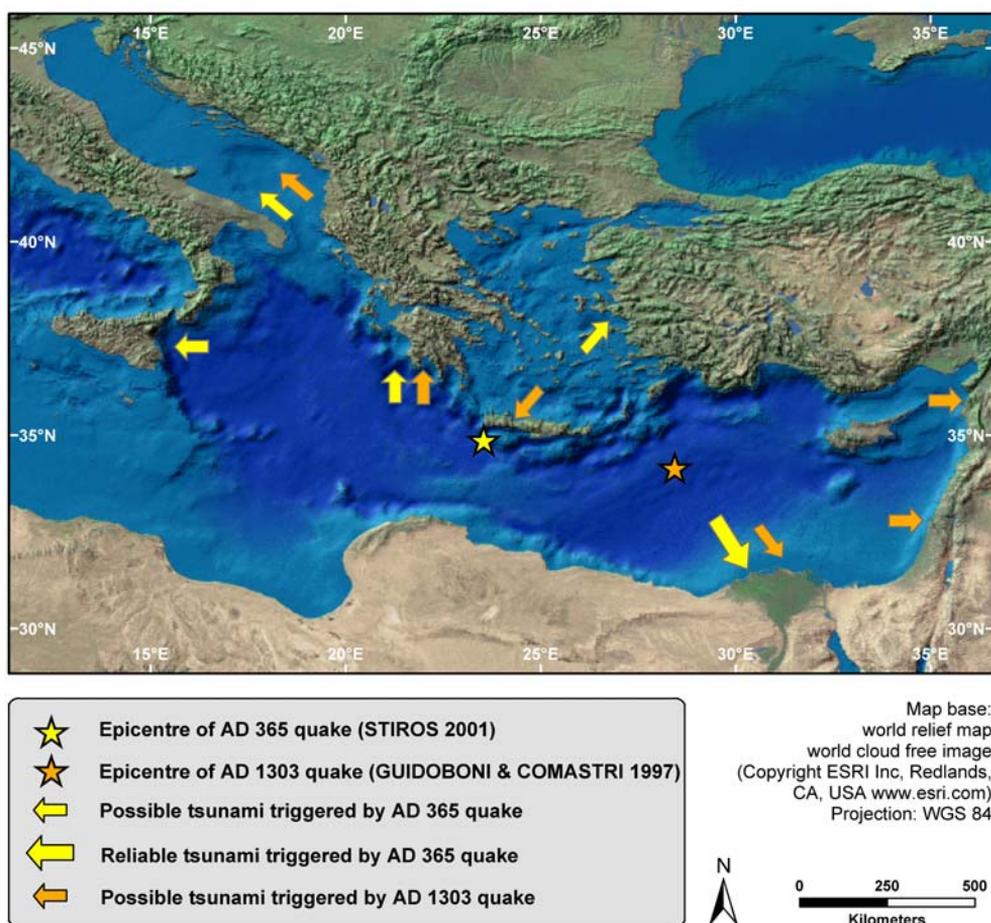


Abb.6: Tsunamis durch starke Subduktionsbeben am Hellenischen Bogen in den Jahren 1303 und 365 n. Chr. mit Angabe von möglichen und verlässlichen Tsunamieinwirkungen an den Küsten des östlichen und zentralen Mittelmeeres.

near the town of Methone“ (zit. nach ANTONOPOULOS 1980: 155). Neben diesem Beispiel von der Peloponnes berichtet er von weiteren Plätzen auf Kreta, an der ionischen Küste Griechenlands, im Golf von Korinth und auf Sizilien, wo das Wasser stieg und „*rushed inland up the foothills of the mountains 12 miles from the shore.*“ (zit. nach ANTONOPOULOS 1980: 155). SOLOVIEV et al. (2000) nennen zudem Tsunamiobservations aus Kleinasien und selbst von der spanischen Küste, räumen aber ein, dass zumindest Letztere eventuell bei einem anderen Ereignis beobachtet wurden. In Abb. 6 sind die Tsunamiobservations im Nil Delta als verlässlich und an den übrigen Küsten als wahrscheinlich gekennzeichnet, da dort aufgetretenen Tsunamis nicht genau datiert sind und von daher auch bei anderen Ereignissen während des *Early Byzantine Tectonic Paroxysm* aufgetreten sein könnten (STIROS 2001).

Besonders die Beobachtung dieses Tsunami im Golf von Korinth kann angezweifelt und wahrscheinlich auf ein lokales Ereignis zurückgeführt werden. Geomorphologische Spuren des Tsunami, welche eindeutig dem Beben zugeordnet werden könnten, liegen nicht vor. PIRAZZOLI et al. (1992) beschreiben für den Hafen von Falasarna – im Westen Kretas nahe des Epizentrums gelegen und während des Bebens um über 6 m angehoben – Sedimente, welche durch einen Tsunami abgelagert worden sein sollen. Nach DOMINEY-HOWES (2002) können sie aber weder eindeutig datiert noch auf eine Ablagerung während eines Tsunami zurückgeführt werden. So vermitteln nur die historischen Beschreibungen das Bild eines noch über weite Strecken katastrophal wirkenden Tsunami (Abb. 6). Die Ausbreitung im mehrere tausend Meter tiefen Becken des Mittelmeeres ist dabei wahrscheinlicher als in der flacheren und durch Inseln geschützten Ägäis. Dass Berichte über den Tsunami an eventuell betroffenen Küstenbereichen in Nordafrika, auf Zypern und im Nahen Osten fehlen, sollte nicht als Beweis dafür dienen, dass der Tsunami dort nicht auftrat.

Für ein weiteres großes Beben am Hellenischen Bogen gilt ähnliches wie für das oben beschriebene Ereignis. Es gibt wiederum mehrere Bebenennungen zu verschiedenen Zeitpunkten mit Angaben von seismischen Schäden und beobachteten Tsunamis an unterschiedlichen Orten. So führt ANTONOPOULOS (1980) zwei verschiedene Ereignisse für das Jahr 1303 n. Chr. auf: das Beben am 8. August mit Epizentrum bei Kairo und ein weiteres Ende Dezember mit Epizentrum im Mittelmeer zwischen Kreta und Ägypten. Sowohl SOLOVIEV et al. (2000) als auch GUIDOBONI & COMASTRI (1997) sehen diese beiden Nennungen als ein und dasselbe Erdbebenereignis, bei dem ein starker Tsunami verursacht wurde. Erstere legen das Epizentrum dieses Bebens in die Nähe von Rhodos, während Letztere es etwa 250 km südlich davon lokalisieren.

Die stärksten Zerstörungen durch dieses Beben traten vor allem auf Kreta, Rhodos und in Ägypten auf. In weniger starkem Ausmaß waren auch Syrien, Libanon, Israel, Zypern und die Peloponnes betroffen (GUIDOBONI & COMASTRI 1997). Diese weitreichenden Schäden entsprechen der angegebenen Magnitude 8,0 (Ms) des Erdbebens (IG 2005, NOAA 2005, NTL 2005).

GUIDOBONI & COMASTRI (1997) beschreiben die Wirkung des bei diesem Beben generierten Tsunami auf Grundlage arabischer, griechischer und lateinischer Texte folgendermaßen:

- Auf Kreta überflutete der Tsunami die Stadt Heraklion, zerstörte viele Häuser und tötete zahlreiche Bewohner.
- An der israelischen Küste überflutete eine große Welle den Strand. Es kam zu Todesopfern. *„the sea off Acre receded about two parasangs (12.8 km), revealing a great many objects on the sea bed“* (zit. nach GUIDOBONI & COMASTRI 1997: 68).
- In Alexandria wurden durch große Wellen (*„reaching as far as the city walls“*; zit. nach ebd.) Schiffe und küstennahe Einrichtungen zerstört.
- Auch in der Adria werden ungewöhnliche Meeresspiegelschwankungen beobachtet.

SOLOVIEV et al. (2000) führen zusätzlich noch an, dass die Küsten von Syrien, Libanon und der Peloponnes von diesem Tsunami in Mitleidenschaft gezogen wurden. Von VÖTT et al. (2006) wurden Megablöcke und Blockfelder an der Küste Nordwestgriechenlands beschrieben, welche von einem Tsunami zwischen 1000 und 1400 cal n. Chr abgelagert wurden (s.o.). Eine eindeutige Zuordnung zum Beben von 1303 n. Chr. ist jedoch nicht möglich. Die Tsunamis von 365 und 1303 n. Chr. sind beide bei starken Beben an der Subduktionszone entlang des Hellenischen Bogens entstanden und haben weite Teile des zentralen und östlichen Mittelmeeres erreicht (siehe Abb. 6). Die Gefährdung, welche von tsunamiauslösenden Beben am Hellenischen Bogen ausgeht, ist als sehr hoch einzuschätzen, auch wenn die beschriebenen starken Ereignisse etwa tausend Jahre auseinanderliegen.

