ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ ΚΡΗΤΗΣ

ΤΜΗΜΑ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ή Διατριβή

ΚΑΤΣΙΜΙΧΑ ΔΕΣΠΟΙΝΑ

«Ο σεισμός και το τσουνάμι της Αμοργού,

9 Iouxiou 1956

ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ:

Συνολάκης Κωνσταντίνος, Καθηγητής (επιβλέπων) Παλαιολόγος Ευάγγελος, Αναπληρωτής Καθηγητής Καλογεράκης Νικόλαος, Καθηγητής



Χανιά Φεβρουάριος, 2012

Εικόνα Εξωφύλλου:

Κύμα απόσυρσης στο λιμάνι του Πανόρμου στην Τήνο, την 9^η Ιουλίου 1956'
(Πηγή: Φωτογραφείο 'Φωτογονία', Τήνος)

"Ονειρεύομαι τον κόσμο, άρα ο κόσμος υπάρχει όπως τον ονειρεύομαι"

> Gaston Bachelard (1884-1962)

Πρόλογος & Ευχαριστίες

Η παρούσα μεταπτυχιακή διατριβή εκπονήθηκε στο πλαίσιο του Διατμηματικού Μεταπτυχιακού Προγράμματος Σπουδών «Έλεγχος Ποιότητας και Διαχείριση Περιβάλλοντος» του Τμήματος Μηχανικών Περιβάλλοντος του Πολυτεχνείου Κρήτης, με επιβλέποντα Καθηγητή τον κ. Συνολάκη Κωνσταντίνο. Στόχος της εργασίας ήταν η ανασκόπηση του σεισμού και του τσουνάμι που καταγράφηκε στις 9 Ιουλίου 1956 στα ανοιχτά της Αμοργού και εντάσσεται στο αντικείμενο του μεταπτυχιακού μαθήματος «Διαχείριση της Παράκτιας Ζώνης από Φυσικές Καταστροφές».

Θα ήθελα να εκφράσω τις ευχαριστίες μου στον Καθηγητή κ. Συνολάκη Κωνσταντίνο για την ευκαιρία που μου έδωσε να ασχοληθώ με ένα τόσο ενδιαφέρον θέμα και να αποκομίσω πολλές γνώσεις, τις οποίες ελπίζω να αξιοποιήσω στο μέλλον. Τον ευχαριστώ πολύ για την κατανόηση, την καλή του διάθεση, τις συμβουλές και τις παρατηρήσεις του σχετικά με το περιεχόμενο της εργασίας. Επίσης ευχαριστώ τον Αναπληρωτή Καθηγητή κ. Παλαιολόγο Ευάγγελο και τον Καθηγητή κ. Καλογεράκη Νικόλαο για τον χρόνο που αφιέρωσαν να διαβάσουν την εργασία μου και να κάνουν χρήσιμα σχόλια και παρατηρήσεις σε αυτήν.

Δεν παραλείπω να ευχαριστήσω τους συνεργάτες του κ. Συνολάκη στην Ερευνητική Μονάδα «Φυσικές Καταστροφές, Τσουνάμις και Παράκτια Μηχανική», Σπύρο Φωτείνη και Νίκο Καλλιγέρη και ιδιαιτέρως την κ. Ειρήνη Κουτσογιαννάκη για την συμπαράστασή της και την πολύτιμη βοήθειά της στην διεκπεραίωση αυτής της εργασίας.

Το έναυσμα για να ασχοληθώ με το τσουνάμι της Αμοργού μου έδωσαν οι συζητήσεις μου με τους κατοίκους της Τήνου. Μέσα από τις κουβέντες τους γύρισα τον χρόνο πίσω και «είδα» το αγαπημένο μου νησί μέσα από τα μάτια τους. Ευχαριστώ τον Γιάννη και την Μαριγούλα Νώε, τον Μιχάλη Σαλταμανίκα, τον Νικόλαο Γύζη και όλους τους Τηνιακούς φίλους μου για αυτά που μοιράστηκαν μαζί μου. Ιδιαίτερες ευχαριστίες οφείλω και στην Λέκτορα κ. Πεντάρη Δέσποινα, η οποία με παρότρυνε και με ενθάρρυνε να συνεχίζω την προσπάθειά μου δείχνοντας μεγάλη κατανόηση για τον χρόνο που έπρεπε να αφιερώσω στις μεταπτυχιακές μου σπουδές. Η φιλία της είναι πολύ σημαντική για εμένα. Σε αυτό το σημείο λοιπόν, εκφράζω τις ευχαριστίες μου και σε όλους μου τους φίλους που γεμίζουν την καθημερινότητά μου με αγάπη, χαρά και συντροφικότητα.

Την εργασία αυτή αφιερώνω με πολλή αγάπη στην οικογένειά μου και στον Βαγγέλη. Σε ευχαριστώ για το ταξίδι...



Κατάλογος Σχημάτων	vii
Κατάλογος Πινάκων	xi
ΕΙΣΑΓΩΓΗ	1
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1: ΤΣΟΥΝΑΜΙ	2
1.1 Εισαγωγή	2
1.2 Χαρακτηριστικές παράμετροι	5
1.3 Λίγη θεωρία	8
1.4 Μηχανισμοί γένεσης	11
1.5 Χαρακτηριστικά διαφοροποίησης ανάλογα με τη πηγή δημιουργίας	13
1.5.1 Σεισμική πηγή	13
1.5.2 Γεωλίσθηση ιζημάτων	16
1.6 Λίγη ιστορία	18
1.7 Μελλοντικοί στόχοι για την αντιμετώπιση των τσουνάμι	21
1.8 Παλαιοτσουνάμι στον ελλαδικό χώρο	23
1.8.1 Γραπτές μαρτυρίες	23
1.8.2 Γεωλογικές καταγραφές	26
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΤΗΣ 9 ^{ής} ΙΟΥΛΙΟΥ 1956	29
2.1 Σεισμική δραστηριότητα στον ελλαδικό χώρο	29
2.1.1 Τα ρήγματα	29
2.1.2 Σεισμοτεκτονικό μοντέλο	32
2.1.3 Τσουναμογενείς ζώνες	34
2.2 Ο σεισμός της Σαντορίνης	36
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3: ΤΟ ΤΣΟΥΝΑΜΙ ΤΗΣ 9 ^{ης} ΙΟΥΛΙΟΥ 1956	38
3.1 Οι πρώτες παρατηρήσεις	38
3.2 Γεωλογικές καταγραφές	43
3.3 Οι υποψίες για εκτεταμένη υποθαλάσσια γεωλίσθηση	45

3.4 Αστάθεια ιζημάτων και δυναμικό γεωλίσθησης	46
3.5 Το σενάριο της γεωλίσθησης επαληθεύεται	50
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4: ΜΟΝΤΕΛΟΠΟΙΗΣΗ ΤΟΥ ΤΣΟΥΝΑΜΙ ΤΗΣ ΑΜΟΡΓΟΥ	55
4.1 Εισαγωγή	55
4.2 Επαναπροσδιορισμός της σεισμικής εστίας	56
4.3 Μετρήσεις πεδίου για το τσουνάμι της Αμοργού	60
4.4 Υδροδυναμικές προσομοιώσεις	63
4.4.1 Το σενάριο της σεισμικής πηγής	64
4.4.2 Το σενάριο των υποθαλάσσιων γεωλισθήσεων	68
ΣΧΟΛΙΑΣΜΟΣ - ΕΠΙΛΟΓΟΣ	74
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ ΚΑΙ ΑΝΑΦΟΡΕΣ	77
ПАРАРТНМА	
Α) Πίνακες και Σχήματα	
B) Ακρωνύμια και συντμήσεις	106

Κατάλογος Σχημάτων

Σχήμα 1: Μηχανισμός δημιουργίας τεκτονικών τσουνάμι.	3
Σχήμα 2: Εικόνες καταστροφής στην Σρι Λάνκα και την Ινδία από το τσουνάμι του 2004.	5
Σχήμα 3: Χαρακτηριστικά ταλάντωσης των θαλάσσιων κυμάτων.	6
Σχήμα 4: Οι κυματομορφές των τσουνάμι κατά τα διάφορα στάδια της διάδοσής τους α την ανοιχτή θάλασσα στην υφαλοκρηπίδα και την ακτή.	λπό 7
Σχήμα 5: Χαρακτηριστικές παράμετροι για την περιγραφή των τσουνάμι.	7
Σχήμα 6: Διάφορες εκφράσεις για το ύψος των τσουνάμι.	10
Σχήμα 7: Δημιουργία τσουνάμι λόγω σεισμικής παραμόρφωσης του πυθμένα.	14
Σχήμα 8: Δημιουργία τσουνάμι λόγω υποθαλάσσιας γεωλίσθησης ιζημάτων.	17
Σχήμα 9: Το σύστημα DART ΙΙ που χρησιμοποιείται για την παρακολούθηση των τσουν στους ωκεανούς, καταγράφοντας πιέσεις στον θαλάσσιο πυθμένα σε πραγματικό χρόνο.	άμι 20
Σχήμα 10: Η ακτογραμμή της Banda Aceh στην Σουμάτρα πριν και μετά το τσουνάμι 26 ^{ης} Δεκεμβρίου 2004, όπως καταγράφηκε από τον δορυφόρο.	της 22
Σχήμα 11: Η επίλυση των ρηγμάτων που έχουν δώσει σεισμούς εντάσεως Μ _s ≥6 και εκδηλ θηκαν στον ευρύτερο ελλαδικό χώρο από το 1962 μέχρι το 1986.	λώ- 30
Σχήμα 12: Τα επίκεντρα όλων των επιφανειακών σεισμών που εκδηλώθηκαν στον ελλαδ χώρο κατά τους ιστορικούς χρόνους (άσπροι κύκλοι) και τον τελευταίο αιώνα (μαύροι κλοι), με τις αντίστοιχες σεισμικές ζώνες διάρρηξης.	ικό κύ- 31
Σχήμα 13: Τα κύρια τεκτονικά μορφολογικά χαρακτηριστικά του ελλαδικού χώρου.	33
Σχήμα 14: Οι γνωστές και πιθανολογούμενες τσουναμογενείς ζώνες του ελλαδικού χώρου	. H
ένταση των τσουνάμι μετρείται με τον δείκτη K_o , σύμφωνα με την εξαβάθμια κλίμακα τ Sieherg Ambrosove	των 25
Sieuerg-Amuraseys.	33

Σχήμα 15: Το επίκεντρο του κύριου σεισμού της 9^{ης} Ιουλίου 1956 (μαύρος κύκλος), ο μεγαλύτερος μετασεισμός (τρίγωνο) και οι υπόλοιποι 17 μετασεισμοί (άσπροι κύκλοι) όπως απεικονίζονται πάνω στο πιθανολογούμενο σεισμικό ρήγμα της περιοχής (διακεκομμένη γραμμή).

Σχήμα 16: Χάρτης των σεισμικών θαλάσσιων κυμάτων στο Ελληνικό αρχιπέλαγος την 9^η Ιουλίου 1956. **38**

Σχήμα 17: Η θάλασσα εισχωρεί στην προκυμαία της Καλύμνου.	39
Σχήμα 18: Το ρολόι της μητρόπολης στην Πόθια της Καλύμνου σταμάτησε στην πρώτη σ σμική δόνηση.	5E1- 39
Σχήμα 19: Το τσουνάμι φτάνει και στην Αστυπάλαια.	40
Σχήμα 20 : Το βορεινό λιμάνι του Πανόρμου στην Τήνο πλημμυρίζει από τα νερά.	42
Σχήμα 21: Ο Πάνορμος της Τήνου αδειάζει από τα νερά.	42
Σχήμα 22: Οι βάρκες κρέμονται στο λιμάνι του Πανόρμου στην Τήνο.	42
Σχήμα 23 : Τα νερά πλημμυρίζουν το λιμάνι της Σύρου.	42
Σχήμα 24 : Πλημμύρες και στην Σκάλα της Πάτμου.	43
Σχήμα 25: Η Πάτμος αδειάζει από τα νερά.	43

Σχήμα 26: Η διακύμανση της στάθμης της θάλασσας στο λιμάνι της Σούδας στα Χανιά την 9^η Ιουλίου 1956.
43

Σχήμα 27: Στρωματογραφική ανάλυση στα Λιβάδια της Αστυπάλαιας συνδέει τα θαλάσσια
τρηματοφόρα συγκεκριμένης εναπόθεσης με το τσουνάμι της Αμοργού.

Σχήμα 28: Στα Λιβάδια της Αστυπάλαιας εντοπίστηκαν τα προσανατολισμένα θραύσματα που φέρονται να συνδέονται με το τσουνάμι της Αμοργού. Το μήκος του φτυαριού είναι 50cm.

Σχήμα 29: Η κατανομή των τεσσάρων διαφορετικών ιζηματογενών ακολουθιών που εντοπίστηκαν στο νότιο Αιγαίο. 47

Σχήμα 30: Οι σεισμικές ζώνες κινδύνου σύμφωνα με τον κανονισμό δόμησης της χώρας. 49

Σχήμα 31: Απεικόνιση της λεκάνης της Αμοργού και των κύριων ρηγμάτων της.

Σχήμα 32: Τα επίκεντρα του κύριου σεισμού και του μεγαλύτερου μετασεισμού της 9^{ης} Ιουλίου 1956. Στην διαγραμμισμένη περιοχή απεικονίζονται η πιθανολογούμενη γεωλίσθηση που φέρεται να προκάλεσε το τσουνάμι της Αμοργού και οι σεισμικές τομές (a), (b) και (c). **51**

Σχήμα 33: Απεικόνιση της σεισμικής τομής (a). 52

Σχήμα 34: Απεικόνιση της σεισμικής τομής (b). 52

Σχήμα 35: Επαναπροσδιορισμός θέσης για τον κύριο σεισμό και τους μετασεισμούς της $9^{\eta\varsigma}$ Ιουλίου 1956 βάσει του αλγόριθμου του Monte Carlo (σ_G =3s). Το κίτρινο αστέρι αντιστοιχεί στον κύριο σεισμό, η κόκκινη έλλειψη στον κύριο μετασεισμό, οι κύκλοι σε δεδομένα του ISS και τα ανάποδα τρίγωνα σε δεδομένα του BCIS. **56**

Σχήμα 36: Προτεινόμενοι μηχανισμοί για το ρήγμα που έδωσε τον σεισμό της 9^{ης} Ιουλίου 1956. 58

Σχήμα 37: Οι αρχικές μετατοπίσεις του θαλάσσιου πυθμένα αμέσως μετά τον σεισμό της 9^{ης}
Ιουλίου 1956.

Σχήμα 38: Η αποτίμηση του τσουνάμι στις ακτές του Αιγαίου. Οι έντονα μαυρισμένοι αριθμοί εκφράζουν την αναρρίχηση του κύματος σε m και οι αριθμοί στις παρενθέσεις αντιστοιχίζονται σε συγκεκριμένες μαρτυρίες. **60-62**

Σχήμα 39: Τα μέγιστα πλάτη κύματος του τσουνάμι της 9^{ης} Ιουλίου 1956, όπως προσομοιώ νονται με βάση το σενάριο του σεισμού.

Σχήμα 40: Μέγιστα πλάτη κύματος (στη θάλασσα) και αναρριχήσεις (στη στεριά) για το νησί της Αμοργού, όπως προσομοιώνονται με βάση το σενάριο του σεισμού.
66

Σχήμα 41: Μέγιστα πλάτη κύματος (στη θάλασσα) και αναρριχήσεις (στη στεριά) για την Φολέγανδρο, όπως προσομοιώνονται με βάση το σενάριο του σεισμού. **67**

Σχήμα 42: Προσομοίωση της αρχικής παραμόρφωσης της θαλάσσιας επιφάνειας με βάση το σενάριο της υποθαλάσσιας γεωλίσθησης στα ανοιχτά της Αμοργού.
70

Σχήμα 43: Μέγιστα πλάτη κύματος (στη θάλασσα) και αναρριχήσεις (στη στεριά) για το νησί της Αμοργού, όπως προσομοιώνονται με βάση το σενάριο της υποθαλάσσιας γεωλίσθησης. Στο (b) απεικονίζεται η αναρρίχηση στα νότια της Αμοργού σαν συνάρτηση του γεωγραφικού μήκους, στην ίδια κλίμακα με αυτήν των (α) και (c).

50

ix

Σχήμα 44: Προσομοίωση της αρχικής παραμόρφωσης της θαλάσσιας επιφάνειας με βάση το σενάριο της υποθαλάσσιας γεωλίσθησης στα ανοιχτά της Φολεγάνδρου.
72

Σχήμα 45: Μέγιστα πλάτη κύματος (στη θάλασσα) και αναρριχήσεις (στη στεριά) για την Φολέγανδρο, όπως προσομοιώνονται με βάση το σενάριο της υποθαλάσσιας γεωλίσθησης. **73**

Σχήμα Α1: Φωτογραφίες αρχείου από το χτύπημα του Εγκέλαδου στην Σαντορίνη, την 9^η Ιουλίου 1956.

Σχήμα A2: Οι αναφορές του ελληνικού και ξένου τύπου στον καταστροφικό σεισμό της Σαντορίνης την 9^η Ιουλίου 1956. 105

Κατάλογος Πινάκων

Πίνακας 1: Εκτιμήσεις για την σταθερότητα των πρανών στη θαλάσσια περιοχή του νότιου Αιγαίου. 48

Πίνακας 2: Οι πιθανότερες τιμές εδαφικής επιτάχυνσης a (σε g) που αναμένονται στις σεισμικές ζώνες κινδύνου Ι, ΙΙ και ΙΙΙ του ελλαδικού χώρου, συναρτήσει του μέσου χρόνου επαναληψιμότητας $T_{\rm m}$.

Πίνακας A1: Η τροποποιημένη κλίμακα Mercalli για τις εντάσεις των σεισμών. 90

Πίνακας A2: Η τροποποιημένη κλίμακα των Sieberg-Ambraseys για τις εντάσεις των τσουνάμι 91

Πίνακας Α3: Μερικοί από τους σημαντικότερους καταλόγους για τα τσουνάμι του ελλαδικού χώρου. 92

Πίνακας Α4: Επιλεγμένες καταγραφές τσουνάμι στον ελλαδικό χώρο. 93

Πίνακας A5: Η επίσημη καταγραφή του κύριου σεισμού της 9ης Ιουλίου 1956 σύμφωνα με το National Geophysical Data Center. 94-95

Πίνακας A6: Η επίσημη καταγραφή του μετασεισμού της 9ης Ιουλίου 1956 σύμφωνα με το National Geophysical Data Center. 96

Πίνακας Α7: Η επίσημη καταγραφή του τσουνάμι της 9ης Ιουλίου 1956 σύμφωνα με το National Geophysical Data Center. 97-101

Πίνακας Α8: Η επίσημη καταγραφή του τσουνάμι που προκλήθηκε από τον μετασεισμό της 9ης Ιουλίου 1956 σύμφωνα με το National Geophysical Data Center. 102-103

Εισαγωγή

Στην παρούσα εργασία παρουσιάζεται μία βιβλιογραφική ανασκόπηση του σεισμού και του τσουνάμι που καταγράφηκε στις 9 Ιουλίου 1956 στα ανοιχτά της Αμοργού.

Στο <u>Πρώτο Κεφάλαιο</u> δίνονται κάποιες γενικές πληροφορίες για τα τσουνάμι και την δυναμική τους. Παρουσιάζονται οι χαρακτηριστικές τους παράμετροι και γίνεται μία μικρή εισαγωγή στην θεωρία τους. Στη συνέχεια περιγράφονται οι διάφοροι μηχανισμοί γένεσης τους και αναλύονται τα χαρακτηριστικά διαφοροποίησής τους ανάλογα με αυτόν. Ακολουθεί ένα σύντομο χρονικό για τις προσπάθειες που έχουν γίνει παγκοσμίως στην αντιμετώπιση των τσουνάμι και καταγράφονται οι στόχοι που έχουν θέσει οι επιστήμονες για την πρόβλεψη και αντιμετώπισή τους. Το κεφάλαιο κλείνει με την ανάλυση των παλαιοτσουνάμι στον ελλαδικό χώρο και τις διαθέσιμες πηγές πληροφοριών για αυτά.

Στη συνέχεια, στο Δεύτερο Κεφάλαιο αναλύεται η σεισμική δραστηριότητα του ελλαδικού χώρου, με αναφορές στα ρήγματα, στο σεισμοτεκτονικό μοντέλο και τις τσουναμογενείς ζώνες του. Τέλος, παρουσιάζονται τα σεισμολογικά δεδομένα που καταγράφηκαν για τον σεισμό της 9^{ης} Ιουλίου 1956 στο νότιο Αιγαίο.

Στο <u>Τρίτο Κεφάλαιο</u> γίνεται μία αναφορά στις πρώτες παρατηρήσεις και γεωλογικές καταγραφές που αφορούν το τσουνάμι που δημιουργήθηκε την 9^η Ιουλίου 1956. Εξετάζεται η αστάθεια των θαλασσίων ιζημάτων και το δυναμικό γεωλίσθησης στην λεκάνη της Αμοργού και παρατίθενται τα στοιχεία που επιβεβαιώνουν το σενάριο αυτής.

Τέλος, στο <u>Τέταρτο Κεφάλαιο</u> παρουσιάζεται μία προσπάθεια μοντελοποίησης του τσουνάμι της Αμοργού, μέσα από τον επαναπροσδιορισμό της σεισμικής πηγής, την συλλογή μαρτυριών από διάφορα νησιά του Αιγαίου για τις επιπτώσεις του τσουνάμι στις ακτές τους και την υδραυλική του προσομοίωση κάτω από δύο διαφορετικά σενάρια για τον μηχανισμό δημιουργίας του.

Κεφάλαιο 1: **Τσουνάμι**

1.1 Εισαγωγή

Τα κύματα βαρύτητας αποτελούν μία ακολουθία θαλάσσιων κυμάτων που δημιουργούνται από οποιαδήποτε μεγάλη και ξαφνική διαταραχή της επιφάνειας της θάλασσας. Αν αυτή η διαταραχή γίνει κοντά στην ακτογραμμή, τότε τα κύματα που θα δημιουργηθούν μπορούν να πλήξουν τους οικισμούς που έχουν αναπτυχθεί κοντά στις ακτές μέσα σε λίγα μόλις λεπτά. Μία μεγαλύτερη όμως διαταραχή μπορεί να μεταφέρει τις καταστροφικές της συνέπειες εκατοντάδες χιλιόμετρα μακριά, σε μακρινούς παράκτιους οικισμούς που μπορεί να βρίσκονται ακόμα και σε άλλες ηπείρους.

Για τα κύματα βαρύτητας έχει υιοθετηθεί επίσημα από το 1963 ο όρος τσουνάμι, μία Ιαπωνική λέξη που αναπαρίσταται από δύο χαρακτήρες: το tsu 津 που σημαίνει λιμάνι και το nami 波 που σημαίνει κύμα. Από τα αρχαία χρόνια ήδη, όταν οι Ιάπωνες παρατηρούσαν μια ασυνήθιστη κυματική δραστηριότητα σε κάποιο λιμάνι συνειδητοποιούσαν ανήσυχοι ότι κάποιο τσουνάμι (κύμα του λιμανιού) μπορεί να πλησιάζει. Για τα κύματα βαρύτητας έχουν χρησιμοποιηθεί στο παρελθόν καταχρηστικά και οι όροι «παλιρροϊκά κύματα» ή «σεισμικά θαλάσσια κύματα». Ούτε ο πρώτος όρος, ούτε και ο δεύτερος είναι σωστός, αφού τα τσουνάμι μπορεί να επηρεάζονται από τις παλίρροιες και να μοιάζουν με αυτές αλλά η δημιουργία τους δεν σχετίζεται σε καμία περίπτωση με τα αίτια που προκαλούν τις παλίρροιες, δηλαδή τις βαρυτικές αλληλεπιδράσεις μεταξύ των πλανητών, ούτε φυσικά ο μηχανισμός γένεσης τους περιορίζεται αποκλειστικά και μόνο στους σεισμούς, αφού όπως έχει αποδειχθεί οι υποθαλάσσιες γεωλισθήσεις, η ηφαιστειακή δραστηριότητα και η πτώση μετεωριτών μπορούν επίσης να προκαλέσουν τσουνάμι. Βέβαια, ούτε και ο όρος τσουνάμι ανταποκρίνεται πλήρως στα βαρυτικά κύματα καθότι αυτά δεν πλήττουν μόνο τα λιμάνια αλλά κάθε είδος παράκτιας ζώνης, ωστόσο η χρήση του συγκεκριμένου όρου γίνεται για να αποδοθεί η σπουδαιότητα που έχουν οι επιπτώσεις των κυμάτων αυτών

στα ανθρώπινα έργα και υποδομές, χωρίς φυσικά να μετριάζονται και οι τεράστιες οικολογικές καταστροφές που επιφέρουν. Το σίγουρο είναι ότι τα τσουνάμι βρίσκονται πολύ υψηλά στην κλίμακα των φυσικών καταστροφών. Από το 1850 μόνο και μέχρι σήμερα, έχει υπολογιστεί ότι τα τσουνάμι ευθύνονται για την απώλεια τουλάχιστον 420.000 ανθρώπινων ζωών και την καταστροφή παράκτιων οικισμών και φυσικού περιβάλλοντος, αξίας δισεκατομμυρίων δολαρίων, σε ολόκληρο τον κόσμο [Bernard *et al.*, 2006].

Ο κύριος μηχανισμός δημιουργίας τους έγκειται στους υποθαλάσσιους σεισμούς μεγάλης έντασης (>7 Richter) και μικρού εστιακού βάθους (<30km κάτω από την επιφάνεια της γης), οι οποίοι σχετίζονται με την μετακίνηση των ωκεάνιων και ηπειρωτικών τεκτονικών πλακών (Πίνακας A1, Παράρτημα A). Οι σεισμοί αυτοί παρατηρούνται συνήθως στον Ειρηνικό ωκεανό, εκεί όπου οι πυκνές ωκεάνιες πλάκες «γλιστρούν» κάτω από τις ελαφρύτερες ηπειρωτικές πλάκες, στις λεγόμενες ζώνες υποβύθισης (subduction zones). Η θραύση των πλακών δημιουργεί μία κατακόρυφη μετακίνηση του θαλάσσιου πυθμένα και της υπερκείμενης στήλης νερού, επιτρέποντας τελικά την μεταφορά σημαντικής ενέργειας από την στερεά γη στον ωκεανό (Σχήμα 1) [Bernard *et al.*, 2006].



Σχήμα 1: Μηχανισμός δημιουργίας τεκτονικών τσουνάμι. (Πηγή: http://el.wikipedia.ogr)

Άλλες μεγάλης κλίμακας διαταραχές της επιφάνειας της θάλασσας, οι οποίες μπορούν να προκαλέσουν τσουνάμι, αποτελούν οι μεγάλες υποθαλάσσιες γεωλισθήσεις [Synolakis *et al.*, 2002a], οι εκρήξεις ηφαιστείων [Simkin & Fiske, 1983] και η πτώση αστεροειδών [Bourgeois *et al.*, 1988].

Στους βαθείς ωκεανούς, τα τσουνάμι που δημιουργούνται χαρακτηρίζονται από τα μεγάλα μήκη κύματος, της τάξεως των 100km, και τα σχετικά μικρά ύψη κύματος που δεν ξεπερνούν το 1m, γι' αυτό και δύσκολα γίνονται αντιληπτά στα βαθιά νερά. Επιπλέον κάθε τσουνάμι χαρακτηρίζεται από την δική του διεύθυνση κύματος, όπως αυτή προσδιορίζεται από την γεωμετρία της πηγής και της γειτονικής ακτογραμμής. Το κοινό χαρακτηριστικό όλων των τσουνάμι είναι ότι ταξιδεύουν με μία ταχύτητα ανάλογη της τετραγωνικής ρίζας του βάθους του νερού. Έτσι, στους ανοιχτούς ωκεανούς, τα κύματα αυτά μπορεί να διαδίδονται με την ταχύτητα ενός *jet* αεροπλάνου (~900-1000km/h) και μόνο όταν πλησιάζουν την ακτογραμμή, η ταχύτητά τους μειώνεται σε αυτήν που έχει ένα αυτοκίνητο. Με την εφαρμογή απλών μαθηματικών κανόνων οι επιστήμονες μπορούν να προβλέπουν την ώρα άφιξης ενός κύματος τσουνάμι, απλά γνωρίζοντας το σημείο εκκίνησης και την διακύμανση (κλιμάκωση) του ύψους της στήλης του νερού, καθώς αυτό διαδίδεται σε μία συγκεκριμένη παράκτια περιοχή [Bernard *et al.*, 2006].

Καθώς τα τσουνάμι πλησιάζουν την ακτογραμμή, η ενέργειά τους συγκεντρώνεται προοδευτικά σε έναν μικρότερο όγκο νερού. Για να διατηρηθεί η ενέργεια, τα κύματα αποκτούν δραματικά μεγάλο ύψος. Έτσι, το προκύπτουν ενισχυμένο τσουνάμι πλημμυρίζει την ακτογραμμή με ταχύτητες ροής της τάξης των 36km/h (10m/s), καταστρέφοντας οτιδήποτε βρίσκεται στο διάβα του [Titov & Synolakis, 1997]. Το τσουνάμι της Σουμάτρας στις 26/12/2004 δεν ήταν μόνο το μεγαλύτερο αλλά και το πλέον βιντεοσκοπημένο στη σύγχρονη ιστορία. Τα βίντεο, μέσω των τηλεοπτικών δικτύων, έδειξαν ζωντανά σε ολόκληρο τον κόσμο την δύναμη των τσουνάμι (Σχήμα 2) και τις επιπτώσεις των επαναλαμβανόμενων χτυπημάτων τους στην ακτογραμμή.

Το πρώτο κύμα καταστρέφει τις περισσότερες κατασκευές, εκτός από αυτές που φέρουν σιδηροπαγές σκυρόδεμα, και τα συντρίμμια αυτών των κατασκευών μαζί με αυτοκίνητα και άλλα άθικτα αντικείμενα εξωθούνται στην ενδοχώρα με τα επόμενα κύματα. Κάθε κύμα δημιουργεί περισσότερα συντρίμμια για το επόμενο κύμα, που με τη σειρά του θα χρησιμοποιήσει για μεγαλύτερη καταστροφή. Τα μεγάλα τσουνάμι συντίθενται από μία ακολουθία 6-12 μεγάλων κυμάτων, τα οποία επαναλαμβανόμενα «χτυπούν» την ακτογραμμή σε χρονικά διαστήματα 30-90 λεπτών. Για παράδειγμα, στο τσουνάμι της Σουμάτρας, παρατηρήθηκαν 8 κύματα που χτυπούσαν την ακτογραμμή κάθε 90 λεπτά επί περίπου 12 ώρες [Titov *et al.*, 2005a].



Σχήμα 2: Εικόνες καταστροφής στην Σρι Λάνκα και την Ινδία από το τσουνάμι του 2004. (Πηγή: διαδίκτυο)

Είναι αλήθεια ότι οι γνώσεις μας για τα τσουνάμι στις ακτές περιορίζονται στις παρατηρήσεις της ολοκληρωτικής καταστροφής που καταφέρνουν στις ακτογραμμές και στις καταγραφές των παλιρροιογράφων μέσα στα λιμάνια (Πίνακας A2, Παράρτημα A). Αυτές οι παρατηρήσεις δίνουν μόνο μία περιορισμένη άποψη για την δυναμική των τσουνάμι. Έχουν αναπτυχθεί ωστόσο αριθμητικά μοντέλα που προσομοιάζουν το δυναμικό πλημμύρας των τσουνάμι και χρησιμοποιούνται σήμερα στον σχεδιασμό διεργασιών εκκένωσης των απειλούμενων παράκτιων οικισμών [González *et al.*, 2005b]. Την περασμένη μόλις δεκαετία, καταφέραμε να μετρήσουμε τα τσουνάμι στους βαθείς ωκεανούς, κάτι που μας δίνει ένα σημαντικό εργαλείο παρατήρησης στην πρόβλεψη των επιπτώσεών τους. Ωστόσο, το σύνθετο πρόβλημα της πηγής δημιουργίας τους και της δυνατότητας να προκαλούν εκτεταμένες πλημμύρες παραμένει ακαθόριστο, μέχρι να αναπτυχθούν πρόσθετα εργαλεία στην παρατήρηση, μοντελοποίηση και κατανόηση αυτών των διεργασιών [Bernard *et al.*, 2006].

1.2 Χαρακτηριστικές παράμετροι

Για την περιγραφή των τσουνάμι χρησιμοποιείται η ίδια ορολογία που εφαρμόζεται και στην περίπτωση των συνήθων ανεμογενών κυμάτων. Συνεπώς κάθε τσουνάμι περιγράφεται από το μήκος κύματος (wavelength), δηλαδή την οριζόντια απόσταση ανάμεσα σε δύο διαδοχικές κορυφές του κύματος, το <u>ύψος κύματος</u> (deepwater or open-ocean wave height), δηλαδή την κάθετη απόσταση μεταξύ υψηλότερου και χαμηλότερου σημείου του κύματος και την <u>περίοδο του κύματος</u> (wave period), δηλαδή το χρονικό διάστημα που απαιτείται για το πέρασμα δύο διαδοχικών κορυφών από το ίδιο σημείο [Bryant, 2008].

Όπως κάθε κύμα, έτσι και τα τσουνάμι στην ανοιχτή θάλασσα μπορούν να περιγραφούν σαν μία ημιτονοειδής ταλάντωση (sinusoidal wave), όπου τα σωματίδια του νερού εκτελούν μία κλειστή κυκλική κίνηση (Σχήμα 3). Καθώς διέρχεται το κύμα, δεν παρατηρείται μεταφορά μάζας του νερού. Παράλληλα, οι τροχιές που διαγράφουν τα σωματίδια του νερού μικραίνουν όσο μεγαλώνει το βάθος του νερού, με αποτέλεσμα μετά από κάποιο συγκεκριμένο βάθος το νερό να παραμένει ουσιαστικά ανεπηρέαστο. Το βάθος αυτό ονομάζεται <u>βάση του κύματος</u> (wave base) και ισούται με το μισό του μήκους κύματος [Βούλγαρης και Μπατζάκης, 2006].



seafloor

Σχήμα 3: Χαρακτηριστικά ταλάντωσης των θαλάσσιων κυμάτων. (Πηγή: Βούλγαρης και Μπατζάκης, 2006)

Καθώς το κύμα διέρχεται από την υφαλοκρηπίδα, οι κορυφές του αρχίζουν να οξύνονται και τα κοιλίες του να απλώνουν, τα σωματίδια του νερού παύουν να εκτελούν κλειστές κυκλικές τροχιές και η μάζα του νερού μεταφέρεται πλέον διαμέσου της στήλης την οποία διέρχεται το κύμα. Το στάδιο αυτό περιγράφεται από την θεωρία του Stokes, όπου η κίνηση του νερού σε δύο διαστάσεις αποτελεί το άθροισμα δύο ημιτονοειδών συνιστωσών (*Stokes wave*). Καθώς πλησιάζουν την ακτή, τα κύματα που προηγούνται της ακολουθίας μειώνουν σημαντικά την ταχύτητά τους λόγω του μικρότερου βάθους της στήλης νερού, με αποτέλεσμα τα κύματα που ακολουθούν και έχουν μεγαλύτερη ταχύτητα να συγκρούονται πάνω στα πρώτα και να σχηματίζουν ένα μεμονωμένο κύμα (*solitary wave*) που αποτελείται από μία μόνο κορυφή και δεν έχει κοιλία. Πλέον δεν υφίσταται ταλάντωση και όλη η κυματομορφή βρίσκεται πάνω από τη μέση στάθμη της θάλασσας. Λίγο δε πριν συμβεί η θραύση του κύματος, αυτό σχηματοποιείται σαν ένα κεφαλαίο Ν που ορθώνει ένα μεγάλο υδάτινο τοίχος, ικανό να συμπαρασύρει τα πάντα στο πέρασμά του (*N-waves*). Τα κύματα τύπου Ν μπορεί να είναι απλά ή διπλά, όπως απεικονίζονται και στο Σχήμα 4 που ακολουθεί [Bryant, 2008].



