

Διπλωματική (Πτυχιακή) Εργασία με Θέμα:
Θαλάσσια σεισμικά (ή σεισμογενή) κύματα στο χώρο του Αιγαίου
και ο ρόλος της παράκτιας γεωμορφολογίας



Λέκκα Μαρία Α.Ε.Μ. 3419
Σαμαρίνα Καλιόπη Α.Ε.Μ. 3306

Επιβλέποντες καθηγητές:
Σπ. Παυλίδης
Κ. Βουβαλίδης

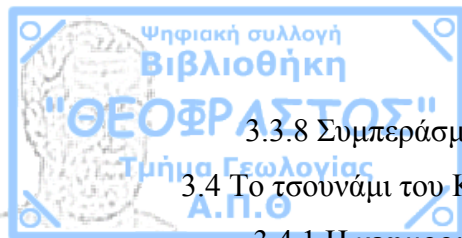
Θεσσαλονίκη, 2008



Ευχαριστίες

Στα πλαίσια της πτυχιακής εργασίας που μας ανατέθηκε κατά τη διάρκεια της φοίτησης μας στο τμήμα Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, θέλουμε να ευχαριστήσουμε τους επιβλέποντες καθηγητές μας, κύριο Σπυρίδων Παυλίδη και κύριο Κωνσταντίνο Βουβαλίδη, για την πολύτιμη βοήθεια και την καθοδήγησή τους κατά την εκπόνηση της εργασίας μας. Ευχαριστίες θα θέλαμε να εκφράσουμε και στους καθηγητές κύριο Νικόλαο Παλυβό και κύριο Andrew Cundy για τη βοήθεια και τις συμβουλές που μας παρείχαν. Επιπλέον θα θέλαμε να ευχαριστήσουμε τους γονείς μας, που μας στήριζαν σε όλη τη διάρκεια των σπουδών μας και χάρη σε αυτούς καταφέραμε να φτάσουμε ως εδώ.

1.1 Εισαγωγή.....	4
1.2 Τσουνάμι ή θαλάσσιο σεισμικό κύμα.....	4
1.3.1 Τσουνάμι που παράγεται από το σεισμό.....	5
1.3.2 Τσουνάμι που παράγεται από καθίζηση του εδάφους, από ηφαιστειακές εκρήξεις και κοσμική σύγκρουση.....	6
1.4 Διαφορά μεταξύ του τσουνάμι και άλλων κυμάτων ύδατος.....	8
1.5 Χαρακτηριστικά των κυμάτων τσουνάμι.....	9
1.6 Ταξινόμηση.....	13
1.7 Επικινδυνότητα τσουνάμι στον Ελληνικό χώρο.....	16
1.8 Συστήματα προειδοποίησης - πρόληψης τσουνάμι στην Ελλάδα.....	17
1.9 Συμπεράσματα.....	18
 2. Ιστορική αναδρομή.....	 20
2.1 Εισαγωγή.....	20
2.2 Τσουνάμι στον ευρύτερο Ελλαδικό χώρο από την αρχαιότητα μέχρι σήμερα.....	71
 3. Γεωμορφολογία και θραύση κύματος.....	 74
3.1 Εισαγωγή.....	74
3.2 Το τσουνάμι της Ελίκης.....	76
3.2.2 Αναγνώριση παλαιοσεισμικού γεγονότος με γεωλογικά κριτήρια.....	80
3.2.3 Συμπεράσματα.....	82
3.3 Το τσουνάμι της Αμοργού το 1956.....	83
3.3.1 Εισαγωγή.....	83
3.3.2 Παράμετροι της σεισμικής ακολουθίας του 1956.....	84
3.3.3 Πληροφορίες για τον σεισμό.....	86
3.3.4 Το μακροσεισμικό πεδίο.....	88
3.3.5 Η ζώνη διάρρηξης του σεισμού	93
3.3.6 Νεοτεκτονική και σεισμοτεκτονική της Αμοργού.....	94
3.3.7 Απόθεση ιζήματος στην Αστυπάλαια από το τσουνάμι του 1956.....	100