3.3.2 Der Tsunami in der südlichen Ägäis am 9. Juli 1956

Am 09.07.1956 n. Chr. kam es innerhalb des vulkanischen Bogens nördlich des Hellenischen Bogens zu einem starken Erdbeben (Ms = 7,5) mit geringer Herdtiefe (IG

2005, NOAA 2005, NTL 2005). Das Epizentrum des Bebens befand sich zwischen den Inseln Amorgos und Astipalea, das des stärksten Nachbarbebens ($M_s = 7,2$) etwa 20 km südwestlich davon, im bis zu 700 m tiefen Amorgos Becken (PERRISORATIS &

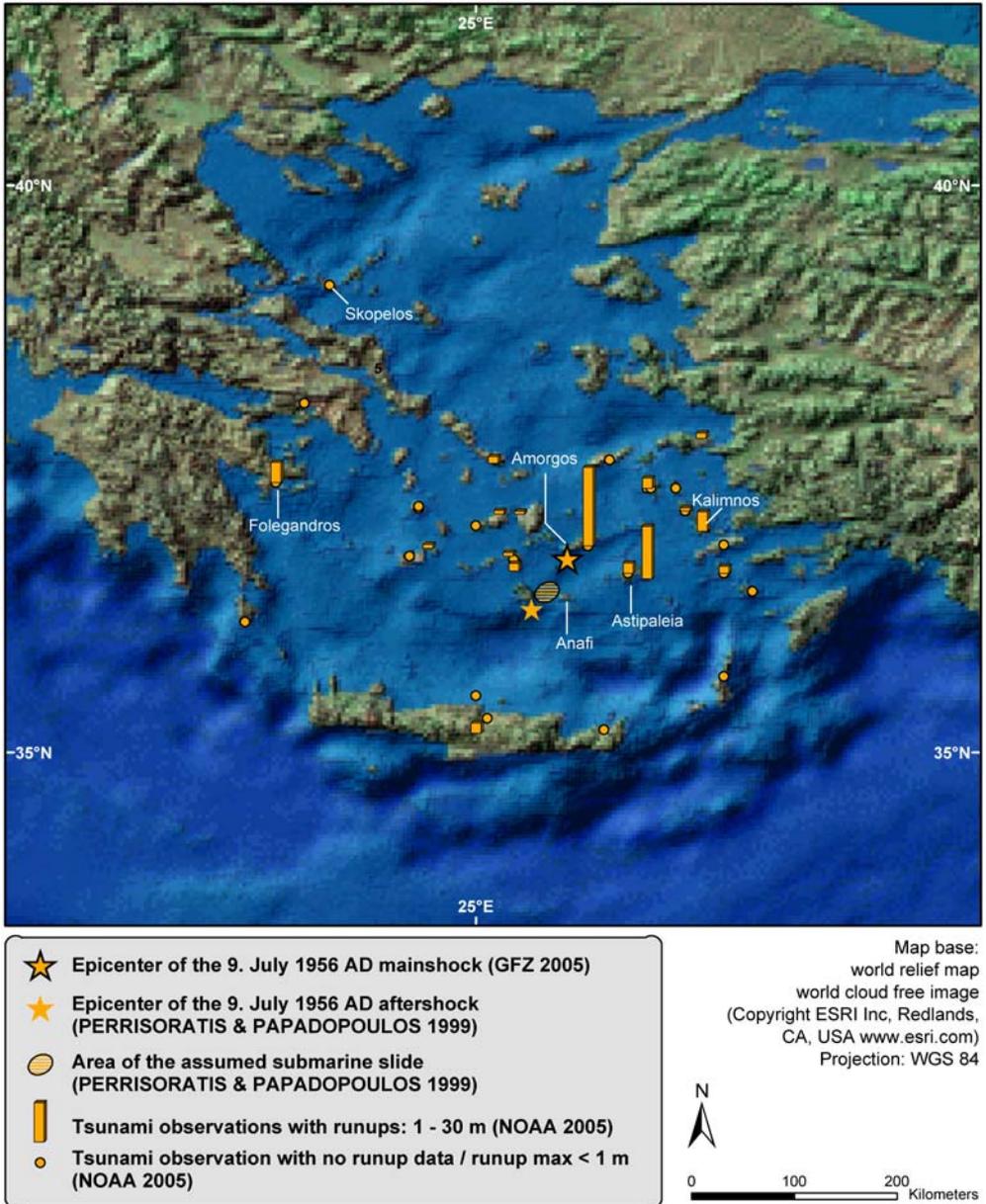


Abb. 7: Ausbreitung des Tsunami vom 9. Juli 1956 n. Chr. in der Südägäis mit Angabe der Epizentren von Haupt- und Nachbarbeben, des Rutschungsareals und der beobachteten Wellenhöhen.

PAPADOPOULOS 1999). Dieses Becken streicht von Südwest nach Nordost und wird von mehreren Verwerfungen eingefasst. Entlang einer der wichtigsten Verwerfungen nördlich der Insel Anafi verläuft ein 25 km langer Steilhang.

In diesem Gebiet konnte von PERRISORATIS & PAPADOPOULOS (1999) durch sedimentologische Untersuchungen eine große submarine Rutschung nachgewiesen werden. Das Rutschungsareal erstreckt sich auf einer Fläche von etwa 24 km Länge und 6 km Breite in Tiefen von 350 bis 600 m. Die abgerutschten Sedimente stammen vom oberen Hang im Süden des Amorgos Beckens und wurden durch einen oder mehrere Rutschungsvorgänge bewegt. Da der höchste Punkt des Rutschungskörpers nur etwa 10 km vom Epizentrum des Nachbebens aber 30 km vom Epizentrum des Hauptbebens entfernt liegt, wäre es möglich, dass die tsunamigene Rutschung erst beim Nachbeben ausgelöst wurde (PERRISORATIS & PAPADOPOULOS 1999). PAPA-ZACHOS et al. (1985) sowie SOLOVIEV et al. (2000) hingegen führen ausdrücklich an, dass die Generierung des Tsunami nicht durch eine submarine Rutschung beeinflusst wurde, sondern auf den vertikalen Versatz des Meeresbodens zurückgeführt werden kann.

In nächster Umgebung zum Entstehungsherd des Tsunami wurde ein *runup* von 30 m erreicht (SOLOVIEV et al. 2000; ANTONOPOULOS 1980). Dieser Extremwert wurde nur an der Südküste von Amorgos beobachtet und basiert auf Augenzeugenberichten. Exakte Messungen für die starken Meeresspiegelveränderungen beim Auflaufen des Tsunami liegen nicht vor, da die Pegelmessstationen ausfielen. Weitere hohe *runups* von bis zu 20 m wurden von der Nordküste Astipaleas und anderen dem Amorgos Becken zugewandten Küstenabschnitten berichtet (siehe Abb. 7). Dabei entstanden jedoch nur relativ geringe Schäden, da an den meisten Küsten die Bebauung erst in höhergelegenen Gebieten begann. Obwohl die Insel Kalymnos 150 km in östlicher Richtung vom Epizentrum des Hauptbebens entfernt liegt, traten dort die schwersten Schäden auf und es gab drei Todesopfer, da sich die größten Ansiedlungen an jener der Tsunamiquelle zugewandten Küste befanden (SOLOVIEV et al. 2000). Auf den dem Becken abgewandten Seiten der Inseln sowie an den weiter entfernten Küsten Griechenlands und Kleinasiens liefen die Wellen nur bis in relativ niedrige Höhen auf. Der am weitesten entfernte Punkt, an welchem der Tsunami beobachtet wurde, befindet sich auf der ca. 330 km entfernten Insel Skopelos.

Die extremen maximalen *runup* – Werte im Amorgos Becken können nach PERRISORATIS & PAPADOPOULOS (1999) zum Teil durch Überschätzung der beob-

achteten Wellenhöhen zustande gekommen sein und auf einen Maximalwert von 15 m reduziert werden.

Untersuchungen von Tsunamiablagerungen auf Astipaleia stützen nach DOMINEY-HOWES et al. (2000a) diese Annahme. Dabei wurden an der Nordküste der Insel nahe des Ortes Stavros gerundete Kiese auf einem bis zu 10 m über dem Meeresspiegel reichenden Kliff gefunden. Da sich zwischen diesen Kiesen Mollusken mariner Herkunft befinden, welche in den umliegenden Sedimenten nicht auftreten, kann von einem Ablagerungsvorgang durch einen Tsunami ausgegangen werden. Der Transport durch Sturmwellen kann aufgrund der Lage mehrere Meter über bekannten Sturmablagerungen ausgeschlossen werden. KELLETAT & SCHELLMANN (2001) sehen die eindeutige Zuordnung dieser Ablagerungen zum Tsunami von 1956 jedoch als zweifelhaft an, da einerseits die Kiese trotz geringer Reliefenergie vom Hang her mit Sedimenten bedeckt sind und darauf Bodenbildung zu erkennen ist, was auf eine frühere Ablagerung hindeutet, und andererseits Radiokarbondaten an Mollusken unter Berücksichtigung eines Reservoireffekts von mehreren 100 Jahren ein Maximalalter von 275 Jahren erbrachten. Im Süden der Insel konnten DOMINEY-HOWES et al. (2000a) außerdem eine Schicht aus gerundeten und schräg geschichteten Grobkiesen dem Tsunami vom 09.07.1956 n. Chr. zuordnen. Diese Schicht befindet sich innerhalb eines Kolluvialfächers in 20 bis 40 m Entfernung von der Küstenlinie in einer Höhe von bis zu 2 m und beinhaltet Foraminiferen, deren Lebensraum zum Teil in der Tiefsee liegt. Das Auftreten dieser marinen Lebewesen und die Lage der Kiese sprechen wiederum gegen eine Entstehung durch Sturmwellen, sondern deuten auf die Ablagerung während eines hochenergetischen Einzelereignisses wie einem Tsunami hin. Die zeitliche Einordnung ist bereits infolge eines Auftretens von Plastikfragmenten in der organischen Auflage eindeutig in jüngster Vergangenheit festzulegen. Die genannten Höhen von 2 m an der Südküste beziehungsweise 10 m an der Nordküste Astipaleias stellen minimale Werte für den jeweiligen *runup* dar, jedoch sind sehr viel höhere Werte unwahrscheinlich. Die der *runup* – Datenbank der National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA 2005) entnommenen und in Abb. 7 dargestellten Werte beinhalten zwar die eventuell überschätzten Beobachtungswerte, zeigen aber dennoch das Verbreitungsmuster des Tsunami mit den höchsten *runups* im Amorgos Becken und einer vornehmlichen Ausbreitung entsprechend der Rutschungsrichtung nach Nordosten. Der hohe *runup* von 7,9 m auf der westlich gelegenen Insel Folegandros ist möglicherweise auf einen lokalen Buchteneffekt zurückzuführen oder auf eine fehlerhafte Eintragung in der *runup* – Datenbank (NOAA 2005), da er nur

dort, aber nicht in der Literatur erwähnt wird.