Σχήμα 4: Οι κυματομορφές των τσουνάμι κατά τα διάφορα στάδια της διάδοσής τους από την ανοιχτή θάλασσα στην υφαλοκρηπίδα και την ακτή. (Πηγή: Bryant, 2008)

Κλείνοντας την ενότητα αυτή, είναι χρήσιμη η αναφορά και σε μία σειρά παραμέτρων που χρησιμοποιούνται επίσης για την λεπτομερή περιγραφή των τσουνάμι και απεικονίζονται στο ακόλουθο Σχήμα 5 [UNESCO/IOC, 2006].



Σχήμα 5: Χαρακτηριστικές παράμετροι για την περιγραφή των τσουνάμι. (Πηγή: UNESCO/IOC, 2006)

Πιο αναλυτικά:

<u>Οριζόντια πλημμύρα</u> (horizontal inundation) είναι η οριζόντια απόσταση που διανύει το κύμα στο ίδιο επίπεδο με την μέση στάθμη της θάλασσας. Η οριζόντια πλημμύρα εξαρτάται σε σημαντικό βαθμό από την κλίση της ακτής β καθώς επίσης και από την ποιότητα και την πυκνότητα δόμησης των παράκτιων κατασκευών.

<u>Πλημμύρα</u> (*inundation*) είναι η απόσταση την οποία κατακλύζει ένα τσουνάμι καθώς ταξιδεύει στην ξηρά. Ομοίως η πλημμύρα εξαρτάται από τους ίδιους παράγοντες με την οριζόντια πλημμύρα καθώς και από την διαπερατότητα του εδάφους.

<u>Βάθος ροής</u> (*flow depth*) είναι το κάθε κάθετο ύψος του κύματος (επί ξηράς) μεταξύ της ακτογραμμής και της γραμμής πλημμύρας.

<u>Αναρρίχηση κύματος</u> (*run up*) είναι το μέγιστο κάθετο ύψος που αποκτά το κύμα πάνω από τη μέση στάθμη της θάλασσας. Η αναρρίχηση του κύματος εξαρτάται επίσης από την κλίση της ακτής β και από το επίπεδο της μέσης στάθμης της θάλασσας (*datum*).

<u>Χρόνος άφιξης</u> (arrival time) είναι ο χρόνος άφιξης του πρώτου μεγάλου κύματος τσουνάμι.

<u>Χρόνος ανακούφισης</u> (*initial rise*) είναι ο χρόνος άφιξης του πρώτου μικρού κύματος τσουνάμι.

<u>Καθοδηγητικό κύμα</u> (leading wave) είναι το πρώτο κύμα που φτάνει στην ακτή. Σε μερικές περιπτώσεις, το πρώτο κύμα μπορεί να παρουσιαστεί σαν κύμα απόσυρσης της θάλασσας ή μείωση της στάθμης της θάλασσας (depression wave) και σε άλλες περιπτώσεις σαν κύμα ανύψωσης της στάθμης της θάλασσας (elevation wave).

<u>Κυματαριθμός</u> (*wave number*) είναι ο συνολικός αριθμός των κυμάτων που χτυπούν την ακτή μετά τον σεισμό.

1.3 Λίγη θεωρία

Η μορφή της ημιτονοειδούς συνάρτησης που χαρακτηρίζει ένα τσουνάμι εξαρτάται από το αν το κύμα διαδίδεται σε ρηχά ή βαθιά νερά. Τα ρηχά νερά (*shallow water*) αρχίζουν όταν το βάθος της στήλης του νερού είναι μικρότερο από το μισό του μήκους κύματος. Δεδομένου ότι τα μεγαλύτερα βάθη των ωκεανών δεν ξεπερνούν τα 5km και τα αντίστοιχα μήκη κύματος των τσουνάμι κυμαίνονται από 10-500km, θεωρείται ότι τα τελευταία συμπεριφέρονται σαν κύματα ρηχών νερών [Bryant, 2008]. Σε αυτήν την περίπτωση οι ημιτονοειδείς συναρτήσεις που περιγράφουν την ταχύτητα και το μήκος κύματος των τσουνάμι απλοποιούνται στις εξής εξισώσεις:

$$C = \sqrt{g \cdot d} \tag{1},$$

όπου C η ταχύτητα του κύματος σε m/s, g η επιτάχυνση της βαρύτητας και d το βάθος της στήλης του νερού σε m, και

$$L = C \cdot T \tag{2}$$

όπου L το μήκος κύματος και Tη περίοδος του κύματος.

Δεδομένου ότι η ταχύτητα του κύματος εξαρτάται από το μήκος του κύματος του τσουνάμι, όταν αυτό εισχωρεί στην υφαλοκρηπίδα και το βάθος της στήλης του νερού κυμαίνεται από $\frac{1}{2} L$ μέχρι 1/25 L, τότε είναι αναγκαία η χρήση μιας πιο ακριβούς εξίσωσης [UNESCO/IOC, 2006]:

$$C = \sqrt{\left(\left(g L/2\pi\right) \left[\tan d(2\pi d/L)\right]\right)}$$
(3)

Η γραμμική θεωρία όμως, μπορεί να εφαρμοστεί σαν μία πρώτη προσέγγιση και για τον υπολογισμό του ύψους του κύματος, μέσω της ακόλουθης εξίσωσης:

$$H = K_r \cdot K_s \cdot K_{sp} \cdot H_0 \tag{4},$$

όπου H_0 το αρχικό ύψος του κύματος στο σημείο της πηγής. Οι συντελεστές διάθλασης K_r (refraction coefficient), ρήχωσης K_s (shoaling coefficient) και γεωμετρικής διασποράς σε σφαιρική επιφάνεια K_{sp} (geometrical spreading on a sphere) –ο τελευταίος εισέρχεται μόνο στην περίπτωση των μεγατσουνάμι που διασχίζουν ολόκληρους ωκεανούς– υπολογίζονται από συγκεκριμένες εξισώσεις [Bryant, 2008]. Το σημαντικό είναι ότι υπάρχουν διάφοροι ορισμοί για το ύψος του κύματος των τσουνάμι, αφού είναι διαφορετικό στο σημείο της πηγής, πάνω από την μέση στάθμη της θάλασσας, στην υφαλοκρηπίδα ή στην αναρρίχησή του στην ενδοχώρα, όπως φαίνεται και στο Σχήμα 6 που ακολουθεί. Εξ' ορισμού τα τσουνάμι, σαν κύματα ρηχών νερών, «διαισθάνονται» τις αλλαγές του βυθού και επηρεάζονται άμεσα από αυτές. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα, όταν ένα τσουνάμι διέρχεται από διάφορα βυθίσματα ή τάφρους του θαλάσσιου πυθμένα, να διασπείρει την ενέργειά του σε μία μεγαλύτερη επιφάνεια και να χάνει ένα σημαντικό μέρος της. Το φαινόμενο αυτό ορίζεται σαν απόκλιση (*defocusing*) και είναι η αιτία που πολλές περιοχές του Ειρηνικού ωκεανού προστατεύονται από τα μεγάλα τσουνάμι που δημιουργούνται σε αυτόν, λόγω ακριβώς της ύπαρξης της μεσοωκεάνιας τάφρου. Αντίθετα, «εμπόδια» που βρίσκονται στην επιφάνεια της θάλασσας, όπως νησιωτικά συμπλέγματα ή ωκεάνιες ράχες μπορούν να διαθλάσουν ένα τσουνάμι, να αλλάξουν την πορεία του και η ενέργειά του να κατευθυνθεί σε μία συγκεκριμένη ακτογραμμή. Το φαινόμενο αυτό ονομάζεται σύγκλιση (*focusing*) και είναι η αιτία δημιουργίας των λεγόμενων τηλεσεισμικών τσουνάμι (*teleseismic*) που πλήττουν ακτές που βρίσκονται πολύ-πολύ μακριά από την εστία δημιουργίας τους [Bryant, 2008].



Σχήμα 6: Διάφορες εκφράσεις για το ύψος των τσουνάμι. (Πηγή: Bryant, 2008)

Μία άλλη παράμετρος που επίσης επηρεάζει τη συνολική ενέργεια ενός κύματος τσουνάμι είναι και η τριβή με τον πυθμένα της θάλασσας. Η τριβή υπολογίζεται από τον συντελεστή De Chezy (C_f) και τον συντελεστή τραχύτητας του Manning (n) και εξαρτάται από την κλίση και το μήκος της υφαλοκρηπίδας. Συνεπώς, στις πιο «ήπιες» υφαλοκρηπίδες, η τριβή είναι σημαντικά μεγαλύτερη και μπορεί να επιφέρει εξασθένηση μέχρι και 20% στο ύψος του κύματος του τσουνάμι. Αντίθετα, στις πιο απότομες υφαλοκρηπίδες η μείωση του ύψους του τσουνάμι λόγω τριβής δεν ξεπερνά το 3%, με αποτέλεσμα αυτό να φτάνει στην ακτή σχεδόν άθικτο, με όλη την ενέργειά του [Βούλγαρης και Μπατζάκης, 2006]. Η ενέργεια των κυμάτων εξαρτάται και από τον λεγόμενο συντελεστή θραύσης, οι μεγάλες τιμές του οποίου σημαίνουν ότι το κύμα θραύεται πριν φτάσει στην ακτογραμμή και εξασθενεί τελείως (όπως στην περίπτωση των συνήθων ανεμογενών κυμάτων), ενώ οι μικρές τιμές δείχνουν ότι η ενέργεια του κύματος ανακλάται στην ακτογραμμή και «παγιδεύεται» κατά μήκος της ακτής. Τα τσουνάμι συνηθίζουν να ανακλώνται στην υφαλοκρηπίδα και να δημιουργούν στάσιμα κύματα (*standing waves*), δηλαδή κύματα που ταλαντώνονται κατακόρυφα, με λίγο μικρότερο πλάτος από τα αρχικά τσουνάμι και που αργούν πολύ για να εξασθενήσουν τελείως [Βούλγαρης και Μπατζάκης, 2006].

Κλείνοντας την ενότητα αυτή, αναφέρεται και το φαινόμενο του συντονισμού (resonance), σύμφωνα με το οποίο η συχνότητα ταλάντωσης των τσουνάμι που εισέρχονται σε λιμάνια ή γενικότερα κλειστές/ανοιχτές λεκάνες ταυτίζεται με την ιδιοσυχνότητα της λεκάνης, με αποτέλεσμα τα κύματα να ταλαντεύονται μπρος-πίσω για περισσότερο από 24 ώρες προκαλώντας την υπερχείλιση της λεκάνης. Η περιοδική ταλάντωση κύματος λεκάνης είναι γνωστή με τον όρο seiche και μπορεί να υπολογιστεί βάσει συγκεκριμένων τύπων. Το χαρακτηριστικό είναι ότι οι καταστροφές που μπορεί να προκληθούν σε μία τέτοια λεκάνη δεν οφείλονται μόνο στο καθαυτό τσουνάμι αλλά και στο seiche που θα δημιουργηθεί [Bryant, 2008].

1.4 Μηχανισμοί γένεσης

Οι <u>υποθαλάσσιοι σεισμοί</u> (underwater earthquakes) αποτελούν τη συνηθέστερη αιτία για την δημιουργία τσουνάμι, γι' αυτό και τα τελευταία συχνά αναφέρονται σαν σεισμικά θαλάσσια κύματα που δημιουργούνται από την ξαφνική μετατόπιση τμημάτων του στερεού φλοιού της γης. Οι περισσότεροι σεισμοί καταγράφονται όπου παρατηρείται ενεργή κίνηση των τεκτονικών πλακών, ιδιαίτερα στις περιοχές που συγκρούονται οι ηπειρωτικές/νησιωτικές με τις ωκεάνιες πλάκες [Dawson et al., 2004]. Οι μεγάλοι υποθαλάσσιοι σεισμοί μπορούν επιπλέον να «ενεργοποιήσουν» την αστάθεια κάποιων πρανών προκαλώντας υποθαλάσσιες γεωλισθήσεις. Σε αυτές τις περιπτώσεις το προκύπτουν τσουνάμι οφείλεται και στις δύο διεργασίες ενεργοποίησης, στον σεισμό και στην υποθαλάσσια γεωλίσθηση. Μερικά από τα πιο καταστροφικά τσουνάμι στην Μεσόγειο που σχετίζονται με πρόσφατους υποθαλάσσιους σεισμούς ήταν αυτό της Λισαβόνας το 1755 [Moreira, 1985, Martinez-Solares et al., 1979, Campos, 1991], της Σικελίας το 1693 [Tinti & Maramai, 1996] και της Καλαβρίας το 1783 [Tinti & Maramai, 1996].

Οι υποθαλάσσιες γεωλισθήσεις (underwater sediment slides) μπορούν επίσης να προκαλέσουν τσουνάμι, μικρότερης όμως ενέργειας από αυτά που δημιουργούν οι υποθαλάσσιοι σεισμοί [Locat & Lee, 2000, Bardet et al., 2003]. Η σταδιακή αύξηση του βάρους των υπερκείμενων πετρωμάτων, η ηφαιστειακή δραστηριότητα, οι σεισμοί ή ακόμα και η απλή απελευθέρωση μεθανίου από τα ιζήματα του ωκεάνιου φλοιού μπορούν να οδηγήσουν στην αστοχία των πετρωμάτων και σε γεωλισθήσεις που θα προκαλέσουν τσουνάμι [Dawson et al., 2004]. Μία από τις πιο γνωστές περιπτώσεις υποθαλάσσιων γεωλισθήσεων αφορά την Storrega, πριν περίπου 8000 χρόνια, στην περιοχή του Βόρειου Ατλαντικού ωκεανού. Εκτιμάται ότι το τσουνάμι που δημιουργήθηκε τότε είχε αναρρίχηση 20-35m στην ακτογραμμή της Νορβηγίας και στα νησιά Shetland και πάνω από 6m στην ακτογραμμή της Μεγάλης Βρετανίας [Dawson et al., 1988, Bondevik et al., 1997b, 2003, Harbitz, 1992]. Πρόσφατα οι επιστήμονες αναγνώρισαν μια τεράστια υποθαλάσσια γεωλίσθηση στην δυτική Μεσόγειο, η οποία μάλλον συνέβη στην διάρκεια των τελευταίων παγετώνων του Βόρειου Ημισφαιρίου, πριν 20.000-30.000 χρόνια, τότε που η στάθμη της θάλασσας στην Μεσόγειο ήταν 100m πιο κάτω από την σημερινή και επομένως οποιεσδήποτε γεωλογικές καταγραφές του τσουνάμι που θα προκλήθηκε τότε πιθανόν να καλύπτονται από την θάλασσα [Nisbet and Piper, 1998, Rothwell et al., 1998].

Τα τσουνάμι μπορούν να προκληθούν και από την <u>ηφαιστειακή δραστηριότη-</u> τα, είτε λόγω της πτώσης/ολίσθησης βραχομάζας και της κατάρρευσης θραυσμάτων από τα πρανή των ηφαιστείων μέσα στην θάλασσα (volcanic flank collapse), είτε λόγω της έκρηξης των ηφαιστείων και της εκτόξευσης ηφαιστειακού υλικού κατά την ενεργοποίησή τους (volcanic crater collapse) [Dawson et al., 2004]. Σχετικά με την πρώτη περίπτωση, ο κίνδυνος των τσουνάμι αφορά ηφαιστειογενή νησιά με απόκρημνες πλαγιές που είναι ασταθείς και μπορούν εύκολα να καταρρεύσουν, όπως είναι τα Κανάρια νησιά [Masson, 1996, Day et al., 1999a] και τα νησιά του Πράσινου Ακρωτηρίου [Day et al., 1999b] στον Ατλαντικό ωκεανό. Όσον αφορά τη δεύτερη περίπτωση, τα προκαλούμενα τσουνάμι σχετίζονται με ενεργά ηφαίστεια που βρίσκονται πάνω στα όρια των τεκτονικών πλακών ή στις μεσο-ωκεάνιες ράχες και ανά πάσα στιγμή μπορούν να εκραγούν, όπως έγινε με το ηφαίστειο της Θήρας το 1628 π.Χ. [McCoy & Heiken, 2000] και με το ηφαίστειο Krakatoa στην Ινδονησία το 1883 [Yokoyama, 1987, Bernard *et al.*, 2006].

Μία εξαιρετικά σπάνια περίπτωση που μπορεί όμως να προκαλέσει μέγατσουνάμι είναι και η <u>πρόσκρουση αστεροειδούς</u> στην επιφάνεια της θάλασσας (asteroid impact) [Dawson et al., 2004, Crawford & Mader, 1998, Hills & Goda, 1998, 2001]. Το 1998, οι επιστήμονες ανακάλυψαν τις αποδείξεις ενός αστεροειδούς διαμέτρου 10km που προσέκρουσε στον Κόλπο του Μεξικού πριν από περίπου 65 εκατομμύρια χρόνια και φέρεται να προκάλεσε ένα μέγα-τσουνάμι που σάρωσε πολλά τμήματα της Νότιας Αμερικής και άλλαξε πλήρως την εικόνα του τότε κόσμου [Bernard et al., 2006]. Τα κύματα που δημιουργούνται εξαρτώνται άμεσα από την διάμετρο του αστεροειδούς και μπορούν να επιφέρουν ανυπολόγιστες ζημιές, ωστόσο έχει εκτιμηθεί ότι η πιθανότητα δημιουργίας τσουνάμι στον Ειρηνικό ωκεανό από πρόσκρουση αστεροειδούς διαμέτρου 2km είναι μία στο 1.000.000 χρόνια, δηλαδή πάρα πολύ σπάνια [Paine, 1999].

1.5 Χαρακτηριστικά διαφοροποίησης ανάλογα με τη πηγή δημιουργίας

1.5.1 Σεισμική πηγή

Η δημιουργία ενός τσουνάμι από μία σεισμική πηγή που παραμορφώνει τον θαλάσσιο πυθμένα απεικονίζεται στο μοντέλο του Σχήματος 7 που ακολουθεί. Στην απλή του μορφή, ένα τμήμα του θαλάσσιου πυθμένα με εμβαδό S ανυψώνεται απότομα κατακόρυφα για απόσταση δh. Αν η παραμόρφωση αυτή είναι ακαριαία, τότε θα σχηματιστεί ένα αντίστοιχο μικρό «ύψωμα» στη επιφάνεια της θάλασσας (Σχήμα 7a). Η αύξηση της δυναμικής ενέργειας του νερού υπολογίζεται άμεσα εκτοπίζοντας τον όγκο του νερού S·δh από τον πυθμένα της θάλασσας στην επιφάνειά της:

$$\Delta W_1 = \rho_w g S \,\delta h \,H \tag{5}$$

όπου ρ_w η πυκνότητα του νερού, H το βάθος της στήλης του νερού και g η επιτάχυνση της βαρύτητας. Η εξίσωση αυτή αναπαριστά επίσης το έργο των δυνάμεων πίεσης $S \rho_w g H$ που ανυψώνουν τον θαλάσσιο πυθμένα για απόσταση δh. Δεδομένου ότι το νερό δεν είναι ιξώδες υγρό, το μικρό «ύψωμα» που σχηματίζεται στην επιφάνειά του είναι ασταθές και πολύ γρήγορα εξαφανίζεται, χωρίς να αλλάζει όμως το επίπεδο σταθερής κατάστασης της επιφάνειας της θάλασσας αφού η συνολική επιφάνεια του πυθμένα είναι πολύ μεγαλύτερη σε σχέση με την επιφάνεια *S* που θα ανυψωθεί (Σχήμα 7c). Το κέντρο της μάζας του εκτοπιζόμενου νερού, που βρίσκεται αρχικά σε ύψος δ*h*/2 πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας (μαύρη κουκκίδα στο Σχήμα 7b), θα μεταφερθεί στην επιφάνεια της θάλασσας σε ύψος *H*, οπότε η συνολική αλλαγή στην δυναμική ενέργεια του νερού θα είναι μόλις:

$$\Delta W_2 = \rho_w g S \,\delta h (H - \delta h/2) \tag{6}$$

Η διαφορά ανάμεσα στις δύο ενέργειες (5) και (6) αποτελεί και την διαθέσιμη ενέργεια για την βαρυτική ταλάντωση του κύματος τσουνάμι που θα δημιουργηθεί:

(7).



Σχήμα 7: Δημιουργία τσουνάμι λόγω σεισμικής παραμόρφωσης του πυθμένα. (Πηγή: Okal & Synolakis, 2003)

Το απλοποιημένο αυτό μοντέλο που περιγράφηκε προηγουμένως μπορεί να εφαρμοστεί σε κάθε περίπτωση σεισμού, αφού η χρονική διάρκεια της παραμόρφωσης του θαλάσσιου πυθμένα είναι πολύ μικρότερη συγκριτικά με τον χρόνο που χρειάζεται ένα κύμα τσουνάμι για να δημιουργηθεί και να «σβήσει» [Okal & Synolakis, 2003]. Ο πρώτος χρόνος δίνεται από τον λόγο του μήκους L της σεισμικής πηγής προς την ταχύτητα διάρρηξής της v και ο δεύτερος χρόνος δίνεται από τον λόγο του μήκους L προς την ταχύτητα εξέλιξης c του κύματος τσουνάμι.

Όταν η παραμόρφωση του πυθμένα είναι ακαριαία, δηλαδή ν>>c, δεν μπορεί να επιτευχθεί υδραυλική ισορροπία σε κάθε χρονική στιγμή της ανύψωσης του θαλάσσιου πυθμένα, η παραμόρφωση είναι μη αντιστρεπτή, παράγεται περισσότερο έργο από την τελική αύξηση της δυναμικής ενέργειας του νερού στην νέα σταθερή κατάσταση και επομένως η διαφορά που προκύπτει από τις δύο ενέργειες διοχετεύεται στην δημιουργία ενός ισχυρού κύματος τσουνάμι. Αν όμως, η παραμόρφωση του πυθμένα γίνει με πολύ αργούς ρυθμούς, δηλαδή v<<c, τότε σε κάθε χρονική στιγμή του φαινομένου επιτυγχάνεται υδραυλική ισορροπία, κάτι που σημαίνει ότι το μικρό «ύψωμα» στην επιφάνεια της θάλασσας θα εξαφανίζεται γρηγορότερα από ότι θα δημιουργείται και σαν αποτέλεσμα, οι δυνάμεις πίεσης που θα ασκούνται στο πυθμένα θα «προσαρμόζονται» συνεχώς σε νέο ύψος στήλης νερού και η όλη διαδικασία θα είναι θερμοδυναμική αντιστρεπτή. Το έργο δε που θα παράγεται κατά την παραμόρφωση του θαλάσσιου πυθμένα θα είναι ακριβώς ίσο με την διαφορά των δυναμικών ενεργειών του νερού και δεν θα υπάρχει πλεόνασμα για την δημιουργία κύματος τσουνάμι [Okal & Synolakis, 2003].

Πρακτικά, όσον αφορά τις σεισμικές πηγές, η ταχύτητα διάρρηξης v είναι της τάξεως των 3km/s, όταν η ταχύτητα των τσουνάμι $c = \sqrt{gH}$ είναι τυπικά μικρότερη των 250m/s ακόμα και για τις περιπτώσεις των βαθύτερων ωκεάνιων λεκανών. Συνεπώς, αυτό που ισχύει πάντα είναι η πρώτη περίπτωση της μη αναστρέψιμης παραμόρφωσης και της ασταθούς υδραυλικής ισορροπίας που δίνουν το κατάλληλο πλεόνασμα ενέργειας για να δημιουργηθεί ένα κύμα τσουνάμι, όπως απεικονίζεται στο Σχήμα 7.

Οι πρόσφατες μελέτες στο σχετικό αντικείμενο έχουν καταφέρει να αποδώσουν την ενέργεια των τσουνάμι E_T σαν συνάρτηση της σεισμικής ροπής M_o :

$$E_T = 7 \times 10^{-17} M_o^{4/3} \tag{8},$$

με την ενέργεια να μετράται σε μονάδες ergs και την σεισμική ροπή σε μονάδες dyncm. Η τελευταία εξίσωση επιτρέπει τον υπολογισμό της τάξης μεγέθους της ενέργειας των κυμάτων τσουνάμι που δημιουργούν οι μεγάλοι σεισμοί [Okal, 2003].

Αναφέρεται ότι η σεισμική ροπή Μο δίνεται από τον ακόλουθο τύπο:

$$M_{\rho} = \mu D A \tag{9},$$

όπου $\mu = 5 \sim 7 \times 10^{11} dyn/cm^2$ ο συντελεστής ακαμψίας των πετρωμάτων, D η μέση σεισμική ολίσθηση του ρήγματος και A το συνολικό εμβαδόν της ρηξιγενούς επιφάνειας, όπως υπολογίζεται και από την συνεισφορά των μετασεισμών. Όσο ισχυρότερος είναι ένας σεισμός, δηλαδή όσο μεγαλύτερη είναι η σεισμική ροπή του, τόσο μεγαλύτερες είναι και οι παράμετροι D και A και επομένως η περιοχή η οποία παραμορφώνεται. Άλλα σημαντικά χαρακτηριστικά για τον προσδιορισμό της εδαφικής παραμόρφωσης αποτελούν η διεύθυνση φ της ρηξιγενούς επιφάνειας, η γωνία κλίσης δ και η γωνία ολίσθησης λ. Όλα τα παραπάνω δεδομένα χρησιμοποιούνται για την λεγόμενη «επίλυση» ή μοντελοποίηση του σεισμού (fault plane solution ή CMT), μία διαδικασία απαραίτητη και την ακόλουθη μοντελοποίηση του τσουνάμι που μπορεί να προκύψει [Γάσπαρη, 2005].

1.5.2 Γεωλίσθηση ιζημάτων

Η δημιουργία ενός τσουνάμι από μία υποθαλάσσια γεωλίσθηση ιζημάτων απεικονίζεται στο Σχήμα 8 που ακολουθεί. Η βασική ιδέα θέλει την μετακινούμενη μάζα ιζημάτων να δημιουργεί μία αρνητική διαφορά της στάθμης της θάλασσας –δh στο σημείο εκκίνησης της κατολίσθησης και μία θετική ανύψωση +δh της στήλης του νερού στο σημείο που συσσωρεύονται τα ιζήματα. Επομένως, οι γεωλισθήσεις εμφανίζονται να έχουν μία διπολική φύση σαν πηγές δημιουργίας τσουνάμι, με την συνολική ενέργεια των κυμάτων να μοιράζεται στα δύο σκέλη του διπόλου [Okal & Synolakis, 2003]. Παρόλα αυτά, στην συγκεκριμένη περίπτωση, η παραμόρφωση που συμβαίνει στον θαλάσσιο πυθμένα δεν μπορεί να θεωρηθεί ακαριαία συγκριτικά με την ταχύτητα εξέλιξης των τσουνάμι και αυτό επειδή η ταχύτητα με την οποία θα καταρρεύσει μία μάζα ιζημάτων θα εξαρτηθεί από την επιτάχυνση της βαρύτητας g. Πρακτικά, η μέγιστη ταχύτητα που μπορεί να επιτευχθεί σε μία περίπτωση γεωλίσθησης σε επικλινή επιφάνεια δίνεται από την εξίσωση $v = \sqrt{2gz}$, όπου z η μέγιστη κάθετη απόσταση που διανύει η καταρρέουσα μάζα των ιζημάτων. Συγκρίνοντας λοιπόν την ταχύτητα v με την ταχύτητα του τσουνάμι c προκύπτει ο λόγος $\sqrt{2z/H}$. Ο αριθμός αυτός δεν μπορεί εκ των πραγμάτων να είναι πολύ μεγάλος, από την στιγμή που μία γεωλίσθηση πρέπει να «εξελιχθεί» μέσα σε μία στήλη νερού. Για παράδειγμα, μία γεωλίσθηση ιζημάτων για 500m σε βάθος νερού 1500m θα αντιστοιχεί σε έναν πολύ μικρό λόγο v/c=0,8.



Σχήμα 8: Δημιουργία τσουνάμι λόγω υποθαλάσσιας γεωλίσθησης ιζημάτων. (Πηγή: Okal & Synolakis, 2003)

Προκύπτει επομένως, ότι για διάφορες τιμές z και H, η κατάσταση δεν μπορεί να θεωρηθεί ούτε ολοκληρωτικά μη αντιστρεπτή (όπως στην περίπτωση των σεισμικών παραμορφώσεων) ούτε ολοκληρωτικά αντιστρεπτή (όπως στην περίπτωση που μία γεωλίσθηση είναι πολύ αργή για να δημιουργήσει τσουνάμι). Εκτιμάται δε ότι η ενέργεια που διοχετεύεται στα τσουνάμι από υποθαλάσσιες γεωλισθήσεις θα πρέπει να «διορθώνεται», λαμβάνοντας υπόψη την ανάπτυξη του κύματος κατά την διάρκεια της γεωλίσθησης [Okal & Synolakis, 2003].

Σύμφωνα με μελέτες, οι διαφορές των τεκτονικών/σεισμικών τσουνάμι από αυτά που δημιουργούν οι υποθαλάσσιες γεωλισθήσεις είναι πολύ συγκεκριμένες. Τα μεν πρώτα έχουν μεγαλύτερα μήκη κύματος, μεγαλύτερες περιόδους και μεγαλύτερη επιφάνεια πηγής από τα δεύτερα. Αντίστοιχα, τα τσουνάμι από γεωλισθήσεις είναι πιο απότομα και διασκορπίζονται γρηγορότερα από τα σεισμικά τσουνάμι, ιδιαίτερα στα ρηχά νερά. Είναι η διπολική τους φύση που «μοιράζει» την συνολική ενέργειά των κυμάτων σε δύο σκέλη, με αποτέλεσμα να σβήνουν γρηγορότερα απομακρυνόμενα από την πηγή δημιουργίας τους [Γάσπαρη, 2005]. Το σίγουρο είναι ότι ενώ για τα σεισμικά τσουνάμι δεν παίζει σημαντικό ρόλο ο χρόνος της παραμόρφωσης του θαλάσσιου πυθμένα στον υπολογισμό της εξέλιξης του κύματος, μιας και αυτός είναι ακαριαίος, αντίθετα στην περίπτωση των τσουνάμι από υποθαλάσσιες γεωλισθήσεις, ο χρόνος ολίσθησης είναι πολύ σημαντικός, αφού αν είναι πολύ μεγάλος και οι μετατοπίσεις γίνονται με πολύ αργό ρυθμό μπορεί τελικά να μην δημιουργηθεί καθόλου τσουνάμι [Okal & Synolakis, 2003].

1.6 Λίγη ιστορία

Η ιστορία του μετριασμού του κινδύνου συμβαδίζει με την ιστορία των καταστροφικών τσουνάμι και της παράκτιας υδροδυναμικής [Synolakis & Bernard, 2006]. Μετά το τσουνάμι του 1946 στην Αλάσκα που στοίχισε την ζωή σε 173 ανθρώπους στην Χαβάη, ιδρύθηκε στη συγκεκριμένη περιοχή το Pacific Tsunami Warning Center (PTWC), με βασικό ρόλο την έγκαιρη προειδοποίηση για μακρινά τσουνάμι που μπορεί να έπλητταν στο μέλλον τις ΗΠΑ. Έξι χρόνια αργότερα, ένα μεγάλο τσουνάμι στην Χιλή σκοτώνει 1.000 ανθρώπους στην χώρα, 61 στην Χαβάη και 199 στην Ιαπωνία. Αυτό αποτελεί την αφορμή για την παγκόσμια κοινότητα να συγκροτήσει δύο Διεθνείς Οργανισμούς, που θα αντιπροσώπευαν την επιστήμη και τις κυβερνήσεις αντίστοιχα και θα είχαν σαν στόχο την προειδοποίηση για μακρινά τσουνάμι σε διάφορα έθνη του Ειρηνικού Ωκεανού. Έτσι, το International Union of Geodesy and Geophysics από την μεριά των επιστημόνων συγκροτεί το Tsunami Commission και to United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization / Intergovernmental Oceanographic Commission από την μεριά των κυβερνήσεων συγκροτεί το International Coordinating Group for Tsunami Warnings in the Pacific (ITSU). Ou ΗΠΑ προσφέρουν τον σταθμό τους στην Χαβάη (PTWC) σαν κέντρο χειρισμών για ολόκληρο τον Ειρηνικό Ωκεανό και συνδράμουν στην δημιουργία και συντήρηση του International Tsunami Information Center (ITIC), με αποτέλεσμα η παγκόσμια κινητοποίηση για τον περιορισμό των καταστροφών από τα τσουνάμι να μετράει ήδη 50 χρόνια ζωής [Bernard et al., 2006].

Το 1964, ο μεγάλος σεισμός και το τσουνάμι της Αλάσκας με 120 θύματα στην περιοχή και την Δυτική Ακτή των ΗΠΑ οδηγεί στην δημιουργία του Alaska Tsunami Warning Center για τοπικές προειδοποιήσεις στην Αλάσκα. Τις επόμενες δεκαετίες ιδρύονται παρόμοιες τοπικές και περιφερειακές μονάδες προειδοποίησης στην Ιαπωνία, τη Ρωσία, την Ταϊτή και την Χιλή. Όλα τα κέντρα προειδοποίησης στον Ειρηνικό ωκεανό συντονίζονται με το PTWC στην Χαβάη. Η παγκόσμια προσπάθεια να περιοριστούν τα τσουνάμι συνεχίστηκε και βελτιώθηκε όταν η σεισμολογική κοινότητα εγκατέστησε επιτυχώς ένα παγκόσμιο δίκτυο οργάνων που κατέγραφαν σεισμούς σε όλο τον κόσμο. Οι πρόοδοι στους δορυφόρους έκαναν την ανίχνευση των σεισμών γρηγορότερη και ακριβέστερη. Δυστυχώς όμως η τεχνολογία για την απευθείας μέτρηση των τσουνάμι καθυστέρησε αρκετά [Bernard *et al.*, 2006].