3.3.8 Συμπεράσματα.....	103
3.4 Το τσουνάμι του Κορινθιακού Κόλπου.....	106
3.4.1 Η γεωμορφολογία του Κορινθιακού Κόλπου.....	106
3.4.2 Αίτια γένεσης τσουνάμι στον Κορινθιακό Κόλπο.....	107
3.4.3 Το τσουνάμι της 7 ^{ης} Φεβρουαρίου 1963.....	110
3.4.4 Αποτελέσματα του κύματος.....	111
3.4.5 Αίτια γένεσης του κύματος.....	116
Γενική Βιβλιογραφία.....	121

1.1 Εισαγωγή

Μετά τις εκδηλώσεις κυμάτων τσουνάμι παγκοσμίως, τα οποία προκάλεσαν εκτεταμένες καταστροφές και μεγάλο αριθμό ανθρώπινων απωλειών, αναζωπυρώθηκε το παγκόσμιο ενδιαφέρον για αυτού του είδους τις φυσικές καταστροφές. Στην ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας, έχει παρατηρηθεί ένας αξιοσημείωτος αριθμός τσουνάμι από την αρχαιότητα μέχρι τους πρόσφατους χρόνους, και πολλά από αυτά ήταν ιδιαίτερα καταστροφικά. Η επίδραση των κυμάτων τσουνάμι στις παράκτιες περιοχές αποτελεί έναν υπαρκτό και πολύ σημαντικό κίνδυνο. Αυτή η εργασία περιγράφει περιεκτικά τη φύση και τη διαδικασία των τσουνάμι, περιλαμβάνει κατάλογο τσουνάμι που έχουν πλήξει τον ευρύτερο Ελληνικό χώρο καθώς και τον τρόπο με τον οποίο κάποια ιδιαίτερα καταστροφικά τσουνάμι έπληξαν τις ελληνικές ακτές σε σχέση με τη γεωμορφολογία των ακτών αυτών. Αν και η παρούσα εργασία είναι κυρίως βιβλιογραφική, έγινε προσπάθεια να συγκεντρωθούν και δημοσιεύτα στοιχεία από Έλληνες και ξένους ερευνητές για την επίδραση των τσουνάμι σε παράκτιες περιοχές, για αποθέσεις άμμου και τη σχέση του μορφοανάγλυφου με την κίνηση του κύματος. Σκοπός της παρούσας εργασίας, είναι να παρουσιάσει όσο γίνεται σφαιρικά το θέμα των θαλασσίων σεισμικών κυμάτων τσουνάμι, κάτι που δεν υπάρχει στην ελληνική βιβλιογραφία, να αναφερθεί στον ελληνικό χώρο και να δώσει έμφαση στην επίδραση του κύματος στην παράκτια γεωμορφολογία.

1.2 Τσουνάμι ή θαλάσσιο σεισμικό κύμα

Το τσουνάμι είναι ένα φυσικό φαινόμενο που αποτελείται από σειρές κυμάτων που γεννήθηκαν όταν το νερό σε μια λίμνη ή στη θάλασσα μετακινήθηκε ταχύτατα σε μεγάλη κλίμακα.

Σεισμοί, ολισθήσεις εδάφους, ηφαιστειακές εκρήξεις και οι συνέπειες εξωτερικών σωμάτων όπως πτώσεις μετεωριτών, μπορούν να προκαλέσουν τσουνάμι, τα οποία ταχύτατα και βίαια κατακλύζουν τις ακτές, προκαλώντας τεράστιες καταστροφές σε περιουσίες, ατυχήματα και απώλειες ζωών.

Ο όρος τσουνάμι προέρχεται από την ιαπωνική γλώσσα, από τις λέξεις ("tsu", 津) και ("nami", 波) που στα ελληνικά θα μεταφράζονταν σαν "κύμα του λιμανιού".