3.3.3 Der spätbronzezeitliche Ausbruch des Santorin

Santorin, die südlichste Insel der Cycladen, ist einer der wenigen heute aktiven Vulkane im vulkanischen Bogen der südlichen Ägäis. Die letzte Eruption war 1950 n. Chr. auf dem im Zentrum der Caldera neu wachsenden Vulkankegel Kameni (SMITHSONIAN INSTITUTE 2005). Die Insel besteht heute nur noch aus einer großen überfluteten Caldera mit 4 – 6 km Durchmesser, von der nur die bis zu 400 m ü. NN hohen Ränder die heutige Gestalt bestimmen. Der größte Teil dieser Inselfragmente trägt den Namen Thera, welcher oftmals synonym für den ganzen Vulkan gebraucht wird. Die Caldera ist unter dem Meeresspiegel bis zu 390 m tief und im Westen von drei Kanälen durchbrochen. Die Umwandlung der Vulkaninsel zu ihrer heutigen Form fand während einer mehrtägigen Eruptionsserie in der späten Bronzezeit statt (ANTONOPOULUS 1992). Die zeitliche Einordnung dieses Ereignisses ist nicht eindeutig und wird basierend auf Radiokarbondatierungen von Tephra, dendrochronologischen Untersuchungen und Eisbohrkernen auf die Mitte des 17. Jahrhunderts v. Chr. gelegt, während Archäologen aufgrund der Chronologie von Töpferwaren und anderen archäologischen Zeugnissen einen jüngeren Zeitpunkt für wahrscheinlich halten. (MANNING 1999). In diese Arbeit wurde das nach MANNING (1999) wahrscheinlichste Datum übernommen: 1628 v. Chr., da dies nicht den archäologischen Zeugnissen widerspricht und mit den geowissenschaftlichen Belegen übereinstimmt. Der Volcanic Explosivity Index (s.u.) lag nach MCCOY & HEIKEN (2000) bei 6,9. Der spätbronzezeitliche Ausbruch des Santorin stellt somit einen der weltweit stärksten Vulkanausbrüche der vergangenen Jahrtausende dar.

Der Ausbruch, der sich über vier Tage erstreckte, wird von MCCOY & HEIKEN (2000) auf Grundlage stratigraphischer Untersuchungen im Süden von Thera in 4 Hauptphasen eingeteilt:

- In der 1. Phase wurden bei einem plinianischen Ausbruch große Mengen von Tephra und Bims ausgeworfen, die in weite Teile der Ägäis und Kleinasien verteilt wurden. Daneben entstanden auch großflächige Verbände von Bimsstein, welche auf Oberflächenströmungen in der Ägäis und im östlichen Mittelmeer trieben. Tsunamis wurden währenddessen nicht generiert.
- Mit der 2. Phase stieg die Intensität der Eruption an, als Wasser in die Krateröffnung eindrang. Die phreatomagmatischen Aktivitäten lösten proklastische

Ströme aus, welche beim Eintritt ins Meer auf allen Außenseiten der Insel Tsunamis anregten. Aufgrund erhöhter Ablagerungen pyroklastischen Materials im Süden (bis 12 m) von Thera, waren Tsunamis eventuell stärker nach Süden und Südosten ausgerichtet.

- Die pyroklastischen Ströme setzen sich in der 3. Phase fort. Die Mächtigkeit (bis 55 m) und der massive Aufbau dieser Schicht lassen folgern, dass dabei ausgelöste Tsunamis noch stärker waren als zuvor. In dieser Phase begann wahrscheinlich auch der Kollaps des Vulkans.
- In der 4. Phase konnten durch unterschiedliche Aktivitäten, wie weitere pyroklastischen Ströme und Schlammlawinen, wiederum Tsunamis in alle Richtungen ausgelöst worden sein. Vor allem der endgültige Kollaps, der mehrere hundert Meter hohen Flanken des Vulkans in die Caldera wird einen starken Tsunami verursacht haben, welcher sich entsprechend der großen Kanäle im Westen der Caldera in westlicher Richtung ausgebreitet haben wird.

Vor Beginn des eigentlichen Ausbruchs kam es außerdem zu einem schweren Erdbeben entlang einer durch die Vulkaninsel verlaufenden Verwerfung (DOMINEY-HOWES 2004, PARARAS-CARAYANNIS 1992). PARARAS-CARAYANNIS (1992) sieht im vermuteten Abschiebungsmechanismus dieses Erdbebens und eventuell dabei aufgetretenen submarinen Rutschungen den Auslöser für einen starken Tsunami, der sich nach Osten ausbreitete. Für seine These liegen keine eindeutigen Beweise vor. Er versucht damit jedoch angebliche Tsunamiablagerungen östlich des Santorin zu erklären. Dazu gehören Bimssteinschichten sowohl in etwa 1.000 km Entfernung an der Küste Israels in 7 m Höhe über dem heutigen Meeresspiegel als auch an der Küste Zyperns. Dagegen spricht, dass die Eruption des Santorin nicht explosiv genug war, diese vulkanischen Lockerprodukte an derart ferne Küsten abzulagern. Auch ein Tsunami konnte die schwimmenden Bimssteinverbände nicht dorthin transportieren, da dieser über keinen Wellenkamm verfügt, der den schwimmenden Bimsstein antreibt. So hätten diese Ablagerungen mit oberflächennahen Meeresströmungen mehrere Wochen bis zur zypriotischen beziehungsweise zur israelischen Küste gebraucht. Sie können somit von keinem Tsunami während des 4-tägigen Ausbruchs des Santorin dort abgelagert worden sein (DOMINEY-HOWES 2004). Die Entstehung dieser Schichten bleibt also ungeklärt.

Weitere Tsunamiablagerungen (10 – 15 cm mächtige Feinsedimentschichten) befinden sich in Höhen von 2 bis 3 m über dem Meeresspiegel an zwei Fundstellen an der türkischen Küste (MINOURA et al. 2000). Darüber liegt eine Tephraschicht, die

über die chemische Zusammensetzung sowie darin vorkommenden vulkanischen Glases eindeutig dem spätbronzezeitlichen Ausbruch des Santorin zugeordnet werden kann (MINOURA et al. 2003). Die Feinsedimente können möglicherweise einem während des Ausbruchs entstandenen Tsunami zugerechnet werden. Voraussetzung dafür wäre, dass nach einem – etwa durch pyroklastische Ströme am Osthang des Vulkans während der zweiten oder dritten Phase verursachten – Tsunami nochmals Tephra ausgestoßen und über den Tsunamisedimenten abgelagert wurde oder, dass ein Tsunami vor der Eruption des Lockermaterials in der ersten Phase generiert wurde. Letztere Variante würde dann der These eines präeruptiven tsunamigenen Erdbebens von PARARAS-CARAYANNIS (1992) entsprechen.

Nach einem Modell von MINOURA et al. (2003) verbreitete sich der Tsunami jedoch nach dem Kollaps in den letzten Phasen nicht nur nach Westen, sondern auch in östliche Richtung und erreichte innerhalb von ca. 150 Minuten die türkische Küste. Dies geschah noch vor dem Niederschlag des Tephras, welches mehrere Tage brauchte, um dort anzukommen. Auf Kreta gefundene Sandschichten, die von MINOURA et al. (2000) wiederum einem Tsunami während dieses Ausbruchs des Santorin zugeordnet werden, sind nicht eindeutig auf die tsunamigene Entstehung zurückzuführen, da weder genaue stratigraphische und topographische Beschreibungen dieser Schichten vorliegen noch der Beweis für ihren marinen Ursprung erbracht wurde. Außerdem konnten bei weiteren Untersuchungen an mehreren Stellen auf Kreta keine derartigen Beobachtungen gemacht werden (DOMINEY-HOWES 2004). Nur Ablagerungen auf dem Santorin selbst, welche als ein Gemenge verschiedener vulkanischer Förderprodukte in Höhenlagen bis 6 m ü. NN auftreten, sind wegen ihres vermischten Aufbaus, des Vorkommens mariner Sedimente und ihrer von der Küste her dünner werdenden Schichtung eindeutig auf die Einwirkung eines Tsunami zurückzuführen (MCCOY & HEIKEN 2000). Die weitreichende Wirkung von Tsunamis während der spätbronzezeitlichen Eruption des Santorin lässt sich folglich nicht beweisen.

Die in Abb. 8 aufgeführten und in der Literatur diskutierten geomorphologischen Tsunamizeugnisse stellen dementsprechend kein verlässliches Verbreitungsmuster dar. Für die Annahme eines Tsunami, der durch den Kollaps des Vulkans in den letzten Phasen des Ausbruchs entstand und sich in westlicher Richtung ausbreitete, könnten sedimentologische Befunde am Meeresboden sprechen. Beim Durchzug eines Tsunami in über 3.000 m tiefen Becken auf dem Mediterranen Rücken wurden Turbiditströmungen ausgelöst, welche charakteristische Ablagerungen hinterließen und als *homogenites* bezeichnet werden (CITA et al. 1996). Diese Mergelschichten sind

ungegliedert aus Silt und Ton zusammengesetzt und verfügen über eine sandige Basis mit scharfer Untergrenze. In Bohrkernen wurden sie mit Mächtigkeiten von einigen Dezimetern bis mehreren Metern an mehreren Stellen südwestlich von Griechenland gefunden (siehe Abb. 8). Dazu gehören nach CITA et al. (1996) auch ähnliche Ablagerungen in den Tiefseeebenen des Ionischen und des Syrtischen Meeres, welche wahrscheinlich durch große Turbiditströmungen infolge des Aufprallens des Tsunami am nordafrikanischen Kontinentalabhang entstanden. Diese würde wiederum eine Tsunamiausbreitung nach Südwesten anzeigen. Die zeitliche Einordnung dieser Ablagerungen – 3500 bis 4000 Jahre BP – wurde aufgrund der relativen Position zu datier-