Τα κέντρα προειδοποίησης γέμιζαν από σεισμικές πληροφορίες, ενώ παρέμεναν φτωχά στους προσδιορισμούς γένεσης των τσουνάμι. Η εκτίμηση μάλιστα του τελευταίου περιλαμβάνει περισσότερα στοιχεία από τον απλό προσδιορισμό του επίκεντρου και των χαρακτηριστικών ενός σεισμού. Συνεπώς, τα κέντρα προειδοποίησης δεν μπορούσαν παρά να χρησιμοποιήσουν τους σεισμούς μαζί με τα πολύ περιορισμένα στοιχεία από τους παράκτιους παλιρροιογράφους για να εκτιμήσουν αν θα δημιουργηθεί κάποιο τσουνάμι. Αυτό οδήγησε σε πολλές άστοχες προειδοποιήσεις, αφού τα τσουνάμι που δημιουργούνταν δεν ήταν πάντα καταστροφικά. Υπολογίζεται ότι από το 1949 μέχρι το 2000, το 75% των συναγερμών για τσουνάμι ήταν περιττοί. Αυτό οδήγησε σε δυσπιστία ως προς τα δεδομένα που απευθύνονταν στους παράκτιους οικισμούς που εξυπηρετούνταν από τα κέντρα αυτά [Bernard *et al.*, 2006]. Ειδικά μετά τον λανθασμένο συναγερμό του 1986 στην Χαβάη, όταν απομονώθηκε το Waikiki Beach, η πολιτεία εκτίμησε ένα έλλειμμα της τάξεως των 40 εκατομμυρίων δολαρίων εξαιτίας της διακοπής των επιχειρήσεων και του κλεισίματος των κυβερνητικών γραφείων [Bernard, 2005a,b].

Τα τσουνάμι επανήλθαν στο προσκήνιο την δεκαετία του '90, όταν ο τραγικός απολογισμός 11 καταστροφικών περιστατικών μετρούσε ήδη 4.800 ανθρώπινες ζωές. Τότε τα Ηνωμένα Έθνη καθιερώνουν το International Decade of Natural Disaster Reduction. Σύντομα, η επιστημονική κοινότητα ανταποκρίθηκε αναπτύσσοντας την κατάλληλη τεχνολογία για τη δημιουργία ειδικών χαρτών πλημμύρας (inundation maps). Μέσα στην δεκαετία δημιουργούνται 73 τέτοιοι χάρτες για 9 χώρες. Όπως ήταν αναμενόμενο, οι χάρτες έγιναν με το παραπάνω αποδεκτοί. Στην ουσία, παρείχαν τις απαραίτητες πληροφορίες για τις τοπικές κοινότητες προκειμένου να σχεδιάσουν τις δράσεις εκκένωσης και αποκατάστασης των εδαφών τους από τα τσουνάμι [Bernard *et al.*, 2006].

Το 1992 στην Β. Καλιφόρνια σημειώνεται ένα μικρό τσουνάμι που δεν σκότωσε κανέναν αλλά συνδέθηκε με τον πρώτο καταγεγραμμένο σεισμό στην ζώνη υποχώρησης της Cascadia και οι σεισμολόγοι φοβήθηκαν για έναν άμεσο μεγαλύτερο σεισμό ικανό να προκαλέσει ένα μεγαλύτερο τσουνάμι. Οι ΗΠΑ δημιουργούν τότε το *National Tsunami Hazard Mitigation Programme*. Μέχρι το 2001, το πρόγραμμα είχε αναπτύξει την τεχνολογία να ανιχνεύει τα τσουνάμι στους βαθείς ωκεανούς ανοίγοντας τον δρόμο στην πρόβλεψη (Σχήμα 9) [González *et al.*, 2005a, Titov *et al.*, 2005b]. Αυτό μείωσε τις άστοχες προειδοποιήσεις και βοήθησε στην δημιουργία χαρτών πλημμύρας για 130 κοινότητες στις ΗΠΑ [Bernard, 2005a]. Ένα ειδικό τεύχος του περιοδικού *Natural Hazards* κατέγραψε την υλοποίηση του προγράμματος [Bernard, 2005b].



Σχήμα 9: Το σύστημα DART II που χρησιμοποιείται για την παρακολούθηση των τσουνάμι στους ωκεανούς, καταγράφοντας πιέσεις στον θαλάσσιο πυθμένα σε πραγματικό χρόνο. (Πηγή: UNESCO/IOC, 2006)

Στις 26 Δεκεμβρίου 2004, το τσουνάμι της Σουμάτρας σόκαρε ολόκληρο τον κόσμο καθώς χάθηκαν 232.000 ανθρώπινες ζωές σε 55 χώρες, ενώ οι καταστροφές στις υποδομές και το φυσικό περιβάλλον ήταν ανυπολόγιστες. Το συγκεκριμένο περιστατικό έκανε επιτακτική την ανάγκη δημιουργίας ενός παγκόσμιου συστήματος προειδοποίησης τσουνάμι, το οποίο θα μειώσει τις ανθρώπινες απώλειες από μελλοντικά περιστατικά. Οι προσπάθειες της επιστημονικής κοινότητας από το 1946 μέχρι σήμερα θα αποτελέσουν το στέρεο οικοδόμημα πάνω στο οποίο θα χτιστεί αυτό το σύστημα προειδοποίησης του μέλλοντος.

1.7 Μελλοντικοί στόχοι για την αντιμετώπιση των τσουνάμι

Η μεγαλύτερη πρόκληση που αντιμετωπίζουν οι επιστήμονες στην έρευνα για τον μετριασμό των τσουνάμι είναι η αλλαγή της αντίληψης ότι τα τσουνάμι είναι σπάνια φαινόμενα. Πρόσφατα δεδομένα δείχνουν ότι κάθε χρόνο, ένα καταστροφικό τσουνάμι θα προκαλεί θανάτους και ερήμωση κάπου, οπουδήποτε στον κόσμο [Bernard *et al.*, 2006]. Πιο συγκεκριμένα όμως, οι επιστήμονες καλούνται να υλοποιήσουν τέσσερις διαφορετικούς στόχους.

Καταρχήν, όσον αφορά τις ίδιες τις <u>παρατηρήσεις</u> (observations) θα πρέπει να είναι σε θέση να συνυπολογίζουν όλους τους πιθανούς μηχανισμούς δημιουργίας τσουνάμι, να μπορούν να αναπτύξουν ένα πυκνότερο δίκτυο συστημάτων DART και στις πιο απομακρυσμένες ωκεάνιες περιοχές που θα παρακολουθείται από το GEOSS (Global Earth Observing System of Systems), να ελέγχουν τα υπάρχοντα μοντέλα πλημμύρας ενσωματώνοντας μετρήσεις ταχύτητας ροής, τριβής και υποχώρησης των κυμάτων και τέλος να σχεδιάζουν ανθεκτικότερες κατασκευές λαβαίνοντας υπόψη μετρήσεις τάσεων και παραμέτρων αντοχής [Bernard *et al.*, 2006].

Όσον αφορά την <u>βαθμονόμηση</u> (standards), είναι σημαντική η προτυποποίηση όχι μόνο των παρατηρήσεων, όπως στην περίπτωση των αισθητήρων των συστημάτων DART, αλλά και των πλημμυρικών μοντέλων που κατασκευάζονται, αφού οι αλλαγές στην παράκτια τοπογραφία, στη βαθυμετρία και γενικότερα στο τοπίο από την συνεχή ανάπτυξη των παράκτιων οικισμών επιδρούν στην ακρίβεια των παλαιότερων εκδόσεων πλημμυρικών μοντέλων [Bernard *et al.*, 2006]. Τέλος, δύο ακόμα στόχοι για την επιστημονική κοινότητα αποτελούν η ακριβής εκτίμηση της τρωτότητας (vulnerability), τόσο της ανθρώπινης όσο και της οικονομικής ευπάθειας που εμπεριέχει το ρίσκο ενός τσουνάμι, αλλά και η δημιουργία εκπαιδευτικών προγραμμάτων (educational programs) που θα απευθύνονται σε ένα μεγάλο εύρος διαφορετικών κοινοτήτων, από μικρά ψαροχώρια μέχρι μεγάλα μητροπολιτικά κέντρα και θα τις εξοικειώνουν με τον κίνδυνο των τσουνάμι με τα κατάλληλα εκπαιδευτικά εργαλεία (π.χ. σηματοδότες) [Bernard *et al.*, 2006].

Τελικά, η ακριβής εκτίμηση των επιδράσεων των τσουνάμι στις κατασκευές μπορεί να βοηθήσει στον σχεδιασμό ανθεκτικότερων οικισμών [Eisner, 2005], η μοντελοποίηση της ανθρώπινης συμπεριφοράς απέναντι στην απειλή ενός τσουνάμι μπορεί να σώσει ζωές και η χρήση των δορυφόρων για παρακολούθηση τσουνάμι σε πραγματικό χρόνο μπορεί να συντελέσει στην διάσωση, την αποκατάσταση και εκτίμηση των απωλειών (Σχήμα 10) [Bernard *et al.*, 2006].



Σχήμα 10: Η ακτογραμμή της Banda Aceh στην Σουμάτρα πριν και μετά το τσουνάμι της 26^{ης} Δεκεμβρίου 2004, όπως καταγράφηκε από τον δορυφόρο. (Πηγή: Bernard *et al.*, 2006)

Το τσουνάμι της 26/12/2004 στη Σουμάτρα υπενθύμισε στον κόσμο ότι ο κίνδυνος των τσουνάμι μπορεί να ερημώσει τις παράκτιες κοινότητες που δεν γνωρίζουν και δεν προετοιμάζονται για αυτά. Οι πρόσφατες πρόοδοι στην επιστήμη της πρόβλεψης, οι τεχνολογίες επικοινωνίας και η ανάπτυξη πιο «ανθεκτικών» οικισμών υπόσχονται ένα καλύτερο παγκόσμιο σύστημα μετριασμού των επιπτώσεων των μελλοντικών τσουνάμι. Δεν υπάρχουν τεχνικά εμπόδια να αναχαιτίσουν την ανάπτυξη. Πριν το επόμενο τσουνάμι τύπου-Σουμάτρας, επιβάλλεται να έχουμε δημιουργήσει έναν κόσμο που να μπορεί να συνυπάρξει με την απειλή των τσουνάμι.

1.8 Παλαιοτσουνάμι στον ελλαδικό χώρο

Η θαλάσσια περιοχή του Αιγαίου πελάγους ήταν ανέκαθεν ευάλωτη στην επίδραση των τσουνάμι ακριβώς λόγω της τεκτονικής του ελλαδικού χώρου [McKenzie, 1972, Le Pichon & Angelier, 1979, 1981, Mercier, 1981, Papadopoulos, 1989, Keller et al., 1990, Jackson, 1994, Lallemant et al., 1994]. Λαμβάνοντας υπόψη την γεωλογική εξέλιξη του Αιγαίου πελάγους με τις καταστροφές του φλοιού, τα ρήγματα, την σύγκλιση και απομάκρυνση των τεκτονικών πλακών, την καταβύθισή τους και την ηφαιστειακή δραστηριότητα εύκολα μπορεί να αντιληφθεί κάποιος τις συνθήκες κάτω από τις οποίες εκδηλώνονταν τσουνάμι στην περιοχή για μεγάλο χρονικό διάστημα μέσα στον γεωλογικό χρόνο [Dominey-Howes, 2002]. Εντούτοις, το σημαντικότερο όλων είναι η ταυτοποίηση, ερμηνεία και αξιολόγηση όλων των στοιχείων που αφήνουν πίσω τους τα τσουνάμι, προκειμένου οι επιστήμονες να αποσαφηνίσουν τα αίτια, την φύση, τα μεγέθη, τις επιδράσεις και την συχνότητα αυτών των φαινομένων. Είναι το απαραίτητο πρώτο βήμα για την εκτίμηση του κινδύνου ενός μελλοντικού τσουνάμι και την σωστή διαχείριση των καταστροφών που θα επιφέρει. Για τους παραπάνω λόγους, οι επιστήμονες καλούνται: α) να βρουν τις διαθέσιμες γραπτές πηγές για τα τσουνάμι του ελλαδικού χώρου, β) να εντοπίσουν τις γεωλογικές τους καταγραφές και γ) να εκτιμήσουν την αξιοπιστία και η ωφελιμότητα αυτών των δεδομέvov [Dominey-Howes, 2002].

1.8.1 Γραπτές μαρτυρίες

Από την αρχαιότητα μέχρι σήμερα έχουν συμβεί πολλοί μεγάλοι, καταστροφικοί σεισμοί και ηφαιστειακές εκρήξεις που δημιούργησαν τσουνάμι στην ανατολική Μεσόγειο και ιδιαίτερα στο Αιγαίο [Galanopoulos, 1960, Ambraseys, 1962, Aντωνόπουλος, 1978, Antonopoulos, 1980a, 1980b, 1992, Pararas-Carayanis, 1992, Di Maro & Maramai, 1992, Papadopoulos, 1998, Papadopoulos & Vassilopoulou, 1998]. Ένας μεγάλος αριθμός επιστημόνων έχουν ταξινομήσει και καταγράψει πλήθος δεδομένων για τα τσουνάμι στον ελλαδικό χώρο, συντάσσοντας αντίστοιχους καταλόγους. Οι πιο σημαντικοί και λεπτομερείς κατάλογοι αναφέρονται στον Πίνακα A3 του Παραρτήματος A [Dominey-Howes, 2002]. Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν για την σύνταξη αυτών των καταλόγων προέρχονται από μία μεγάλη ποικιλία πηγών που περιλαμβάνει τοπικές, περιφερειακές και εθνικές βιβλιοθήκες και ερευνητικά κέντρα, δημόσια και ιδιωτικά αρχεία-συλλογές, πανεπιστήμια, αστεροσκοπεία, μοναστήρια, επιστημονικές δημοσιεύσεις, εφημερίδες και προηγούμενους δημοσιευμένους καταλόγους σεισμών και τσουνάμι. Οι πηγές δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν δεν εμφανίζονται μόνο στα ελληνικά, αλλά και σε άλλες γλώσσες όπως αραβικά, αγγλικά, γαλλικά, γερμανικά, ιταλικά, λατινικά ή περσικά. Παράλληλα, την ίδια περίοδο δημοσιεύονται και αντίστοιχοι κατάλογοι για ιστορικούς σεισμούς που αναφέρονται σε περιστατικά τσουνάμι, όπως αυτός των Παπαζάχου και Παπαζάχου [Papazachos & Papazachou, 1997].

Σαφώς ο πιο λεπτομερής, εκτενής, αξιόπιστος και ενημερωμένος κατάλογος τσουνάμι στον ελλαδικό χώρο είναι αυτός του Παπαδόπουλου [Papadopoulos, 1998]. Η δημιουργία του οφείλεται στα χρηματοδοτούμενα κοινοτικά ερευνητικά προγράμματα της Ευρωπαϊκής Ένωσης Genesis and Impacts of Tsunamis on the European Coasts (GITEC) (1992-1995) και Genesis and Impacts of Tsunamis on the European Coasts-Tsunami Warning and Observation (GITEC-TWO) (1996-1998) [Παπαδόπουλος, 1997] και αποτέλεσε μέρος του ενοποιημένου Ευρωπαϊκού καταλόγου τσουνάμι, όπως αυτός παρουσιάστηκε από τους Tinti et al. [Tinti et al., 1999]. Ο κατάλογος του Παπαδόπουλου προέκυψε από τον συνδυασμό γραπτών μαρτυριών και μετρήσεων πεδίου, ενώ έχει γίνει πολύ σημαντική προσπάθεια στην λεπτομερή αξιολόγηση όλων των στοιχείων που αφορούν κάθε περιστατικό τσουνάμι που καταγράφεται σε αυτόν (Πίνακας A4, Παράρτημα A). Για την αξιοπιστία των περιστατικών χρησιμοποιήθηκε μία τροποποιημένη εκδοχή της κλίμακας αξιοπιστίας του Iida [Iida, 1984].

Συνολικά λοιπόν, καταγράφονται 159 περιστατικά τσουνάμι από το 1628 π.Χ. μέχρι το 1996. Από αυτά, πέντε σχετίζονται με εκρήξεις ηφαιστείων ή άλλες ηφαιστειακές δραστηριότητες, 112 έχουν προκύψει από σεισμούς γνωστού μεγέθους και
28 από σεισμούς αγνώστου μεγέθους, τρία περιστατικά συνδέονται με υποθαλάσσιες γεωλισθήσεις, ενώ για τα υπόλοιπα έντεκα περιστατικά δεν δίνονται πληροφορίες για τον μηχανισμό γένεσής τους. Σύμφωνα με τον Παπαδόπουλο, το 88% των καταγεγραμμένων τσουνάμι στην περιοχή του Αιγαίου από το 1628 π.Χ. μέχρι το 1996 έχουν προκύψει από σεισμική δραστηριότητα. Αντίστοιχα, το 71,8% των περιστατικών συνέβησαν μετά το 1845, γεγονός που φανερώνει μία εν μέρει εκθετική αύξηση της συχνότητας των περιστατικών με τον χρόνο που οφείλεται προφανώς στις περισσότερες μαρτυρίες, στην καλύτερη επικοινωνία ανάμεσα στην περιφέρεια και στο Εθνικό Αστεροσκοπείο των Αθηνών, στην καλύτερη καταγραφή δεδομένων από τα επιστημονικά όργανα και στην μεγαλύτερη ευαισθητοποίηση του κοινού απέναντι σε τέτοια φυσικά φαινόμενα [Dominey-Howes, 2002].

Οι Παπαζάχος και Παπαζάχου αναφέρουν ότι τα τσουνάμι στον ελλαδικό χώρο μέγιστης έντασης (K_0) ίση με ΙΙΙ ή μεγαλύτερη (σύμφωνα με την κλίμακα έντασης των Ambraseys-Sieberg, Πίνακας A2 στο Παράρτημα A) συμβαίνουν κατά μέσο όρο κάθε τέσσερα χρόνια. Αντίστοιχα τσουνάμι έντασης \geq IV συμβαίνουν κάθε 26 χρόνια, τσουνάμι έντασης \geq V συμβαίνουν κάθε 170 χρόνια, ενώ τσουνάμι έντασης \geq VI συμβαίνουν κάθε 1100 χρόνια [Papazachos & Papazachou, 1997]. Η μελέτη των τσουνάμι οδήγησε τους επιστήμονες στον προσδιορισμό συγκεκριμένων τσουναμογενών ζωνών στην ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου [Papadopoulos & Chalkis, 1984, Papazachos *et al.*, 1986, Soloviev, 1990]. Η πρώτη ζώνη ακολουθεί το Ελληνικό Τόξο και συνεχίζει μέχρι τις δυτικές ακτές της Β. Ελλάδας, η δεύτερη ζώνη ακολουθεί το ηφαιστειακό τόξο του Ν. Αιγαίου και η τρίτη σχετίζεται με ασθενή περιστατικά του Β. Αιγαίου [Dominey-Howes, 2002].

Άλλες σημαντικές γραπτές πηγές πληροφοριών για τα τσουνάμι του Αιγαίου αποτελούν και οι επιστημονικές εργασίες και δημοσιεύσεις που κάνουν αναφορά στα τσουνάμι αλλά δεν αποτελούν καταλόγους [Dominey-Howes, 2002]. Τέτοιες είναι οι αναφορές πεδίου και δημοσιεύσεις που σχολιάζουν τις επιπτώσεις των τσουνάμι [Γαλανόπουλος, 1957, Ambraseys, 1963, Γαλανόπουλος κ.α., 1964], οι μελέτες που εξετάζουν τους μηχανισμούς γένεσης των τσουνάμι [Γαλανόπουλος, 1957, Γαλανόπουλος κ.α., 1964, Papazachos *et al.*, 1985, Lockridge, 1988, 1990, Papadopoulos, 1993a, Pedersen *et al.*, 1995a, Perissoratis & Papadopoulos, 1999], οι αναφορές που προσδιορίζουν τις ζώνες κινδύνου τσουνάμι [Papadopoulos & Chalkis, 1984, Papazachos *et* *al.*, 1986, Soloviev, 1990] και εκείνες που στοχεύουν στην δημιουργία χαρτών κινδύνου και στην αποτίμησή του [Fritzalas & Papadopoulos, 1988, Fytikas *et al.*, 1990, Dominey-Howes, 1998, Papadopoulos & Dermentzopoulos, 1998].

Για την ανάλυση των τσουνάμι προσφέρονται και πηγές όπως τα άρθρα σε εφημερίδες, τα φυλλάδια, τα προσωπικά ημερολόγια, τα ποιήματα, οι μύθοι, οι ιστορίες και κάθε μορφή δημοσιευμένου ή ανέκδοτου υλικού σε μία μεγάλη ποικιλία γλωσσών και διαλέκτων. Η αξία αυτών των πηγών είναι αν μη τι άλλο ανεκτίμητη [Dominey-Howes, 2002].

1.8.2 Γεωλογικές καταγραφές

Πρόσφατες ιζηματολογικές έρευνες σε παράκτιες στρωματογραφικές ακολουθίες αποδεικνύουν ότι τα προϊστορικά τσουνάμι ή «παλαιοτσουνάμι» μπορούν να προσδιοριστούν με μεγάλη ακρίβεια μέσα στις φυσιολογικές θαλάσσιες και ηπειρωτικές ακολουθίες ιζημάτων. Οι εναποθέσεις των τσουνάμι φαίνεται να έχουν μία ξεχωριστή στρωματογραφική ακολουθία, ενώ συχνά εμπεριέχουν και ασυνήθη μικροαπολιθώματα [Dominey-Howes *et al.*, 1998, Goff *et al.*, 1998, Dawson & Shi, 2000].

Από την μελέτη των εναποθέσεων παλαιοτσουνάμι έχει προκύψει ότι τα ιζήματα τους εναποτίθενται σε στρώσεις που μπορεί να εμπεριέχουν ιλύ, άργιλο, άμμο και κροκάλες που καλύπτουν την επιφάνεια των υποκείμενων ιζημάτων (διαβρωμένων ή μη). Οι εναποθέσεις των τσουνάμι λεπταίνουν όσο προχωρούν προς τη στεριά και συχνά είναι συνεκτικές στην κορυφή και στο δάπεδο, μέτρια έως καλά ταξινομημένες και λεπτόκοκκες έως αδρόκοκκες. Οι κατανομές του μεγέθους των σωματιδίων τους λεπταίνουν κατακόρυφα (προς τα πάνω) και οριζόντια (προς τη στεριά), ενώ οι στρώσεις μπορεί να εμπεριέχουν θραύσματα από δομές των υποκείμενων επιφανειακών ιζημάτων ή και μικροαπολιθώματα-κελύφη που φανερώνουν την μεταφορά διαφόρων ειδών από τα υδάτινα περιβάλλοντα προς τη στεριά (ή από τα θαλάσσια περιβάλλοντα στα ηπειρωτικά) [Dominey-Howes, 2002]. Η εναπόθεση και διατήρηση των ιζημάτων τσουνάμι εξαρτάται από την επαρκή παροχή υλικού, τις διεργασίες αναμόρφωσής του καθώς το κύμα επιστρέφει πίσω στην θάλασσα ή πλημμυρίζει ξανά την στεριά και από τις όποιες περιβαλλοντικές διεργασίες λάβουν χώρα μετά την εναπόθεση των ιζημάτων [Dominey-Howes, 1996a]. Πέρα από τα όποια προβλήματα, ένας μεγάλος αριθμός ερευνών παλαιοτσουνάμι σε διάφορα μέρη του κόσμου έχουν αποδείξει ότι κάτω από ευνοϊκές συνθήκες τα τσουνάμι μπορούν να αποθέσουν ξεχωριστές στρώσεις ιζημάτων ανάμεσα στις κανονικές θαλάσσιες ή ηπειρωτικές ιζηματογενείς ακολουθίες [Bondevik *et al.*, 1997a, Bryant *et al.*, 1997, Clague, 1997, Pinegina & Bourgeois, 2001, Dominey-Howes *et al.*, 1998, Goff *et al.*, 1998, Nanayama *et al.*, 1998, Clague *et al.*, 1999]. Αυτό είναι πολύ σημαντικό για περιοχές που πλήττονται από τσουνάμι αλλά οι γραπτές μαρτυρίες είναι ελάχιστες (π.χ. Νέα Ζηλανδία, Χαβάη, Ν. Αμερική). Σε αυτές τις περιπτώσεις, η μελέτη των ιζημάτων μπορεί να ερμηνεύσει τις επιπτώσεις των τσουνάμι και ενδεχομένως την συχνότητά τους. Κατά συνέπεια, πέρα από τις όποιες ιστορικές καταγραφές, η ταυτοποίηση ιζημάτων από πρόσφατα ή ιστορικά τσουνάμι αφενός επιτρέπει την αυτόνομη εκτίμηση του μεγέθους του τσουνάμι και των επιπτώσεών του, αφετέρου δε, αποσαφηνίζει τα όποια λάθη σχετίζονται με τις γραπτές μαρτυρίες [Dominey-Howes, 2002].

Είναι γεγονός ότι στο Αιγαίο έχουν καταγραφεί πολλά τσουνάμι μεγάλης ισχύος, ωστόσο είναι λίγες οι μελέτες των γεωλογικών καταγραφών τους. Πρώτοι από όλους ο Γαλανόπουλος και συνεργάτες του προσπάθησαν να περιγράψουν την διάβρωση της νότιας ακτής του Κορινθιακού Κόλπου στην περιοχή του Αιγίου από το αντίστοιχο τσουνάμι της 7^{ης} Φεβρουαρίου του 1963 [Γαλανόπουλος κ.α., 1964]. Ο Pirazzoli και οι συνεργάτες του φαίνεται να εντόπισαν το ιζηματολογικό ίχνος των τσουνάμι του 66 π.Χ. και του 365 π.Χ. από τα Φαλάσαρνα της Δ. Κρήτης [Pirazzoli *et al.*, 1992]. Σημαντικές μελέτες έχουν γίνει και για άλλα τσουνάμι στο Αιγαίο [Dawson *et al.*, 1995, Dominey-Howes, 1996a, b, Dominey-Howes *et al.*, 1998, Dominey-Howes *et al.*, 2000a, b], ενώ πρόσφατα αποκαλύφθηκαν σπουδαία αποδεικτικά στοιχεία για το τσουνάμι που κατέστρεψε τον Μινωϊκό πολιτισμό και φαίνεται να προήλθε από την έκρηξη του ηφαιστείου της Θήρας το 1628 π.Χ. [Minoura *et al.*, 2000, McCoy & Heiken, 2000].

Η αλήθεια είναι ότι σε αντίθεση με άλλες περιοχές, οι γεωλογικές καταγραφές των τσουνάμι στις ακτές της χώρας μας είναι πολύ περιορισμένες, ανομοιογενείς και μικρές σε έκταση. Αυτή η παρατήρηση είναι πολύ σημαντική δεδομένου ότι η διαφοροποίηση ενός τσουνάμι από άλλες θαλάσσιες πλημμύρες υψηλής ενέργειας δεν εξαρτάται μόνο από την μοναδικότητα των ιζημάτων μέσα σε μία στρωματογραφική ακολουθία αλλά και από την έκταση την οποία καλύπτουν [Dawson & Shi, 2000]. Σύμφωνα με τον Dominey-Howes οι λόγοι για τους οποίους μπορεί να μην διατηρούνται τα ιζήματα των τσουνάμι στην Ελλάδα είναι διάφοροι:

α) μπορεί να είναι μικρή η παροχή ιζημάτων στην παράκτια ζώνη,

β) δεν υπάρχουν πολλά κατάλληλα περιβάλλοντα εναπόθεσης ιζημάτων όπως είναι τα τέλματα ή οι λιμνοθάλασσες που να προσφέρονται για γεωλογικές καταγραφές τσουνάμι, ιδιαίτερα στα νησιά,

γ) η διάβρωση των ιζημάτων λόγω της υψηλής εποχιακής βροχόπτωσης είναι συνήθως αιφνίδια, πολύ γρήγορη και καταστροφική για την διατήρηση των όποιων «αποδεικτικών στοιχείων» αφήνει πίσω του ένα τσουνάμι,

δ) η σεισμική δραστηριότητα του ελλαδικού χώρου ανυψώνει, καταβυθίζει και συχνά καταστρέφει κάποιες ακολουθίες ηπειρωτικών και θαλάσσιων ιζημάτων που παρατηρούνται στις παράκτιες περιοχές, και

ε) η μεταβολή της βαθυμετρίας στα ανοιχτά των ελληνικών ακτών δεν είναι τόσο έντονη, ώστε να επιτευχθούν υψηλές τιμές αναρρίχησης των θαλάσσιων κυμάτων, δεδομένου ότι στα περισσότερα νησιά οι ισοβαθείς των 100m και 200m βρίσκονται πολύ κοντά στην ακτογραμμή [Dominey-Howes, 2002].

Κεφάλαιο 2:

Ο σεισμός της 9^{ης} Ιουλίου 1956

2.1 Σεισμική δραστηριότητα στον ελλαδικό χώρο

Ο ελλαδικός χώρος και γενικότερα η Ανατολική Μεσόγειος χαρακτηρίζονται από μία έντονη σεισμική δραστηριότητα, η οποία έχει προκαλέσει κατά καιρούς σημαντικά καταστροφικά τσουνάμι. Το παλαιότερο περιστατικό τσουνάμι στην Ελλάδα που βασίζεται σε αξιόπιστη ιστορική πηγή αναφέρεται στο 479π.Χ., τότε που καταστράφηκε ο Περσικός στόλος στην Ποτίδαια της δυτικής Χαλκιδικής. Επιστήμονες αναφέρουν ότι αυτό ενδεχομένως να αποτελεί και το πρώτο καταγεγραμμένο ιστορικό τσουνάμι παγκοσμίως [Papazachos & Dimitriu, 1991]. Καταστροφικά τσουνάμι σημειώθηκαν και στον κόλπο του Μαλιακού, στον Κορινθιακό κόλπο, νότια της Κρήτης και φυσικά μετά την έκρηξη του ηφαιστείου της Θήρας το 1650πΧ. [Papazachos & Dimitriu, 1991]. Το πιο πρόσφατο τσουνάμι στην Ελλάδα ήταν αυτό της Αμοργού στις 9 Ιουλίου 1956, το οποίο προκλήθηκε από έναν σεισμό εντάσεως M_s=7,5 στο νότιο Αιγαίο με επίκεντρο τη θαλάσσια περιοχή ανάμεσα στην Αμοργό και την Αστυπάλαια.

2.1.1 Τα ρήγματα

Είναι σαφές ότι αν γνωρίζει κανείς την ακριβή στιγμή δημιουργίας ενός σεισμού, το εστιακό βάθος και κυρίως τον μηχανισμό δημιουργίας του σεισμού, μπορεί να προβλέψει το δυναμικό δημιουργίας ενός τσουνάμι. Στο Σχήμα 11 που ακολουθεί απεικονίζονται οι μηχανισμοί δημιουργίας σεισμών εντάσεως $M_s \ge 6$ που οφείλονται σε μετακίνηση ρηγμάτων και εκδηλώθηκαν στον ευρύτερο ελλαδικό χώρο από το 1962 μέχρι το 1986 (*fault-plane solutions*) [Papazachos & Dimitriu, 1991]. Τα μαύρα τεταρτημόρια μέσα στους κύκλους αντιστοιχούν σε δυνάμεις συμπίεσης (*conpression*) και τα λευκά τεταρτημόρια σε δυνάμεις εφελκυσμού (*tension*). Οι κύκλοι που είναι μαύροι στο κέντρο τους απεικονίζουν ανάστροφη ρηγμάτωση (thrust faulting) που προκαλείται από οριζόντια συμπίεση και οι κύκλοι που είναι λευκοί στο κέντρο τους απεικονίζουν κανονική ρηγμάτωση (normal faulting) λόγω οριζόντιου εφελκυσμού. Αντίστοιχα, οι κύκλοι που εμφανίζουν ξεκάθαρα και τα τέσσερα τεταρτημόρια, δύο λευκά και δύο μαύρα, απεικονίζουν οριζόντιες ρηγματώσεις (strike-slip faulting).



 $\Sigma_{\chi' \mu \alpha}$ 11: Η επίλυση των ρηγμάτων που έχουν δώσει σεισμούς εντάσεως M_s≥6 και εκδηλώθηκαν στον ευρύτερο ελλαδικό χώρο από το 1962 μέχρι το 1986. (Πηγή: Papazachos & Dimitriu, 1991)

Έχει διαπιστωθεί ότι οι μηχανισμοί δημιουργίας των σεισμών σχετίζονται άμεσα με τα κύρια τεκτονικά γνωρίσματα μιας περιοχής [Papazachos, 1988]. Συνεπώς οι ανάστροφες ρηγματώσεις παρατηρούνται κατά μήκος της εξωτερικής πλευράς του Ελληνικού τόξου (εκεί όπου η λιθοσφαιρική πλάκα της ανατολικής Μεσογείου καταβυθίζεται κάτω από αυτήν του Αιγαίου), με εξαίρεση το βορειότερο τμήμα της (Κεφαλονιά, Λευκάδα) όπου παρατηρούνται οριζόντιες ρηγματώσεις με στοιχεία αναστροφής, συνιστώντας ένα δεξιόστροφο ρήγμα μετατόπισης [Scordilis *et al.*, 1985]. Οι ανάστροφες ρηγματώσεις εκτείνονται και βορειότερα, κατά μήκος των ακτών της κεντρικής ηπειρωτικής Ελλάδας, της Αλβανίας και της Γιουγκοσλαβίας, χωρίς στοιχεία καταβύθισης αυτήν την φορά (δεν υπάρχει η λεγόμενη ζώνη Benioff-κεκλιμένη ζώνη στο πάνω μέρος των βυθιζόμενων πλακών, όπου κατανέμονται οι εστίες των σεισμών ενδιάμεσου και μεγάλου βάθους), αλλά με στοιχεία πρόσκρουσης ανάμεσα στις δύο ηπειρωτικές λιθοσφαιρικές πλάκες (Ευρασιατική-Απουλιανή) [Papazachos & Dimitriu, 1991].

Οι κανονικές ρηγματώσεις παρατηρούνται σε όλο το εσωτερικό τμήμα του Αιγαίου πελάγους, από την Κρήτη μέχρι την κεντρική Βουλγαρία και από την ανατολική Αλβανία και την κεντρική Ελλάδα μέχρι ολόκληρη τη δυτική Τουρκία, με εξαίρεση το βορειοδυτικό τμήμα της Τουρκίας και το βορειότερο τμήμα του Αιγαίου, όπου παρατηρούνται δεξιόστροφες οριζόντιες ρηγματώσεις με χαρακτηριστικά ανάστροφου ή κανονικού ρήγματος [Papazachos & Dimitriu, 1991].



Σχήμα 12: Τα επίκεντρα όλων των επιφανειακών σεισμών που εκδηλώθηκαν στον ελλαδικό χώρο κατά τους ιστορικούς χρόνους (άσπροι κύκλοι) και τον τελευταίο αιώνα (μαύροι κύκλοι), με τις αντίστοιχες σεισμικές ζώνες διάρρηζης. (Πηγή: Papazachos & Dimitriu, 1991)

Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, το εστιακό βάθος ενός σεισμού αποτελεί πολύ κρίσιμο στοιχείο για την δημιουργία ενός τσουνάμι ή όχι. Όντως, πειραματικά δεδομένα και θεωρητικές μελέτες δείχνουν ότι μόνο οι επιφανειακοί, ρηχοί υποθαλάσσιοι σεισμοί μπορούν να προκαλέσουν τσουνάμι. Για τον καλύτερο προσδιορισμό των τσουναμογενών ζωνών στον ευρύτερο ελλαδικό χώρο απεικονίζονται στο παραπάνω Σχήμα 12 τα επίκεντρα όλων των επιφανειακών σεισμών (εστιακού βάθους ~60km και έντασης $M_s \ge 6$) που εκδηλώθηκαν στην περιοχή από το 600π.Χ. μέχρι το 1986 [Papazachos & Dimitriu, 1991]. Εκεί φαίνεται ότι εκτός από τους σεισμούς ενδιάμεσου βάθους, οι οποίοι ορίζουν μία ζώνη Benioff αμφιθεατρικού σχήματος κάτω από το νοτιότερο Αιγαίο, γενικότερα η σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής χαρακτηρίζεται από επιφανειακούς σεισμούς (εστιακού βάθους ~20km) [Karacostas, 1988].