Ο όρος χρησιμοποιήθηκε από ψαράδες οι οποίοι γυρνώντας στο λιμάνι βρήκαν την περιοχή γύρω από αυτό κατεστραμμένη, παρ' όλο που δεν είχαν αντιληφθεί κανένα

κύμα στο ανοιχτό πέλαγος. Ένα τσουνάμι δεν διακρίνεται στον ανοιχτό ωκεανό. Απλώς έχει πολύ μικρότερο εύρος (ύψος κύματος) και για το λόγο αυτό διατρέχει τη θάλασσα χωρίς να γίνει αντιληπτό, σχηματίζοντας μόνο μικρές ανωμαλίες στον ωκεανό.

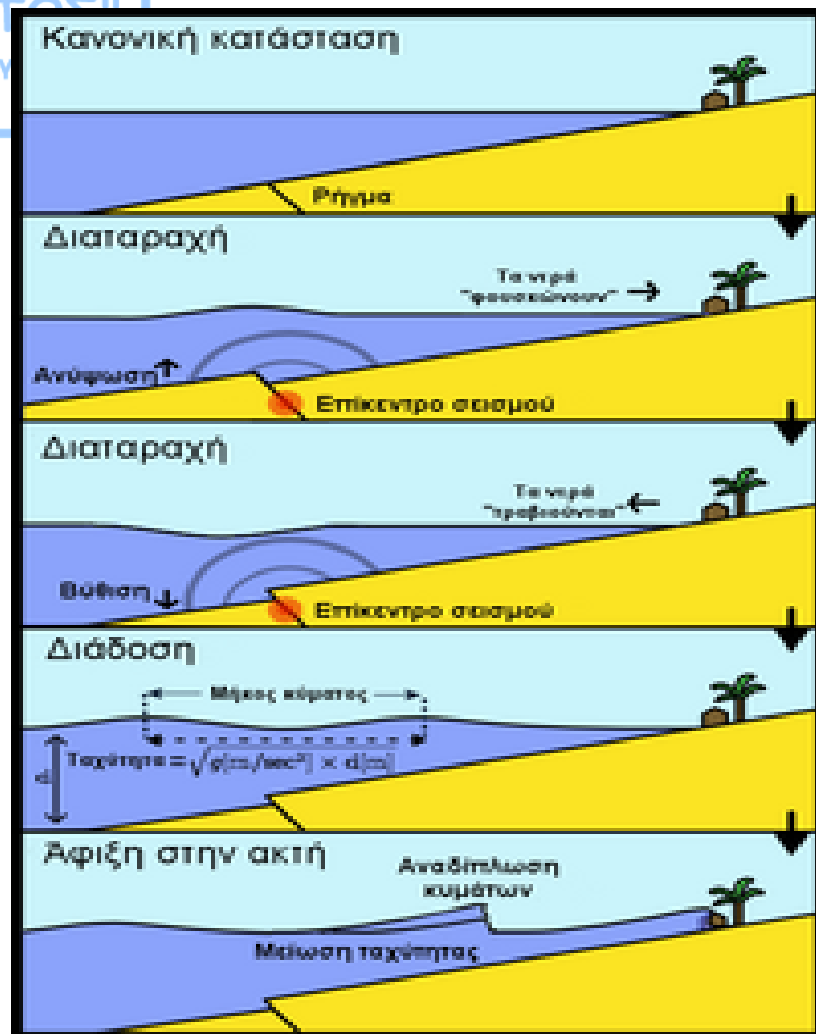
Τα τσουνάμι παλαιότερα αναφέρονταν ως παλirroϊκά κύματα επειδή καθώς πλησιάζουν την ξηρά παίρνουν τα χαρακτηριστικά μιας βίαιης εισβολής παλίρροιας, παρά ένα είδος κορυφο-κυμάτων που διαμορφώνονται από τη δράση του ανέμου επάνω στον ωκεανό (με τα οποία οι άνθρωποι είναι πιο εξοικειωμένοι). Εντούτοις, δεδομένου ότι δεν συσχετίζονται πραγματικά με τις παλίρροιας, ο όρος θεωρείται λανθασμένος και η χρήση του εξαλείφθηκε από τους ωκεανογράφους.