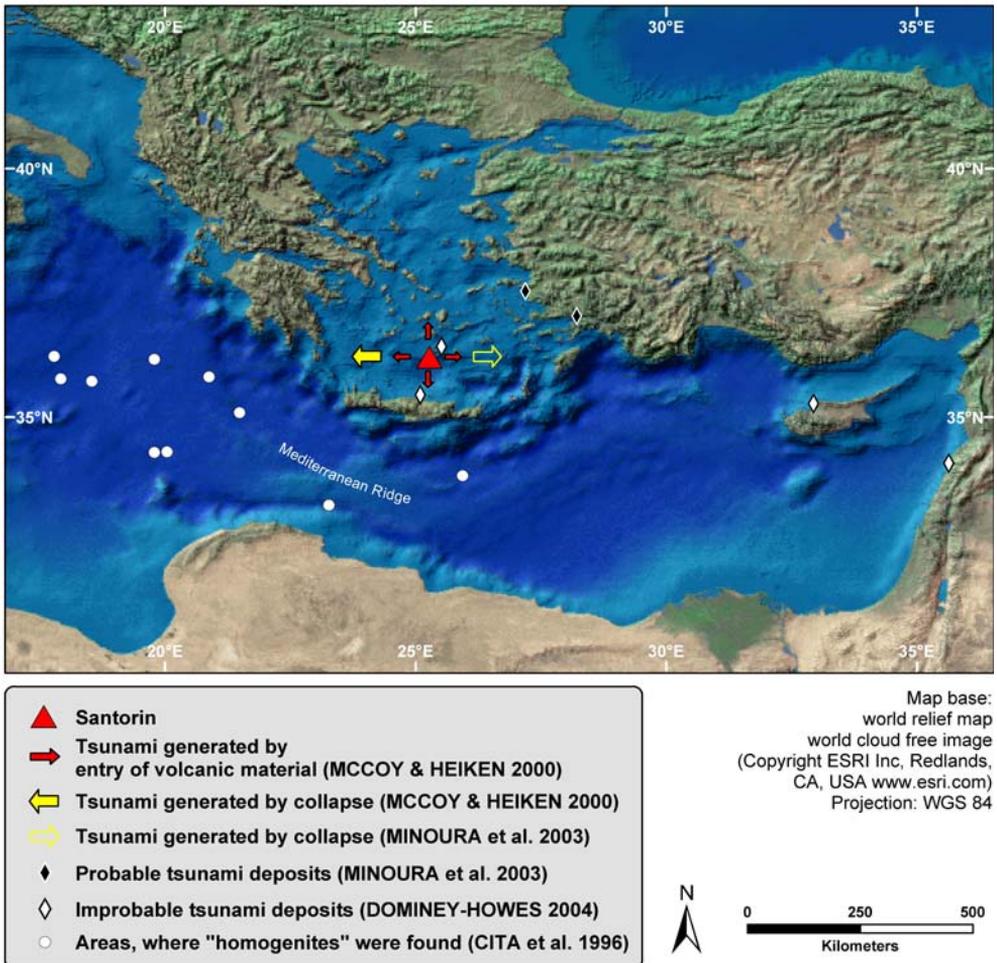


Abb. 8: Tsunamienstehung durch den spätbronzezeitlichen Ausbruch des Santorin mit Angaben von verschiedenen wahrscheinlichen und unwahrscheinlichen Tsunamiablagerungen an den Küsten und im Tiefseebereich des östlichen Mittelmeeres.

ten Schlammschichten darüber und darunter vorgenommen (CITA et al. 1996). Wegen der Ungenauigkeiten von mehreren hundert Jahren, ist eine eindeutige Zuordnung zu einem Tsunami, der durch den Kollaps des Santorin ausgelöst wurde, nicht möglich. Simulationen von PARESCHI et al. (2006b) sprechen außerdem gegen die Ausbreitung eines beim Kollaps des Santorin ausgelösten Tsunami außerhalb der Ägäis. Stattdessen vermuten sie einen Flankensturz am Ätna auf Sizilien als Ursache für einen Tsunami, der die *homogenites* entstehen ließ (PARESCHI et al. 2006a). Da keinerlei historische Zeugnisse von der nordafrikanischen Küste vorliegen, könnten geomorphologische Spuren an den Küsten Libyens und Tunesiens die Ausbreitung derartiger Tsunamis in diese Gebiete bestätigen.

4. Fazit

Die tsunamiaktivsten Zonen des Mittelmeer liegen entlang der Subduktionszonen am Kalabrischen und am Hellenischen Bogen sowie an dessen nördlichen Fortsetzung im Ionischen Meer und außerdem in der Ägäis (Abb. 9). Dies zeigen die qualitative Einschätzung und die statistischen Auswertung der einzelnen Zonen. Die Tsunamigefährdung im Westlichen und Östlichen Mittelmeer kann aufgrund der seismischen Aktivität (s. u.) und der geomorphologischen Befunde, welche auf starke Tsunamis hindeuten, als mittelgroß eingestuft werden. In den übrigen Zonen des Ligurischen und Tyrrhenischen Meeres, sowie der Adria ist die Tsunamigefährdung hingegen als niedrig anzusehen. Diese Einstufung ist in Abb. 9 kartographisch dargestellt. Hierbei ist zu beachten, dass innerhalb einer Zone Gebiete kleinerer beziehungsweise größerer Gefährdung liegen. Außerdem verbreitet sich ein in einer Zone entstandener Tsunami auch außerhalb davon.

Die Geodynamik des mediterranen Raumes mit den Subduktionszonen und zahlreichen Verwerfungen, vor allem entlang der Grenzen verschiedener Teilplatten, sorgt für eine starke Seismizität. In Abb. 9 ist die Erdbebenaktivität in Abhängigkeit von der Magnitude M_s dargestellt. An all den somit gekennzeichneten seismisch aktiven Gebieten – und besonders an den Subduktionszonen – sind Tsunamis möglich, die sich in tiefen Meeresbecken über große Entfernungen ausbreiten können. Dementsprechend sind vor allem die den Tiefseebecken des Ionischen Meeres und des östlichen Mittelmeeres zugewandten Küsten folgender Gebiete durch Tsunamis potentiell gefährdet: Sizilien, Südtürkei, Süditalien, Zypern, Westgriechenland, Levante, Peleponnes, Nordafrika und Kreta sowie weitere Inseln des Hellenischen Bogens.

Weniger weitreichende Tsunamis, aber lokal möglicherweise mit starken Auswirkungen, sind auch in den anderen seismisch aktiven Gebieten möglich. Litorale und submarine Rutschungen können dort auch durch relativ schwache Beben verursacht werden und Tsunamis mit extremen *runups* auslösen. Jedoch sind tsunamiauxlösende Rutschungen auch ohne Erdbeben möglich, wenn ein Steilrelief und ausreichend unkonsolidierte Sedimente vorhanden sind. Eine Gefährdung durch rutschungsinduzierte Tsunamis besteht also beinahe überall im Mittelmeer. In Abb. 9 sind weiterhin alle holozän aktiven Vulkane eingefügt, da hier durch pyroklastische Ströme, Rutschungen und vor allem durch den teilweisen oder kompletten Kollaps eines Vulkangebäudes Tsunamis entstehen können. Außer von Santorin, Stromboli und Vesuv ist jedoch von keinem der aufgeführten Vulkane ein tsunamiauxlösender Ausbruch bekannt.

Weitere geomorphologische Untersuchungen sind nötig, um die momentan noch lückenhafte Datenlage zu verfeinern. Diese könnte einerseits wenig verlässliche Tsunaminennungen aus historischen Quellen bestätigen und andererseits auf eine Gefährdung in Bereichen hinweisen, wo weder historische Belege für Tsunamis vorliegen noch aufgrund von vulkanischen Aktivitäten, Subduktionsdynamik oder sonstiger hoher Seismizität derartige Ereignisse zu erwarten wären. Ein Warnsystem, wie für das Mittelmeer geplant wird (vgl. UNESCO 2007), müsste aufgrund der kurzen Laufzeiten der Tsunamis im Tiefseebereich des Mittelmeeres sehr schnell arbeiten und wäre bei Tsunamis mit weitreichender Ausbreitung nur an weit entfernten Küsten wirklich von Nutzen. Bei lokalen Ereignissen ist mit Laufzeiten von nur wenigen Minuten bis zum Auftreffen an der Küste zu rechnen. Ein Warnsystem mit darüber liegenden Vorwarnzeiten würde kaum Sinn machen. Grundsätzlich sollte die küstennahe Bebauung in allen gefährdeten Gebieten einen vertikalen wie horizontalen Sicherheitsabstand einnehmen. Da dieses meist nicht beachtet wird, sollte zumindest die Bevölkerung über die Gefährdung unterrichtet und Pläne zur Katastrophenvorsorge erstellt werden.

Danksagung

Für die Bereitstellung der Kartengrundlagen ergeht ein herzlicher Dank an die Firma ESRI (ESRI Inc, Redlands, CA, USA, www.esri.com).