2.1.2 Σεισμοτεκτονικό μοντέλο

Οι υπάρχοντες κατάλογοι τσουνάμι, όπως αυτός του Παπαζάχου και των συνεργατών του [Papazachos et al., 1986], αποκαλύπτουν ότι μόνο οι σεισμοί με ένταση μεγαλύτερη του 6,5 μπορούν να προκαλέσουν μεγάλα τσουνάμι στο Αιγαίο. Σύμφωνα με το σεισμοτεκτονικό μοντέλο της περιοχής, το Αιγαίο αποτελεί ένα μικρό πέλαγος που περικυκλώνεται από ένα ηφαιστειακό τόξο (Μέθανα-Σαντορίνη-Νίσηρος) και σε μία μέση απόσταση 120km, από ένα ιζηματογενές τόξο αποτελούμενο από πετρώματα ηλικίας Παλαιοζωικού έως Τριτογενούς που ενώνει τις Διναρικές Άλπεις με τις Τουρκικές Ταυρίδες. Τα δύο αυτά τόξα μαζί, γνωστά και ως Ελληνικό τόξο (Hellenic arc), είναι παράλληλα με την λεγόμενη Ελληνική τάφρο (Hellenic trench) όπου τα βάθη της θάλασσας φτάνουν τα 5km. Στο νοτιότερο τμήμα της τάφρου βρίσκεται και το όριο της αφρικανικής πλάκας, το οποίο βυθίζεται κάτω από την ευρασιατική. Άλλα κύρια μορφολογικά τεκτονικά χαρακτηριστικά αποτελούν η λεγόμενη ράχη της Μεσογείου (μία υποθαλάσσια ανύψωση του φλοιού που αγκαλιάζει την Ελληνική τάφρο και εκτείνεται από το Ιόνιο πέλαγος μέχρι την Κύπρο), καθώς επίσης και τα κοιλώματα στο βόρειο Αιγαίο και την Κρήτη με βάθη νερών της τάξεως του 1,5km και 2km αντίστοιχα (Σχήμα 13) [Papazachos & Dimitriu, 1991].

Το προαναφερθέν σεισμοτεκτονικό μοντέλο και πρόσφατα σεισμικά δεδομένα δείχνουν ότι το μεγαλύτερο επιβεβαιωμένο περιστατικό τσουνάμι στον Ελλαδικό χώρο προκλήθηκε από έναν ισχυρότατο σεισμό (M_s>8) το 365μ.Χ.. Πιθανολογείται ότι το επίκεντρο του συγκεκριμένου σεισμού και τσουνάμι βρίσκεται στην ελληνική τάφρο νότια της Κρήτης και στοίχισε την ζωή εκατοντάδων ανθρώπων καταστρέφοντας πολλές περιοχές της ανατολικής Μεσογείου, από την Κρήτη μέχρι την Πελοπόννησο,

την Αλεξάνδρεια και την Σικελία [Papazachos & Dimitriu, 1991]. Πράγματι, οι σεισμοτεκτονικές συνθήκες στην ζώνη πρόσκρουσης των δύο λιθοσφαιρικών πλακών νότια της Κρήτης φαίνεται ότι ευνοούν την δημιουργία τσουνάμι, δίνοντας μεγάλους σεισμούς με μικρά εστιακά βάθη. Από την άλλη, οι μεγάλοι σεισμοί βόρεια του νησιού δεν φαίνονται ικανοί να προκαλέσουν σημαντικά τσουνάμι -εκτός και αν αφορά κανονικά ρήγματα- εξαιτίας του μεγάλου εστιακού βάθους τους (>70km), όπως συνέβη και στην περίπτωση του ισχυρότατου σεισμού εντάσεως M_s=8,2 που σημειώθηκε βόρεια στις 12 Οκτωβρίου του 1856 και δεν δημιούργησε κανένα θαλάσσιο κύμα.



Σχήμα 13: Τα κύρια τεκτονικά μορφολογικά χαρακτηριστικά του ελλαδικού χώρου. (Πηγή: Papazachos & Dimitriu, 1991)

Κατά συνέπεια, ο σεισμός του 365μ.Χ. νότια της Κρήτης οφείλεται σε ανάστροφη ρηγμάτωση. Η σοβαρότητα και μεγάλη γεωγραφική έκταση των ζημιών δείχνει ότι η ένταση του σεισμού ήταν σίγουρα >8, ενώ το τσουνάμι που δημιουργήθηκε δεν είχε διαφορετική γενεσιουργό αιτία, όπως π.χ. μία υποθαλάσσια κατολίσθηση μαζών. Σημειώνεται ότι παρόλο που η ανατολική Μεσόγειος παρουσιάζει παρόμοια τεκτονικά χαρακτηριστικά με τις τάφρους της Ιαπωνίας και των νησιών Aleutian στον βόρειο Ειρηνικό ωκεανό, οι οποίες έχουν δώσει τσουνάμι από μεγάλες υποθαλάσσιες κατολισθήσεις που πυροδοτήθηκαν από τους σεισμούς του 1896 και 1946 αντίστοιχα [Kanamori, 1972], στην περίπτωση της εξωτερικής Ελληνικής τάφρου δεν υπάρχουν αρκετά στοιχεία για ισχυρούς σεισμούς από κανονικά ρήγματα, οι οποίοι θα μπορούσαν να πυροδοτήσουν υποθαλάσσιες κατολισθήσεις και να δημιουργήσουν τσουνάμι [Papazachos & Dimitriu, 1991]. Άρα το τσουνάμι του 365μ.Χ. προκλήθηκε από ισχυρό σεισμό σε ανάστροφο ρήγμα και όχι από υποθαλάσσια κατολίσθηση λόγω σεισμού σε κανονικό ρήγμα [Papazachos & Dimitriu, 1991].

Όσον αφορά τα υπόλοιπα μεγάλα τσουνάμι του ελλαδικού χώρου, όλα (εκτός από το τσουνάμι της Σαντορίνης το 1650π.Χ. που οφείλεται στην έκρηξη του ηφαιστείου της) προκλήθηκαν από επιφανειακούς σεισμούς σε κανονικά ρήγματα πίσω από το τόξο του Αιγαίου. Συνεπώς, το τσουνάμι στον κόλπο του Μαλιακού το 426π.Χ., τα δύο τσουνάμι στον Κορινθιακό κόλπο το 373π.Χ. και το 1402μ.Χ. και το τσουνάμι της Αμοργού το 1956 οφείλονται σε μία τυπική για την περιοχή σεισμική δραστηριότητα (Σχήματα 11 και 12). Από την άλλη μεριά, η σεισμική δραστηριότητα στο Ιόνιο πέλαγος (Κεφαλονιά, Λευκάδα) και στο βόρειο Αιγαίο πέλαγος οφείλεται σε οριζόντιες ρηγματώσεις (Σχήμα 11) και είναι επόμενο να μην προκαλούν σημαντικά τσουνάμι παρά τους ισχυρούς σεισμούς που εκδηλώνονται και στις δύο περιοχές [Papazachos, 1988].

Συμπερασματικά, τα δεδομένα των τσουνάμι συμφωνούν γενικότερα με τα σεισμικά δεδομένα (μηχανισμοί και εστιακά βάθη) που έχουν επιβεβαιωθεί μέχρι σήμερα και τα δύο μαζί εναρμονίζονται με το σεισμοτεκτονικό μοντέλο που έχει προταθεί για τον ελλαδικό χώρο [Papazachos & Comninakis, 1971]. Με αυτό σαν βάση προσδιορίζονται και οι τσουναμογενείς ζώνες μέσα και έξω από αυτόν [Papazachos *et al.*, 1986].

2.1.3 Τσουναμογενείς ζώνες

Με τον όρο «τσουναμογενής ζώνη» (tsunamigenic zone) ορίζεται μία θαλάσσια περιοχή που έχει δώσει τσουνάμι στο παρελθόν και δύναται να δώσει τσουνάμι και στο μέλλον, έχει ελλειπτικό σχήμα, το μέγεθός της είναι ανάλογο με την (εκτιμώμενη) μέγιστη ένταση τσουνάμι και ο προσανατολισμός της καθορίζεται από την αντίστοιχη σεισμική ζώνη θραύσης (από την κατανομή των επίκεντρων των επιφανειακών σεισμών) (Σχήμα 14). Στην περίπτωση που η γενεσιουργός αιτία του τσουνάμι είναι η έκρηξη ενός ηφαιστείου και όχι η σεισμική δραστηριότητα, τότε η τσουναμογενής ζώνη αναπαρίσταται από έναν κύκλο και όχι από μία έλλειψη [Papazachos & Dimitriu, 1991]. Δεδομένου ότι οι πληροφορίες για τα παλαιότερα τσουνάμι είναι λίγες, η σχέση ανάμεσα στην μέγιστη ένταση ενός τσουνάμι και στην γενεσιουργό πηγή του βασίζεται στην παραδοχή ότι η επιφάνεια της θαλάσσιας περιοχής που πλήττεται από το τσουνάμι είναι κατά προσέγγιση ίση με την επιφάνεια που επηρεάζει ο γενεσιουργός σεισμός [Iida, 1958, Hatori, 1969, 1981].



Σχήμα 14: Οι γνωστές και πιθανολογούμενες τσουναμογενείς ζώνες του ελλαδικού χώρου. Η ένταση των τσουνάμι μετρείται με τον δείκτη K₀, σύμφωνα με την εξαβάθμια κλίμακα των Sieberg-Ambraseys. (Πηγή: Papazachos & Dimitriu, 1991)

Συνεπώς, το μήκος του κύριου άξονα της τσουναμογενούς ζώνης υπολογίζεται από την σχέση συσχέτισης ανάμεσα στο μήκος L της μετασεισμικής περιοχής και στην ένταση M_s των κύριων σεισμών των σεισμικών ακολουθιών μέσα και έξω από τον ελλαδικό χώρο [Karakaisis, 1984]:

$$\log L = -2,22 + 0,57M_s \tag{10}$$

μετά την αντικατάσταση της έντασης M_s από την μέγιστη ένταση των τσουνάμι K_o , όπως προκύπτει από την σχέση που συνδέει τις δύο τελευταίες ποσότητες [Papazachos *et al.*, 1986]:

$$K_{o} = (15,92 \pm 4,08) + (2,83 \pm 0,73)M_{s} \tag{11}$$

Τελικά, η σχέση που συνδέει το μήκος του κυρίου άξονα της τσουναμογενούς ζώνης με την (εκτιμώμενη) μέγιστη ένταση τσουνάμι έχει την εξής μορφή:

$$\log L = 0.99 + 0.20K_{o} \tag{12},$$

ενώ ο μικρότερος άξονας της ζώνης λαμβάνεται ίσος με L/3 [Papazachos & Dimitriu, 1991].

Στο Σχήμα 14 απεικονίζεται ο χάρτης των τσουναμογενών ζωνών στον ευρύτερο ελλαδικό χώρο. Όπως προκύπτει από έρευνες, οι <u>περιοχές υψηλού κινδύνου για</u> δημιουργία τσουνάμι εντοπίζονται στον Κορινθιακό και Μαλιακό κόλπο και στο <u>νό-</u> τιο Αιγαίο, εκεί όπου εκδηλώνονται δηλαδή επιφανειακοί σεισμοί σε κανονικά ρήγματα [Papazachos & Dimitriu, 1991].

2.2 Ο σεισμός της Σαντορίνης

Στις 9 Ιουλίου του 1956 ένας ισχυρός επιφανειακός σεισμός εντάσεως M_s = 7,4 σημειώθηκε στις 03:11:43.7 GTM (05:11:43.7 τοπική ώρα) στην περιοχή του Αιγαίου πελάγους, 20km νότια της Αμοργού. Το επίκεντρο του σεισμού καταγράφηκε στις 36°54′ N, 26°00′ E, ενώ 13 λεπτά αργότερα ακολούθησε ένας εξίσου ισχυρός μετασεισμός εντάσεως M_s = 7,2 με επίκεντρο 36°48′ N, 25°12′ E, 5km A-BA της Σαντορίνης (Σχήμα 15) [Γαλανόπουλος, 1957, Ambraseys, 1960, Papazachos *et al.*, 1985, Papadopoulos & Pavlides, 1992].

Ο σεισμός αυτός ήταν ο μεγαλύτερος και πιο καταστροφικός από όσους είχαν συμβεί στην Ελλάδα τον 20° αιώνα [Stiros *et al.*, 1994]. Ο δε απολογισμός του μετράει 53 θανάτους, 100 τραυματίες και ανυπολόγιστες υλικές ζημιές κυρίως στο νησί της Σαντορίνης, όπου σύμφωνα με τις επίσημες καταγραφές 3760 κτίρια κατέρρευσαν ή καταστράφηκαν μερικώς. Στους Πίνακες A5 και A6 του Παραρτήματος A δίνεται η επίσημη καταγραφή του κυρίου σεισμού και του μετασεισμού της 9^{ης} Ιουλίου 1956 σύμφωνα με το *National Geophysical Data Center* του NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration of USA Department of Commerce*), ενώ στα Σχήματα A1 και A2 του Παραρτήματος A φαίνονται οι τραγικές συνέπειες του σει-

σμού στη Σαντορίνη μέσα από φωτογραφίες αρχείου και πρωτοσέλιδα εφημερίδων στον ελληνικό και ξενόγλωσσο τύπο.



Σχήμα 15: Το επίκεντρο του κύριου σεισμού της 9^{ης} Ιουλίου 1956 (μαύρος κύκλος), ο μεγαλύτερος μετασεισμός (τρίγωνο) και οι υπόλοιποι 17 μετασεισμοί (άσπροι κύκλοι) όπως απεικονίζονται πάνω στο πιθανολογούμενο σεισμικό ρήγμα της περιοχής (διακεκομμένη γραμμή). (Πηγή: Dominey-Howes, 2002)

Σύμφωνα με έρευνες στην περιοχή, ο σεισμός συνδέεται με ένα κανονικό ρήγμα με προσανατολισμό ΒΑ-ΝΔ που βυθίζεται νοτιοανατολικά και χαρακτηρίζεται από μία δεξιά-παράπλευρη οριζόντια συνιστώσα (right-lateral strike-slip component) [Papadopoulos & Pavlides, 1992]. Αμέσως εκδηλώθηκε ένα καταστροφικό τσουνάμι, το οποίο πιθανόν να οφείλεται σε μία πυροδοτούμενη από τον σεισμό υποθαλάσσια γεωλίσθηση ιζημάτων μέσα στο κοίλωμα που υπάρχει ανάμεσα στην Αμοργό και την Αστυπάλαια [Perissoratis & Papadopoulos, 1999], κάτι που δεν είναι σπάνιο για πολλές παράκτιες περιογές της γώρας [Γαλανόπουλος κ.α., 1964, Perissoratis et al., 1984, Papadopoulos, 1993b]. Μαρτυρίες αναφέρουν ότι το τσουνάμι είχε μέγιστη αναρρίχηση ύψους 25m από την επιφάνεια της θάλασσας στην νοτιο-ανατολική ακτή της Αμοργού [Γαλανόπουλος, 1957, Ambraseys, 1960], ενώ οι αντίστοιχες τιμές αναρρίχησης στην ευρύτερη θαλάσσια περιοχή κυμάνθηκαν με βάση την τοπική βαθυμετρία και την παράκτια μορφολογία, με το κύμα να φτάνει μέχρι την Κρήτη [Γαλανόπουλος, 1957, Ambraseys, 1960, 1962, Antonopoulos, 1980b, Papazachos et al., 1986]. Στο Κεφάλαιο που ακολουθεί γίνεται εκτενέστερη αναφορά στο τσουνάμι της Αμοργού και στις επιπτώσεις του στα νησιά του Αιγαίου.

Κεφάλαιο 3:

Το τσουνάμι της 9^{ης} Ιουλίου 1956

3.1 Οι πρώτες παρατηρήσεις

Σύμφωνα με τον Ambraseys, ο σεισμός της 9^{ης} Ιουλίου 1956 στο Ελληνικό αρχιπέλαγος ακολουθήθηκε από ένα μεγάλο θαλάσσιο κύμα, το οποίο πιθανόν να δημιουργήθηκε από μία σειρά υποθαλάσσιων γεωλισθήσεων στα απότομα πρανή της τάφρου της Αμοργού. Το ύψος του κύματος κοντά στην πηγή δημιουργίας του άγγιξε τα 30m, ενώ η θάλασσα παρέμεινε ανακατεμένη για πολλές ημέρες μετά το περιστατικό. Η επίδραση του κύματος στα νησιά του Αιγαίου και την Κρήτη ήταν σε κάθε περίπτωση διαφορετική (Σχήμα 16) [Ambraseys, 1960].



Σχήμα 16: Χάρτης των σεισμικών θαλάσσιων κυμάτων στο Ελληνικό αρχιπέλαγος την 9^η Ιουλίου 1956. (Πηγή: Antonopoulos, 1980b)

Στην Κάλυμνο το κύμα ήταν τόσο ισχυρό, που οι ζημιές που καταγράφηκαν ήταν πολύ σοβαρές (Σχήματα 17 και 18). Συγκεκριμένα στην χώρα της Καλύμνου, την Πόθια, η θάλασσα υποχώρησε αρχικά για να επιστρέψει σύντομα πλημμυρίζοντας όχι μόνο την ακτή αλλά και όλη την πόλη. Η αναρρίχηση του κύματος ήταν 2,5m, ενώ η ώθησή του ήταν τέτοια ώστε πολλά σπίτια στο λιμάνι καθώς επίσης και οι ταρσανάδες που βρίσκονταν σε απόσταση 200m από την ακτή υπέστησαν σημαντικές φθορές. Περισσότερα από τριάντα καΐκια και ένα μεγάλο ιστιοφόρο καράβι εκτοξεύτηκαν στην ενδοχώρα και θρυμματίστηκαν. Η θάλασσα υποχώρησε συνολικά τρεις φορές και την πρώτη ώρα προώθησε στην ενδοχώρα πολλά συντρίμμια και έπιπλα από σπίτια σε απόσταση περίπου 1,5km από την ακτή. Ένας άνθρωπος παρασύρθηκε από το κύμα για 1200m και δυστυχώς τρεις άνθρωποι έχασαν τη ζωή τους. Τέλος, μεγάλες καλλιεργήσιμες εκτάσεις καλύφθηκαν από το θαλασσινό νερό [Antonopoulos, 1980b].



Σχήμα 17: Η θάλασσα εισχωρεί στην προκυμαία της Καλύμνου. (Πηγή: www.geodifis.com_4_post_2010_7_171)



Σχήμα 18: Το ρολόι της μητρόπολης στην Πόθια της Καλύμνου σταμάτησε στην πρώτη σεισμική δόνηση. (Πηγή: Antonopoulos, 1980b)

Στα Κατάπολα της Αμοργού, η αναρρίχηση του κύματος ήταν 2,5m και κατάστρεψε πολλά λιμενικά έργα και σπίτια που βρίσκονταν κοντά στην ακτή. Τέσσερα μεγάλα ιστιοφόρα καράβια ρίχτηκαν πάνω στην προκυμαία και άλλα τέσσερα ξεβράστηκαν στην όχθη. Η ίδια η προκυμαία βούλιαξε και καταστράφηκε. Η ακτή που βρίσκεται κοντά στην χώρα της Αμοργού γέμισε με κορμούς δέντρων και κούτσουρα, ενώ πολλές καλλιεργήσιμες εκτάσεις στην ενδοχώρα πλημμύρισαν. Στην απόκρημνη νοτιοανατολική ακτή του νησιού, το κύμα αναρριχήθηκε στα 30m(!), ωστόσο δεν σημειώθηκαν ζημιές καθώς λόγω της τοπογραφίας η συγκεκριμένη περιοχή είναι πολύ αραιοκατοικημένη και όσα χωριά υπάρχουν έχουν χτιστεί πολύ ψηλά στα βράχια [Antonopoulos, 1980b].

Στην Πόρτο-Σκάλα της Αστυπάλαιας, το πρώτο κύμα που έφτασε είχε ύψος 4,9m και ξεχύθηκε 800m μέσα στην ενδοχώρα. Στην ακτή πολλά ψαροκάικα έσπασαν και τα συντρίμμια τους μεταφέρθηκαν 1000m στο εσωτερικό του νησιού (Σχήμα 19). Σε άλλες ακτές του νησιού καταστράφηκαν πολλές καλλιέργειες και σπίτια, ενώ δύο άνθρωποι τραυματίστηκαν πολύ σοβαρά [Antonopoulos, 1980b].



Σχήμα 19: Το τσουνάμι φτάνει και στην Αστυπάλαια. (Πηγή: www.geodifis.com_4_post_2010_2_5)

Στην Αντίπαρο το νερό πλημμύρισε τις ακτές και την πόλη του Κάστρου, η οποία βρίσκεται σε ένα ύψωμα στο βόρειο τμήμα του νησιού. Οι φθορές στα παραθαλάσσια σπίτια ήταν λίγες, αλλά η προβλήτα καταστράφηκε και οι πλάκες της έγειραν στις 45°. Μία μηχανοκίνητη βάρκα παρασύρθηκε από τα κύματα και κομματιάστηκε στα βράχια 30m από την ακτή, ενώ πολλές μικρότερες βάρκες βρέθηκαν στην στεριά [Antonopoulos, 1980b].

Στην Λιψό (κύριο νησί των Λειψών), η θάλασσα εισχώρησε στα 1400m και κατάστρεψε πολλά σπίτια. Στο λιμάνι της γκρεμίστηκε η αποβάθρα και αρκετά δημόσια κτίρια, ενώ ένα σπίτι κατέρρευσε από τα θεμέλια. Στα Σόκορα πολλά βοοειδή που χρησιμοποιούνταν στις αγροτικές εργασίες παρασύρθηκαν από τα νερά και πνίγηκαν [Antonopoulos, 1980b].

Κοντά στο Λακκί της Λέρου, η πρώτη αντίδραση της θάλασσας ήταν η υποχώρηση. Παρόλο που το ύψος των κυμάτων ήταν μόλις 1,2m, πολλά σπίτια υπέστησαν ζημιές και τα προϊόντα που είχαν αποθηκευτεί στην προκυμαία παρασύρθηκαν από το νερό. Πολλά ψαροχώρια του νησιού πλημμύρισαν, ενώ δέκα βάρκες καταστράφηκαν ολοκληρωτικά [Antonopoulos, 1980b].

Στο Φοινίκιον της Καρπάθου, τα κύματα κατέφθασαν με τέτοια ορμή που ισοπέδωσαν τον κυματοθραύστη και το αραξοβόλι του λιμανιού. Το ύψος των κυμάτων ξεπέρασε τα 6m και πλημμύρισε πολλά χωριά, πνίγοντας συνάμα αρκετά βοοειδή [Antonopoulos, 1980b].

Στο νοτιοδυτικό κάβο της Ρόδου, η νησίδα της Πρασονήσου ενώνεται με το νησί με μία στενή λωρίδα γης μήκους 300m, η οποία όμως αποσυνδέθηκε ελαφρώς μετά την σεισμική δόνηση που σημειώθηκε εκείνη την ημέρα καθώς βυθίστηκε 10m κάτω από τη στάθμη της θάλασσας. Δεν είναι σαφές αν αυτή η υποχώρηση είναι αποτέλεσμα της σεισμικής δόνησης, φαίνεται όμως ο μικρός ισθμός της Πρασονήσου υποχώρησε λόγω της διασποράς των χαλαρών ιζημάτων που την συνέθεταν από τα κύματα που χτύπησαν το νησί [Antonopoulos, 1980b].

Αντίστοιχες αναφορές για διάφορα νησιά του Αιγαίου που επηρεάστηκαν από το τσουνάμι της Αμοργού υπάρχουν πολλές, ωστόσο η εκτενής καταγραφή τους ξεπερνά τον στόχο της παρούσας εργασίας. Για περισσότερες λεπτομέρειες, μπορεί κανείς να ανατρέξει στους Πίνακες Α7 και Α8 του Παραρτήματος Α, στους οποίους δίνεται η επίσημη καταγραφή του τσουνάμι της $9^{\eta\varsigma}$ Ιουλίου 1956 και του τσουνάμι που προκλήθηκε από τον μεγαλύτερο μετασεισμό εκείνης της ημέρας, σύμφωνα με το *National Geophysical Data Center* του ΝΟΑΑ.

Για την ιστορία όμως, αξίζει κανείς να παρατηρήσει τις σπάνιες και πολύ ενδιαφέρουσες φωτογραφίες αρχείου που ακολουθούν και αποτύπωσαν το τσουνάμι της Αμοργού σε διάφορες ακτές του Αιγαίου σαν κάτι το παράξενο και αξιοπερίεργο. Η ενότητα θα κλείσει με την καταγραφή του τσουνάμι στον παλιρροιογράφο που βρίσκεται στο λιμάνι της Σούδας, στα Χανιά!



Σχήμα 20: Το βορεινό λιμάνι του Πανόρμου στην Τήνο πλημμυρίζει από τα νερά. (Πηγή: Φωτογραφείο Φωτογονία, Τήνος)





Σχήμα 21: Ο Πάνορμος της Τήνου αδειάζει από τα νερά. (Πηγή: Φωτογραφείο Φωτογονία, Τήνος)

Σχήμα 22: Οι βάρκες κρέμονται στο λιμάνι του Πανόρμου στην Τήνο. (Πηγή: Φωτογραφείο Φωτογονία, Τήνος)



Σχήμα 23: Τα νερά πλημμυρίζουν το λιμάνι της Σύρου. (Πηγή: Εφημερίδα Κυκλαδικόν Φως, Αύγουστος 1956, Αρ. φύλλου 82)



Σχήμα 24: Πλημμύρες και στην Σκάλα της Πάτμου. (Πηγή: Antonopoulos, 1980b)

Σχήμα 25: Η Πάτμος αδειάζει από τα νερά. (Πηγή: www.arahova.wordpress.com)



Σχήμα 26: Η διακύμανση της στάθμης της θάλασσας στο λιμάνι της Σούδας στα Χανιά την 9^η Ιουλίου 1956. (Πηγή: Antonopoulos, 1980b)

3.2 Γεωλογικές καταγραφές

Ο κύριος λόγος για τον οποίο οι ερευνητές ενδιαφέρονται για ιζηματολογικά και ραδιομετρικά δεδομένα από εναποθέσεις ιζημάτων τσουνάμι είναι ότι μπορούν με την αξιολόγησή τους να επανεκτιμήσουν την αξιοπιστία των ανθρώπινων μαρτυριών, σχετικά με το μέγεθος και τις επιπτώσεις του εκάστοτε περιστατικού. Αυτό συνέβη και στην περίπτωση του τσουνάμι της Αμοργού.

Πιο συγκεκριμένα, στην περιοχή Λιβάδια στη νότια ακτή της Αστυπάλαιας, οι ερευνητές προσδιόρισαν μία ξεχωριστή εναπόθεση στρογγυλευμένων, προσανατολισμένων θραυσμάτων (clasts), η βάση των οποίων κάθεται ασύμφωνα πάνω στα υποκείμενα ιζήματα ενώ οι ανώτερες επιφάνειές τους είναι αναμεμιγμένες με ένα στρώμα θαλάσσιων οργανικών κορημάτων (*Poseidon oceania*) σφηνωμένων μέσα σε ηπειρωτικά ιζήματα (Σχήματα 27 και 28) [Dominey-Howes, 1996b, Dominey-Howes *et al.*, 2000b]. Ο προσανατολισμός των θραυσμάτων μέσα στην εναπόθεση ήταν φανερά διαφορετικός από αυτόν που είχαν τα σύγχρονα ιζήματα της παραλίας. Τα θραύσματα είχαν μία κλίση 45-50° σε σχέση τον ορίζοντα και οι α-άξονές τους παρουσίαζαν μία γενικότερη ευθυγράμμιση Β-Ν. Η κύρια μάζα του υλικού ανάμεσα στα θραύσματα περιείχε τρηματοφόρα (*foraminifera*) από μεγαλύτερα βάθη νερών. Η χρονολόγηση του ¹³⁷Cs και του ²¹⁰Pb στα υποκείμενα και υπερκείμενα ιζήματα, σε συνδυασμό και με άλλα στοιχεία, φανερώνουν ότι η συγκεκριμένη θαλάσσια εναπόθεση συνέβη λίγο μετά το 1954. Οι ερευνητές κατέληξαν ότι η εναπόθεση αυτή στα Λιβάδια της Αστυπάλαιας οφείλεται αποκλειστικά στο τσουνάμι της Αμοργού το 1956.





Σχήμα 28: Στα Λιβάδια της Αστυπάλαιας εντοπίστηκαν τα προσανατολισμένα θραύσματα που φέρονται να συνδέονται με το τσουνάμι της Αμοργού. Το μήκος του φτυαριού είναι 50cm. (Πηγή: Dominey-Howes, 2002)



Δύο παλαιότερες μελέτες αναφέρουν ότι η έκταση της πλημμύρας από την ακτή στην Χώρα της Αστυπάλαιας έφτασε περίπου τα 460m [Ambraseys, 1960] ή ακόμα και τα 1000m [Antonopoulos, 1980b]. Λαμβάνοντας υπόψη την τοπογραφία της ακτογραμμής γύρω από την Χώρα, προκύπτει ότι σε απόσταση μόλις 350m από την ακτή, η ανύψωση του εδάφους είναι 100m πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας, κάτι που κάνει τις προηγούμενες δημοσιευμένες εκτιμήσεις πολύ υπερτιμημένες. Η συγκεκριμένη παρατήρηση επιβεβαιώθηκε και από ανέκδοτες προσωπικές μαρτυρίες που δήλωσαν ότι η οριζόντια πλημμύρα (*tsunami inundation*) δεν ξεπέρασε τα 50m και η αντίστοιχη αναρρίχηση (*vertical run-up*) τα 5m [Dominey-Howes *et al.*, 2000b].

3.3 Οι υποψίες για εκτεταμένη υποθαλάσσια γεωλίσθηση

Όπως αναφέρθηκε και σε προηγούμενες ενότητες, ήδη από τα πρώτα χρόνια που ακολούθησαν το περιστατικό της Αμοργού, οι διάφοροι ερευνητές έθεταν ανοιχτά επί τάπητος το σενάριο της υποθαλάσσιας γεωλίσθησης σαν αιτία δημιουργίας του τσουνάμι του 1956. Μάλιστα θεωρούσαν ότι ο σεισμός της 9^{ης} Ιουλίου πυροδότησε μία εκτεταμένη υποθαλάσσια γεωλίσθηση ιζημάτων, γεγονός που οδήγησε στην δημιουργία του γνωστού πλέον τσουνάμι. Χαρακτηριστικά παρατίθενται κάποια αποσπάσματα από τις εργασίες της εποχής εκείνης και νεότερων μελετητών:

Γαλανόπουλος (1957),

"...κατά την διάρκεια του σεισμού εσημειώθησαν και μερικαί κατολισθήσεις γαιών, ως και μερικαί μικραί κατακρημνίσεις βράχων..."

"...κατολίσθησις γαιών από τας κλιτύς της υποθαλασσίας τάφρου που διασχίζει το στενόν Αμοργού-Αστυπάλαιας με αποτέλεσμα την δημιουργίαν του θαλασσίου κύματος μεταφοράς που ηκολούθησε τον παγκόσμιον σεισμόν..."

Ambraseys (1962),

"...for certain central areas of the Grecian Archipelago, **crustal tilting rather than tectonic deformations** of the sea-floor seems to be a very **probable cause for some of the waves** observed..."

Αντωνόπουλος (1978),

"...οι μικρού εστιακού βάθους σεισμοί και οι υποθαλάσσιες κατολισθήσεις είναι τα συνηθέστερα αίτια γένεσης του φαινομένου στις ελληνικές ακτές..."

Perissoratis & Papadopoulos (1999),

"...very destructive tsunamis were generated probably as a **consequence of sediment** slides down the Amorgos - Astypalaea Trough..."

3.4 Αστάθεια ιζημάτων και δυναμικό γεωλίσθησης

Η σταθερότητα των θαλάσσιων ιζημάτων εξαρτάται από πολλές φυσικές παραμέτρους, όπως η κλίση των πρανών, ο ρυθμός εναπόθεσης ιζημάτων, η αντοχή σε διάτμηση, τα χαρακτηριστικά της κοκκομετρίας, η περιεχόμενη υγρασία και φυσικά η παρουσία μεγάλων κανονικών ρηγμάτων. Σύμφωνα με πρόσφατες μελέτες, στην περιοχή του νότιου Αιγαίου έχουν διακριθεί τέσσερις διαφορετικές σεισμικέςιζηματογενείς ζώνες με διαφορετικό δυναμικό γεωλίσθησης (Σχήμα 29) [Perissoratis & Papadopoulos, 1999].

Η ιζηματογενής ζώνη Ι είναι σχετικά οριζόντια και αδιατάρακτη, με περιστασιακές δελταϊκές αποθέσεις. Τα ιζήματα αποτελούνται από χονδρόκοκκη και λεπτόκοκκη άμμο και εντοπίζονται στην εσωτερική υφαλοκρηπίδα και στις κορυφές των θαλάσσιων ραχών και οροπεδίων. Το δυναμικό γεωλίσθησης της ζώνης αυτής είναι πολύ χαμηλό.

Η **ιζηματογενής ζώνη ΙΙ** αποτελείται από ιζήματα λεπτόκοκκης άμμου και ιλύος πάχους 50m που διαταράσσονται από διεργασίες διάβρωσης καθώς τα διάφορα στρώματα είναι ακαθόριστα, συνεχόμενα ή μη, με κλίση που κυμαίνεται από 1° μέχρι 3° ή και περισσότερο. Σε κάποια σημεία είναι εμφανή τα αρχικά στάδια κατολισθήσεων. Η ζώνη αυτή έχει χαρτογραφηθεί στα ανατολικά της λεκάνης της Αμοργού, σε γειτονικές περιοχές στην Αστυπάλαια και στην Κω και έχει μεγαλύτερο δυναμικό γεωλίσθησης από την πρώτη ζώνη.

Στην **ιζηματογενή ζώνη III**, ο επικλινής θαλάσσιος πυθμένας καλύπτεται από ιζήματα πάχους 100m περίπου, τα οποία είναι μέτρια έως πολύ διαταραγμένα λόγω μαζικών γεωλισθήσεων. Η ζώνη χαρακτηρίζεται από ασυνέχειες και χαοτικές ιζηματογενείς δομές από λεπτόκοκκη άμμο και ιλύ, με λίγη χονδρόκοκκη άμμο. Στα όριά της βρίσκονται μεγάλα κανονικά ρήγματα σημαντικού μήκους (20-30km), που ελέγχουν πλευρικά την λεκάνη της Αμοργού και εντοπίζονται ανάμεσα στη Μήλο και την Σαντορίνη και στο βορειοδυτικό τμήμα της λεκάνης της Αμοργού, καθώς επίσης και στον Αργολικό κόλπο. Οι πιθανότητες για αστοχία και κατάρρευση των θαλάσσιων ιζημάτων της ζώνης αυτής είναι πολύ υψηλές.