Τα τσουνάμι είναι θαλάσσια κύματα, ο χώρος γένεσης των οποίων εντοπίζεται στο θαλάσσιο χώρο κοντά στις εστίες ισχυρών επιφανειακών σεισμών και οφείλονται στην κατακόρυφη μετατόπιση του πυθμένα της θάλασσας κατά τη γένεση ενός τέτοιου σεισμού. Σε γενικές γραμμές είναι σπάνια φαινόμενα (δεν προκαλούν όλοι οι σεισμοί τσουνάμι).

1.3.1 Τσουνάμι που παράγεται από το σεισμό

Τσουνάμι μπορεί να δημιουργηθεί όταν ο πυθμένας της θάλασσας παραμορφώνεται απότομα και μετατοπίζεται κάθετα το επικαλυπτόμενο ύδωρ. Οι τεκτονικοί σεισμοί είναι ένα ιδιαίτερο είδος σεισμών που συνδέονται με την παραμόρφωση του φλοιού της γης. Όταν αυτοί οι σεισμοί εμφανίζονται υποθαλάσσια, το νερό επάνω από τη παραμορφωμένη περιοχή εκτρέπεται από τη θέση ισορροπίας του. Κύματα σχηματίζονται, καθώς η εκτοπιζόμενη θαλάσσια μάζα που ενεργεί κάτω από την επίδραση της βαρύτητας, τείνει να ανακτήσει την ισορροπία. Όταν μεγάλες περιοχές του πυθμένα της θάλασσας ανυψώνονται ή κατακρημνίζονται, ένα τσουνάμι μπορεί να δημιουργηθεί.

Μεγάλες κάθετες μετακινήσεις του γήινου φλοιού μπορεί να εμφανιστούν στα όρια των πλακών. Οι πλάκες που αλληλεπιδρούν κατά μήκος αυτών των ορίων ονομάζονται ρήγματα. Γύρω από τα περιθώρια του Ειρηνικού ωκεανού, παραδείγματος χάριν, πυκνότερες ωκεάνιες πλάκες ολισθαίνουν κάτω από ηπειρωτικές πλάκες σε μια διαδικασία γνωστή ως υποβύθιση (subduction). Οι σεισμοί στην περιοχή που λαμβάνει χώρα η υποβύθιση είναι ιδιαίτερα αποτελεσματικοί στην παραγωγή των τσουνάμι.