Literatur

- ALTINOK, Y. & ERSOY, S. (2000): Tsunamis Observed on and Near the Turkish Coast. – *Natural Hazards*, 21: 185-200.
- AMBRASEYS, N.N. (1962): Data for the investigation of seismic sea waves in the Eastern Mediterranean. – *Bull. Seism. Soc. Am.*, 52: 895-913.
- ANTONOPOULOS, J. (1980): Data from investigation on seismic Sea waves events in the Eastern Mediterranean from the Birth of Christ to 1980 A.D. – *Annali di Geofisica*, 33 (1): 141-248.
- ANTONOPOULOS, J. (1992): The great Minoan eruption of Thera Volcano and the ensuing tsunami in the Greek Archipelago. – *Natural Hazards*, 5 (2): 153-168.
- ASSIER-RZADKIEWICZ, S., HEINRICH, P., SABATIER, P. C., SAVOYE, B., BOURILLET, J. F. (2000): Numerical Modelling of a Landslide-generated Tsunami: The 1979 Nice Event. – *Pure and Applied Geophysics*, 157 (10): 1707 – 1727.
- BARTEL, P. & KELLETAT, D. (2003): Erster Nachweis holozäner Tsunami im westlichen Mittelmeergebiet (Mallorca, Spanien) mit einem Vergleich von Tsunami- und Sturmwellenwirkung auf Festgesteinsküsten. – *Berichte Forschungs- und Technologiezentrum Westküste der Universität Kiel*, 28: 93-107; Büsum.
- BRYANT, E. (2001): *Tsunami – The Underrated Hazard*. 320 S., Cambridge (Cambridge University Press).
- CITA, M. B., CAMERLENGHI, A., RIMOLDI, B. (1996): Deep-sea tsunami deposits in the eastern Mediterranean; new evidence and depositional models. – *Sedimentary Geology*, 104: 155-173.
- CGMW – Commission for the Geological Map of the World (2004): *Geodynamic Map of the Mediterranean*.
- DAWSON, A. G. (1994): Geomorphological effects of tsunami run-up and backwash. – *Geomorphology*, 10 (1-4): 83-94.
- DAWSON, A. G. (1999): Linking tsunami deposits, submarine slides and offshore earthquakes. – *Records of rapid change in the late Quaternary*, 60: 119-126.
- DIETRICH, G., KALLE, K., KRAUSS, W., SIEDLER, G. (1975): *Allgemeine Meereskunde. Eine Einführung in die Ozeanographie*. 593 S., Berlin – Stuttgart (Bornträger).
- DOMINEY-HOWES, D. (2002): Documentary and geologic records of tsunamis in the Aegean Sea region of Greece and their potential value to risk assessment and disaster management. – *Natural Hazards*, 25 (3): 195-224.

- DOMINEY-HOWES, D. (2004): A re-analysis of the Late Bronze Age eruption and tsunami of Santorini, Greece, and the implications for the volcano–tsunami hazard. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 130 (1-2): 107-132.
- DOMINEY-HOWES, D., CUNDY, A., CROUDACE, I. (2000a): High energy marine flood deposits on Astypalaea Island, Greece; possible evidence for the AD 1956 southern Aegean tsunami. – *Marine Geology*, 163 (1-4): 303-315.
- DOMINEY-HOWES, D., PAPADOPOULOS, G. A., DAWSON, A.G. (2000b): Geological and historical investigation of the 1650 Mt. Columbo (Thera Island) eruption and tsunami, Aegean Sea, Greece. – *Natural Hazards*, 21: 83-96.
- EVA, C. & RABINOVICH, A. B. (1997): The February 23, 1887, tsunami recorded on the Ligurian coast, western Mediterranean. – *Geophysical Research Letters*, 24 (17): 2211-2214.
- GFZ (2005): GeoForschungszentrum Potsdam, Sektion 2.1 (persönl. Korrespondenz).
- GIANFREDA, F., MASTRONUZZI, G., SANSONO, P. (2001): Impact of historical tsunamis on a sandy coastal barrier: an example from the northern Gargano coast, southern Italy. – *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 1: 213-219.
- GUIDOBONI, E. & COMASTRI, A. (1997): The large earthquake of 8 August 1303 in Crete; seismic scenario and tsunami in the Mediterranean area. – *Journal of Seismology*, 1 (1): 55-72.
- GUIDOBONI, E. & TINTI S. (1988): A review of the historical 1627 tsunami in the southern Adriatic. – *Natural Sciences of Hazards*, 6 (1): 11-16.
- GUIDOBONI, E. & TINTI S. (1989): The largest historical tsunamis in the northern Adriatic Sea; a critical review. – *Science of Tsunami Hazards*, 7 (1): 45-54.
- GUSIAKOV, V. K. (2003): Identification of slide-generated tsunamis in the historical catalogues. – In: YALCINER, A.; PELINOVSKY, E.; OKAL, E.; SYNOLAKIS, C. E. (Hg.): *Submarine landslides and tsunamis*: 17-24; Dordrecht (Kluwer Academic Publishers).
- HARVARD (2005): Harvard Seismology (Erdbebenkatalog). <http://www.seismology.harvard.edu>; Stand: 14.12.2005.
- HÉBERT, H. & ALASSET, P.-J. (2003): The tsunami triggered by the 21 May 2003 Algiers earthquake. – *CSEM/EMSC Newsletter*, 20: 10-12.
- HEIDBACH, O. (2000): Der Mittelmeerraum. Numerische Modellierung der Lithosphärendynamik im Vergleich mit Ergebnissen aus der Satellitengeodäsie. – Deutsche Geodätische Kommission, Reihe C: Dissertationen (525). 96 S.,

- München (Verlag der Bayerischen Akademie der Wissenschaften).
- IG (2005): Institute of Geophysics (Griechenland). <http://www.gein.noa.gr/services/tsunami.htm>; Stand: 14.12.2005.
- IGN (2005): Instituto Geografico Nacional (Spanien). http://www.fomento.es/mfom/lang_castellano/direcciones_generales/instituto_geografico/geofisica/sismologia/otras/leyenda.htm; Stand: 14.12.2005.
- INGV (2005): Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (Italien). <http://www.ingv.it/~roma/SITOINGLESE/activities/pererischio/macrosismica/tsunami/intro.html>; Stand: 14.12.2005.
- KELLETAT, D. (2006): Neue Beobachtungen zu Paläo-Tsunamis im Mittelmeergebiet: Mallorca & und Bucht von Alanya, türkische Südküste. – Schriften des Arbeitskreises Landes- und Volkskunde (ALV), Koblenz: 1-14.
- KELLETAT, D. (2003): Tsunamis durch Impacts von Meteoriten im Quartär? – Essener Geographische Arbeiten, 35: 27-38; Essen.
- KELLETAT, D. & SCHELLMANN, G. (2001): Sedimentologische und geomorphologische Belege starker Tsunami-Ereignisse jung-historischer Zeitstellung im Westen und Südosten Zyperns. – Essener Geographische Arbeiten, 32: 1-74.
- KELLETAT, D. & SCHELLMANN, G. (2002): Tsunamis on Cyprus: Field Evidences and 14C Dating Results. – Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Vol. 137: 19-34.
- KORTEKAAS, S., PAPADOPOULOS, G.A., GANAS, A., DIAKANTONI, A. (2005): Geological identification of historical tsunamis in the Gulf of Corinth, Greece. Poster presented at the workshop „Tsunami deposits and their role in hazard mitigation“, National Science Foundation and Department of Earth and Space Sciences at the University of Washington, Seattle. <http://earthweb.ess.washington.edu/tsunami2/deposits/downloads.htm>; Stand: 18.08.2007.
- MANNING, S. (1999): Test of time: The volcano of Thera and the chronology and history of the Aegean and east Mediterranean in the mid second millennium BC. – 494 S., Oxford / Oxbow.
- MARAMAI, A., GRAZIANI, L., ALESSIO G., BURRATO, P., COLINI, L., CUCCI, L., NAPPI, R., NARDI, A., VILARDO, G. (2005a): Near- and far-field survey report of the 30 December 2002 Stromboli (Southern Italy) tsunami. – Marine Geology, 215 (1-2): 93-106.
- MARAMAI, A., GRAZIANI, L., TINTI, S. (2005b): Tsunamis in the Aeolian Islands (southern Italy): a review. – Marine Geology, 215 (1-2): 11-21.

- MARAMAI, A. & TERTULLIANI, A. (1994): Some events in central Italy; are they all tsunamis? A revision for the Italian tsunami catalog. – *Annali di Geofisica*, 37 (5): 997-1008.
- MASTRONUZZI, G. & SANZO, P. (2000): Boulders transport by catastrophic waves along the Ionian coast of Apulia (southern Italy) – *Marine Geology*, 170 (1-2): 93-103.
- MCCOY, F. W. & HEIKEN, G. (2000): Tsunami generated by the late Bronze Age eruption of Thera (Santorini), Greece. – *Pure and Applied Geophysics*, 157 (6-8): 1227-1256.
- MINOURA, K., IMAMURA, F., KURAN, U., NAKAMURA, T., PAPADOPOULOS, G. A., TAKAHASHI, T., YALCINER, A. C. (2000): Discovery of Minoan tsunami deposits. – *Geology (Boulder)*, 28 (1): 59-62.
- MINOURA, K., IMAMURA, F., KURAN, U., NAKAMURA, T., PAPADOPOULOS, G. A., TAKAHASHI, T., YALCINER, A. C. (2003): Tsunami hazards associated with explosion-collapse processes of a dome complex on Minoan Thera. – In: Yalciner, A.; Pelinovsky, E.; Okal, E.; Synolakis, C. E. (Hg.): *Submarine landslides and tsunamis: 229-236*; Dordrecht (Kluwer Academic Publishers).
- MORHANGE, C., MARRINER, N., PIRAZZOLI, P.A. (2006): Evidence of Late-Holocene Tsunami Events in Lebanon. – In: SCHEFFERS, A. & KELLETAT D. (Hg.): *Tsunamis, Hurricanes and Neotectonics as Driving Mechanisms in Coastal Evolution. Proceedings of the Bonaire Field Symposium, March 2-6, 2006.* – *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Vol. 146: 81-95.*
- NOAA (2005): National Oceanic and Atmospheric Administration. Tsunami Basics & Tsunami Data at National Geophysical Data Center (USA). <http://www.tsunami.noaa.gov/basics.html>; Stand: 14.12.2005.
- NTL (2005): Tsunami Laboratory Novosibirsk (Russland). <http://tsun.sccc.ru/tsulab>; Stand: 14.12.2005.
- PAPADOPOULOS, G. A. (2003): Tsunami Hazard in the Eastern Mediterranean: Strong Earthquakes and Tsunamis in the Corinth Gulf, Central Greece. – *Natural Hazards*, 29: 437-464.
- PAPAZACHOS, B. C., KOUTITAS, C., HATZIDIMITRIOU, P. M., KARACOSTAS, B. G., PAPAIOANNOU, C. A. (1985): Source and short-distance propagation of the July 9, 1956 southern Aegean tsunami. – *Marine Geology*, 65 (3-4): 343-351.
- PARARAS – CARAYANNIS, G. (1992): The tsunami generated from the eruption of the volcano of Santorin in the Bronze Age. – *Natural Hazards*, 5 (2): 115-123.