Τέλος, η **ιζηματογενής ζώνη IV** αποτελείται από ιζήματα ιλύος και αργίλων πάχους >100m με ξεκάθαρες εναλλαγές αποθέσεων, οι οποίες είναι πολύ καλά στρωματοποιημένες. Οι ακολουθίες είναι διακριτές και συνεχείς, εκτός λίγων περιοχών στην περιφέρεια των ιζηματογενών λεκανών όπου διαταράσσονται λόγω μετακινήσεων των φερτών υλικών που έχουν προέλθει από γεωλισθήσεις. Το δυναμικό γεωλίσθησης της ζώνης IV είναι πολύ χαμηλό, όπως της ζώνης I.



Σχήμα 29: Η κατανομή των τεσσάρων διαφορετικών ιζηματογενών ακολουθιών που εντοπίστηκαν στο νότιο Αιγαίο. (Πηγή: Perissoratis & Papadopoulos, 1999)

Ως εκ τούτου, η θαλάσσια περιοχή βόρεια της Κρητικής Τάφρου (*Cretan Through*) που καλύπτεται από τις ιζηματογενείς ζώνες ΙΙ και ΙΙΙ είναι επιρρεπής στις μεγάλης κλίμακας γεωλισθήσεις μαζών. Στην ουσία πρόκειται για τις λεκάνες του Αργολικού κόλπου και της Αμοργού και κάποια πρανή μικρότερων κοιλωμάτων [Perissoratis & Papadopoulos, 1999].

Σε παλαιότερη έρευνα στο Αιγαίο πέλαγος, μελετήθηκε η σταθερότητα των πρανών των ιζημάτων ανοιχτής θαλάσσης που εναποτίθενται τόσο στην υφαλοκρηπίδα (shelf/prodelta sequences) και όσο και σε άλλα επικλινή περιβάλλοντα (slope sequences) [Lykousis, 1991]. Τα αποτελέσματα της έρευνας δίνονται στον Πίνακα 1 που ακολουθεί και σχετίζει την κλίση των πρανών με την ελάχιστη εδαφική επιτάχυνση α που απαιτείται προκειμένου να προκληθεί μία αστοχία στην σταθερότητα των ιζημάτων, δηλαδή μία γεωλίσθηση. Σημειώνεται ότι τα ιζήματα της υφαλοκρηπίδας θεωρούνται προδελταϊκές ακολουθίες που εναποτίθενται όταν η στάθμη της θάλασσας είναι χαμηλή και η εισροή των ιζημάτων είναι υψηλότερη. Αυτά τα ιζήματα έχουν συνήθως μεγαλύτερες κλίσεις πρανών, το φορτίο τους λόγω της λιθοστατικής πίεσης από τα υπερκείμενα υλικά είναι μεγαλύτερο και επομένως μπορούν να καταρρεύσουν με μικρότερες τιμές εδαφικής επιτάχυνσης α από ότι τα άλλα ιζήματα [Perissoratis & Papadopoulos, 1999].

Πίνακας 1: Εκτιμήσεις για την σταθερότητα των πρανών στη θαλάσσια περιοχή του νότιου Αιγαίου. (Πηγή: Perissoratis & Papadopoulos, 1999)

Parameteres	Regional accumula- tion rates	Prodelta sediment sequences			Slope sediment sequences		
Slope angle (°)		1°	2°	3°	1°	2°	3°
Minimum α in g (%) required for initiation of sediment failure	High	10	9	8	15	14	13
	Low	13	12	11	30	28	27

Όπως διαπιστώνεται και από το Σχήμα 30, στο οποίο απεικονίζονται οι σεισμικές ζώνες της Ελλάδας σύμφωνα με τον κανονισμό δόμησης της χώρας [ΟΑΣΠ, 2001], το βόρειο τμήμα της Κρητικής Τάφρου, που είναι και η περιοχή ενδιαφέροντος για το τσουνάμι του 1956 στην Αμοργό, εντάσσεται μέσα στην σεισμική ζώνη κινδύνου ΙΙ.

Αντίστοιχα, από τον ακόλουθο Πίνακα 2, στον οποίο καταγράφονται οι μέσοι χρόνοι επανάληψης των πιθανότερων μέγιστων εδαφικών επιταχύνσεων α που μπορούν να παρατηρηθούν στις σεισμικές ζώνες της Ελλάδας, προκύπτει ότι για την συγκεκριμένη ζώνη ΙΙ ο μέσος χρόνος επανάληψης για έναν σεισμό που προκαλεί εδαφική επιτάχυνση από α =0,11g μέχρι α =0,14g κυμαίνεται μεταξύ 50 και 100 χρόνων, ενώ για τιμές α >0,22g ο προβλεπόμενος χρόνος επανάληψης του γεγονότος ξεπερνά τα 500 χρόνια.



Σχήμα 30: Οι σεισμικές ζώνες κινδύνου σύμφωνα με τον κανονισμό δόμησης της χώρας. (Πηγή: ΟΑΣΠ, 2001)

Πίνακας 2: Οι πιθανότερες τιμές εδαφικής επιτάχυνσης α (σε g) που αναμένονται στις σεισμικές ζώνες κινδύνου
Ι, ΙΙ και ΙΙΙ του ελλαδικού χώρου, συναρτήσει του μέσου χρόνου επαναληψιμότητας T _m .
(Πηγή: Perissoratis & Papadopoulos, 1999)

T _m (yr)	Zone I	Zone II	Zone III
1	0,03	0,04	0,06
10	0,05	0,07	0,10
20	0,06	0,09	0,12
50	0,08	0,11	0,16
100	0,09	0,14	0,19
200	0,11	0,17	0,23
500	0,14	0,22	0,29

Συνεπώς, η επανάληψη μίας μεγάλης υποθαλάσσιας γεωλίσθησης που θα πυροδοτηθεί από έναν ισχυρό σεισμό στις απότομες πλαγιές του Αργολικού κόλπου και της λεκάνης της Αμοργού θα ακολουθεί χρονικά την συχνότητα επανάληψης τέτοιων ισχυρών σεισμών, δηλαδή τα 50 έως 100 χρόνια. Αντίστοιχα, για το ίδιο αποτέλεσμα

σε άλλες επικλινείς περιοχές ο χρόνος επανάληψης θα ανέρχεται σε περισσότερα από 500 χρόνια. Το τελικό συμπέρασμα είναι ότι μία ισχυρή μετακίνηση των θαλάσσιων ιζημάτων μπορεί να διαταράξει την μορφολογία του θαλάσσιου πυθμένα και να προκαλέσει τσουνάμι. Γνωρίζοντας όμως τους μέσους χρόνους επανάληψης για έναν ισχυρό σεισμό και κατ' επέκταση μία μεγάλη υποθαλάσσια γεωλίσθηση, μπορεί κάποιος να εκτιμήσει τον κατά προσέγγιση χρόνο επανάληψης ενός μεγάλου τσουνάμι στην συγκεκριμένη περιοχή ενδιαφέροντος [Perissoratis & Papadopoulos, 1999].

3.5 Το σενάριο της γεωλίσθησης επαληθεύεται

Η λεκάνη της Αμοργού εκτείνεται ΒΑ-ΝΔ και είναι μία από τις πολλές λεκάνες παρόμοιας έκτασης του νοτιοδυτικού Αιγαίου. Το μέγιστο βάθος της αγγίζει περίπου τα 700m και οριοθετείται εκατέρωθεν από δύο απόκρημνα κανονικά ρήγματα ίδιου προσανατολισμού. Τα δύο μεγάλα ρήγματα της λεκάνης αποκλίνουν κατά την ΒΑ διεύθυνση, ενώ άλλα μικρότερα και παλαιότερα κανονικά ρήγματα με διευθύνσεις Α-Δ και ΒΔ-ΝΑ δημιουργούν την πολύπλοκη μορφολογία του θαλάσσιου πυθμένα στο βόρειο τμήμα της λεκάνης (Σχήμα 31) [Perissoratis & Papadopoulos, 1999].



Σχήμα 31: Απεικόνιση της λεκάνης της Αμοργού και των κύριων ρηγμάτων της. (Πηγή: Perissoratis & Papadopoulos, 1999)

Το κύριο χαρακτηριστικό της λεκάνης της Αμοργού αποτελεί το μεγάλο κανονικό ρήγμα που σχηματίζει την απόκρημνη νότια πλευρά του νησιού (Σχήμα 32). Το κατώτερο σκέλος του ρήγματος (*footwall*) ανέρχεται στα 1600m ύψος, εκ των οποίων τα 800m περίπου εκτείνονται πάνω από την στάθμη της θάλασσας. Προς τα κάτω, το σκέλος αυτό βυθίζεται προς την θάλασσα με γωνία κλίσης 20° και εκτείνεται για άλλα 750m περίπου μέχρι τον επίπεδο πυθμένα της λεκάνης. Η κλίση του μικραίνει προς τα BA και NΔ, ενώ στο κέντρο της λεκάνης τα υπάρχοντα ιζήματα του Τεταρτογενούς έχουν συνολικό πάχος 150m. Από σεισμικές τομές στα BA της λεκάνης φαίνεται ότι το τμήμα με το μεγαλύτερο πάχος ιζημάτων (*recent depocenter*) μετακινείται προς τα δυτικά του κατώτερου σκέλους του ρήγματος. Αυτό πιθανόν να οφείλεται στην καταβύθιση του πυθμένα της λεκάνης σε σχέση με το κάτω σκέλος του ρήγματος. Έχει υπολογιστεί ότι η συνολική έκταση του ρήγματος κατά μήκος 30km το καθένα. Επιπλέον, στο νότιο τμήμα της λεκάνης της Αμοργού ξεχωρίζουν δύο διαφορετικά ρήγματα, εκ των οποίων το πιο απότομο βρίσκεται βόρεια της Ανάφης και το κάτω σκέλος του έχει ύψος 200m και μήκος 25km [Perissoratis & Papadopoulos, 1999].



Σχήμα 32: Τα επίκεντρα του κύριου σεισμού και του μεγαλύτερου μετασεισμού της 9^{ης} Ιουλίου 1956. Στην διαγραμμισμένη περιοχή απεικονίζονται η πιθανολογούμενη γεωλίσθηση που φέρεται να προκάλεσε το τσουνάμι της Αμοργού και οι σεισμικές τομές (a), (b) και (c). (Πηγή: Perissoratis & Papadopoulos, 1999)

Η λεπτομερής εξέταση των σεισμικών τομών (a), (b) και (c) στο νότιο-δυτικό τμήμα της λεκάνης της Αμοργού αποκάλυψε μία τεράστιας έκτασης υποθαλάσσια γεωλίσθηση ανάμεσα στην Σαντορίνη και την Ανάφη (Σχήμα 32). Πιο συγκεκριμένα,

φαίνεται ότι υπάρχει μία ξεκάθαρη αναταραχή στις ιζηματογενείς αποθέσεις του Ολόκαινου κατά μήκος των πλευρών της λεκάνης, ενώ στο κέντρο της λεκάνης η στρωματογραφία γίνεται από ακαθόριστη μέχρι χαοτική [Perissoratis & Papadopoulos, 1999]. Το καταρρέουν υλικό (*slumped material*) αποτελείται από ένα στρώμα ιζημάτων πάχους 50m χωρίς συνάφεια, το οποίο υπέρκειται πάνω από μία ασυμφωνία και καλύπτεται από ένα ξεκάθαρο στρωματοποιημένο υλικό πάχους 30m (Σχήματα 33, 34). Οι απότομες πτυχώσεις μέσα στο στρωματοποιημένο ίζημα (Σχήμα 33) υποδεικνύουν ότι προέκυψαν από μία «μαζική» γεωλίσθηση (*'en mass' sliding*).





Η γεωλίσθηση εκτείνεται κατά μήκος της λεκάνης και καλύπτει μία επιφάνεια μήκους 24km και πλάτους 6km, με θαλάσσια βάθη που κυμαίνονται από 350m μέχρι 600m. Η κλίση των πρανών είναι 3° και ο συνολικός όγκος των ιζημάτων που κατέρρευσαν υπολογίζεται στα 3,6·10⁶ m³ [Perissoratis & Papadopoulos, 1999]. Πρόκειται για την μεγαλύτερη γεωλίσθηση που συνέβη ποτέ στην περιοχή. Τα ιζήματα που κατέρρευσαν προήλθαν από τα ανώτερα πρανή της νότιας λεκάνης της Αμοργού, τα οποία βρίσκονται πολύ κοντά στο επίκεντρο του μεγαλύτερου μετασεισμού εντάσεως $M_s=7,2$ που σημειώθηκε εκείνη την ημέρα του 1956 ανοιχτά της Σαντορίνης και ταυτίζονται με την κύρια ζώνη διάρρηξης. Πιο συγκεκριμένα, η κορυφή της μάζας που κατέρρευσε βρίσκεται στη διαγραμμισμένη επιφάνεια του Σχήματος 32 και ορίζεται σε απόσταση 30km από το επίκεντρο του κύριου σεισμού της 9^{ης} Ιουλίου και μόλις 10km από το επίκεντρο του κύριου μετασεισμού [Perissoratis & Papadopoulos, 1999].

Για τους σεισμούς στον ελλαδικό χώρο έχει υιοθετηθεί η παρακάτω εξίσωση, η οποία συνδέει την οριζόντια επιτάχυνση του εδάφους α σε cm/s² (ground acceleration horizontal peak), με την ένταση του σεισμού M_s και την απόσταση D από το επίκεντρο του σεισμού [Θεοδουλίδης, 1991]:

$$\log \alpha = 1,77 + 0,49M_s - 1,65\log(D+15)$$
(13).

Θεωρώντας τις τιμές M_s =7,5 και 7,2 και τις αποστάσεις D=30 και 10km αντίστοιχα, προκύπτουν τιμές επιτάχυνσης α=0,46g και α=1,40g, οι οποίες είναι κατά πολύ υψηλότερες από τις ελάχιστες που απαιτούνται για να δημιουργηθεί μία γεωλίσθηση (Πίνακας 1). Οι τιμές αυτές δείχνουν ότι η γεωλίσθηση των ιζημάτων θα μπορούσε να οφείλεται στον κύριο σεισμό και/ή στον μεγαλύτερο μετασεισμό.

Οι παραπάνω παρατηρήσεις έχουν μεγάλη σημασία για την κατανόηση του μηχανισμού του τσουνάμι της Αμοργού το 1956. Διάφορες αριθμητικές προσομοιώσεις που αναπτύχθηκαν για την μοντελοποίηση του συγκεκριμένου τσουνάμι και θεώρησαν τον σεισμό σαν πηγή του τσουνάμι, λαμβάνοντας το μήκος της ζώνης διάρρηξης ίσο με 100km και την κάθετη μετατόπιση ίση με 1m, έδειξαν μία σημαντική ασυμφωνία ανάμεσα στο παρατηρούμενο ύψος κύματος (25m) και στο υπολογισμένο βάσει μοντέλου ύψος κύματος (2,5-10m) που αναπτύχθηκε στις κοντινές ακτές [Yalciner *et al.*, 1993, Papadopoulos *et al.*, 1994, Papadopoulos *et al.*, 1995, Pedersen *et al.*, 1995b, Koutitas and Papadopoulos, 1998]. Βέβαια, η ασυμφωνία αυτή μπορεί να οφείλεται εν μέρει στην υπερεκτίμηση του μέγιστου ύψους κύματος του πρώτου κύματος που παρατηρήθηκε. Στην πραγματικότητα, οι σχετικά πρόσφατες παρατηρήσεις πεδίου στην Αστυπάλαια έδειξαν ότι κατακόρυφη αναρρίχηση του κύματος πιθανόν να μην ξεπέρασε τα 15m ύψος [Dominey-Howes, 1996b, Papadopoulos, 1996]. Όπως και να έχει όμως, η ασυμφωνία των δεδομένων παραμένει ανεξήγητη. Συνεπώς, για την καλύτερη προσέγγιση του ύψους των κυμάτων που παρατηρήθηκαν κατά το τσουνάμι του 1956, θα πρέπει μαζί με την μετατόπιση του θαλάσσιου πυθμένα λόγω του κύριου σεισμού και των μετασεισμών να συνυπολογιστεί και το σενάριο της εκτεταμένης υποθαλάσσιας γεωλίσθησης [Ma *et al.*, 1991, Perissoratis & Papadopoulos, 1999].

Κεφάλαιο 4:

Μοντελοποίηση του τσουνάμι της Αμοργού

4.1 Εισαγωγή

Το μεγάλο μέγεθος του σεισμού και του τσουνάμι που δημιουργήθηκε την 9^{η} Ιουλίου 1956 στα ανοιχτά της Αμοργού κίνησε το ενδιαφέρον της επιστημονικής κοινότητας. Πρόκειται για τον καταστροφικότερο σεισμό του 20° αιώνα στον ελλαδικό χώρο και για τις υψηλότερες τιμές αναρρίχησης από όσες έχουν καταγραφεί ποτέ για κύμα τσουνάμι σε ολόκληρη την λεκάνη της Μεσογείου τον τελευταίο αιώνα [Soloviev et al., 2000], ένα κύμα που χτύπησε πολλές ακτές των Κυκλάδων και των Δωδεκανήσων, της Κρήτης και της Μικράς Ασίας. Οι εργασίες που εκπονήθηκαν στο διάστημα που ακολούθησε εστίασαν στην νεοτεκτονική του νησιού της Αμοργού [Papadopoulos & Pavlides, 1992, Stiros et al., 1994] και προσπάθησαν να αποδώσουν τα χαρακτηριστικά της σεισμικής εστίας συλλέγοντας δεδομένα για τα πρώτα Pκύματα που καταγράφηκαν στα όργανα [Papazachos & Delibassis, 1969, Shirokova, 1972, Ritsema, 1974]. Άλλες μελέτες περιέγραψαν τις συνέπειες του τσουνάμι [Papazachos et al., 1985], προσδιόρισαν τις γεωλογικές καταγραφές του μέσα από ιζήματα που εναποτέθηκαν στα γύρω νησιά [Dominey-Howes et al., 2000b], προσομοίωσαν την υδροδυναμική του [Pedersen et al., 1995b] και τέλος χαρτογράφησαν κάποιες ασταθείς υποθαλάσσιες δομές που πιθανόν να το προκάλεσαν [Perissoratis & Papadopoulos, 1999].

Στην Κεφάλαιο αυτό παρουσιάζεται μία ολοκληρωμένη μελέτη του Okal και των συνεργατών του σχετικά με τον σεισμό και το τσουνάμι της 9^{ης} Ιουλίου 1956, εφαρμόζοντας σύγχρονες τεχνικές στην σεισμολογία και την υδροδυναμική. Πραγματοποιείται ένας νέος υπολογισμός του κύριου σεισμού και των μετασεισμών του, επιλύονται τα χαρακτηριστικά της σεισμικής εστίας από την αναστροφή των επιφανειακών κυμάτων του μανδύα, συγκεντρώνονται 68 δεδομένα αναρρίχησης του κύματος από ανθρώπινες μαρτυρίες και συστηματική έρευνα στο πεδίο και δίνονται τα αποτελέσματα που προκύπτουν από την αριθμητική υδροδυναμική προσομοίωση του τσουνάμι [Okal *et al.*, 2009].

4.2 Επαναπροσδορισμός της σεισμικής εστίας

Ο επαναπροσδιορισμός του κύριου σεισμού και 34 σχετικών μετασεισμικών δονήσεων πραγματοποιήθηκε με την μέθοδο του Wysession και των συνεργατών του [Wysession *et al.*, 1991] με ποσοστά αξιοπιστίας της τάξεως του 95% και επιλεγόμενο εστιακό βάθος 30km (Σχήμα 35).



AMORGOS --- 09 JULY 1956

Σχήμα 35: Επαναπροσδιορισμός θέσης για τον κύριο σεισμό και τους μετασεισμούς της 9^{ης} Ιουλίου 1956 βάσει του αλγόριθμου του Monte Carlo (σ_G=3s). Το κίτρινο αστέρι αντιστοιχεί στον κύριο σεισμό, η κόκκινη έλλειψη στον κύριο μετασεισμό, οι κύκλοι σε δεδομένα του ISS και τα ανάποδα τρίγωνα σε δεδομένα του BCIS. (Πηγή: Okal *et al.*, 2009)

Τα συνολικά 21 περιστατικά (υπ' αριθμό 1-18, 23, 30 και 31) που απεικονίζονται με γαλάζιο χρώμα στο Σχήμα 35 και θεωρούνται μετασεισμικές δονήσεις ορίζουν μία πιθανή ζώνη διάρρηξης διαστάσεων 75km x 40km, με το επίκεντρο του κυρίου σεισμού της 9^{ης} Ιουλίου 1956 (36,72°N-25,76°E, κίτρινο αστέρι) να βρίσκεται στην βορειοδυτική πλευρά της ζώνης αυτής, σε απόσταση 25km περίπου από την θέση που είχε προταθεί τελευταία [Engdahl & Villaseñor, 2002]. Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει ο κύριος μετασεισμός μεγέθους M=7,2 (περιστατικό No 1), που σημειώθηκε 12 λεπτά μετά τον κύριο σεισμό και φαίνεται να ευθύνεται για τις περισσότερες καταστροφές στο νησί της Σαντορίνης. Ο επαναπροσδιορισμός της θέσης του κύριου μετασεισμού ανάμεσα στην Ανάφη και την Σαντορίνη (36,39°N-25,78°E, κόκκινη έλλειψη) επαληθεύει την προηγούμενη ερμηνεία για το μεγαλύτερο εύρος ζημιών στην Σαντορίνη.

Νοτιότερα στο Σχήμα 35 απεικονίζεται μία ξεχωριστή ομάδα γεγονότων (υπ' αριθμό 19-22 και 24-29) με καφέ χρώμα, των οποίων η δραστηριότητα άρχισε την 28^η Ιουλίου 1956 και πιθανόν να οφείλεται στην μεταφορά πίεσης (mechanism of stress transfer) σε γειτονικό ρήγμα [Stein et al., 1997]. Σημειώνεται ότι το περιστατικό Νο 32 νοτιοανατολικά της Καρπάθου (γκρι έλλειψη) και τα περιστατικά X1 (14 ώρες πριν τον κύριο σεισμό, κοντά στην Λέσβο) και X2 (στη νότια Πελοπόνησσο) που βρίσκονται εκτός των ορίων του Σχήματος 35 και συμπεριλήφθηκαν στην παρούσα μελέτη, προφανώς δεν σχετίζονται με τον κύριο σεισμό της Αμοργού.

Όσον αφορά τον μηχανισμό του κύριου σεισμού της $9^{\eta\varsigma}$ Ιουλίου 1956 οι γνώμες διίστανται. Ορισμένες έρευνες προτείνουν το σενάριο των οριζόντιων ρηγματώσεων (*strike-slip solution*) [Papazachos & Delibassis, 1969, Ritsema, 1974] και άλλες το σενάριο της κανονικής ρηγμάτωσης (*normal faulting*) [Shirokova, 1972], το οποίο φαίνεται να ταιριάζει καλύτερα και στο σεισμοτεκτονικό μοντέλο που έχει προταθεί για την ευρύτερη περιοχή [Papadopoulos & Pavlides, 1992].

Στην παρούσα έρευνα, εφαρμόστηκε ο αλγόριθμος PDFM (*Preliminary De*termination of Focal Mechanism) [Reymond & Okal, 2000] που αναστρέφει τα κύματα Rayleigh και Love και χρησιμοποιεί μόνο φασματικά πλάτη, αγνοώντας τις πληροφορίες φάσης από τα σεισμογράμματα. Η συγκεκριμένη μέθοδος ενδείκνυται για τον προσδιορισμό του μεγέθους της ροπής ιστορικών σεισμών, δεδομένου ότι δεν επηρεάζεται από τα σφάλματα στους σχετικούς χρόνους ανάμεσα στους σταθμούς μέτρησης και αρκούν οι τιμές δεδομένων μόνο από τρεις σταθμούς με επαρκή αζιμουθιακή κάλυψη για την εκτίμηση του μεγέθους ενός σεισμού [Okal & Reymond, 2003]. Ως εκ τούτου, για τον σεισμό της 9^{ης} Ιουλίου 1956 στα ανοιχτά της Αμοργού χρησιμοποιήθηκαν τα δεδομένα των πρώτων κυμάτων Rayleigh και Love, R_1 και G_1 , που καταγράφηκαν στους σταθμούς της Pasadena (PAS), του Weston (WES), του San Juan (SJG) και της Honolulu (HON), με βέλτιστο αζιμουθιακό άνοιγμα 88°. Το τελικό αποτέλεσμα της έρευνας απεικονίζεται στο Σχήμα 36, όπου για τον μηχανισμό του κυρίου σεισμού της Αμοργού προτείνεται το σενάριο της κανονικής ρηγμάτωσης, με μία ελαφρώς δεξιόστροφη κίνηση που βυθίζει το ρήγμα N-NA (φ =39°, δ =25°, λ =246°) ή με μία πιο απότομη αριστερόστροφη κλίση προς τα B-BΔ (φ =245°, δ =67°, λ =281°) [Okal *et al.*, 2009]. Δυστυχώς δεν υπάρχουν αναφορές για επιφανειακές ρηγματώσεις κατά την διάρκεια του σεισμού της 9^{ης} Ιουλίου 1956, κάτι που θα βοηθούσε στην επίλυση του μηχανισμού του (*fault-plane solution*). Μάλιστα, το συγκεκριμένο γεγονός δεν έχει καταχωρηθεί σε καμία λίστα με αναφορές επιφανειακών ρηγματώσεων στην λεκάνη της ανατολικής Μεσογείου [Ambraseys & Jackson, 1998], προφανώς λόγω του βάθους της σεισμικής πηγής και της θέσης του επίκεντρου μέσα στην θάλασσα. Από την άλλη μεριά, η ανακατανομή των μετασεισμικών δονήσεων στο Σχήμα 35 φαίνεται να επιβεβαιώνει την πρώτη περίπτωση, όπου το ρήγμα κλίνει ελαφρώς (25°) προς τα N-NA, κάτι που τελικά υιοθετείται από την παρούσα έρευνα [Okal *et al.*, 2009].



Σχήμα 36: Προτεινόμενοι μηχανισμοί για το ρήγμα που έδωσε τον σεισμό της 9^{ης} Ιουλίου 1956. (Πηγή: Okal *et al.*, 2009)

Η συσχέτιση της σεισμικής ροπής M_0 με διάφορες σεισμικές κλίμακες [Geller, 1976] επέτρεψε τον προσδιορισμό του μήκους του ρήγματος (*L*=81km), του πλάτους του (*W*=41km) και της ολίσθησής του (Δ*u*=2,46m). Σημειώνεται ότι οι υπολογισμένες διαστάσεις του ρήγματος συμφωνούν με αυτές που δίνει η κατανομή των μετασεισμικών δονήσεων. Τέλος, η χρήση των παραπάνω παραμέτρων και η εφαρμογή συγκεκριμένου αλγόριθμου [Mansinha & Smylie, 1971] οδήγησαν στον προσδιορισμό των στατικών μετατοπίσεων στην επιφάνεια της Γης (Σχήμα 37), οι οποίες και εισήχθησαν στα μοντέλα υδροδυναμικής προσομοίωσης του τσουνάμι που ακολούθησε μετά το σεισμό.



Σχήμα 37: Οι αρχικές μετατοπίσεις του θαλάσσιου πυθμένα αμέσως μετά τον σεισμό της 9^{ης} Ιουλίου 1956. (Πηγή: Okal *et al.*, 2009)

Τα αποτελέσματα των μετατοπίσεων στο Σχήμα 37 έδειξαν ότι ολόκληρο το νησί της Αμοργού βυθίστηκε 20cm περίπου, κάτι που αντιτίθεται σε προηγούμενες μελέτες που υποστηρίζουν ότι η νότια πλευρά του νησιού ανυψώθηκε 30cm και δεν βυθίστηκε [Papadopoulos & Pavlides, 1992, Stiros *et al.*, 1994]. Για την ασυμφωνία αυτή έχουν δοθεί διάφορες ερμηνείες. Η πιο πιθανή είναι ότι η ανύψωση που αναφέρουν προηγούμενοι ερευνητές και υποστηρίζουν με φωτογραφικά ντοκουμέντα της περιοχής το 1945 και το 1960, δηλαδή πριν τον σεισμό του 1956 και μετά από αυτόν, να έχει συμβεί όντως αλλά να οφείλεται στην ενεργοποίηση μικρότερων και πιο ρη-χών ρηγμάτων τις εβδομάδες ή τους μήνες που ακολούθησαν τον σεισμό του 1956 και να μην οφείλονται στον καθ' εαυτό σεισμό. Επομένως, ο σεισμός της 9^{ης} Ιουλίου φαίνεται να βύθισε το νησί της Αμοργού, ενώ στους μήνες που ακολούθησαν ενεργοποιήθηκαν κάποια μικρότερα ρήγματα που ανύψωσαν το νότιο τμήμα της. Όμως, για την υδροδυναμική προσομοίωση του τσουνάμι που ακολούθησε θα πρέπει να ληφθεί υπόψη η βύθιση του νησιού και όχι η ανύψωσή του [Okal *et al.*, 2009]. Το σημαντι-

κότερο είναι ότι η παρούσα έρευνα αποδέχεται την τεκτονική που χαρακτηρίζει την ευρύτερη περιοχή της λεγόμενης Ελληνικής Τάφρου [McKenzie, 1978, Le Pichon & Angelier, 1979, Taymaz *et al.*, 1991].

4.3 Μετρήσεις πεδίου για το τσουνάμι της Αμοργού

Οι παλαιότερες έρευνες σχετικά με τις επιπτώσεις του τσουνάμι στις ακτές του Αιγαίου αναπαρήγαγαν πληροφορίες από άλλες πηγές ή δεν έδιναν ακριβείς συντεταγμένες για τις τοποθεσίες στις οποίες αναφερόντουσαν [Γαλανόπουλος, 1957, Ambraseys, 1960]. Στην παρούσα έρευνα, πραγματοποιήθηκε μία οργανωμένη επίσκεψη σε διάφορα νησιά του Αιγαίου και όχι μόνο προκειμένου να συλλεχθούν προφορικές μαρτυρίες από ηλικιωμένους ανθρώπους που έζησαν από κοντά το τσουνάμι της Αμοργού και το θυμούνται πολύ καλά. Από τις συνεντεύξεις προέκυψαν τα δεδομένα πλημμύρας (*inundation*) και αναρρίχησης (*run-up*), δηλαδή η μέγιστη οριζόντια εισχώρηση του κύματος στην στεριά και η ανύψωσή του πάνω από την μέση στάθμη της θάλασσας στο σημείο της μέγιστης πλημμύρας αντίστοιχα [Synolakis & Okal, 2005]. Τα δεδομένα που συγκεντρώθηκαν αναπαρίστανται αναλυτικά στο Σχήμα 38 που ακολουθούν. Αναφέρεται δε ότι δεν χρειάστηκαν καθόλου διορθώσεις παλίρροιας, μιας και οι κυμάνσεις της στην κλειστή θάλασσα του Αιγαίου δεν ξεπερνούν τα 10cm.










Σχήμα 38: Η αποτίμηση του τσουνάμι στις ακτές του Αιγαίου. Οι έντονα μαυρισμένοι αριθμοί εκφράζουν την αναρρίχηση του κύματος σε m και οι αριθμοί στις παρενθέσεις αντιστοιχίζονται σε συγκεκριμένες μαρτυρίες. (Πηγή: Okal *et al.*, 2009)

Μαζί με τα δεδομένα πλημμύρας και αναρρίχησης, οι μάρτυρες κλήθηκαν να δώσουν μία εκτίμηση για την ώρα άφιξης των κυμάτων. Σε αυτό το σημείο, αξίζει να αναφερθεί ότι ο σεισμός σημειώθηκε στις 03:11 GMT, ή 05:11 τοπική ώρα Ελλάδος (όπως στις περισσότερες χώρες της Ευρώπης, η Ελλάδα υιοθέτησε την Θερινή Ώρα γύρω στα μέσα της δεκαετίας του '70). Το σημαντικότερο όμως είναι ότι η ανατολή του ήλιου εκείνη την ημέρα ήταν στις 04:55 τοπική ώρα, συνεπώς και ο σεισμός έγινε αισθητός από τους περισσότερους κατοίκους των νησιών αλλά και το τσουνάμι που έφτασε σε όλες τις ακτές παρατηρήθηκε κάτω από το φως του ήλιου [Okal *et al.*, 2009].

Παρατηρώντας την αναρρίχηση του τσουνάμι στα νότια της Αμοργού (Σχήμα 38a), μπορεί κανείς να διαπιστώσει την μεγάλη διαφορά στις τιμές που καταγράφηκαν σε δύο πολύ κοντινές περιοχές. Πιο συγκεκριμένα, στην περιοχή του Μούρου (θέση [6]) η αναρρίχηση του κύματος έφτασε τα 20m (!), όταν σε απόσταση μόλις 8km στην παραλία της Αγίας Άννας (θέση [4]), η αναρρίχηση του κύματος δεν ξεπέρασε τα 9,7m. Αυτή η πολύ γρήγορη εξασθένηση του κύματος κατά μήκος της ακτής φανερώνει ότι το τσουνάμι οφείλεται μάλλον σε μία πυροδοτούμενη υποθαλάσσια γεωλίσθηση παρά στην ίδια την αιτία του σεισμού [Okal & Synolakis, 2004], κάτι που αποδεικνύεται και από τις υδροδυναμικές προσομοιώσεις του τσουνάμι που παρουσιάζονται στην επόμενη ενότητα.

4.4 Υδροδυναμικές προσομοιώσεις

Για την μοντελοποίηση του τσουνάμι της Αμοργού εφαρμόστηκε ο αριθμητικός κώδικας του MOST [Titov & Synolakis, 1998], που επιλύει τις μη-γραμμικές υδροδυναμικές εξισώσεις για ρηχά νερά χρησιμοποιώντας έναν αλγόριθμο πεπερασμένων διαφορών και την μέθοδο των εναλλασσόμενων βημάτων (*fractional steps*) [Godunov, 1959, Synolakis, 2003]. Ο κώδικας του MOST είναι ο μοναδικός που έχει ελεγχθεί επανειλημμένως μέσα από συγκρίσεις εργαστηριακών τιμών και τιμών πεδίου και χρησιμοποιείται για την βαθμονόμηση και καθοδήγηση άλλων αριθμητικών μοντέλων που εφαρμόζονται από το NOAA για τον σχεδιασμό πλημμυρικών χαρτών (*inundation map*) ή και από το NRC (*Nuclear Regulatory Commission of the USA*) για μελέτες εγκατάστασης σταθμών παραγωγής ηλεκτρικής ενέργειας [Yeh et al., 1996, González et al., 2007, Synolakis et al., 2007, Liu et al., 2008].

Ο κώδικας εφαρμόζεται αρχικά σε έναν μεγάλο κάνναβο που καλύπτει όλο το Αιγαίο πέλαγος (από 33°N μέχρι 40°N και από 20°E μέχρι 31°E) και έχει βήμα της τάξεως των 30arcsec (930m γεωγρ. πλάτος x 740m γεωγρ. μήκος). Η απαραίτητη βαθυμετρία λαμβάνεται παρεμβάλλοντας την βάση δεδομένων SRTM30 [Smith & Sandwell, 1997] με κρίσιμα σημεία γύρω από αρκετά νησιά που έχουν ψηφιοποιηθεί από αντίστοιχους ναυτικούς χάρτες. Για τον υπολογισμό της πλημμύρας σε συγκεκριμένα νησιά, όπως η Αμοργός και η Φολέγανδρος, χρησιμοποιούνται πιο λεπτομερείς κάνναβοι από ναυτικούς χάρτες λιμανιών και ακτών, που ψηφιοποιούνται με βήμα της τάξεως του 1arcsec (31m γεωγρ. πλάτος x 25m γεωγρ. μήκος) [Okal *et al.*, 2009].