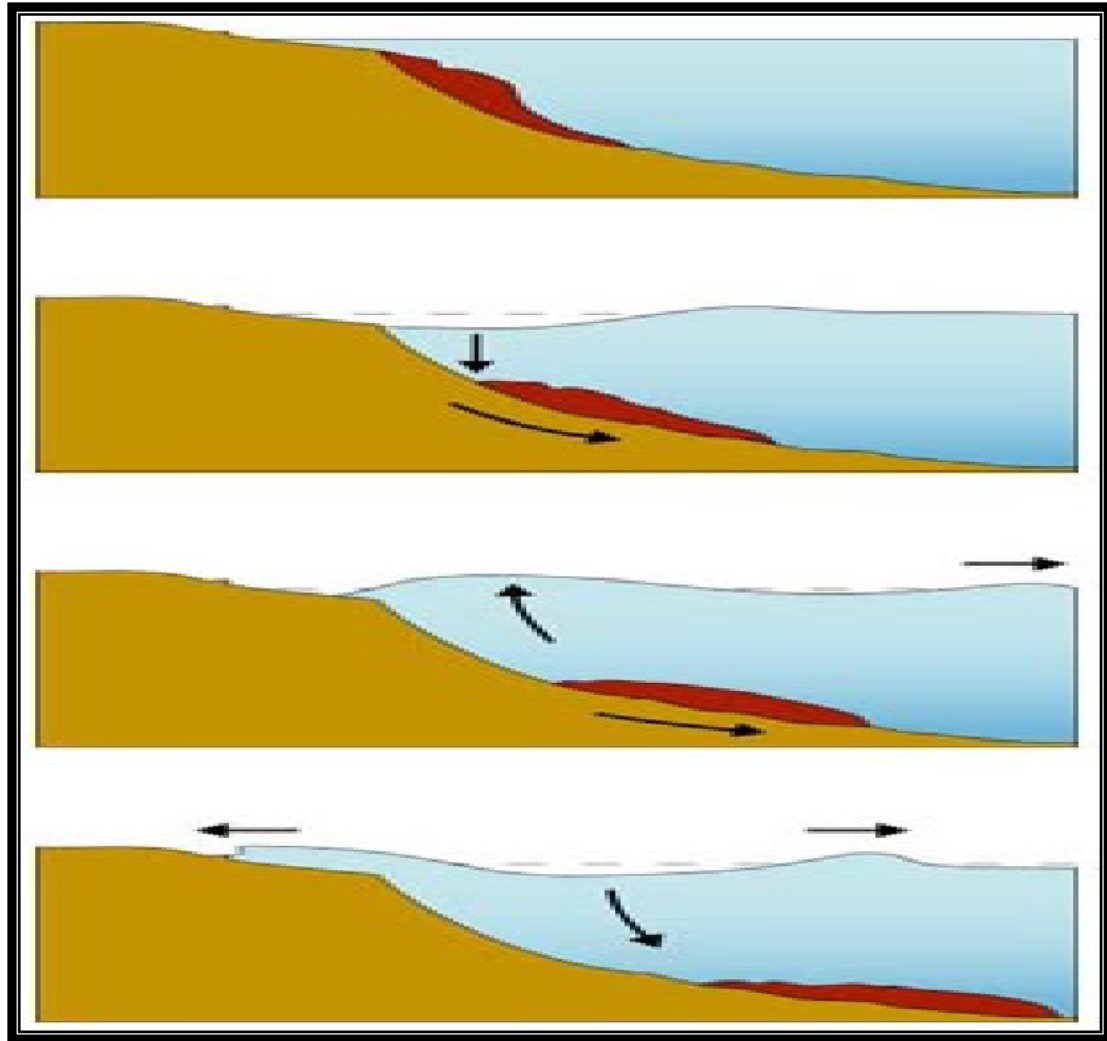
Σχήμα 1.1: Θαλάσσιο σεισμικό κύμα που δημιουργείται από σεισμό.

([http:// library.thinkquest.org](http://library.thinkquest.org))

1.3.2 Τσουνάμι που παράγεται από καθίζηση του εδάφους, από ηφαιστειακές εκρήξεις και κοσμική σύγκρουση

Ένα τσουνάμι μπορεί να παραχθεί από οποιαδήποτε διαταραχή που μετατοπίζει μια μεγάλη μάζα ύδατος από τη θέση ισορροπίας της. Στην περίπτωση των παραγόμενων από σεισμούς tsunamí, η υδάτινη στήλη διαταράσσεται από την άνοδο ή την καθίζηση του πυθμένα της θάλασσας. Υποθαλάσσιες καθιζήσεις εδάφους, που συνοδεύουν συχνά τους μεγάλους σεισμούς, όπως και τις καταρρεύσεις των ηφαιστειακών οικοδομημάτων, μπορούν επίσης να ενοχλήσουν την επικαλυπτόμενη υδάτινη στήλη καθώς ιζήματα και καταπτώσεις βράχων της κατωφέρειας ανακατανέμονται κατά μήκος του ωκεάνιου πυθμένα. Υποθαλάσσιες κατολισθήσεις μπορεί να σχετίζονται με μακροχρόνια συσσώρευση ιζημάτων στον

πυθμένα των ωκεανών. Τα συσσωρευμένα ιζήματα μπορεί να διαταραχθούν από ρεύματα, τεκτονικές κινήσεις, από μεγάλης κλίμακας βροχοπτώσεις, χιονοπτώσεις και πλημμύρες ποταμών. Η υποθαλάσσια κατολίσθηση του πυθμένα, έχει ως αποτέλεσμα την κατακόρυφη μετατόπιση της υδάτινης μάζας πάνω από το σημείο της κατολίσθησης, που οδηγεί στην δημιουργία τσουνάμι.



Σχήμα 1.2: Εκδήλωση τσουνάμι που οφείλεται σε υποθαλάσσια κατολίσθηση.