- PARESCHI, M. T., BOSCHI, E., FAVALLI, M. (2006a): Impact of the Minoan tsunami of Santorini: Simulated scenarios in the eastern Mediterranean. – *Geophysical Research Letters*, 33, L18607, doi:10.1029/2006GL027205.
- PARESCHI, M. T., BOSCHI, E., FAVALLI, M. (2006b): Lost Tsunami. – *Geophysical Research Letters*, 33, L22608, doi: 10.1029/2006GL027790.
- PELINOVSKY, E., KHARIF C., RIABOV, I., FRANCIUS, M. (2002): Modelling of tsunami propagation in the vicinity of the French Coast of the Mediterranean. – *Natural Hazards*, 25 (2): 135-159.
- PERRISORATIS, C. & PAPADOPOULOS, G. (1999): Sediment instability and slumping in the southern Aegean Sea and the case history of the 1956 tsunami. – *Marine Geology*, 161: 287-305.
- PIATANESI, A. & TINTI, S. (1998): A revision of the 1693 eastern Sicily earthquake and tsunami. – *Journal of Geophysical Research*, B, Solid Earth and Planets, 103 (B2): 2749-2758.
- PIRAZZOLI, P.A., AUSSEIL – BADIE, J., GIRESSE, P., HADJIDAKI, E., ARNOLD, M. (1992): Historical environmental changes at Phalarsana Harbour, west Crete. – *Geoarchaeology*, 7 (4): 371-392.
- SALAMON, A., ROCKWELL, T., WARD, S. N., GUIDOBONI, E., COMASTRI, A. (2007): Tsunami Hazard Evaluation of the Eastern Mediterranean: Historical Analysis and Selected Modeling. – *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97 (3): 705-724.
- SCHEFFERS, A. (2006): Sedimentary Impact of Holocen Tsunami Events from the Intra America Seas & Southern Europe: A review. – In: SCHEFFERS, A. & KELLETAT D. (Hg.): *Tsunamis, Hurricanes and Neotectonics as Driving Mechanisms in Coastal Evolution*. Proceedings of the Bonaire Field Symposium, March 2-6, 2006. – *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Vol. 146*: 7-37.
- SCHEFFERS, A. & KELLETAT, D. (2001): Hurricanes und Tsunamis. Dynamik und küstengestaltende Wirkungen. – *Bamberger Geographische Schriften*, 20: 29-53; Bamberg.
- SCHEFFERS, A. & KELLETAT, D. (2004): Bimodal tsunami deposits – a neglected feature in paleotsunami research. – *Coastline Reports*, 1: 67-75.
- SCICCHITANO, G., MONACO, C., TORTORICI, L. (2007): Large boulder deposits by tsunami waves along the Ionian coast of south-eastern Sicily (Italy). – *Marine Geology*, 238 (1-4): 75-91.

- SIMKIN, T. & SIEBERT, L. (1994): *Volcanoes of the world*. 349 S., Tucson (Geoscience Press Inc.).
- SMITHSONIAN INSTITUTION (2005): *Global Volcanism Program. Worldwide Holocene Volcano and Eruption Information*. <http://www.volcano.si.edu>; Stand: 18.8.2007.
- SOLOVIEV, S. L., SOLOVIEVA, O.N., GO, C., KIM, K., SHCHETNIKOV, A. (2000): *Tsunamis in the Mediterranean Sea 2000 BC - 2000 AD*. 239 S., Dordrecht (Kluwer Academic Publishers).
- STIROS, S. C. (2001): The AD 365 Crete earthquake and possible seismic clustering during the fourth to sixth centuries AD in the eastern Mediterranean; a review of historical and archaeological data. – *Journal of Structural Geology*, 23: 545–562.
- STIROS, S. C. & DRAKOS, A. (2006): A fault-Model for the Tsunami-Associated, Magnitude e“ 8.5 Eastern Mediterranean, Ad 365 Eartquake. – In: SCHEFFERS, A. & KELLETAT D. (Hg.): *Tsunamis, Hurrricanes and Neotectonics as Driving Mechanisms in Coastal Evolution. Proceedings of the Bonaire Field Symposium, March 2-6, 2006*. – *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Vol. 146*: 125-137.
- STROMBOLI ONLINE (2007): *Information about Stromboli, Etna and other volcanoes*. <http://www.swisseduc.ch/stromboli/>; Stand: 18.08.2007.
- TANNER, L. H. & CALVARI, S. (2004): Unusual sedimentary deposits on the SE side of Stromboli volcano, Italy: products of a tsunami caused by the ca. 5000 years BP Sciara del Fuoco collapse? – *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 137 (4): 329-340.
- TINTI, S. & ARMIGLIATO, A. (2001): Impact of large tsunamis in the Messina Straits, Italy: The case of the 28 December 1908 tsunami. – In: HEBENSTREIT, G. T. (Hg.): *Tsunami research at the end of a critical decade*: 139-162; Dordrecht (Kluwer Academic Publishers).
- TINTI, S., PAGNONI, G., PIATANESI, A. (2003a): Simulation of tsunamis induced by volcanic activity in the Gulf of Naples (Italy). – *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3: 311-320.
- TINTI, S., PAGNONI, G., ZANIBONI, F. (2003b): Tsunami generation in Stromboli Island and impact on the south-east Tyrrhenian coasts. – *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3: 299-309.
- TINTI, S. & PIATANESI, A. (1996): Numerical simulations of the tsunami induced by the 1627 earthquake affecting Gargano, southern Italy. – *Journal of*

Geodynamics, 21 (2): 141-160.

UNESCO (2007): International Tsunami Information Center. <http://ioc3.unesco.org/neamtws/>; Stand: 18.08.2007.

VÖTT, A., MAY, M., BRÜCKNER, H., BROCKMÜLLER, S. (2006): Sedimentary Evidence of Late Holocene Tsunami Events near Lefkada Island (NW Greece). – In: SCHEFFERS, A. & KELLETAT D. (Hg.): Tsunamis, Hurricanes and Neotectonics as Driving Mechanisms in Coastal Evolution. Proceedings of the Bonaire Field Symposium, March 2-6, 2006. – Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Vol. 146: 139-172.

VÖTT, A., BRÜCKNER, H., MAY, M., LANG, F., HERD, L., BROCKMÜLLER, S. (2007): Strong tsunami impact on the Bay of Aghios Nikolaos and its environs (NW Greece) during Classical-Hellenistic times. – Quaternary International (in press).

WINDLEY, B. F. (1986): The Evolving Continents. 399 S., Chichester – New York – Brisbane – Toronto (Wiley).

Anhang - Tsunamikatalog für das Mittelmeer (GFZ 2005)

Legende

Year	Year AD / BC (-)																														
Month	Month																														
Day	Day																														
Lat	Latitude																														
Lon	Longitude																														
Location	Location of tsunami source																														
Cause	<p>Q: earthquake</p> <p>TL: tectonic landslide after earthquake</p> <p>V: volcanic activity</p> <p>L: landslide</p> <p>U: unknown</p>																														
Ms	Surface-wave magnitude																														
Depth	Focal depth (in km)																														
VEI	<p>Volcanic Explosivity Index (SIMKIN & SIEBERT 1994)</p> <table border="1"> <thead> <tr> <th>VEI</th> <th>Plume</th> <th>Ejecta volume</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>0</td> <td>< 100 m</td> <td>> 1000 m³</td> </tr> <tr> <td>1</td> <td>100 – 1000 m</td> <td>> 10.000m³</td> </tr> <tr> <td>2</td> <td>1 – 5 km</td> <td>> 1.000.000 m³</td> </tr> <tr> <td>3</td> <td>3 – 15 km</td> <td>> 10.000.000 m³</td> </tr> <tr> <td>4</td> <td>10 – 25 km</td> <td>> 0,1 km³</td> </tr> <tr> <td>5</td> <td>> 25 km</td> <td>> 1 km³</td> </tr> <tr> <td>6</td> <td>> 25 km</td> <td>> 10 km³</td> </tr> <tr> <td>7</td> <td>> 25 km</td> <td>> 100 km³</td> </tr> <tr> <td>8</td> <td>> 25 km</td> <td>> 1000 km³</td> </tr> </tbody> </table>	VEI	Plume	Ejecta volume	0	< 100 m	> 1000 m ³	1	100 – 1000 m	> 10.000m ³	2	1 – 5 km	> 1.000.000 m ³	3	3 – 15 km	> 10.000.000 m ³	4	10 – 25 km	> 0,1 km ³	5	> 25 km	> 1 km ³	6	> 25 km	> 10 km ³	7	> 25 km	> 100 km ³	8	> 25 km	> 1000 km ³
VEI	Plume	Ejecta volume																													
0	< 100 m	> 1000 m ³																													
1	100 – 1000 m	> 10.000m ³																													
2	1 – 5 km	> 1.000.000 m ³																													
3	3 – 15 km	> 10.000.000 m ³																													
4	10 – 25 km	> 0,1 km ³																													
5	> 25 km	> 1 km ³																													
6	> 25 km	> 10 km ³																													
7	> 25 km	> 100 km ³																													
8	> 25 km	> 1000 km ³																													