4.4.1 Το σενάριο της σεισμικής πηγής

Τα δεδομένα των εδαφικών μετατοπίσεων που υπολογίστηκαν στην προηγούμενη ενότητα αμέσως μετά τον σεισμό της 9^{ης} Ιουλίου 1956 (Σχήμα 37), λαμβάνονται ως αρχικές συνθήκες για την επιφάνεια της θάλασσας, η (*x*,*y*, *t*=0₊) μιας και η διάρκεια των σεισμικών δονήσεων είναι πάρα πολύ μικρή σε σχέση με την τυπική περίοδο των τσουνάμι. Την ίδια χρονική στιγμή *t*=0₊, θεωρούνται μηδενικές και οι οριζόντιες ταχύτητες για το μέσο βάθος της θάλασσας.

Στην συνέχεια, ο υπολογισμός της πλημμύρας γίνεται με χρονικό βήμα της τάξεως των 2,5sec, ικανοποιώντας το κριτήριο CFL για την αριθμητική σταθερότητα του καννάβου [Courant *et al.*, 1928]. Ακολουθούν 5760 βήματα που καλύπτουν το χρονικό διάστημα των τεσσάρων ωρών μετά τον κύριο σεισμό και κάθε 24° βήμα α-ποθηκεύεται η επίλυση του αλγόριθμου.

Το τελικό αποτέλεσμα της διαδικασίας που περιγράφηκε προηγουμένως απεικονίζεται στο ακόλουθο Σχήμα 39. Σε αυτό φαίνονται τα μέγιστα πλάτη κύματος σε ολόκληρη την περιοχή μελέτης, όπως υπολογίστηκαν για τον μεγάλο κάνναβο του Αιγαίου. Γενικότερα, οι τιμές που προέκυψαν ήταν μικρότερες των 50cm, ωστόσο δεν μπορούν να συγκριθούν άμεσα με τις τιμές αναρρίχησης που συγκεντρώθηκαν στην έρευνα πεδίου σε συγκεκριμένα νησιά (Σχήμα 38). Ούτως ή άλλως, μία λεπτομερέστερη προσομοίωση της αναρρίχησης σε συγκεκριμένες τοποθεσίες απαιτεί περισσότερα βαθυμετρικά και τοπογραφικά δεδομένα, κάτι που ξεπερνά τους στόχους της συγκεκριμένης έρευνας. Αντ' αυτού, επιλέγονται δύο μόνο νησιά για να εξεταστούν με μεγαλύτερη λεπτομέρεια και για τα οποία υπάρχουν διαθέσιμα περισσότερα βαθυμετρικά δεδομένα.



1956 Dislocation Source

Σχήμα 39: Τα μέγιστα πλάτη κύματος του τσουνάμι της 9^{ης} Ιουλίου 1956, όπως προσομοιώνονται με βάση το σενάριο του σεισμού. (Πηγή: Okal *et al.*, 2009)

α) Αμοργός

Στο Σχήμα 40 που ακολουθεί δίνεται ένας χάρτης των τιμών αναρρίχησης του κύματος τσουνάμι γύρω από το νησί της Αμοργού, όπως προσομοιώνεται με βάση το μοντέλο της σεισμικής πηγής. Πιο συγκεκριμένα, στην παραλία του Μούρου στη θέση [6] (κουκίδα), η προβλεπόμενη αναρρίχηση είναι μόλις 12cm, χωρίς να λάβει κανείς υπόψη την αρχική στατική καθίζηση των 25cm (Σχήμα 37). Όπως και να έχει όμως, η τιμή αυτή παραμένει δύο τάξεις μεγέθους μικρότερη από αυτήν που έδωσαν οι μετρήσεις πεδίου για τη συγκεκριμένη τοποθεσία (20m) (Σχήμα 38a).

Ο λόγος που παρατηρείται αυτή η τόσο μεγάλη διαφορά ανάμεσα στις δύο τιμές είναι διπλός. Καταρχήν, το αρχείο εισόδου των αρχικών μετατοπίσεων του θα-

λάσσιου πυθμένα στο αριθμητικό μοντέλο προσομοίωσης θεωρεί ότι οι μεγαλύτερες τιμές μετατοπίσεων παρατηρούνται στη βόρεια πλευρά του νησιού και όχι στη νότια πλευρά του (Σχήμα 37), εκεί δηλαδή που βρίσκεται και η παραλία του Μούρου. Συνεπώς στη βόρεια πλευρά του νησιού αναμένονται και οι μεγαλύτερες τιμές αναρρίχησης. Έτσι εξηγείται και γιατί στην βορεινή παραλία του Αγίου Παύλου (θέση [3]), η προβλεπόμενη αναρρίχηση της τάξεως των 80cm και η συνυπολογιζόμενη αρχική μετατόπιση του θαλάσσιου πυθμένα των 40cm δίνει μία καλύτερη προσέγγιση (~1,5m) στην παρατηρούμενη τιμή αναρρίχησης στην συγκεκριμένη τοποθεσία (2,5m). Από την άλλη μεριά, τα μέγιστα πλάτη κύματος που χαρτογραφήθηκαν στην περιοχή αντιστοιχούν σε κύματα υποχώρησης και όχι εισχώρησης, όπως προσομοιώνει το υδροδυναμικό μοντέλο στο Σχήμα 40.



AMORGOS: Earthquake Source

Σχήμα 40: Μέγιστα πλάτη κύματος (στη θάλασσα) και αναρριχήσεις (στη στεριά) για το νησί της Αμοργού, όπως προσομοιώνονται με βάση το σενάριο του σεισμού. (Πηγή: Okal *et al.*, 2009)

Σε κάθε περίπτωση όμως, καμία «προσαρμογή» στις παραμέτρους της σεισμικής πηγής μέσα σε φυσικώς αποδεκτά όρια δεν μπορεί να έχει σαν αποτέλεσμα μία αναρρίχηση κύματος που να είναι 8πλάσια της ολίσθησης του ρήγματος [Okal & Synolakis, 2004]. Συνεπώς, το τελικό συμπέρασμα που προκύπτει είναι ότι η παρατηρούμενη αναρρίχηση στην παραλία του Μούρου δεν μπορεί να εξηγηθεί με βάση το σενάριο της σεισμικής πηγής και απαιτείται μια διαφορετική προσέγγιση του προβλήματος.

β) Φολέγανδρος

Όπως στην Αμοργό, έτσι και στην Φολέγανδρο παρατηρείται παρόμοια κατάσταση. Οι μετρήσεις πεδίου σε δύο συγκεκριμένες τοποθεσίες έδειξαν ότι η αναρρίχηση του κύματος έφτασε τα 12,6m στην Αγκάλη (θέση [25]) και μόνο τα 3,1m στον Άγιο Νικόλαο (θέση [26]), σε απόσταση μόλις 850m από την πρώτη τοποθεσία (Σχήμα 38d). Βέβαια, η γεωμετρία της ακτογραμμής είναι ιδιαίτερα περίπλοκη, αφού στην μεν Αγκάλη σχηματίζεται ένας στενός κόλπος στον οποίο τα χρόνια εκείνα εξέβαλλε ένα μικρό ποτάμι (που δεν υπάρχει σήμερα) και στον δε Άγιο Νικόλαο υπάρχει μία πλατιά προσχωσιγενής πεδιάδα με αραιοφυτεμένα ελαιόδεντρα. Η προσομοίωση των τιμών αναρρίχησης με βάση την περίπλοκη τοπογραφία του νησιού έδωσε πολύ μικρές τιμές που δεν ξεπερνούν τα 10cm στη θέση [25] και τα 20cm στη θέση [26] (Σχήμα 41), κάτι που ερμηνεύεται και από την πολύ μεγάλη απόσταση του νησιού από το επίκεντρο του σεισμού (~80km). Για άλλη μία φορά βέβαια, είναι ξεκάθαρο ότι η θεώρηση της σεισμικής πηγής ως αιτία δημιουργίας του τσουνάμι δεν μπορεί να εξηγήσει την πολύ μεγάλη αναρρίχηση κύματος που παρατηρήθηκε στην περιοχή της Αγκάλης. Επομένως, θα πρέπει να εξεταστεί το διαφορετικό ενδεχόμενο της υποθαλάσσιας γεωλίσθησης.



Σχήμα 41: Μέγιστα πλάτη κύματος (στη θάλασσα) και αναρριχήσεις (στη στεριά) για την Φολέγανδρο, όπως προσομοιώνονται με βάση το σενάριο του σεισμού. (Πηγή: Okal et al., 2009)

4.4.2 Το σενάριο των υποθαλάσσιων γεωλισθήσεων

Από την στιγμή που η σεισμική πηγή δεν κατάφερε να προσομοιώσει τις παρατηρούμενες τιμές αναρρίχησης σε συγκεκριμένες τοποθεσίες στην Αμοργό και την Φολέγανδρο, επιχειρήθηκε η προσομοίωση τους με το σενάριο των υποθαλάσσιων γεωλισθήσεων. Οι τελευταίες βασίζονται στην απλή αναπαράσταση της αρχικής θαλάσσιας επιφάνειας με συγκεκριμένη μορφή συνάρτησης. Ο τύπος της συνάρτησης περιγράφει μία διπολική πηγή που αποτελείται από ένα κοίλωμα πλάτους η. και από ένα εξόγκωμα πλάτους η₊ στα άκρα ενός «μοχλού» μήκους l που βρίσκεται στην διεύθυνση x της κλίσης του θαλάσσιου πυθμένα. Το δε πλάτος ανάμεσα στους δύο πόλους ελέγχεται από δύο παραμέτρους a_x και γ_y στην διεύθυνση y, κάθετα σε αυτήν του x [Borrero, 2002, Okal & Synolakis, 2004].

Στην παρούσα μελέτη, οι παράμετροι της συνάρτησης και του μοντέλου καθορίστηκαν μετά από δοκιμές, οπότε αφορούν πολύ συγκεκριμένες συνθήκες. Για παράδειγμα, στην περίπτωση της Φολεγάνδρου, η γεωλίσθηση «οριοθετήθηκε» μέσα στο στενό πλαίσιο της τοπικής βαθυμετρίας για να επιτευχθεί η πολύ γρήγορη διακύμανση των τιμών αναρρίχησης ανάμεσα στις θέσεις [25] και [26]. Οι δε παράμετροι της γεωλίσθησης επηρεάστηκαν από την αντίστοιχη προσομοίωση του τσουνάμι της Papua New Guinea το 1998 [Synolakis *et al.*, 2002a] και προσαρμόστηκαν προκειμένου να ταιριάξουν με τις παρατηρούμενες τιμές αναρρίχησης στην περιοχή της Αγκάλης.

Αυτό δεν σημαίνει ότι και στην περίπτωση της 9^{ης} Ιουλίου 1956 έλαβαν χώρα γεωλισθήσεις μαζών με αυτά ακριβώς τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά, αλλά ότι μπορούν να αναπαραχθούν μοντέλα γεωλισθήσεων που μοιάζουν με αυτά που έχουν καταγραφεί για άλλα τσουνάμι και μπορούν να συνταιριάξουν τις τιμές αναρρίχησης που αναπαράγουν με αυτές που παρατηρούνται στο πεδίο. Αυτή η προσέγγιση δεν συνδέει αυτόματα τα μοντέλα με τις φυσικές σταθερές που περιγράφουν τα στατικά ή και δυναμικά χαρακτηριστικά της προτεινόμενης γεωλίσθησης (π.χ. όγκος και πυκνότητα των ιζημάτων που καταρρέουν, μέγιστη ταχύτητα ολίσθησης). Αναφέρεται δε ότι οι υπάρχοντες εμπειρικοί κανόνες [Watts, 2000, Murty, 2003, Bohannon & Gardner, 2004] ή ημι-εμπειρικοί κανόνες [Synolakis, 2003] μπορούν να δώσουν εκτιμήσεις για το μέγιστο αρχικό ύψος κύματος που να κυμαίνονται και παραπάνω από μία τάξη μεγέθους, ακόμα και για την ίδια γεωλίσθηση ή για αποτελέσματα που προκύπτουν από την ίδια μεθοδολογία.

Από την άλλη μεριά όμως, έχει αποδειχθεί επιτυχής η εφαρμογή των αριθμητικών προσομοιώσεων γεωλισθήσεων σε πλήθος καταγεγραμμένων περιστατικών, όπως στο Ritter Island το 1888 [Ward & Day, 2003], στο Skagway της Αλάσκας το 1994 [Synolakis *et al.*, 2002b], στο Stromboli το 2002 [Tinti *et al.*, 2006], στο Unimak της Αλάσκας το 1946 [Okal *et al.*, 2003], στο Aitape της Papua New Guinea το 1998 [Heinrich *et al.*, 2001, Watts *et al.*, 2001, Synolakis *et al.*, 2002a, Lynett *et al.*, 2003], στο İzmit Bay της Τουρκίας το 1999 [Yalçiner *et al.*, 2000] και στην Etna, στα Palos Verdes, στη Goleta και στα Farallon Islands που συνέβησαν κατά τους γεωλογικούς χρόνους [Borrero *et al.*, 2001, 2004, Pareschi *et al.*, 2006, Uslu, 2008].

Σε αυτό το γενικότερο πλαίσιο χρησιμοποιήθηκε και το μοντέλο των υποθαλάσσιων γεωλισθήσεων για την προσομοίωση των τιμών που καταγράφηκαν στα νησιά της Αμοργού και της Φολεγάνδρου. Όμως επειδή τα πολύ μεγάλα πλάτη αναρρίχησης παρατηρούνται πολύ κοντά στην πηγή μίας γεωλίσθησης, θεωρήθηκε αναγκαία η παραδοχή δύο διαφορετικών πηγών γεωλίσθησης κοντά στα δύο νησιά που απέχουν απόσταση 85km μεταξύ τους.

α) Αμοργός

Στο Σχήμα 42 που ακολουθεί έχει αποδοθεί η αρχική παραμόρφωση της θαλάσσιας επιφάνειας, σύμφωνα με το σενάριο της υποθαλάσσιας γεωλίσθησης. Η πηγή της τοποθετείται στα 10km νοτιοδυτικά της Αμοργού και παρουσιάζει ένα αρνητικό κοίλωμα πλάτους η₋=18m και ένα θετικό εξόγκωμα πλάτους η₊=6m που χωρίζονται από έναν «μοχλό» μήκους *l*=4km στην διεύθυνση *x*=N200°E. Για τιμές παραμέτρων α_x =0,8km⁻² και γ_y =0,4km⁻¹ στην διεύθυνση του *y*, εκτιμάται ότι η προτεινόμενη γεωλίσθηση είναι της τάξεως των 5km³ είναι δηλαδή άμεσα συγκρίσιμη με αυτήν της Papua New Guinea το 1998 [Synolakis *et al.*, 2002a].

Τελικά η προσομοίωση του τσουνάμι που επιτυγχάνει το μοντέλο φαίνεται να παρουσιάζει πολλά κοινά χαρακτηριστικά με τα δεδομένα που καταγράφουν οι μαρτυρίες των ανθρώπων. Πιο συγκεκριμένα, στο Σχήμα 43 φαίνεται ότι οι μεγαλύτερες τιμές αναρρίχησης (>7m) παρατηρούνται όντως στη νότια πλευρά του νησιού και όχι στην βόρεια πλευρά του, όπου ουσιαστικά παραμένει ανεπηρέαστη. Επίσης, η μέγιστη αναρρίχηση του κύματος καταγράφεται κοντά στην περιοχή του Μούρου (θέση [6], κουκίδα), με τιμές που φτάνουν τα 24m, πάρα πολύ κοντά σε αυτήν που δίνουν οι μαρτυρίες των κατοίκων (~20m, Σχήμα 38a). Αντίστοιχα, στην περιοχή της Αγίας Άννας (θέση [4], τρίγωνο), η αναρρίχηση δεν ξεπερνά τα 10m κάτι που επιβεβαιώνουν και οι σχετικές μαρτυρίες ότι το κύμα δεν έφτασε το μικρό παρεκκλήσι που βρίσκεται εκεί (<9,7m). Αντίθετα όμως, η προσομοίωση με βάση το σενάριο της γεωλίσθησης δεν έδειξε κάποια σημαντική επίδραση του τσουνάμι στην περιοχή του Αγίου Παύλου (6cm, θέση [3]), όταν για την ίδια περιοχή το σενάριο της σεισμικής πηγής φαίνεται να προσέγγισε καλύτερα την παρατηρούμενη αναρρίχηση (2,5m).



AMORGOS: LANDSLIDE SOURCE

Σχήμα 42: Προσομοίωση της αρχικής παραμόρφωσης της θαλάσσιας επιφάνειας με βάση το σενάριο της υποθαλάσσιας γεωλίσθησης στα ανοιχτά της Αμοργού. (Πηγή: Okal et al., 2009)

Συνολικά, το συγκεκριμένο μοντέλο γεωλίσθησης διαφέρει σημαντικά από αυτό που πρότειναν παλαιότερα οι Περισσοράτης και Παπαδόπουλος για μία μεγάλη γεωλίσθηση στα νοτιοδυτικά της Ανάφης [Perissoratis & Papadopoulos, 1999]. Σύμφωνα με την μελέτη τους, τα καταστροφικά αποτελέσματα του τσουνάμι θα επηρέαζαν περισσότερο την Ανάφη και όχι την Αμοργό, δεν θα υπήρχε καθοδηγητικό κύμα απόσυρσης στην Αμοργό και ούτε θα παρουσίαζε τέτοια δραματική πτώση η αναρρίχηση του κύματος ανάμεσα σε κοντινές τοποθεσίες (θέσεις [6] και [4]).

Με τον έναν ή τον άλλο τρόπο, το σίγουρο είναι ότι <u>το τσουνάμι της Αμοργού</u> το 1956 ερμηνεύεται καλύτερα με βάση το σενάριο των υποθαλάσσιων γεωλισθήσε-<u>ων και όχι με αυτό της σεισμικής πηγής</u>. Σε αυτό συμφωνούν και οι περισσότεροι ερευνητές.



Σχήμα 43: Μέγιστα πλάτη κύματος (στη θάλασσα) και αναρριχήσεις (στη στεριά) για το νησί της Αμοργού, όπως προσομοιώνονται με βάση το σενάριο της υποθαλάσσιας γεωλίσθησης. Στο (b) απεικονίζεται η αναρρίχηση στα νότια της Αμοργού σαν συνάρτηση του γεωγραφικού μήκους, στην ίδια κλίμακα με αυτήν των (α) και (c). (Πηγή: Okal *et al.*, 2009)

β) Φολέγανδρος

Για την περίπτωση της Φολεγάνδρου εξετάστηκαν διάφορα πιθανά μοντέλα υποθαλάσσιων γεωλισθήσεων στα νοτιοδυτικά του νησιού. Τελικά επιλέχθηκε το σενάριο που απεικονίζεται στο Σχήμα 44 για μία μικρότερης έκτασης γεωλίσθηση με ένα αρνητικό κοίλωμα πλάτους η.=7m και ένα θετικό εξόγκωμα πλάτους η₊=3m. Η απόσταση που χωρίζει τα δύο σημεία εκτείνεται στα 8km και τοποθετείται στην διεύθυνση *x*=N200°E, με τιμές παραμέτρων a_x =0,1km⁻² και γ_y =0,7km⁻¹ στην διεύθυνση του *y*.



FOLEGANDROS: LANDSLIDE SOURCE

Τα αποτελέσματα της προσομοίωσης του τσουνάμι στις ακτές του νησιού απεικονίζονται στο Σχήμα 45 που ακολουθεί και φαίνεται να προσεγγίζουν πολύ καλά τις τιμές αναρρίχησης που καταγράφηκαν στις θέσεις [25] (12,6m) και [26] (3,1m) και αρκετά καλά στη θέση [27] (14,6m) (Σχήμα 38d). Επιπλέον, το σενάριο της γεωλίσθησης δεν επηρεάζει τις βόρειες ακτές του νησιού. Μεγάλα πλάτη κύματος, της τάξεως των 5-11m, προβλέπονται για τις νοτιοανατολικές ακτές του νησιού που έχουν έντονο ανάγλυφο αλλά δεν κατοικούνται, οπότε δεν υπάρχουν μάρτυρες για να επιβεβαιώσουν τα δεδομένα που προκύπτουν από την προσομοίωση του τσουνάμι.

Σχήμα 44: Προσομοίωση της αρχικής παραμόρφωσης της θαλάσσιας επιφάνειας με βάση το σενάριο της υποθαλάσσιας γεωλίσθησης στα ανοιχτά της Φολεγάνδρου. (Πηγή: Okal *et al.*, 2009)

Συμπερασματικά λοιπόν, η υπόθεση του σεισμού και της παραμόρφωσης που προκαλεί αυτός στον θαλάσσιο πυθμένα δεν επαρκούν για να εξηγήσουν τις τιμές αναρρίχησης που παρατηρήθηκαν σε διάφορα σημεία-κλειδιά, όπως ο Μούρος στην Αμοργό και η Αγκάλη στην Φολέγανδρο, εκείνο το πρωινό της 9^{ης} Ιουλίου 1956. Αντίθετα, η μοντελοποίηση με βάση το σενάριο των υποθαλάσσιων γεωλισθήσεων μοιάζει να επαληθεύει τις μαρτυρίες των κατοίκων. Συνεπώς, αυτό που προτείνεται είναι ότι ο κύριος σεισμός της Σαντορίνης ή και ο μετασεισμός φαίνεται να προκάλεσε κάποιες υποθαλάσσιες γεωλισθήσεις ιζημάτων, οι οποίες με την σειρά τους προκάλεσαν το τσουνάμι που παρατηρήθηκε στις περισσότερες ακτές του Αιγαίου [Okal *et al.*, 2009].



Σχήμα 45: Μέγιστα πλάτη κύματος (στη θάλασσα) και αναρριχήσεις (στη στεριά) για την Φολέγανδρο, όπως προσομοιώνονται με βάση το σενάριο της υποθαλάσσιας γεωλίσθησης. (Πηγή: Okal *et al.*, 2009)

Σχολιασμός - Επίλογος

Στόχος της παρούσας εργασίας ήταν η ανασκόπηση του σεισμού και του τσουνάμι που σημειώθηκε στις 9 Ιουλίου 1956 στην περιοχή του Αιγαίου, στα νότια της Αμοργού. Το συγκεκριμένο περιστατικό έχει αποτελέσει αντικείμενο μελέτης για πολλούς ερευνητές στο παρελθόν και παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον, αφενός λόγω της καταστροφικότητας του σεισμού για τα ελληνικά δεδομένα και αφετέρου λόγω της πολύ μεγάλης έκτασης που έλαβε η διάδοση του προκύπτοντος τσουνάμι στις ακτές σχεδόν ολόκληρου του Αιγαίου.

Τα τελευταία δεδομένα έδειξαν ότι ο κύριος σεισμός της Αμοργού συνδέεται με ένα κανονικό ρήγμα που κλίνει ελαφρώς προς τα N-NA (φ =39°, δ =25°, λ =246°), κάτι που επαληθεύεται και από το σεισμοτεκτονικό μοντέλο που έχει προταθεί για την ευρύτερη περιοχή του κεντρικού Αιγαίου. Παράλληλα, το τσουνάμι που δημιουργήθηκε και έδωσε τιμές αναρρίχησης ~30m στην Αμοργό, 20m στην Αστυπάλαια και 10m στη Φολέγανδρο -ενώ καταγράφηκε στις περισσότερες ακτές του Αιγαίου πελάγους- οφείλεται μάλλον σε μία εκτεταμένη υποθαλάσσια γεωλίσθηση ιζημάτων στα ανοιχτά της Αμοργού παρά στον καθ' εαυτό σεισμό. Πιο συγκεκριμένα, πιθανολογείται ότι ο κύριος σεισμός και ο μεγαλύτερος μετασεισμός της 9^{ης} Ιουλίου 1956 πυροδότησαν την γεωλίσθηση, η οποία με τη σειρά της προκάλεσε το τσουνάμι. Εξάλλου, η εφαρμογή σύγχρονων μοντέλων υδροδυναμικής προσομοίωσης του τσουνάμι έδειξαν ότι το σενάριο της υποθαλάσσιας γεωλίσθησης που τουνάμι έδειξαν ότι το σενάριο της υποθαλάσσιας γεωλίσθησης που του τσουνάμι εδαιρα το το του το του το του μεία εττες της Αμοργού και της Φολεγάνδρου, όπως παρατηρήθηκαν στο πεδίο, σε αντίθεση με το σενάριο της σεισμικής πηγής που φαίνεται να μην επαληθεύει τις προηγούμενες τιμές.

Η έρευνα ωστόσο βρίσκεται ακόμα σε εξέλιξη. Στο πλαίσιο αυτό προτείνεται: η συλλογή περισσότερων σεισμολογικών δεδομένων, γεωλογικών καταγραφών, δεδομένων πλημμύρας και φυσικά ανθρώπινων μαρτυριών που θα διαφωτίσουν περισσότερο το συγκεκριμένο περιστατικό,

- η διερεύνηση της πιθανότητας να σημειωθούν και άλλες υποθαλάσσιες γεωλισθήσεις στο μέλλον, πυροδοτούμενες ή μη από σεισμούς, σε συγκεκριμένες λεκάνες του Αιγαίου που χαρακτηρίζονται από μία χαλαρότητα των ιζημάτων,
- η εκτίμηση της πιθανότητας να δημιουργηθούν τσουνάμι από αυτές τις γεωλισθήσεις, από σεισμούς ή άλλα αίτια στον ευρύτερο ελλαδικό χώρο,
- η δημιουργία πλημμυρικών μοντέλων και χαρτών για συγκεκριμένες περιοχές της χώρας που έχουν πληγεί ή ενδέχεται να πληγούν στο μέλλον από τσουνάμι, και φυσικά
- η δημιουργία ενός σύγχρονου εθνικού συστήματος παρακολούθησης των θαλασσών και η ένταξή του στο παγκόσμιο σύστημα παρακολούθησης του GEOSS.

Είναι αλήθεια ότι οι περισσότεροι από εμάς, κατοικώντας σε μία από τις πιο σεισμογενείς περιοχές του πλανήτη είμαστε περισσότερο εξοικειωμένοι με τα ξεσπάσματα του Εγκέλαδου, όχι όμως τόσο με το φαινόμενο 'τσουνάμι'. Η χώρα μας έχει μετρήσει πολλές φορές τις πληγές της από τις συνέπειες καταστροφικών σεισμών, ωστόσο λίγοι είναι εκείνοι που μπορεί να έζησαν από κοντά ένα τσουνάμι ή να το βίωσαν μέσα από τις αφηγήσεις τρίτων.

Οι νεότεροι άκουσαν για πρώτη φορά τον όρο τσουνάμι την 26^η Δεκεμβρίου 2004, τότε που ολόκληρη η ανθρωπότητα θρηνούσε τα θύματα της Ινδονησίας και των άλλων χωρών. Κάπου τότε όμως ανασύρθηκαν στην μνήμη κάποιων μεγαλύτερων, αντίστοιχα περιστατικά τσουνάμι, σαφώς μικρότερης έντασης, τα οποία εκδηλώθηκαν στο σχετικά πρόσφατο παρελθόν στον ελλαδικό χώρο. Κάπου τότε, κάποιοι θυμήθηκαν και το τσουνάμι της Αμοργού το καλοκαίρι του 1956. Και ενώ για τους επιστήμονες δεν ήταν κάτι πρωτόγνωρο, για τον περισσότερο απλό κόσμο ήταν κάτι το εντελώς άγνωστο.

Αυτό είναι και το μεγαλύτερο εμπόδιο που καλούμαστε ως επιστήμονες και κυρίως ως άνθρωποι να ξεπεράσουμε, να βρίσκουμε δηλαδή τον τρόπο να μεταφέρουμε, να διαδίδουμε, να «κοινωνούμε» την γνώση στους περισσότερους. Φυσικά χωρίς καμία διάθεση καταστροφολογίας και κυρίως χωρίς ίχνος επιτήδευσης. Μόνο τότε, στην συνείδηση όλων το φαινόμενο 'τσουνάμι' δεν θα είναι κάτι το σπάνιο ή απίθανο γεγονός, αλλά κάτι που μπορεί ανά πάσα στιγμή να συμβεί στην χώρα μας και αν είμαστε κατάλληλα προετοιμασμένοι για αυτό, τότε μπορούμε και να το αντιμετωπίσουμε με τις λιγότερες συνέπειες. Η μελέτη των τσουνάμι είναι πολύ σημαντική για την αξιολόγηση του ρίσκου που ενέχουν τέτοιου είδους φαινόμενα φυσικών καταστροφών για χώρες που -όπως η Ελλάδα- περιβάλλονται, αναπτύσσονται και «συμβιώνουν» με τη θάλασσα. Αν μη τι άλλο, κατανοώντας τους μηχανισμούς που τα δημιουργούν, μπορούμε να προστατευτούμε στο μέλλον από αυτά.

Αυτός ήταν και ο απώτερος στόχος της παρούσας εργασίας: μία αναδρομή στο παρελθόν, στα γεγονότα εκείνης της περιόδου, μία παρουσίαση των αποτελεσμάτων της χρόνιας και αδιάλειπτης έρευνας στο συγκεκριμένο αντικείμενο και μία προσπάθεια να ερμηνευτούν τα αίτια και τα αποτελέσματα του φαινομένου. Εν τέλει, ένα μικρό ταξίδι στην γνώση...

Βιβλιογραφία & Αναφορές

- **Αντωνόπουλος**, Ι.Α. (1978). Συμβολή στη γνώση των tsunamis της Ανατολικής Μεσογείου από την αρχαιότητα μέχρι σήμερα (Contribution to the knowledge of Tsunamis in the eastern Mediterranean, from the ancient times until the recent), Annales Géologiques des Pays Helléniques 29, 740-757.
- **Βούλγαρης**, Γ. και Μπατζάκης, Δ.Β. (2006). <u>Τα κύματα βαρύτητας (τσουνάμι) στην Ελλάδα.</u> <u>Μελέτη περίπτωσης: ο νότιος Κορινθιακός Κόλπος</u>, Πτυχιακή Εργασία, Χαροκόπειο Πανεπιστήμιο, Τμήμα Γεωγραφίας, Αθήνα, σελ. 104.
- **Γαλανόπουλος**, Α.Γ., (1957). Το θαλάσσιον σεισμικόν κύμα της 9 Ιουλίου 1956 (The Seismic Sea Wave of July 9, 1956), Πρακτικά της Ακαδημίας Αθηνών, Έτος 1957: Τόμος 32°^ς, 90-101.
- Γαλανόπουλος, Α.Γ., Δελήμπασης, Ν.Δ. και Κομνηνάκης, Π.Ε. (1964). Θαλάσσιον κύμα εκ κατολισθήσεως άνευ σεισμικής διεγέρσεως (A Tsunami Generated by an Earth Slump Set in Motion Without Shock), Annales Géologiques des Pays Helléniques 16, 93-110.
- Γάσπαρη, Μ.Γ. (2005). <u>Αμοργός. Το τσουνάμι της 9⁴⁵ Ιουλίου 1956</u>, Διπλωματική Εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης, Τμήμα Μηχανικών Περιβάλλοντος, Χανιά, σελ. 101.
- **Θεοδουλίδης**, Ν.Π. (1991). Συμβολή στη μελέτη της ισχυρής σεισμικής κίνησης στον ελληνικό χώρο, Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Τμήμα Γεωλογίας της Σχολής Θετικών Επιστημών, Θεσσαλονίκη, σελ.509.
- **ΟΑΣΠ**, (2001). <u>Ελληνικός Αντισεισμικός Κανονισμός 2000</u>, Οργανισμός Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας, Αθήνα, σελ. 262.
- **Παπαδόπουλος**, Γ.Α. (1997). <u>Τα κοινοτικά ερευνητικά προγράμματα GITEC και GITEC-TWO</u> <u>για τα τσουνάμι του ελλαδικού χώρου: βασικά συμπεράσματα και αποτελέσματα</u>, Πρακτικά 5^{ου} Πανελλήνιου Συμπόσιου Ωκεανογραφίας & Αλιείας, 1997 – Τόμος Ι, 435-437.
- Ambraseys, N.N. (1960). *The seismic sea wave of July 9th 1956, in the Greek Archipelago*, Journal of Geophysical Research Vol.65, No.4, 1257-1265.
- Ambraseys, N.N. (1962). <u>Data for the investigation of the seismic sea-waves in the Eastern</u> <u>Mediterranean</u>, Bulletin of the Seismological Society of America Vol. 52, No. 4, 895-913.
- Ambraseys, N.N. (1963). Seismic sea wave in the Gulf of Corinth, Bulletin of the Seismological Society of America Vol. 53, No. 4, 894.
- Ambraseys, N.N. and Jackson, J.A. (1998). *Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region*, Geophys. J. Int. 133, 390-406.
- Antonopoulos, J.A. (1980a). Data from investigation of seismic sea waves events in the Eastern Mediterranean from the birth of Christ to 1900 A.D., Annali di Geofisica 33 (1-5), 141-230.

- Antonopoulos, J.A. (1980b). *Data from investigation of seismic sea waves events in the East*ern Mediterranean from 1900 to 1980 A.D., Annali di Geofisica 33 (6), 231-248.
- Antonopoulos, J.A. (1992). *The great Minoan eruption of Thera volcano and the ensuing tsunami in the Greek Archipelago*, Natural Hazards 5, 153-168.
- Bardet, J.P., Synolakis, C.E., Davies, H.L., Imamura, F. and Okal, E.A. (2003). <u>Landslide</u> <u>Tsunamis: Recent Findings and Research Directions</u>, Pure and Applied Geophysics 160, 1793-1809.
- Bernard, E.N. (2005a). *The US National Tsunami Hazard Mitigation Program: a successful state-federal partnership*, Natural Hazards 35, 5-24.
- Bernard, E.N. (2005b). *Developing tsunami-resilient communities: the National Tsunami Hazard Mitigation Program*, Natural Hazards 35, pp.184.
- Bernard, E.N., Mofjeld, H.O., Titov, V., Synolakis, C.E. and González, F.I. (2006). <u>Tsunami:</u> <u>scientific frontiers, mitigation, forecasting and policy implications</u>, Philosophical Transactions of the Royal Society A 364, 1989-2007.
- Bohannon, R.G. and Gardner, J.V. (2004). *Submarine landslides of San Pedro Escarpment, southwest of Long Beach, California*, Mar. Geol., 203, 1261–1268.
- Bondevik, S., Mangerud, J., Dawson, S., Dawson, A.G. and Lohne, O. (2003). <u>Recordbreaking height for 8000 year-old tsunami in the North Atlantic</u>, EOS Transactions of the American Geophysical Union Vol.84, No.31, 289-300.
- Bondevik, S., Svendsen, J.I. and Mangerud, J. (1997a). <u>Tsunami sedimentary facies deposited</u> <u>by the Storegga tsunami in shallow marine basins and coastal lakes, western Norway</u>, Sedimentology 44, 1115-1131.
- Bondevik, S., Svendsen, J.I., Johnsen, G., Mangerud, J. and Kaland, P. (1997b). *<u>The Storegga</u> tsunami along the Norwegian coast, its age and runup*, Boreas Vol. 26, No. 1, 29-54.
- Borrero, J.C. (2002). *Tsunami hazards in Southern California*, Ph.D. thesis, University of Southern, California, Los Angeles, pp. 306.
- Borrero, J.C., Dolan, J. and Synolakis, C.E. (2001). *<u>Tsunami sources within the Eastern Santa</u>* <u>Barbara Channel</u>, Geophysical Research Letters Vol.28, No.4, 643–647.
- Borrero J.C., Legg, M.R. and Synolakis, C.E. (2004). *<u>Tsunami sources in the Southern Cali-</u> <u>fornia Bight</u>, Geophysical Research Letters 31, L13211.*
- Bourgeois, J., Hansen, T.A., Wiberg, P.L. and Kauffman, E.G. (1988). <u>A tsunami deposit at</u> <u>the Cretaccous-Tertiary boundary in Texas</u>, Science 241, 567-570.
- Bryant, E.A. (2008). *Tsunami: The Underrated Hazard*, Springer Praxis Books, Second edition, pp 342.
- Bryant, E.A., Young, R.W., Price, D.M., Wheeler, D.J. and Pease, M.I. (1997). *The impact of tsunami on the coastline of Jervis Bay, south-eastern Australia*, Physical Geography 18, 440-459.
- Campos, M.L. (1991). *Tsunami hazard on the Spanish coasts of the Iberian Peninsula*, Science of Tsunami Hazards Vol. 9, No. 1, 83-90.