(<http://www.soest.hawaii.edu/tsunami/tsugen.htm>)

Ομοίως, μια βίαιη υποθαλάσσια ηφαιστειακή έκρηξη μπορεί να δημιουργήσει μια οστική δύναμη που ανυψώνει την υδάτινη στήλη και παράγει τσουνάμι. Κατά την πραγματοποίηση μιας υποθαλάσσιας ηφαιστειακής έκρηξης απελευθερώνονται αέρια που διανύουν την υδάτινη στήλη έως ότου καταλήξουν στην επιφάνεια και

προκαλέσουν τοπικά ανύψωση της στάθμης του νερού. Η ενέργεια που βρίσκεται συγκεντρωμένη στα αέρια μετατρέπεται σε κινητική ενέργεια του νερού η οποία συμβάλλει στην δημιουργία κύματος τσουνάμι. (Levin, 2005).



Φωτογραφία : Επίδραση κοσμικού σώματος (μετεωρίτη) στη γη.

(<http://outdoors.webshots.com/album/914925>)

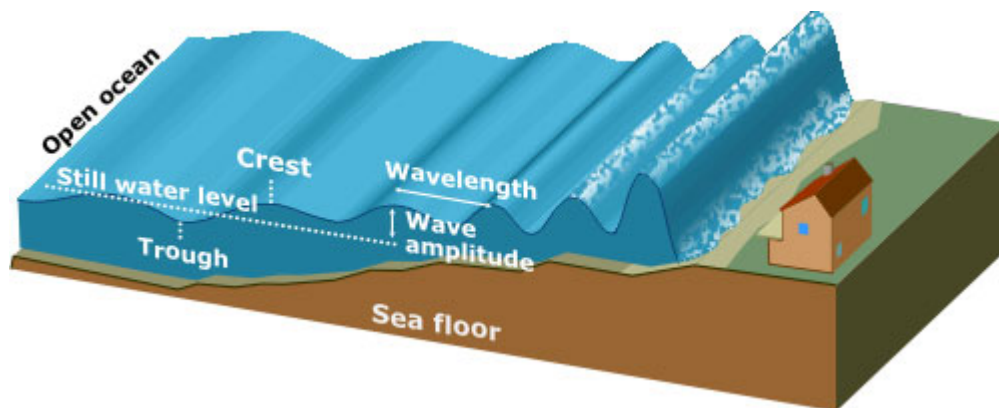
Αντιθέτως, υπερωκεάνιες καθιζήσεις εδάφους και επιδράσεις κοσμικών σωμάτων διαταράσσουν το ύδωρ από ψηλά, και η ορμή από την πτώση των συντριμμιών μεταφέρεται στο νερό στο οποίο πέφτουν τα συντρίμια. Γενικά, τσουνάμι που παράγονται από αυτούς τους μηχανισμούς, αντίθετα από τα Ειρηνικού-τύπου τσουνάμι προκαλούμενα από σεισμούς, διαλύονται γρήγορα και έχουν σπάνια επιπτώσεις στις ακτές που είναι απομακρυσμένες από την περιοχή της πηγής. Στις νοτιοανατολικές ακτές της Μαδαγασκάρης έχουν εντοπισθεί μερικοί αμμόλοφοι πριονωτού σχήματος με εντυπωσιακές διαστάσεις (chevron) και ένας τεράστιος υποθαλάσσιος κρατήρας, διαμέτρου 25 χιλιομέτρων. Μια διεθνής ομάδα επιστημόνων θεωρεί ότι τα chevron και ο κρατήρας δημιουργήθηκαν από την πτώση ενός μεγάλου αστεροειδούς ή μετεωρίτη στον Ινδικό Ωκεανό το 2800 π.Χ. Η σύγκρουση του αστεροειδούς με την επιφάνεια της θάλασσας προκάλεσε ένα μέγα-τσουνάμι ύψους 200 μέτρων, δηλαδή 13 φορές μεγαλύτερο από αυτό που κατέστρεψε τις ακτές της Ινδονησίας πριν από δύο χρόνια.