Tiamb	<p>Tsunami intensity on Sieberg – Ambraseys – scale (AMBRASEYS 1962)</p> <p>1: Very light. Wave so weak as to be perceptible only on tide-gauge records.</p> <p>2: Light. Wave noticed by those living along the shore and familiar with the sea. On very flat shores generally noticed</p> <p>3: Rather strong. Generally noticed. Flooding of gently sloping coasts. Light sailing vessels carried away on shore. Slight damage to light structures situated near the coasts. In estuaries reversal of the river flow some distance upstream.</p> <p>4: Strong. Flooding of the shore to some depth. Light scouring on man-made ground. Embankments and dikes damaged. Light structures near the coasts damaged. Solid structures on the coast injured. Big sailing vessels and small ships drifted inland or carried out to sea. Coasts littered with floating debris.</p> <p>5: Very strong. General flooding of the shore to some depth. Quaywalls and solid structures near the sea damaged. Light structures destroyed. Severe scouring of cultivated land and littering of the coast with floating items and sea animals. With the exception of big ships all other type of vessels carried inland or out to sea. Big bores in estuary rivers. Harbor works damaged. People drowned. Wave accompanied by strong roar.</p> <p>6: Disastrous. Partial or complete destruction of manmade structures for some distance from the shore. Flooding of coasts to great depths. Big ships severely damaged. Trees uprooted or broken. Many casualties.</p>
Runup max	Maximum observed or measured wave height (in m a.s.l.).
Notes	Notes about differing or additional data in the literature, references to other events, etc.
Data source	Indication of original catalogues: IG 2005; IGN 2005; INGV 2005; NOAA 2005; NTL 2005

ID	Year	Month	Day	Lat	Lon	Location	Cause	Depth	Ms	VEI	TI amb	Runup max	Notes	Data Source
1	2003	5	27	36,8	3,62	Algeria	Q	27	6,1		2	0,15		IGN
2	2003	5	21	36,96	3,63	Algeria	Q	12	6,9		3,5	2		IGN, NOAA, NTL
3	2002	12	30	38,48	15,12	Aeolian Islands	V				5	10,9		INGV, NOAA, NTL
4	2000	4	5	34,13	25,41	Crete	Q	38	5,7		2	0,5		IG, NOAA
5	1996	1	1	38,19	22,05	West Corinth Gulf	L				4	2		IG, NOAA, NTL
6	1995	6	15	38,22	22,09	West Corinth Gulf	Q	14	6,3		3	1		IG, NOAA, NTL
7	1994	3	27	38,7	23	Phthiotida	U		7					NOAA
8	1991	1	4	37,7	26,3	East Aegian Sea	U							NTL, NOAA
9	1990	12	13	37,16	15,07	Eastern Sicily	Q		5,4		2			INGV, NOAA
10	1989	10	29	36,78	2,44	Algeria	Q	5	6,1					NTL, NOAA
11	1988	4	20	38,24	14,58	Aeolian Islands	L						cause = V & L ¹	INGV, NOAA
12	1984	2	11	38,18	21,54	West Corinth Gulf	U	10	5,5		3		cause = TL ²	IG, NOAA, NTL
13	1983	1	17	38,06	20,12	Ionian Sea	Q	8	7		2	0,5		IG, NOAA, NTL
14	1981	2	24	38,04	23	East Corinth Gulf	Q	8	6,7		2	0,3		IG, NOAA, NTL
15	1980	10	10	36,28	1,68	Algeria	Q	14	7,3		1			NTL, NOAA
16	1979	4	15	41,48	19	South Adriatic Sea	Q	4	7,1		4			IG, NOAA, NTL
17	1979	10	16	43,42	7,15	Liguria-Cote d'Azur	L				3	3		INGV, NOAA, NTL
18	1978	6	20	40,37	23,16	Aegian Sea	Q	6	6,5		1	0,45		IG, NOAA, NTL
19	1968	4	18	44,05	8,01	Liguria-Cote d'Azur	Q		4,6		2			INGV, NTL
20	1968	2	19	39,3	25,3	North Aegian Sea	Q	7	7,1		2	1,2		IG, NOAA, NTL
21	1965	7	6	38,16	22,18	West Corinth Gulf	TL	18	6,3		3	3		IG, NOAA, NTL
22	1963	2	7	38,12	22,12	West Corinth Gulf	L				4	5		IG, NOAA, NTL
23	1962	5	28	39,48	25,9	North Aegian Sea	Q		4,5		2			IG, NTL
24	1961	6	6			Aegian Sea	Q	30	5,3		2	0,9		IG, NOAA, NTL
25	1961	5	23	36,7	28,5	Aegian Sea	Q		6,5					NOAA, NTL
26	1956	7	9	36,38	25,58	South Aegian Sea	Q	20	7,5		5	15	cause = TL ³	IG, NOAA, NTL
27	1956	11	2	39,18	23,06	Volos Gulf	Q		5,6		2	1		IG, NOAA, NTL
28	1955	4	19	39,23	23	Volos Gulf	Q		6,2		3			IG, NTL
29	1954	9	9	36,29	1,47	Alboran Sea	Q	5	6,6		1			NTL
30	1954	2	1	38,48	15,12	Aeolian Islands	V				2			INGV, NOAA, NTL
31	1953	8	12	38,06	20,36	Ionian Sea	Q		7,2		2		cause = TL*	IG, NTL*
32	1953	9	10	34,8	32	Cyprus	Q		6,5					NTL

ID	Year	Month	Day	Lat	Lon	Location	Cause	Depth	Ms	VEI	TI amb	Runup max	Notes	Data Source
33	1949	7	23	38,35	26,14	East Aegian Sea	Q	25	6,7		3	2		IG, NTL
34	1948	4	22	38,43	20,34	Ionian Sea	Q	8	6,5		3	1		IG, NOAA, NTL
35	1948	2	9	35,3	27,12	Dodecanese Isl.	Q	16	6,1		4	1,2		IG, NOAA, NTL
36	1947	10	6	36,58	21,41	South Ionian Sea	TL	28	7		2	0,6		IG, NOAA, NTL
37	1944	8	20	38,48	15,12	Aeolian Islands	V			2	4			INGV, NTL
38	1937	7	20	43,2	16,4	Adriatic Sea	Q		5,2					NTL
39	1932	9	26	40,27	23,46	Stomonic Gulf	Q	40	7		3	2		IG, NOAA, NTL
40	1930	9	11	38,48	15,12	Stromboli	V			3	3	2,5		INGV, NOAA, NTL
41	1928	3	31	38,12	27,4	East Aegian	Q		7		2			IG, NOAA, NTL
42	1928	4	22	37,54	23	East Corinth Gulf	Q		6,3		3	2,1		IG, NOAA, NTL
43	1926	8	30	36,3	23,18	Argolikos Gulf	Q		7		2			IG, NTL
44	1920	11	26	40,18	20	Albanian Coast	Q		6		3			IG, NOAA, NTL
45	1919	5	22	38,48	15,12	Stromboli	V	10		3	3			INGV, NOAA, NTL
46	1916	7	3	38,49	15,14	Aeolian Islands	Q		5,1		2	10	cause = V ¹	IG, NTL
47	1915	8	7	38,3	20,37	Ionian Sea	Q	14	7		3	0,8		IG, NOAA, NTL
48	1914	11	27	38,43	20,37	Ionian Sea	Q		6		4	3	cause = TL ²	IG, NOAA, NTL
49	1908	12	28	38,09	15,41	Messina Strait	Q	10	7,2		6	13		INGV, NOAA, NTL
50	1907	10	23	38,08	16,01	Ionian Calabria	Q		5,9		3			INGV, NTL
51	1905	1	20	39,4	22,5	West Aegian Sea	Q		6		2			IG, NTL
52	1905	9	8	38,4	16,04	Tyrrenian Calabria	Q		7,1		3	6		INGV, NTL
53	1902	7	5	40,49	23,02	Thermaikos Gulf	Q		7		2	0,3		IG, NOAA, NTL
54	1899	1	22	37,2	21,6	Ionian Sea	Q		6,6			1		IG, NTL
55	1898	12	3	37,12	21,36	Ionian Sea	Q		7		3	1		IG, NOAA, NTL
56	1898	6	2	37,36	22,3	Peloponnesus	Q		7		3			IG
57	1896	11	5			Ionian Sea	Q							IG
58	1894	11	16	38,17	15,52	Tyrrenian Calabria	Q		6,1		3			IG, NTL
59	1894	4	27	38,4	23,02	North Evoikos	Q		7		2	3		IG, NOAA, NTL
60	1893	2	9	40,3	25,5	Samothrace	Q		6,8		3	1		IG, NOAA, NTL
61	1893	6	14	40,06	19,42	Albanian Coast	Q		7		3			IG, NOAA, NTL
62	1893	4	17	37,42	20,54	Zante, Ionian Sea	Q		6		2			IG, NOAA, NTL
63	1888	9	9	38,12	22,06	West Corinth Gulf	Q		6,1		2			IG, NTL
64	1887	10	3	38,06	22,54	Corinth Gulf	Q		6		2			IG, NOAA, NTL