- Clague, J.J. (1997). *Evidence for large earthquakes at the Cascadia subduction zone*, Reviews of Geophysics Vol. 35, No. 4, 439-460.
- Clague, J.J., Hutchinson, I., Mathewes, R.W. and Patterson, R.T. (1999). *Evidence for late* <u>Holocene tsunamis at Catala Lake, British Columbia</u>, Journal of Coastal Research 15, 45-60.
- Courant, R., Friedrichs, K. and Lewy, H. (1928). <u>Über die partiellen Differenzengleichunge</u> <u>der mathematischen Physik</u>, Mathematische Annalen 100, 32–74.
- Crawford, D.A. and Mader, C.L. (1998). *Modelling asteroid impact and tsunami*, Science of Tsunami Hazards, Vol. 16, No. 1, 21-30.
- Dawson, A.G., Dominey-Howes, D.T.M., Smith, D.E., Hindson, R.A. and Dawson, S. (1995). GITEC Final Scientific Report (Chapter 3), In: Tinti, S. (ed.), The Genesis and Impact of Tsunamis on the European Coasts, Final Scientific Report. A Report for the Directorate General XII (Science, Research and Development), Climatology and Natural Hazards, The European Union.
- Dawson, A.G., Lockett, P. and Shi, S. (2004). <u>Tsunami hazards in Europe</u>, Environment International 30, 577-585.
- Dawson, A.G., Long, D. and Smith, D.E. (1988). *The Storegga slides: evidence from eastern Scotland for a possible tsunami*, Marine Geology 82, 271-276.
- Dawson, A.G. and Shi, S. (2000). *Tsunami deposits*, Pure and Applied Geophysics 157, 875-897.
- Day, S.J., Carracedo, J.C., Guillou, H. and Gravestock, P. (1999a). <u>Recent structural evolution of the Cumbre Vieja volcano, La Palma, Canary Islands: volcanic rift zone reconfiguration as a precursor to volcano flank instability?</u>, Journal of Volcanology and Geothermal Research 94, 135-167.
- Day, S.J., Heleno da Silva, S.I.N., Fonseca, J.F.B.D. (1999b). <u>A past giant lateral collapse</u> <u>and present-day flank instability of Fogo, Cape Verde Islands</u>, Journal of Volcanology and Geothermal Research 94, 191-218.
- Di Maro, R. and Maramai, A. (1992). *<u>Tsunamis in the Mediterranean and Pacific areas: An</u> <u>analysis</u>, Science of Tsunami Hazards Vol. 10, No. 1, 35-50.*
- Dominey-Howes, D.T.M. (1996a). *The geomorphology and sedimentology of five tsunamis in the Aegean Sea region, Greece*, Unpublished Ph.D. Thesis, Coventry University, UK, pp.272.
- Dominey-Howes, D.T.M. (1996b). <u>Sedimentary deposits associated with the July 9th 1956</u> <u>Aegean Sea tsunami</u>, Physics and Chemistry of the Earth Vol.21, No. 12, 51-55.
- Dominey-Howes, D.T.M. (1998). <u>Assessment of tsunami magnitude and implications for ur-</u> <u>ban hazard planning in Greece</u>, Disaster Prevention and Management Vol. 7, No. 3, 176-182.
- Dominey-Howes, D.T.M. (2002). <u>Documentary and Geological Records of Tsunamis in the</u> <u>Aegean Sea Region of Greece and their Potential Value to Risk Assessment and Disaster</u> <u>Management</u>, Natural Hazards 25, 195-224.

- Dominey-Howes, D.T.M., Dawson, A.G. and Smith, D.E. (1998). *Late Holocene coastal tectonics at Falasarna, western Crete: a sedimentary study*, In: Stewart, I.A. and Vita-Finzi, C. (eds.), *Coastal Tectonics*, Geological Society, London, Special Publication 146, 343-352.
- Dominey-Howes, D.T.M., Papadopoulos, G.A. and Dawson, A.G. (2000a). <u>Geological and</u> <u>historical investigation of the AD 1650 Mt. Columbo (Thera Island) eruption and tsu-</u> <u>nami, Aegean Sea, Greece</u>, Natural Hazards 21, 83-96.
- Dominey-Howes, D.T.M., Cundy, A.B. and Croudace, I. (2000b). <u>High energy marine flood</u> <u>deposits on Astypalaea Island, Greece: possible evidence for the AD 1956 southern Aegean tsunami</u>, Marine Geology 163, 352-361.
- Eisner, R.K. (2005). *Planning for tsunami: reducing future losses through mitigation*, Natural Hazards 35, 155-162.
- Engdahl, E.R. and Villaseñor, A. (2002). <u>Global seismicity: 1900–1999</u>, In: Lee, W.H.K., Kanamori, H., Jennings, P.C. and Kisslinger, C. (eds.), *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Part A*, Chapter 41, pp. 665–690, Academic Press, Boston.
- Fritzalas, C.I. and Papadopoulos, G.A. (1988). Volcanic risk and urban planning in the region of Santorini volcano, south Aegean, Greece, In: Marinos, P.G. and Koukis, G.C. (eds.), Proceedings of the International Symposium on the Engineering geology and Ancient Works, Monuments and Historical Sites, Preservation and Protection, 1321-1327.
- Fytikas, M., Kolios, N. and Vougioukalakis, G. (1990). <u>Post-Minoan volcanic activity on the</u> <u>Santorini volcano. Volcanic hazard risk, forecasting possibilities</u>, In: Hardy, D.A., Keller, J., Galanopoulos, V.P., Flemming, N.C. and Druit, D.H. (eds.), *Thera and the Aegean World III*, Volume Two, Earth Sciences, 183-198.
- Galanopoulos, A.G. (1960). Tsunamis observed on the coasts of Greece from antiquity to present time, Annales Geophysicae 13, 369-386.
- Geller, R.J. (1976). <u>Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes</u>, Bulletin of the Seismological Society of America 66, 1501–1523.
- Godunov, S.K. (1959). Finite difference methods for numerical computations of discontinuous solutions of the equations of fluid dynamics, Matemat. Sbornik, 47, 271–295.
- Goff, J.R., Crozier, M., Sutherland, V., Cochran, U. and Shane, P. (1998). <u>Possible tsunami</u> <u>deposits from the 1855 eartquake, North Island, New Zealand</u>, In: Stewart, I.A. and Vita-Finzi, C. (eds.), Coastal Tectonics, Geological Society, London, Special Publication 146, 353-374.
- González, F.I., Bernard, E.N., Meinig, C., Eble, M., Mofjeld, H.O. and Stalin, S. (2005a). *<u>The</u>* <u>NTHMP tsunameter network</u>, Natural Hazards 35, 25-39.
- González, F.I., Titov, V.V., Mofjeld, H.O., Venturato, A.J., Simmons, R.S., Hansen, R., Combellick, R., Eisner, R.K., Hoir Up, D.F., Yanagi, B.S., Yong, S., Darienzo, M., Priest, G.R., Crawford, G.L. and Walsh, T.J. (2005b). *Progress in NTHMP hazard assessment*, Natural Hazards 35, 89-110.
- González, F.I., Bernard, E., Dunbar, P., Geist, E., Jaffe, B., Kânoğlu, U., Locat, J., Mofjeld, H., Moore, A., Synolakis, C.E., Titov, V., Weiss, R. (2007). *Scientific and technical is*-

sues in tsunami hazard assessment of nuclear power plant sites, NOAA Tech. Memo, OARPMEL-136, NTIS: PB2008-101460, NOAA Pac. Mar. Envir. Lab., pp. 125, Seattle.

- Harbitz, C.B. (1992). *Model simulations of tsunami generated by the Storegga slides*, Marine Geology 105, 1-21.
- Hatori, T. (1969). *Dimensions and geographic distribution of tsunami sources near Japan*, Bull. Earthq. Res. Inst. 47, 185-214.
- Hatori, T. (1981). *Tsunami magnitude and source area of the Aleutian-Alaska tsunamis*, Bull. Earthq. Res. Inst. 56, 97-110.
- Heinrich, Ph., Piatanesi, A. and Hébert, H. (2001). <u>Numerical modelling of tsunami genera-</u> <u>tion and propagation from submarine slumps: the 1998 Papua New Guinea event</u>, Geophys. J. Int. 145, 97-111.
- Hills, J.G. and Goda, M.P. (1998). *Tsunami from asteroid and comet impacts; the vulnerability of Europe*, Science of Tsunami Hazards, Vol. 16, No. 1, 3-10.
- Hills, J.G. and Goda, M.P. (2001). *The asteroid tsunami project at Los Alamos*, Science of Tsunami Hazards, Vol. 19, No. 1, 55-68.
- Iida, K. (1958). Magnitude and energy of earthquakes accompanied by tsunamis and tsunami energy, J. Earth Sciences, Vol.6, No.2, 101-111.
- Iida, K. (1984). *Catalogue of Tsunamis in Japan and Its Neighbouring Countries*, Department of Civil Engineering, Aichi Institute of Engineering, Japan, pp.52.
- Jackson, J. (1994). *Active tectonics of the Aegean region*, Annual Review of the Earth and Planetary Sciences 22, 239-271.
- Kanamori, H. (1972). *Mechanism of tsunami earthquakes*, Phys. Earth Planet. Interiors 6, 346-359.
- Karacostas, B.G. (1988). Relationship of the seismic activity with geologic and geomorphologic data of the wide Aegean area, PhD thesis, Univer. of Thessaloniki (in Greek).
- Karakaisis, G.F. (1984). Contribution to the study of the seismic sequences in the Aegean and surrounding areas, PhD thesis, Univer. of Thessaloniki (in Greek).
- Keller, J., Rehren, Th. and Stradbauer, E. (1990). <u>Explosive volcanism in the Hellenic Arc: a</u> <u>summary and review</u>, In: Hardy, D.A., Keller, J., Galanopoulos, V.P., Flemming, N.C. and Druit, D.H. (eds.), *Thera and the Aegean World III*, Volume Two, Earth Sciences, 13-26.
- Koutitas, Ch. and Papadopulos, G.A. (1998). *Mathematical modelling of the 1956 South Aegean large tsunami*, Ann. di Geofisica, submitted.
- Lallemant, S., Truffert, C., Jolivet, L., Henry, P., Chamot-Rooke, N. and De Voogd, B. (1994). *Spatial transmission from compression to transition in the western Mediterranean Ridge accretionary complex*, Tectonophysics 234, 33-52.
- Le Pichon, X. and Angelier, J. (1979). <u>The Hellenic Arc and trench system: a key to the neo-</u> tectonic evolution to the eastern Mediterranean area, Tectonophysics 60, 1-42.

- Le Pichon, X. and Angelier, J. (1981). *The Aegean Sea*, Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, 300, 357-372.
- Liu, P.L.F., Yeh, H. and Synolakis, C.E. (2008). <u>Advanced numerical models for simulating</u> <u>tsunami waves and runup</u>, In: Advances in Coastal and Ocean Engineering, Vol.10, World Scientific Publishing, Singapore.
- Locat, J. and Lee, H.J. (2000). *Submarine Landslides: Advances and Challenges*, Proceedings of the 8th International Symposium on Landslides, Cardiff, United Kingdom, June 2000.
- Lockridge, P.A. (1988). *Volcanoes generate devastating waves*, Earthquakes and Volcanoes Vol. 20, No. 5, 190-195.
- Lockridge, P.A. (1990). *Nonseismic phenomena in the generation and augmentation of tsunamis*, Natural Hazards 3, 403-412.
- Lykousis, V. (1991). *Submarine slope instabilities in the Hellenic arc region NE, Mediterranean sea*, Marine Geotechnology 10, 83–96.
- Lynett, P.J., Borrero, J.C., Liu, P.L.F. and Synolakis, C.E. (2003). <u>Field Survey and Numerical Simulations: A Review of the 1998 Papua New Guinea Tsunami</u>, Pure and Applied Geophysics 160, 2119-2146.
- Ma, K.F., Satake, K. and Kanamori, H. (1991). *The origin of the Tsunami excited by the 1989 Loma Prieta earthquake, faulting or slumping?*, Geophys. Res. Lett. 18, 637-640.
- Mansinha, L. and Smylie, D.E. (1971). *The displacement fields of inclined faults*, Bulletin of the Seismological Society of America 61, 1433–1440.
- Martinez-Solares, J.M., Lopez-Arroyo, A. and Mezcua, J. (1979). *Isoseismal map of the 1755 Lisbon earthquake obtained from Spanish data*, Tectonophysics Vol. 56, No. 3, 301-313.
- Masson, D.G (1996). <u>Catastrophic collapse of the volcanic island of Hierro 15 ka ago and</u> <u>the history of landslides in the Canary Islands</u>, Geology Vol. 24, No. 3, 231-234.
- McCoy, F.W. and Heiken, G. (2000). *Tsunami generated by the Late Bronze age eruption of Thera (Santorini), Greece, Pure and Applied Geophysics 157, 1227-1256.*
- McKenzie, D.P. (1972). <u>Active tectonics of the Mediterranean region</u>, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 30, 109-185.
- Mercier, J.L. (1981). <u>Extensional-compressional tectonics associated with the Aegean Arc:</u> <u>comparison with the Andean Cordillera of south Peru-north Bolivia</u>, Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, 300, 337-355.
- Minoura, K., Imamura, F., Kuran, U., Nakamura, T., Papadopoulos, G.A., Takahashi, T. and Yalciner, A.C. (2000). *Discovery of Minoan tsunami deposits*, Geology Vol. 28, No. 1, 59-62.
- Moreira, V.S. (1985). *Seismotectonics of Portugal and its adjacent area in the Atlantic*, Tectonophysics 117, 85-96.
- Murty, T.S. (1977). Seismic Sea Waves Tsunamis, Bull. Fish. Res. Board Can. 198, 1-337.

- Murty, T.S. (2003). *<u>Tsunami wave height dependence on landslide volume</u>, Pure and Applied Geophysics 160, 2147–2153.*
- Musson, R.M.W. (2002). *Intensity and intensity scales*, In: Bormann, P. (ed.), *New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP)*, GFZ, Potsdam, Chapter 12, 1-20.
- Nanayama, F., Satake, K. and Shimokawa, K. (1998). Sedimentary characteristics of modern tsunami and storm deposits: examples from 1993 southwestern Hokkaido earthquake tsunami and 1959 Miyakojima typhoon, E.O.S. Transactions American Geophysical Union Vol. 79, No. 46, F614 (extended abstract).
- Nisbet, E.G. and Piper, D.J.W. (1998). *Giant submarine landslides*, Nature 392, 329-330.
- **Okal**, E.A. (2003). *Normal Modes Energetics for Far-field Tsunamis Generated by Dislocations and Landslides*, Pure and Applied Geophysics 160, 2189-2221.
- Okal, E.A. and Reymond, D. (2003). <u>The mechanism of the great Banda Sea earthquake of 01</u> <u>February 1938: applying the method of Preliminary Determination of Focal Mechanism</u> <u>to a historical event</u>, Earth and Planetary Science Letters 216, 1–15.
- Okal, E.A. and Synolakis, C.E. (2003). <u>A Theoretical Comparison of Tsunamis from Disloca-</u> tions and Landslides, Pure and Applied Geophysics 160, 2177-2188.
- Okal, E.A. and Synolakis, C.E. (2004). *Source discriminants for near-field tsunamis*, Geophys. J. Int. 158, 899–912.
- Okal, E.A., Plafker, G., Synolakis, C.E. and Borrero, J.C. (2003). <u>Near-field survey of the</u> <u>1946 Aleutian tsunami on Unimak and Sanak Islands</u>, Bulletin of the Seismological Society of America 93, 1226–1234.
- Okal, E.A., Synolakis, C.E., Uslu, B., Kalligeris, N. and Voukouvalas, E. (2009). *The 1956 earthquake and tsunami in Amorgos, Greece*, Geophys. J. Int. 178, 1533-1554.
- Paine, M.P. (1999). *Asteroid Impacts: the extra hazard due to tsunami*, Science of Tsunami Hazards, Vol. 17, No. 3, 155-166.
- Papadopoulos, G.A. (1989). *Seismic and volcanic activities and aseismic movements as plate motion components in the Aegean area*, Tectonophysics 167, 31-39.
- Papadopoulos, G.A. (1993a). On some exceptional seismic (?) sea-waves in the Greek Archipelago, Science of Tsunami Hazard 11, 25-34.
- Papadopoulos, G.A., (1993b). Seismic faulting and nonseismic tsunami generation in Greece, Proc. Internat. Tsunami Symposium, Kyoto Univ. Wakayama, August 1993, pp. 115– 122.
- Papadopoulos, G.A., (1996). New observations about the near-field effects of the 9 July 1956 South Aegean large tsunami, Europ. Seismol. Soc. XXV General Assembly, Sept. 9–14, 1996, Reykjavik, abstr.
- Papadopoulos, G.A. (1998). *A tsunami catalogue of the area of Greece and the adjacent seas*, Institute of Geodynamics, National Observatory of Athens, Publication Number 8, pp. 17.

- Papadopoulos, G.A. and Chalkis, B.J. (1984). *Tsunamis observed in Greece and the sur*rounding area from the antiquity up to the present times, Marine Geology 56, 309-317.
- Papadopoulos, G.A. and Dermentzopoulos, Th. (1998). <u>A tsunami risk management pilot</u> <u>study in Heraklion, Crete</u>, Natural Hazards 18, 91-118.
- Papadopoulos, G.A. and Pavlides, S.B. (1992). <u>The large 1956 earthquake in the South Ae-gean: Macroseismic field configuration, faulting and neotectonics of Amorgos Island</u>, Earth and Planetary Science Letters 113, 383-396.
- Papadopoulos, G.A. and Vassilopoulou, A. (1998). *Historical and archaeological evidence of earthquakes and tsunamis felt in the Kythira strait, Greece*, Institute of Geodynamics, National Observatory of Athens, Publication Number 9, pp. 25.
- Papadopoulos, G.A., Koutitas, Ch. and Dermentzopoulos, Th. (1995). GITEC Final Scientific Report (Chapter Six), In: Tinti, S. (Ed.), The Genesis and Impact of Tsunamis on the European Coasts, Final Scientific Report Submitted to DGXII-EU.
- Papazachos, B.G. (1988). Active tectonics in the Aegean and surrounding area, In: Bonnin et al. (eds.), Seismic Hazard in the Mediterranean Regions, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 301-331.
- Papazachos, B.C. and Comninakis, P.E. (1971). <u>Geophusical and tectonic features of the Aegean arc</u>, J. Geophys. Res. 76, 8517-8533.
- Papazachos, B.C. and Delibasis, N.D. (1969). <u>Tectonic stress field and seismic faulting in the</u> <u>area of Greece</u>, Tectonophysics 7, 231–255.
- Papazachos, B.C. and Dimitriou, P.P. (1991). *Tsunamis In and Near Greece and Their Relation to the Earthquake Focal Mechanisms*, Natural Hazards 4, 161-170.
- Papazachos, B.C. and Papazachou, C. (1997). *The Earthquakes of Greece*, Editions Ziti, pp. 304.
- Papazachos, B.C., Koutitas, Ch., Hatzidimitriou, P.M., Karacostas, B.G. and Papaoioannou, Ch. (1985). <u>Source and short distance propagation of the July 9th 1956 southern Aegean</u> <u>tsunami</u>, Marine Geology 65, 343-351.
- Papazachos, B.C., Koutitas, Ch., Hatzidimitriou, P.M., Karacostas, B.G. and Papaoioannou, Ch. A. (1986). *Tsunami hazard in Greece and the surrounding area*, Annales Geophysicae Vol. 4B, No. 1, 79-90.
- Pararas-Carayannis, G., (1992). *The tsunami generated from the eruption from the volcano of Santorini in the Bronze Age*, Natural Hazards 5, 115-123.
- Pareschi, M.T., Boschi, E., Mazzarini, F. and Favalli, M. (2006). <u>Large submarine landslides</u> <u>offshore Mount Etna</u>, Geophysical Research Letters 33, L13302.
- Pedersen, G., Gjevik, B., Harbitz, C.B., Dybesland, E., Johnsgard, H. and Langtangen, H.P. (1995a). *Tsunami case studies and model analysis: Final GITEC Report*, Reprint Series No. 4, Mechanics and Applied Mathematics, University of Oslo, pp. 23.
- Pedersen, G., Gjevik, B., Harbitz, C.B., Dybesland, E., Johnsgard, H. and Langtangen, H.P. (1995b). *GITEC Final Scientific Report (Chapter Nine)*, In: Tinti, S. (Ed.), *The Genesis*

and Impact of Tsunamis on the European Coasts, Final Scientific Report, General Directorate XII, European Union.

- Perissoratis, C. and Papadopoulos, G. (1999). <u>Sediment instability and slumping in the south-</u> <u>ern Aegean Sea and the case history of the 1956 tsunami</u>, Marine Geology 161, 287-305.
- Perissoratis, C., Mitropoulos, D. and Angelopoulos, I. (1984). <u>The role of earthquakes in in-</u> <u>ducing sediment mass movement in the Eastern Corinthiakos Gulf. An example from the</u> <u>February 24–March 4, 1981 activity</u>, Marine Geology 55, 35–45.
- Pinegina, T.K. and Bourgeois, J. (2001). *Historical and paleo-tsunami deposits on Kamchatka, Russia: long-term chronologies and long-distance correlations*, Natural Hazards and Earth System Sciences 1, 177–185.
- Pirazzoli, P.A., Ausseil-Badie, J., Giresse, P., Hadjidaki, E. and Arnold, M. (1992). <u>Historical</u> <u>environmental changes at Phalasarna Harbour, west Crete</u>, Geoarchaeology Vol. 7, No. 4, 371-392.
- **Reymond**, D. and Okal, E.A. (2000). <u>Preliminary determination of focal mechanisms from</u> <u>the inversion of spectral amplitudes of mantle waves</u>, Physics of the Earth and Planetary Interiors 121, 249–271.
- Ritsema, A.R. (1974). *Earthquake mechanisms of the Balkan region*, Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut 74, pp.97.
- Rothwell, R.G., Thomson, J. and Kähler, G. (1998). *Low-sea-level emplacement of a very large Late Pleistocene 'megaturbidite' in the western Mediterranean sea*, Nature 392, 377-380.
- Scordilis, E.M., Karakaisis, G.F., Karacostas, B.G., Panagiotopoulos, D.G. and Papazachos, B.C. (1985). *Evidence for transform faulting in the Ionian Sea: the Cefalonia island earthquake sequence of 1983*, Pageoph 123, 387-397.
- Simkin, T. and Fiske, R.S. (1983). *Krakatau 1883: the volcanic eruption and its effects*, Washington, DC: Smithsonian Institution Press.
- Shirokova, E.I. (1972). Napryazheniya i razryvy v ochagakh zemletryasenii Sredizemnomorskovo-Aziatskovo seismicheskovo poyasa, In: Balakina, L.M., Vvedenskaya, A.V., Golubeva, N.V., Misharina, L.A. and Shirokova, E.I. (eds.), Polye uprugikh napryazhenii zemli i mekhanizm ochagov zemletryasenii, pp. 112–148, Akad. Nauk SSSR, Moskva (in Russian).
- Smith, W.H.F. and Sandwell, D.T. (1997). *Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings*, Science 277, 1956–1962.
- Soloviev, S.L., (1990). *<u>Tsunamigenic zones in the Mediterranean Sea</u>*, Natural Hazards 3, 183-202.
- Soloviev, S.L., Solovieva, O.N., Go, Ch.N., Kim, Kh.S. and Shchetnikov, N.A. (2000). *Tsunamis in the Mediterranean Sea, 2000 B.C. 2000 A.D.*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 237.
- Stein, R.S., Barka, A.A. and Dieterich, J.H. (1997). *Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering*, Geophys. J. Int. 128, 594–604.

- Stiros, S.C., Marangou, L. and Arnold, M. (1994). <u>Quaternary uplift and tilting of Amorgos</u> <u>Island (southern Aegean) and the 1956 earthquake</u>, Earth and Planetary Science Letters 128, 65-76.
- Synolakis, C.E. (2003). *Tsunami and seiche*, In: Chen, W.F. and Scawthron, C. (eds.), *Earth-quake Engineering Handbook*, pp. 9–1–9–90, CRC Press, Boca Raton.
- Synolakis, C.E., Bardet, J.P., Borrero, J.C., Davies, H.L., Okal, E.A., Silver, E.A., Sweet, S. and Tappin, D.R. (2002a). <u>The slump origin of the 1998 Papua New Guinea Tsunami</u>, Proc. R. Soc. Lond. A 458, 763-789.
- Synolakis, C.E. and Bernard, E.N. (2006). *<u>Tsunami science before and after Boxing Day</u> <u>2004</u>, Philosophical Transactions of the Royal Society A 364, 2231-2265.*
- Synolakis, C.E., Bernard, E.N., Titov, V.V., Kânoğlu, U. and González, F.I. (2007). <u>Standards, criteria and procedures for NOAA evaluation of tsunami numerical models</u>, NOAA Tech. Memo. OAR PMEL-135, NTIS: PB2007–109601, NOAA Pac. Mar. Envir. Lab., Seattle, pp.56.
- Synolakis, C.E. and Okal, E.A. (2005). <u>1992–2002: perspective on a decade of post-tsunami</u> <u>surveys</u>, In: Satake, K. (ed.), *Tsunamis: Case Studies and* Recent *Developments*, Vol. 23: Adv. Natur. Technol. Hazards, pp. 1–30, Springer, Dordrecht.
- Synolakis, C.E., Yalçıner, A.C., Borrero, J.C. and Plafker, G. (2002b). Modeling of the November 3, 1994 Skagway, Alaska tsunami, In: Ewing, L. and Wallendorf, L. (eds.), Solutions to Coastal Disasters '02, pp. 915–927, Amer. Soc. Civil Eng., Reston, VA.
- Taymaz, T., Jackson, J. and McKenzie, D. (1991). <u>Active tectonics of the north and central</u> <u>Aegean Sea</u>, Geophys. J. Intl., 106, 433–490.
- Tinti, S, Baptista, M.A., Harbitz, C.B. and Maramai, A. (1999). *The unified catalogue of tsu-namis: a GITEC experience*, Proceedings of the International Conference on Tsunamis, Paris, 26th-28th May 1998, 84-99, Published by the European Commission Directorate General for Science, Research and Development.
- Tinti, S., Pagnoni, G. and Zaniboni, F. (2006). <u>The landslides and tsunamis of the 30th of De-</u> <u>cember 2002 in Stromboli analysed through numerical simulations</u>, Bull. Volcanol. 68, 462–479.
- Tinti, S. and Maramai, A. (1996). <u>Catalogue of tsunamis generated in Italy and in Côte d'</u> <u>Azur, France: a step towards a unified catalogue of tsunamis in Europe</u>, Annali Di geofisica 1996 December, XXXIX (N6), 1253-1299.
- Titov, V.V and Synolakis, C.E. (1997). *Extreme inundation flows during the Hokkaido-Nansei-Oki tsunami*, Geophys. Res. Lett. 24, 1315-1318.
- Titov, V.V. and Synolakis, C.E. (1998). *Numerical modeling of tidal wave runup*, Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering Vol.124, No.4, 157–171.
- Titov, V.V., Rabinovich, A.B., Mofjeld, H.O., Thomson, R.E. and González, F.I. (2005a). <u>The global reach of the 26 December 2004 Sumatra tsunami</u>, Science 309, 2045-2048.
- Titov, V.V., González, F.I., Bernard, E.N., Eble, M.C., Mofjeld, H.O., Newman, J.C. and Verturato, A.J. (2005b). *<u>Real-time tsunami forecasting: challenges and solutions</u>, Natural Hazards 35, 41-58.*

- **UNESCO/IOC** (2006). *<u>Tsunami Glossary</u>*, Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO, Information Document No. 1221, Paris, pp.40.
- Uslu, B. (2008). *Deterministic and probabilistic tsunami studies in California from near- and far-field sources*, Ph.D. thesis, University of Southern California, Los Angeles, pp.209.
- Ward, S.N. and Day, S. (2003). <u>*Ritter Island Volcano lateral collapse and the tsunami of 1888*</u>, Geophys. J. Int. 154, 891–902.
- Watts, P. (2000). *Tsunami features of solid block underwater landslides*, J. Watwy. Port Coast. Oc. Eng. 126, 144–152.
- Watts, P., Matsuyama, M. and Tappin, D.R. (2001). *Potential landslide tsunamis near Aitape*, *Papua New Guinea*, Proceedings of the ITS, Session 2, Number 2-11.
- Wysession, M.E., Okal, E.A. and Miller, K.L. (1991). *Intraplate seismicity of the Pacific Basin, 1913–1988*, Pure and Applied Geophysics 135, 261–359.
- Yalçiner, A.C., Altınok, Y. and Synolakis, C.E. (2000). <u>Tsunami waves in İzmit Bay</u>, Earthquake Spectra 16, 55–62.
- Yalçiner, A.C., Kuran, U., Akyarli, A. and Imamura, F. (1993). *An investigation on the propagation of tsunamis in the Aegean Sea by mathematical modeling*, In: Proceedings of the IUGG/IOC International Tsunami Symposium, Wakayama, Japan, pp.65-75.
- Yeh, H., Liu, P.L.F. and Synolakis, C.E. (1996). *Long-wave Runup Models*, World Scientific Publishing, Singapore, 403 pp.
- Yokoyama, I. (1987). <u>A scenario of the 1883 Krakatau tsunami</u>, Journal of Volcanology and Geothermal Research 34, 123-132.

Παράρτημα

(A**)**

Πίνακες και Σχήματα

Πίνακας Α1: Η τροποποιημένη κλίμακα Mercalli για τις εντάσεις των σεισμών. (Πηγή: Musson, 2002)

Ένταση	Περιγραφή
Ι	Καταγράφεται μόνο από σεισμικά όργανα.
II	Αισθητός από μερικούς ανθρώπους που βρίσκονται σε υψηλότερους ορόφους.
III	Αισθητός από λίγους ανθρώπους που βρίσκονται σε σπίτια.
IV	Αισθητός από πολλούς στα σπίτια και από λίγους στην ύπαιθρο. Κρότος παραθύρων και χτύπος τις πόρτες. Κάποιοι ξυπνούν ή καταφεύγουν στην ύπαιθρο.
V	Αισθητός από όλους στα σπίτια και στην ύπαιθρο. Τα ελεύθερα κρεμασμένα αντικείμενα αιωρούνται, ηχούν τα κουδούνια των ρολογιών και ανατρέπονται κάποια μικρά αντικείμενα. Πολλοί ξυπνούν ή καταφεύγουν στην ύπαιθρο.
VI	Ηχούν μικρές καμπάνες, ανατρέπονται πολλά μεγάλα αντικείμενα και πέφτουν λίγα κεραμίδια και καπνοδόχοι. Οι βλάβες είναι λίγες και σχετικά ελαφριές.
VII	Ηχούν μεγάλες καμπάνες, πέφτουν πολλά κεραμίδια και καπνοδόχοι και οι βλάβες είναι πολλές και μέτριες. Ορισμένες οικοδομές καταστρέφονται μερικώς.
VIII	Μερική καταστροφή σε ποσοστό >25% του συνολικού αριθμού των κανονικών οικοδομών. Ολική καταστροφή ορισμένων κτιρίων.
IX	Μερική καταστροφή σε ποσοστό >50% του συνολικού αριθμού των κανονικών οικοδομών. Ολική καταστροφή σε ποσοστό >25% του συνολικού αριθμού των κτιρίων.
X	Μερική καταστροφή όλων των κανονικών οικοδομών. Ολική καταστροφή σε ποσοστό >50% του συνολικού αριθμού των κτιρίων.
XI	Ολική καταστροφή όλων των κτιρίων.
XII	Κατάρρευση όλων των οικοδομών μέχρι τα θεμέλια.

Πίνακας Α2: Η τροποποιημένη κλίμακα των Sieberg-Ambraseys για τις εντάσεις των τσουνάμι. (Πηγή: Ambraseys, 1962)

Ένταση	Περιγραφή
Ι	Μη αισθητό. Κύμα τόσο αδύναμο που μπορεί να γίνει αισθητό μόνο από παλιρροιογράφους.
II	Αισθητό. Κύμα που παρατηρείται από αυτούς που ζουν κοντά στη θάλασσα. Γενικώς παρατηρείται μόνο σε πολύ επίπεδες ακτές.
Ш	Αισθητό. Γενικά παρατηρείται. Πλημμυρίζουν πλαγιές με ήπια κλίση. Τα σκάφη μετακινούνται ελαφρώς προς την ακτή. Μικρές καταστροφές στις κατασκευές που βρίσκονται κοντά στη θάλασσα.
IV	Δυνατό. Πλημμύρα στην ακτή σε μικρά βάθη. Καταστρέφονται τα αναχώματα, οι τάφροι και οι πρόχειρες κατασκευές κοντά στην ακτή. Οι στέρεες κατασκευές καταστρέφονται μερικώς. Μικρά σκάφη και πλοία μεταφέρονται στην ακτή. Οι ακτές πλημμυρίζουν με συντρίμματα.
v	Πολύ δυνατό. Γενική πλημμύρα της ακτής σε κάποια βάθη. Τα τοιχώματα της προκυμαίας και οι στέρεες κατασκευές κοντά στην ακτή καταστρέφονται. Πλημμυρίζουν πολλές καλλιεργήσιμες εκτάσεις γης και οι ακτές γεμίζουν με ζώα της θάλασσας. Με εξαίρεση τα μεγάλα πλοία, όλα τα είδη πλοίων μεταφέρονται στην ακτή ή έξω από τη θάλασσα. Μεγάλες παλίρροιες στις εκβολές των ποταμών. Καταστροφή των λιμενικών έργων. Άνθρωποι πνίγονται. Το κύμα συνοδεύεται από μεγάλο βουητό.
VI	Καταστροφικό. Μερική ή ολική καταστροφή των ανθρώπινων κατασκευών ακόμα και μακριά από την ακτή. Πλημμύρα της ακτής σε μεγάλα βάθη. Μεγάλα πλοία καταστρέφονται πλήρως. Δέντρα ξεριζώνονται ή σπάνε. Μεγάλος αριθμός θυμάτων.