1.4 Διαφορά μεταξύ του τσουνάμι και άλλων κυμάτων ύδατος

Τα τσουνάμι είναι διαφορετικά από τα παραγόμενα κύματα από τους ανέμους, τα οποία πολύ από εμάς μπορεί να έχουμε παρατηρήσει σε μια λίμνη ή σε μια παραλία,

για αυτό δεν χαρακτηρίζονται ως αβαθή κύματα ύδατος. Έχουν μεγάλες περιόδους και ύψη κυμάτων. Ο από τον αέρα παραγόμενος υδάτινος όγκος που κάποιος βλέπει σε μια παραλία της Καλιφόρνιας, παραδείγματος χάριν, γεννημένος από μια θύελλα έξω στον Ειρηνικό και με ρυθμικό κύλισμα προς τα μέσα, ένα κύμα μετά από άλλο, μπορεί να έχει μια περίοδο περίπου 10 δευτερολέπτων και ένα μήκος κυμάτων 150 m. Ένα τσουνάμι αφ' ετέρου, μπορεί να έχει ένα μήκος κύματος παραπάνω από 100 km και περίοδο περί τη μία ώρα. Ως αποτέλεσμα των μεγάλων μηκών κυμάτων τους, τα τσουνάμι συμπεριφέρονται ως αβαθή κύματα ύδατος. Ένα κύμα γίνεται ένα αβαθές υδάτινο κύμα όταν η αναλογία μεταξύ του βάθους ύδατος και το μήκος κύματος είναι πολύ μικρή. Αβαθή κύματα ύδατος κινούνται με μια ταχύτητα που είναι ίση με την τετραγωνική ρίζα του προϊόντος της επιτάχυνσης της βαρύτητας και του βάθους ύδατος – ας δούμε τι σημαίνει αυτό:

Στον ειρηνικό ωκεανό, όπου το χαρακτηριστικό βάθος ύδατος είναι περίπου 4000 m, ένα τσουνάμι ταξιδεύει σε περίπου 200 m / sec, ή πάνω από 700 km / h. Επειδή το ποσοστό στο οποίο ένα κύμα χάνει την ενέργειά του συσχετίζεται αντιστρόφως με το μήκος κυμάτων του, τα τσουνάμι όχι μόνο διαδίδονται με υψηλές ταχύτητες, μπορούν επίσης να ταξιδέψουν μεγάλες, υπερωκεάνιες αποστάσεις με περιορισμένες ενεργειακές απώλειες.



Σχήμα 1.3: Συμπεριφορά του τσουνάμι στον ανοιχτό ωκεανό και πλησιάζοντας την ακτή (<http://www.ew.gov.nz>).

1.5 Χαρακτηριστικά των κυμάτων τσουνάμι

Τσουνάμι συμπεριφέρονται πολύ διαφορετικά από τα χαρακτηριστικά επιφανειακά κύματα, διαδίδονται με υψηλές ταχύτητες και μπορούν να ταξιδέψουν μεγάλες

υπερωκεάνιες αποστάσεις με λίγη ενεργειακή απώλεια. Ένα τσουνάμι μπορεί να προκαλέσει ζημιές χιλιάδες χιλιόμετρα από τον τύπο προέλευσής του (αυτά αποκαλούνται μερικές φορές "τηλε-τσουνάμι"), έτσι μπορούν να υπάρξουν αρκετές ώρες μεταξύ της δημιουργίας του και του αντίκτυπού του σε μια ακτή.