ID	Year	Month	Day	Lat	Lon	Location	Cause	Depth	Ms	VEI	TI amb	Runup max	Notes	Data Source
65	1887	2	23	43,55	8,04	Liguria-Cote d'Azur	Q		6,3		3			INGV, NTL
66	1886	8	27	37,06	21,3	Ionian Sea	Q		8		3			IG, NOAA, NTL
67	1885	1	16	41,68	12,78	Liguria, Cote d'Azur	U							NTL
68	1883	6	27	39,3	20	North Ionian Sea	Q				3			IG, NOAA, NTL
69	1881	4	3	38,12	26,12	East Aegian Sea	Q		7		3			IG, NTL
70	1876	12	23				U							NTL
71	1875	3	17	44,04	12,33	Central Adriatic	Q		5,7		3			INGV, NTL
72	1870	6	24	32,2	29,6	Egypt	Q		7,2					NOAA, NTL
73	1870	8	6				Q							NTL
74	1869	12	28	38,51	20,48	Albanian Coast	Q		6		3			IG, NOAA, NTL
75	1867	9	20	36,44	22,27	Peloponnesus	Q		7		4			IG, NOAA, NTL
76	1867	2	4	38,4	20,5	Ionian Sea	Q		7		2			IG, NTL
77	1866	1	2	40,24	19,36	Albanian Coast	Q		6,6		4			IG, NOAA, NTL
78	1866	2	6	36,12	23,24	Kythira Strait	Q		6		4	8		IG, NOAA, NTL
79	1866	3	6	40,24	19,3	Albanian Coast	Q		6,1		4			IG, NTL
80	1866	2	2	38,24	26	East Aegian Sea	Q	6,4	8		3			IG, NOAA, NTL
81	1866	3	2	40,24	19,3	Albanian Coast	Q		6,3		3			IG, NTL
82	1866	3	3	40,4	19,5	Albanian Coast	U		6,3					NOAA, NTL
83	1866	3	13	40,3	19,3	Albanian Coast	Q		6		3			IG, NOAA, NTL
84	1866	1	6				U							NOAA, NTL
85	1866	1	28	36,4	25,3	South Aegian Sea	Q		6					NOAA, NTL
86	1861	12	26	38,12	22,12	West Corinth Gulf	TL	15	6,6		3	2,1		IG, NOAA, NTL
87	1856	8	21	36,85	5,7	Algeria	Q							IGN, NTL
88	1856	11	13	38,24	26,06	East Aegian Sea	Q		6,3		4			IG, NOAA, NTL
89	1856	8	22	36,83	5,72	Algeria	Q				4	5		IGN
90	1853	8	18	38,18	23,12	Evoikos Gulf	Q		6,5		3			IG, NOAA, NTL
91	1852	9	8			East Aegian Sea	Q				3			IG, NOAA, NTL
92	1851	10	12	40,42	19,24	West Corinth Gulf	Q		6,8		3	0,6		IG, NOAA, NTL
93	1846	8	25	43,5	10,5	Tuscany	U						cause = Q ²	NTL
94	1846	8	14	43,32	10,3	Tuscany	Q		5,7		2			INGV, NTL
95	1836	4	25	39,34	16,44	Ionian Calabria	Q		6,2		4			INGV, NTL
96	1833	1	19	40,3	19,24	Albanian Coast	Q		6,5		3			IG, NOAA, NTL

ID	Year	Month	Day	Lat	Lon	Location	Cause	Depth	Ms	VEI	TI amb	Runup max	Notes	Data Source
97	1832	3	8	39,04	16,54	Ionian Calabria	Q		6,7		3			INGV, NTL
98	1828	10	9	43,7	9	Ligurian Sea	Q		5,7		2			INGV, NTL
99	1823	3	5	38	14,06	Northern Sicily	Q		5,9		4			INGV, NTL
100	1821	1	9	37,8	21,3	Patros Gulf	Q		6,5		4			IG, NOAA, NTL
101	1818	2	23	43,55	8,02	Liguria-Cote d'Azur	Q		5,6		2			INGV, NTL
102	1818	2	20	37,36	15,08	Eastern Sicily	Q		6		2			INGV, NTL
103	1817	8	23	38,18	22,06	West Corinth Gulf	Q		6,5		4	5		IG, NOAA, NTL
104	1812	6	28				U							NTL
105	1805	7	26	41,51	14,51	Gulf of Naples	Q		6,6					INGV, NTL
106	1802	11	7	36,5	2,9	Alboran Sea	Q							NTL
107	1794	6	11	38,18	22,18	Corinth Gulf	TL		5,5		3	3		IG, NOAA, NTL
108	1791	11	2	37,8	21	Ionian Sea	Q		6,8		2			IG, NOAA, NTL
109	1790	10	9	35,7	-0,6	Alboran Sea	Q		7		3			IGN, NTL
110	1784	1	7	38,19	16,24	Ionian Sea	Q		4,1		3			INGV, NTL
111	1783	6	11				Q				0			NTL
112	1783	2	5	38,18	15,58	Tyrrhenian Calabria	Q	13	6,9		3		runup = 9m ²	INGV, NTL
113	1783	2	6	38,13	15,38	Tyrrhenian Calabria	TL		5,9		6			INGV, NTL
114	1778	6	16			Aegian Sea	Q				3			IG, NTL
115	1771	11	24	38,48	26,42	Aegian Sea	Q		6,4		3			IG, NTL
116	1769	0	0	38,24	22,12	Corinth Gulf	Q		6,5		2			IG, NTL
117	1748	5	14	38,3	22,1	Peloponnesus	Q		6,8					NOAA
118	1748	5	25	38,12	22,12	West Corinth Gulf	Q		6,6		4	10		IG, NTL
119	1742	2	21	37,54	22,36	West Corinth Gulf	Q		7		3			IG, NTL
120	1742	1	19	43,33	10,19	Liguria	Q		4		2			INGV, NTL
121	1741	1	31	36,12	28,3	Dodecanese Islands	Q		7		5			IG, NTL
122	1726	9	1	38,07	13,35	Northern Sicily	Q		5,6		2			INGV, NTL
123	1707	7	20				Q							NTL
124	1693	1	11	37,08	15,01	Eastern Sicily	Q		6,8		5			INGV, NTL
125	1680	10	9	36,5	-4,4	Alboran Sea	Q		7					IGN, NTL
126	1672	2	14			Aegian Sea	Q							NTL
127	1672	4	14	43,56	12,35	Central Adriatic Sea	Q		5,6		2			INGV, NTL
128	1668	7	10	38,4	27,1	East Aegian Sea	Q		6,6		1			NOAA, NTL

ID	Year	Month	Day	Lat	Lon	Location	Cause	Depth	Ms	VEI	TI amb	Runup max	Notes	Data Source
129	1667	4	6	42,6	18,06	South Adriatic Sea	Q		7		3			IG, NOAA, NTL
130	1661	4	22				Q							NTL
131	1650	9	29	36,4	25,4	Santorin	V		6,3			50		NOAA
132	1646	4	5	43,33	10,19	Tuscany	Q		5,2		3			INGV
133	1633	11	5	37,42	20,48	Ionian Sea	Q		7		3			IG, NOAA, NTL
134	1631	12	17	40,49	14,26	Campania	V			4	2			INGV, NTL
135	1630	3	9	36	24	Kythira Strait	Q		6,8					IG, NTL
136	1627	7	30	41,44	15,21	Gargano	Q		6,7		5			INGV, NTL
137	1612	11	11	35,5	25,5	Crete Isl.	Q		6,7					NTL
138	1609	4	0	36,24	28,24	Dodecanese Islands	Q		7,2		5			IG, NTL
139	1564	7	20	44,01	7,17	Liguria-Cote d'Azur	Q		5,8		2			INGV, NTL
140	1562	10	20	40,5	15,5	Adriatic Sea	Q							NTL
141	1546	1	14	38,3	25,8	Aegian Sea	Q		6,5					NTL
142	1511	3	26	46,12	13,15	North Adriatic Sea	Q		6,5		2			INGV, NOAA, NTL
143	1494	7	1	35,3	25	Crete	Q		7		3			IG, NOAA, NTL
144	1481	10	3	36,2	28,5	Rhodes	Q		7,1					NOAA, NTL
145	1452	12	5	41,5	16,5	Coast of Apulia	Q							NTL
146	1402	6	0	38,06	22,24	Corinth Gulf	Q		7		4			IG, NTL
147	1389	3	20	38,24	26,18	Eastern Aegian Sea	Q		7		4			IG, NOAA, NTL
148	1303	8	8	36,06	29	Dodecanese Islands	Q		8		5			IG, NOAA, NTL
149	1270	3	0	41,18	19,3	North Ionian Sea	Q		6,8					IG, NTL
150	1222	5	0	34,5	33	Cyprus	Q		6,6		4		cp. ID 151 ²	NOAA
151	1202	5	22	34,3	33	Cyprus	Q		6,6		4			NOAA, NTL
152	1172	0	0				Q							NTL
153	1169	2	4	37,19	15,02	Eastern Sicily	Q		7		4			INGV, NTL
154	1169	2	11				Q							NTL
155	1068	3	18	31,92	34,85	Eastern Mediterr.	Q							NOAA, NTL
156	1065	9	23				Q							NTL
157	1050	0	0				V							NOAA, NTL
158	1020	5	12				Q							NTL
159	1011	0	0				Q							NTL
160	963	7	22	36,5	37	Eastern Mediterr.	Q							NTL

ID	Year	Month	Day	Lat	Lon	Location	Cause	Depth	Ms	VEI	TI amb	Runup max	Notes	Data Source
161	556	0	0	37	27,36	Dodecanese Islands	Q		7		4			IG, NTL
162	554	8	15	37,1	27,7	Turkey	Q		7					NOAA
163	552	5	0	38,24	22,24	Maliakos Gulf	Q		7,2		4			IG, NOAA, NTL
164	544	0	0			Thrace	U				4		cp. ID 165	IG, NTL
165	542	0	0			Thrace	Q				2			NTL
166	365	7	21	36	23	Kythira Strait	Q		8		5			IG, NOAA, NTL
167	344	0	0	40,18	26,3	Dardanelles	Q		6,8		3			IG, NOAA, NTL
168	148	0	0	36,18	28,36	Dodecanese Islands	Q		7		4			IG, NOAA, NTL
169	142	0	0	36,7	28	Rhodes	Q		7					NOAA, NTL
170	66	0	0	35,12	23,3	Crete	Q		6		3			IG, NOAA, NTL
171	62	0	0	36,5	25,4	Crete	V		6,9					NOAA, NTL
172	-26	0	0	34,7	32,2	Cyprus	Q		7,3					NOAA, NTL
173	-373	0	0	38,12	22,2	West Corinth Gulf	Q	15	6,6		5	15		IG, NOAA, NTL
174	-426	10	0	38,9	22,7	Maliakos Gulf	Q		7		5			IG, NOAA, NTL
175	-479	0	0	39,7	23,3	Macedonia	Q		6,7		3			IG, NOAA, NTL
176	-1628	0	0	36,24	25,24	Santorin	V			6			different date *	IG, NOAA*, NTL

¹ MARAMAI et al. 2005b

² SOLOVIEV et al. 2000

³ PERRISORATIS & PAPADOPOULOS 1999