Πίνακας Α3: Μερικοί από τους σημαντικότερους καταλόγους για τα τσουνάμι του ελλαδικού χώρου. (Πηγή: Dominey-Howes, 2002)

Author	Number of events	Year of first entry
Galanopoulos (1960)	40	479 BC *
Ambraseys (1962)	60	1410 ± 100 BC ¹
Antonopoulos (1980)	61	AD 62
Papadopoulos and Chalkis (1984)	86	1410 ± 100 BC ²
Soloviev (1990)	86	1380 BC ³
Papadopoulos (1998)	159	1628 BC ⁴

* Galanopoulos (1960) notes the probable occurrence of the Minoan tsunami of circa 1500 BC 5 but does not formally include this event in his catalogue. ^{1,2,3,4,5} Each of the respective authors provides a different date for the Minoan tsunami which is a

consequence of the variety of archaeological and radiometric dating results.

ID	VV	ММ	DD	hh	mm	22	Rel	Region	S	ub-regio	1	Short description			VEI	Run-	ТІ	Rel.	Rev
						33		cause	Lat.	Long.	Rel.	Ι	Μ	Н	V 121	up	••	TM	I.C.V.
1	1628						100	M1	Sout	h Aegean	Sea	La sc	arge wave	e in ean	6			3	Y
1	BC						100	VO	36,24	25,24	0				0		6		
6	373	Winter		Night			0	M1	West	Corinth	Gulf	De	structive	sea n				4	Y
0	BC	vv inter		Night			0	ER	38,12	22,18	5	9	6,6+	15-			5		
97	AD	02	06	13	45		60	M1	Ку	thira Stra	uit	Dam	aging wa Kythira	ave in		800		4	N
	1866	02		15				ER	36,12	23,24	27	7+	6+	n		800	4		
142	AD	07	00	03	11	40	30	M1	Sout	South Aegean Sea		Lar	Large destructive wave			1500		4	Y
142	1956	07	09	05	11	40	50	ER	36,38	25,58	11	9	7,5	n		1500	5	3	

Πίνακας Α4: Επιλεγμένες καταγραφές τσουνάμι στον ελλαδικό χώρο. (Πηγή: Papadopoulos, 1998)

For each event, the catalogue supplies the corresponding ID number, the time of occurrence (YY=year, MM=month, DD=day, hh=hour, mm=minute, ss=second), the reliability (Rel.) of the time of occurrence, the region (M1=Greek and adjacent regions), the genesis cause, the particular sub-region where the genesis cause is located (Lat. (N) and Long. (E) are the geographical co-ordinates, both in degrees and minutes, of the respective generative cause), the reliability (Rel.) of the location in minutes, a short description of the event, the intensity (I in MM), the surface-wave magnitude (M) and the focal depth (H in km, n=shallow event, I=intermediate-deep event) of the tsunamigenic earthquake (when the tsunami was due to an earthquake), the Volcanic Explosivity Index (VEI) of the tsunamigenic volcanic eruption (when the tsunami was due to an eruption), the maximum reported tsunami event (TM in the sunami intensity (TI in the Ambraseys-Sieberg (1962) scale), the reliability (Rel.) of the tsunami event, the magnitude of the tsunami event (TM in the Murty-Loomis scale) and, finally an indication showing whether the tsunami parameters were revised (Y) or not (N). For the reliability of the tsunami events a modified version of the tsunami reliability scale of Iida (1984) was adopted (0=very improbable tsunami, 1=improbable tsunami, 2=questionable tsunami, 3=probable tsunami)

Πίνακας Α5: Η επίσημη καταγραφή του κύριου σεισμού της 9^{ης} Ιουλίου 1956 σύμφωνα με το *National Geophysical Data Center*. (Πηγή: www.ngdc.noaa.gov)

Significant Earthquake

		Da	110			Farthauaka	Location		Earthquake Parameters										
		Du	ic			Lurinquake	Locution		Focal			Mag	nitud	e		MMI			
Year	Mo	Dy	Hr	Mn	Sec	Name	Latitude	Longitude	Depth	Mw	Ms	Mb	MI	Mfa	Unk	Int			
1956	7	9	3	11	39.0	GREECE: DODECANESE	36.900	26.000	20		7.8					9			

	Earthquake Effects											Total Effects (Earthquake and Tsunami, Volcano, etc.)												
Deat	ths	Missi	ing	Injuries		Damage		Houses Destroyed		Houses Damaged		Deaths		Missing		Injuries		Damage		Houses Destroyed		Houses Damaged		Photos
Num	De	Num	De	Num	De	\$Mill	De	Num	De	Num	De	Num	De	Num	De	Num	De	\$Mill	De	Num	De	Num	De	
53	2						3					56	2						3					

Comments for the Significant Earthquake

Aegean Sea, islands of Amorgos and Astypaiaia. A catastrophic earthquake occurred in Amorgos and was accompanied by tsunami. This earthquake was of the highest magnitude of the 20th century in Greece; it amounted to VIII-IX. 53 people were killed, 100 people were injured; 529 houses were destroyed completely and many houses were damaged.

The earthquake was accompanied by 400 aftershocks of magnitude Ms > 3.5. The focus of the earthquake stretching to the north - east was located in the comb - shaped Strait of Amorgos with maximum depth of 710 - 720 m that separates the Islands of Amorgos and Astypalaia. According to the calculations of the earthquake focal mechanism it occurred as the result of a pure strike-dip fault, oriented in a north - easterly direction.

On July 9, 1956 at 03:11:38 GMT a strong shallow earthquake occurred, with epicenter about 20 km south of the islands of Amorgos. This is considered as the strongest shallow earthquake occurred in Greece in this century. 53 people were killed, 100 injured. The main shock was followed 13 later by an aftershock of Ms=7.2 located about 5 km ENE of Santorini. This earthquake activity was associated with a very large tsunami 25 m height, observed in the southern coasts of Amorgos, and which affected all other central and southern Aegean islands and the northern coasts of Crete, where its heigh was 1-2 m. The tsunami source was located in the deepest part of the Strait of Amorgos. (reference #4139)

References for the Significant Earthquake

ID	Author	Year	Citation
45	U.S. Department of the Interior, Geological Survey and U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration	1928- 1986	United States Earthquakes, Annual publication, published 1928-1986. Volumes for 1928-1965 issued by the U.S. Coast and Geodetic Survey; volumes for 1966-1969 issued by the National Earthquake Information Center; volume for 1970 issued by the National Geophysical Data Center; volumes for 1971-1972 issued by the National Geophysical And Solar-Terrestrial Data Center; volumes for 1973-1980 published jointly by the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) and the U.S. Geological Survey; volumes for 1981-1986 published by the U.S. Geological Survey. [on shelf]
1003	Bath, Markus	1973	Introduction to Seismology, Halsted Press, 1978.
1040	Rothe, J.P.	1969	The Seismicity of the Earth 1953-1965, United National Educational, Scientific, and Cultural Organization (UNESCO), Paris, France, 312 pages plus maps.
2130	Soloviev, Sergey L., Olga N. Solovieva, Chan N. Go, Khen S. Kim, and Nikolay A. Shchetnikov	2000	Tsunamis in the Mediterranean Sea 2000 B.C2000 A.D., Advances in Natural and Technological Hazards Research, Volume 13, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, 237 p.
4139	Tsunami Risk and Strategies for the European region (TRANSFER) project	2009	Northeast Atlantic and Mediterranean Region Tsunami Catalogue (NEAMTWS), retrieved February 2009 from http://www.ioc-tsunami.org/index.php?option=com_content&task=view&id=282&Itemid=1102

Πίνακας Α6: Η επίσημη καταγραφή του μετασεισμού της 9^{ης} Ιουλίου 1956 σύμφωνα με το National Geophysical Data Center. (Πηγή: www.ngdc.noaa.gov)

Significant Earthquake

		Da	110			Farthauaka	Location			1	Earthg	juake	Para	imeters	5	
		Du	ic			Durinquane	Locunon		Focal			Mag	nitud	le		MMI
Year	Mo	Dy	Hr	Mn	Sec	Name	Latitude	Longitude	Depth	Mw	Ms	Mb	MI	Mfa	Unk	Int
1956	7	9	3	24		GREECE: AEGEAN SEA	36.800	25.200			6.8					

	Earthquake Effects												Total Effects (Earthquake and Tsunami, Volcano, etc.)											
Deat	ths	Missing		g Injur		Damage		Houses Destroyed		Houses Damaged		Deaths		Missing		Injuries		Damage		Houses Destroyed		Houses Damaged		Photos
Num	De	Num	De	Num	De	\$Mill	De	Num	De	Num	De	Num	De	Num	De	Num	De	\$Mill	De	Num	De	Num	De	

References for the Significant Earthquake

ID	Author	Year	Citation
2130	Soloviev, Sergey L., Olga N. Solovieva, Chan N. Go, Khen S. Kim, and Nikolay A. Shchetnikov	2000	Tsunamis in the Mediterranean Sea 2000 B.C2000 A.D., Advances in Natural and Technological Hazards Research, Volume 13, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, 237 p.
Πίνακας Α7: Η επίσημη καταγραφή του τσουνάμι της 9^{ης} Ιουλίου 1956 σύμφωνα με το National Geophysical Data Center. (Πηγή: www.ngdc.noaa.gov)

Tsunami Event

		ת	ate			Tsu	nami		Tsunami Source Location					Tsunam	i Para	meters		
		D	uic			С	iuse		Tsunum Source Locuton			Max	Num.		Magr	nitude		
Year	Mo	Dy	Hr	Mn	Sec	Val	Code	Country	Name	Latitude	Longitude	Water Height	of Run- ups	Depos its	Abe	lida	I su Int	Warn Status
1956	7	9	3	11	39.0	4	1	GREECE	AMORGOS ISLAND, AEGEAN ISLANDS	36.900	26.000	30.00	51	3		5.00	6.00	

					Tst	unami .	Effe	cts							Та	otal Efj	fects	(Tsun	ami d	and Sour	ce)			
Dea	ths	Missi	ing	Inju	ries	Dam	age	Hous Destro	es yed	Hous Dama	ses ged	Deat	ths	Missi	ing	Injur	ies	Dam	age	Hous Destro	ses oyed	Hous Dama	es ged	Photos
Num	De	Num	De	Num	De	\$Mill	De	Num	De	Num	De	Num	De	Num	De	Num	De	\$Mill	De	Num	De	Num	De	
3	1						2					56	2						3					

Tsunami Deposits

Citation	Event	Geologic Age	Earliest Year	Latest Year	Latitude	Longitude	Location Name	Country	Body of Water	Narrative Description	Setting During Event	Upper Contact	Lower Contact	Underlying Material	Overlying Material
Dominey- Howes & Cundy (2001)	1956 Aegean Sea Earthquake & Tsunami	Quaternar y	1956	1956	37.000	26.000	Astypala ea Island, Greece	GREECE	Mediterrane an Sea					imbricated, forminiferal	
Dominey- Howes et al (2000)	1956 Aegean Sea Earthquake & Tsunami	Quaternar y	1956	1956	37.000	26.000	Astypala ea Island, Greece	GREECE	Mediterrane an Sea					imbricated clasts, containing forams	

Perissoratis <u>&</u> Papadopoul os (1999)	1956 Aegean Sea Earthquake & Tsunami	Quaternar y	1956	1956	36.000	25.000	Amorgos Basin, Southern Aegean	GREECE	Mediterrane an Sea	tsunamiite / turbidites	deep sea basin	erosional	unconformab le on bassment	faulted, deformed, stratified sediments	deep ocean debris w/ slumping & creeping sectors
---	---	----------------	------	------	--------	--------	---	--------	-----------------------	----------------------------	-------------------	-----------	----------------------------------	--	--

Tsunami Runups

Addi		Tsunami Runup	Location	n					Tsunami Measure	Runu ments	р 5			Ts	sunam	ni Ri	unup I	Loca	tion E	ffec	ts	
Info	Country	Name	Latitude	Longitude	Distance from Source	Tra Ti	avel me	Max Water	Max Inundation	Туре	Per	1st Mtn	Deat	hs	Injur	ies	Dama	ige	Hou Destro	ses oyed	Hous Dama	es ged
						Hrs	Min	Height	Distance				Num	De	Num	De	\$Mill	De	Num	De	Num	De
*	GREECE	AMORGOS	36.82000	25.98000	9			30.00		1												
*	GREECE	ANTIPAROS ISLAND, CYCLADES	37.00000	25.00000	90																	
*	GREECE	ASTYPALAEA (ASTIPALAEA), CYCLADES	36.58000	26.33000	46																	
*	GREECE	ATTICA	38.08000	23.50000	257			.30														
*	GREECE	CRETE	35.17000	25.00000	212			4.00														
*	GREECE	CRETE ISLANDS, CYCLADES	35.50000	25.00000	180																	
*	GREECE	CYCLADES	37.00000	26.00000	11			15.40		1												
*	GREECE	ERMIONI	37.38000	23.25000	250			.90														
*	GREECE	FOLEGANDROS	37.38000	23.25000	250			7.90														
*	GREECE	HERAKLION, CYCLADES	35.30000	25.10000	195																	
*	GREECE	IKARIA ISLAND, CYCLADES	37.58000	26.17000	77																	
*	GREECE	IOS	36.70000	25.33000	64			3.00														
*	GREECE	KARPATHOS ISLAND, CYCLADES	35.67000	27.17000	172																	
*	GREECE	KASSOS	36.73000	25.28000	67			1.50														
*	GREECE	KATAPOLA, AMORGOS ISLAND, CYCLADES	36.82000	25.98000	9																	
*	GREECE	KIMOLOS	36.80000	24.58000	127			1.50														
*	GREECE	KOS	38.08000	23.50000	257			.90														
*	GREECE	KOS ISLAND, CYCLADES	36.83000	27.17000	104																	
*	GREECE	KYTHIRA	36.15000	22.98000	283			.90														

*	GREECE	LEROS	37.13000	26.83000	78		1.20									
*	GREECE	LIPSO ISLAND, CYCLADES	37.33000	26.75000	82											
*	GREECE	MILOS ISLAND, CYCLADES	36.73000	24.42000	142											
*	GREECE	N. COAST AMORGOS, CYCLADES	36.82000	25.98000	9		2.00									
*	GREECE	N. COAST ASTYPALAEA, CYCLADES	36.58000	26.33000	46		20.00		1							
*	GREECE	NAXOS	37.10000	25.38000	59		1.20									
*	GREECE	NISYROS	36.58300	27.16700	110		2.70									
*	GREECE	PAROS	37.10000	25.20000	74		1.50									
*	GREECE	PATMOS	37.33000	26.50000	65		4.00									
*	GREECE	PATMOS ISLAND, CYCLADES	37.33000	26.50000	65											
*	GREECE	PHOLEGANDROS, CYCLADES					10.00		1							
*	GREECE	PORTO-SCALA, ASTIPALAIA I., CYCLADE	37.33000	26.53000	67											
*	GREECE	POTHIA, KALYMNOS ISLAND, CYCLADES	36.95000	26.98300	88		2.50	1500.00	1		3	1		2		
*	GREECE GREECE	POTHIA, KALYMNOS ISLAND, CYCLADES REST OF ASTIPALAIA I., CYCLADES	36.95000 37.33000	26.98300 26.53000	88 67		2.50	1500.00	1		3	1		2		
* * *	GREECEGREECEGREECE	POTHIA, KALYMNOS ISLAND, CYCLADES REST OF ASTIPALAIA I., CYCLADES S. COAST AMORGOS, CYCLADES	36.95000 37.33000 36.82000	26.98300 26.53000 25.98000	88 67 9		2.50 25.00	1500.00	1		3	1		2		
* * *	GREECEGREECEGREECEGREECE	POTHIA, KALYMNOS ISLAND, CYCLADESREST OF ASTIPALAIA I., CYCLADESS. COAST AMORGOS, CYCLADESS. COAST ASTYPALAEA, CYCLADES	36.95000 37.33000 36.82000 36.58000	26.98300 26.53000 25.98000 26.33000	88 67 9 46		2.50 25.00 4.00	1500.00	1		3	1		2		
* * * * *	GREECEGREECEGREECEGREECEGREECE	POTHIA, KALYMNOS ISLAND, CYCLADESREST OF ASTIPALAIA I., CYCLADESS. COAST AMORGOS, CYCLADESS. COAST ASTYPALAEA, CYCLADESSAMOS	36.95000 37.33000 36.82000 36.58000 37.77000	26.98300 26.53000 25.98000 26.33000 26.97000	88 67 9 46 129		2.50 25.00 4.00 2.10	1500.00	1		3			2		
* * * *	GREECEGREECEGREECEGREECEGREECE	POTHIA, KALYMNOS ISLAND, CYCLADESREST OF ASTIPALAIA I., CYCLADESS. COAST AMORGOS, CYCLADESS. COAST ASTYPALAEA, CYCLADESSAMOSSERIFOS	36.95000 37.33000 36.82000 36.58000 37.77000 37.15000	26.98300 26.53000 25.98000 26.33000 26.97000 24.50000	88 67 9 46 129 136		2.50 25.00 4.00 2.10 .90	1500.00	1		3			2		
* * * * *	GREECEGREECEGREECEGREECEGREECEGREECE	POTHIA, KALYMNOS ISLAND, CYCLADESREST OF ASTIPALAIA I., CYCLADESS. COAST AMORGOS, CYCLADESS. COAST ASTYPALAEA, CYCLADESSAMOSSERIFOSSERIPHOS ISLAND, CYCLADES	36.95000 37.33000 36.82000 36.58000 37.77000 37.15000 37.17000	26.98300 26.53000 25.98000 26.33000 26.97000 24.50000 24.50000	88 67 9 46 129 136 137		2.50 25.00 4.00 2.10 .90	1500.00	1		3			2		
* * * * * *	GREECEGREECEGREECEGREECEGREECEGREECEGREECEGREECE	POTHIA, KALYMNOS ISLAND, CYCLADESREST OF ASTIPALAIA I., CYCLADESS. COAST AMORGOS, CYCLADESS. COAST ASTYPALAEA, CYCLADESSAMOSSERIFOSSERIPHOS ISLAND, CYCLADESSITIA, CYCLADES	36.95000 37.33000 36.82000 36.58000 37.77000 37.15000 37.17000 35.20000	26.98300 26.53000 25.98000 26.97000 24.50000 24.50000 26.12000	88 67 9 46 129 136 137 189		2.50 25.00 4.00 2.10 .90		1		3			2		
* * * * * *	GREECEGREECEGREECEGREECEGREECEGREECEGREECEGREECEGREECE	POTHIA, KALYMNOS ISLAND, CYCLADESREST OF ASTIPALAIA I., CYCLADESS. COAST AMORGOS, CYCLADESS. COAST ASTYPALAEA, CYCLADESSAMOSSERIFOSSERIPHOS ISLAND, CYCLADESSITIA, CYCLADESSKOPELOS	36.95000 37.33000 36.82000 36.58000 37.77000 37.15000 37.17000 35.20000 39.12000	26.98300 26.53000 26.33000 26.97000 24.50000 24.50000 26.12000 23.72000	88 67 9 46 129 136 137 189 318		2.50 25.00 4.00 2.10 .90 .90		1		3			2		
* * * * * * *	GREECEGREECEGREECEGREECEGREECEGREECEGREECEGREECEGREECEGREECE	POTHIA, KALYMNOS ISLAND, CYCLADESREST OF ASTIPALAIA I., CYCLADESS. COAST AMORGOS, CYCLADESS. COAST ASTYPALAEA, CYCLADESSAMOSSERIFOSSERIPHOS ISLAND, CYCLADESSITIA, CYCLADESSKOPELOSTILOS ISLAND, CYCLADES	36.95000 37.33000 36.82000 36.58000 37.77000 37.15000 37.17000 35.20000 39.12000 36.42000	26.98300 26.53000 25.98000 26.97000 24.50000 24.50000 26.12000 23.72000 27.42000	88 67 9 46 129 136 137 189 318 137		2.50 25.00 4.00 2.10 .90		1		3					
* * * * * * * * * * * *	GREECEGREECEGREECEGREECEGREECEGREECEGREECEGREECEGREECEGREECEGREECEGREECEGREECE	POTHIA, KALYMNOS ISLAND, CYCLADESREST OF ASTIPALAIA I., CYCLADESS. COAST AMORGOS, CYCLADESS. COAST ASTYPALAEA, CYCLADESSAMOSSERIFOSSERIPHOS ISLAND, CYCLADESSITIA, CYCLADESSKOPELOSTILOS ISLAND, CYCLADESTINOS	36.95000 37.33000 36.82000 36.58000 37.77000 37.15000 37.17000 35.20000 39.12000 36.42000 37.55000	26.98300 26.53000 26.33000 26.97000 24.50000 24.50000 26.12000 23.72000 27.42000 25.15000	88 67 9 46 129 136 137 189 318 137 104		2.50 25.00 4.00 2.10 .90 .90 .90 2.70		1		3					

Comments for the Tsunami Event

The tsunami caused the greatest damage on the Island of Kalymnos because the main settlements of the island were grouped on the shore facing the wave source. The sea in the town of Pothea at first receded, and then rushed onto the coast in the form of a large crest and flooded the town completely. The rise of water was 2.5m, but the pressure of the water current was very strong. The port constructions and houses within the 90 m wide coastal strip suffered significantly. Over 30 fishing boats and one large sailing boat were thrown out onto the dry land and smashed. The sea receded and rose three times during

the first hour. Various fragments and objects were carried 1.5 km deep onto the island; one person was lifted up by the wave and carried 1 km onto the dry land, **three people were drowned**; a large area of topsoil was washed away. (reference #2130)

References for the Tsunami Event

ID	Author	Year	Citation
14	Ambraseys, N.N.	1960	The seismic sea wave of July 9, 1956, in the Greek Archipelago. Journal of Geophysical Research, vol. 65, no. 4, p. 1257-1265. DOI:10.1029/JZ065i004p01257
15	Ambraseys, N.N.	1962	Data for the investigation of the seismic sea-waves in the eastern Mediterranean. Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 52, no. 4, p. 895-913.
20	Antonopoulos, J.	1979	Catalogue of tsunamis in the eastern Mediterranean from antiquity to present times. Annali Di Geofisica, vol. 32, p. 113-130.
29	Antonopoulos, J.	1980	Data from investigation on seismic sea waves events in the eastern Mediterranean from 1900 to 1980 A.D. Annali Di Geofisica, vol. 33, 1980, p. 231-248.
109	Galanopoulos, A.G.	1960	Tsunamis observed on the coasts of Greece from antiquity to present time. Annali Di Geofísica, vol. 8, no. 3-4, p. 369-386.
330	Papadopoulos, Gerassimos A., and B.J. Chalkis	1984	Tsunamis observed in Greece and the surrounding area from antiquity up to the present times. Marine Geology, Vol. 56, Issues 1-4, April 1984, p. 309-317.
2130	Soloviev, Sergey L., Olga N. Solovieva, Chan N. Go, Khen S. Kim, and Nikolay A. Shchetnikov	2000	Tsunamis in the Mediterranean Sea 2000 B.C2000 A.D., Advances in Natural and Technological Hazards Research, Volume 13, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, 237 p.
3806	Synolakis, C.E. and E.A. Okal	2005	1992-2002: Perspective on a decade of post-tsunami surveys. In: Tsunamis: Case Studies and Recent Developments (Kenji Satake, ed.), p. 1-29.
45	U.S. Department of the Interior, Geological Survey and U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration	1928- 1986	United States Earthquakes, Annual publication, published 1928-1986. Volumes for 1928-1965 issued by the U.S. Coast and Geodetic Survey; volumes for 1966-1969 issued by the National Earthquake Information Center; volume for 1970 issued by the National Geophysical Data Center; volumes for 1971-1972 issued by the National Geophysical And Solar-Terrestrial Data Center; volumes for 1973-1980 published jointly by the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) and the U.S. Geological Survey; volumes for 1981-1986 published by the U.S. Geological Survey. [on shelf]
3850	newspaper	1956	"Quake, Tidal Wave Hit Aegean; At Least 42 Dead in Greek Isles." New York Times, July 10, 1956.

Tsunami Event Validity	Tsunami Cause Code:	Maximum Water Height	Tsunami Magnitude (Abe):
Valid values: -1 to 4	Valid values: 0 to 11		Valid values: -5 to 10
Validity of the actual tsunami occurrence is indicated by a numerical rating of the reports of that event: 4 = definite tsunami 3 = probable tsunami 2 = questionable tsunami 1 = very doubtful tsunami 0 = event that only caused a seiche or disturbance in an inland river -1 = erroneous entry	The source of the tsunami: 0 = Unknown 1 = Earthquake 2 = Questionable Earthquake 3 = Earthquake and Landslide 4 = Volcano and Earthquake, and Landslide 5 = Volcano, Earthquake, and Landslide 6 = Volcano and Landslide 8 = Landslide 9 = Meteorological 10 = Explosion 11 = Astronomical Tide	The maximum water height above sea level in meters for this event. If the type of measurement of the runup was a: a) Tide Gauge - half of the maximum height (minus the normal tide) of a tsunami wave recorded at the coast by a tide gauge. b) Deep Ocean Gauge - half of the maximum height (minus the normal tide) of a tsunami wave recorded in the open ocean by a seafloor bottom pressure recording system. c) Runup Height - the maximum elevation the wave reaches at the maximum inundation.	Abe defined two different tsunami magnitude amplitudes. His first tsunami magnitude (1979) is: Mt = logH + B where H is the maximum single crest or trough amplitude of the tsunami waves (in meters) and B a constant. The second definition (1981) is: Mt = logH + alogR + D where R is the distance in km from the earthquake epicenter to the tide station along the shortest oceanic path, and a and D are constants.
Tsunami Magnitude (Iida):	Tsunami Intensity:	Warning Status:	Description of Deaths from the Tsunami:
Valid values: -5 to 10	Valid values: -5 to 10	Valid values: -1 to 4	Valid values: 0 to 4
Tsunami magnitude (M) is defined by Iida and others (1967) as $M = \log_2 h$, where "h" is the maximum runup height of the wave.	Tsunami intensity is defined by Soloviev and Go (1974) as $I = log_2(2^{1/2} * h)$, where "h" is the maximum runup height of the wave.	Warning Status of the Tsunami: -1=Status unknown 0=no warning issued 1=PTW - Pacific-wide Tsunami Warning issued by PTWC 2=RTW - Regional Tsunami Warning issued by PTWC for areas having no TWS 3=LTW - Local Tsunami Warning issued by regional or national TWC 4=TIB - Tsunami Information or Attention Bulletin issued by any agency	When a description was found in the historical literature instead of an actual number of deaths, this value was coded and listed in the Deaths De column. If the actual number of deaths was listed, a descriptor was also added for search purposes. 0 = None 1 = Few (~1 to 50 deaths) 2 = Some (~51 to 100 deaths) 3 = Many (~101 to 1000 deaths) 4 = Very Many (~1001 or more deaths)
Description of Injuries from the Tsunami:	Description of Damage from the Tsunami:	Description of Houses Destroyed by the Tsunami:	Description of Houses Damaged by the Tsunami:
Valid values: 0 to 4	Valid values: 0 to 4	Valid values: 0 to 4	Valid values: 0 to 4
When a description was found in the historical literature instead of an actual number of injuries, this value was coded and listed in the Injuries De column. If the actual number of injuries was listed, a descriptor was also added for search purposes. 0 = None 1 = Few (~1 to 50 injuries) 2 = Some(~51 to 100 injuries) 3 = Many (~101 to 1000 injuries) 4 = Very Many (~1001 or more injuries)	For those events not offering a monetary evaluation of damage, the following five-level scale was used to classify damage (1990 dollars) and was listed in the Damage De column. If the actual dollar amount of damage was listed, a descriptor was also added for search purposes. 0 = NONE = LIMITED (roughly corresponding to less than \$1 million) 2 = MODERATE (~\$1 to \$5 million) 3 = SEVERE (~\$5 to \$24 million) 4 = EXTREME (-\$25 million or more) When possible, a rough estimate was made of the dollar amount of damage to the description provided, in order to choose the damage category. In many cases, only a single descriptive term was available. These terms were converted to the damage categories based upon the authors apparent use of the term elsewhere. In the absence of other information, LIMITED is considered synonymous with slight, minor, and light, SEVERE as synonymous with catastrophic. Note: The descriptive terms relate approximately to current dollar values.	For those events not offering an exact number of houses destroyed, the following four-level scale was used to classify the destruction and was listed in the Houses Destroyed De column. If the actual number of houses destroyed was listed, a descriptor was also added for search purposes. 0 = None 1 = Few (~1 to 50 houses) 2 = Some (~51 to 100 houses) 3 = Many (~101 to 1000 houses) 4 = Very Many (~1001 or more houses)	For those events not offering an exact number of houses damaged, the following four-level scale was used to classify the damage and was listed in the Houses Damaged De column. If the actual number of houses damaged was listed, a descriptor was also added for search purposes. 0 = None 1 = Few (~1 to 50 houses) 2 = Some (~51 to 100 houses) 3 = Many (~101 to 1000 houses) 4 = Very Many (~1001 or more houses)

Πίνακας A8: Η επίσημη καταγραφή του τσουνάμι που προκλήθηκε από τον μετασεισμό της 9^{ης} Ιουλίου 1956 σύμφωνα με το *National Geophysical Data Center*. (Πηγή: www.ngdc.noaa.gov)

Tsunami Event

		ת	ate			Tsu	nami		Tsunami Source Location					Tsunam	i Para	meters		
		D	uic			Ci	iuse		Tsunum Source Locuton			Max	Num.	Deres	Mag	nitude	T	
Year	Mo	Dy	Hr	Mn	Sec	Val	Code	Country	Name	Latitude	Longitude	Water Height	of Run- ups	Depos its	Abe	Iida	Isu Int	warn Status
1956	7	9	3	24		3	1	GREECE	AMORGOS ISLAND, AEGEAN ISLANDS	36.800	25.500	10.00	1					

					Tsı	ınami .	Effe	cts							Та	otal Eff	fects	(Tsun	ami d	and Sour	ce)			
Dea	ths	Miss	ing	Inju	ries	Dam	age	Hous Destro	ses yed	Hous Dama	ses ged	Deat	ths	Missi	ing	Injur	ies	Dama	age	Hous Destro	ses oyed	Hous Dama	es ged	Photos
Num	De	Num	De	Num	De	\$Mill	De	Num	De	Num	De	Num	De	Num	De	Num	De	\$Mill	De	Num	De	Num	De	

Tsunami Runups

Addi		<u>,</u>	Tsunami Rui	nup Location					Tsunami . Measure	Runu ments	р 5			Ts	sunan	ni Ri	unup L	oca	tion E	ffect	ts	
Info	Country	Name	Latitude	Longitude	Distance from Source	Tr: Ti	avel me	Max Water	Max Inundation	Туре	Per	1st Mtn	Deat	ths	Inju	ries	Dama	ge	Hous Destro	ses oyed	Hous Dama	ses iged
					nom source	Hrs	Min	Height	Distance			IVICII	Num	De	Num	De	\$Mill	De	Num	De	Num	De
*	GREECE	FOLEGANDROS	37.38000	23.25000	210			10.00		1												

Comments for the Tsunami Event

An aftershock of the Amorgos earthquake took place. There is an assumption that it caused the local tsunami on the Island of Folegrandos located to the west of the main tsunami source behind the Islands of Ios and Sikinos, where the rise of water amounted to 10 m (it could be that this resulted precisely from the focusing of the main tsunami). (reference #2130)

References for the Tsunami Event

ID	Author	Year	Citation
2130	Soloviev, Sergey L., Olga N. Solovieva, Chan N. Go, Khen S. Kim, and Nikolay A. Shchetnikov	2000	Tsunamis in the Mediterranean Sea 2000 B.C2000 A.D., Advances in Natural and Technological Hazards Research, Volume 13, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, 237 p.



Ημεροβίγλι



Ναός Ανάστασης, Ημεροβίγλι



Ναός Μαλτέζας, Ημεροβίγλι



Ναός Ανάστασης, Ημεροβίγλι



Ναός Μαλτέζας, Ημεροβίγλι



Τυπικές καταστροφές



Φηρά



Φηρά



Προσπάθειες διάσωσης



Προσπάθειες διάσωσης



Φηρά

Δείγμα αντισεισμικής υπόσκαφης κατοικίας στην Οία

Σχήμα A1: Φωτογραφίες αρχείου από το χτύπημα του Εγκέλαδου στην Σαντορίνη, την 9^η Ιουλίου 1956. (Πηγή:www.santorini.gr)



Το πρωτοσέλιδο της εφημερίδας 'Η Καθημερινή' την 11^η Ιουλίου 1956. (Πηγή: αρχείο της Βιβλιοθήκης του Ιδρύματος της Ευαγγελιστρίας στην Τήνο)



'Ocala Star Banner' (ΗΠΑ) 'Spokane Daily Chronicle' (ΗΠΑ) 'Milwaukee Sentinel'(ΗΠΑ) (Πηγή: www.kallistorwntas.blogspot.com)

Σχήμα A2: Οι αναφορές του ελληνικού και ξένου τύπου στον καταστροφικό σεισμό της Σαντορίνης την 9^η Ιουλίου 1956.

(B)

Ακρωνύμια και συντμήσεις

BCIS	Bureau Central International de Séismologie
DART	Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis
ETAs	Estimated Tsunami Arrival times
GEOSS	Global Earth Observing System of Systems
GITEC	Genesis and Impacts of Tsunamis on the European Coasts
GITEC-TWO	Genesis and Impacts of Tsunamis on the European Coasts-Tsunami Warning and Observation
GLOSS	Global Sea-Level Observing System
GOOS	Global Ocean Observing System
GTS/WMO	Global Telecommunications System of the World Meteorological Organization
ICG	Intergovernmental Coordinating Group
ICG/CARIBE-EWS	Intergovernmental Coordinating Group for Tsunami and other Coastal Hazards Warning System for the Caribbean and Adjacent Regions
ICG/IOTWS	Intergovernmental Coordinating Group for the Indian Ocean Tsunami Warning and Mitigation System
ICG/ITSU	Intergovernmental Coordinating Group for the International Tsunami Warning System in the Pacific
ICG/NEAMTWS	Intergovernmental Coordinating Group for the Tsunami Early Warning and Mitigation System in the North-Eastern Atlantic, the Mediterranean and Connected Seas
ICG/PTWS	Intergovernmental Coordinating Group for the Pacific Tsunami Warning and Mitigation System
ICG/TNC	Intergovernmental Coordinating Group/Tsunami National Contact
ICG/TWFP	Intergovernmental Coordinating Group/Tsunami Warning Focal Point
IOC	Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO
ISS	International Seismological Summary
ITIC	International Tsunami Information Center
IUGG	International Union of Geodesy and Geophysics
JMA	Japan Meteorological Agency
NGDC	National Geophysical Data Center

NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration (United States Department of Commerce)
NTHMP	National Tsunami Hazard Mitigation Programme
PDFM	Preliminary Determination of Focal Mechanism
РТWС	Pacific Tsunami Warning Center
PTWS	Pacific Tsunami Warning and Mitigation System
RWW	Regional Expanding Tsunami Watch/Warning Bulletin
SIFT	Short-term Inundation Forecasting for Tsunamis
TBB	Tsunami Bulletin Board
ТС	Tsunami Commission
TIB	Tsunami Information Bulletin
TRP	Tsunami Responce Plan
TWC	Tsunami Warning Center
UNESCO	United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization
WC/ATWC	West Coast/Alaska Tsunami Warning Center
WDC	World Data Center