Στην ανοικτή θάλασσα, τα τσουνάμι έχουν εξαιρετικά μεγάλες περιόδους (ο χρόνος για την επόμενη κορυφή κυμάτων να περάσει ένα σημείο μετά από την προηγούμενη), από λεπτά έως ώρες, και μεγάλα μήκη κυμάτων μέχρι αρκετά εκατοντάδες χιλιόμετρα (συγκρινόμενα με τα χαρακτηριστικά ανεμογενή κύματα που κανείς βλέπει σε μια παραλία, τα οποία μπορεί να γεννηθούν από μια μακρινή θύελλα και με ρυθμικό κύλισμα προς τα μέσα, ένα κύμα μετά από άλλο, με μια περίοδο περίπου 10 δευτερολέπτων και ένα μήκος κύματος 150 m). Το πραγματικό ύψος ενός κύματος τσουνάμι στην ανοικτή θάλασσα είναι συχνά λιγότερο από ένα μέτρο. Αυτό είναι συχνά σχεδόν απαρατήρητο από τους ανθρώπους στα σκάφη. Η ενέργεια ενός τσουνάμι περνά μέσω των υδάτινων στηλών με βάθη 4000 m ή περισσότερα, αντίθετα από τα επιφανειακά κύματα, τα οποία χαρακτηριστικά φθάνουν μόνο στα 10 m ή κάπου τόσο. Το κύμα ταξιδεύει πέρα από τον ωκεανό με ταχύτητες από 500 έως 1000 km/h, έτσι τα δεύτερα ή τρίτα κύματα μπορούν να φθάσουν τουλάχιστον μετά από μια ώρα.

Η ταχύτητα αυτών των κυμάτων υπολογίζεται από την σχέση $V = \sqrt{g \cdot h}$, όπου g η ένταση της βαρύτητας και h το βάθος του νερού.

Η ενέργεια, E_t , ενός τέτοιου κύματος εξαρτάται από το μέγεθος του σεισμού στον οποίο οφείλεται αυτό και δίνεται από την σχέση του Iida (1961):

$$\log E_t = 10,3 + 1,5 M.$$

Η ενέργεια αυτή είναι κατά μέσο όρο ίση με το 1/10 της ενέργειας του σεισμού που προκάλεσε το κύμα.

Η μέση περίοδος, T_m , του θαλασσίου κύματος βαρύτητας εξαρτάται επίσης από το μέγεθος του σεισμού και δίνεται (Hatori 1969) από τη σχέση:

$$\log T_m = 2,97 + 0,057 M.$$

Όταν το τσουνάμι πλησιάσει τις ακτές η τριβή του, με τον όλο και πιο αβαθή βυθό, προκαλεί μείωση της ταχύτητας του. Η περίοδος όμως του κύματος παραμένει σταθερή και άρα το μήκος κύματος μειώνεται, ενώ αυξάνει το πλάτος (το ύψος) του κύματος. Γι' αυτό και κοντά στις παράκτιες στεριές το νερό φθάνει ακόμα και σε ύψος 35 μέτρων μέσα σε 10-15 λεπτά. Τα νερά της ηπειρωτικής κρηπίδας αρχίζουν να ταλαντώνονται και μεταξύ 3 έως 5 τέτοιων μεγάλων ταλαντώσεων

δημιουργούνται οι περισσότερες καταστροφές. Οι ταλαντώσεις σταματούν μετά από μερικές μέρες.

Τα τσουνάμι ανακλώνται και διαθλώνται από το ανάγλυφο του παράκτιου βυθού και τις παράκτιες γεωμορφές, σαν όλα τα κύματα. Αν η άφιξη ενός τέτοιου κύματος αντιστοιχεί σε μια κοιλία τότε το νερό υποχωρεί και αποκαλύπτεται ο βυθός.

Τα τσουνάμι έχουν μεγάλη διαβρωτική δυνατότητα, απογυμνώνοντας τις παραλίες της άμμου που μπορεί να είχε πάρει χρόνια να συσσωρευτούν και την παράκτια βλάστηση. Μπορούν να ταξιδεύουν αντίθετα στο ρεύμα ποταμών και χειμάρρων και να εισβάλουν από τις εκβολές τους στο εσωτερικό μιας χώρας πλήττοντας έτσι όχι μόνο την παράκτια περιοχή, αλλά και τα μεσόγεια .

Ικανά να κατακλύσουν, ή να πλημμυρίσουν, εκατοντάδες μέτρα εσωτερικά πέρα από την χαρακτηριστική υψηλή στάθμη ύδατος, το τσουνάμι μπορεί να συντρίψει σπίτια και άλλες παράκτιες δομές.

Μεγάλα αντικείμενα όπως σκάφη και ογκόλιθοι μπορεί να μεταφερθούν αρκετά μίλια εσωτερικά προτού να υποχωρήσει το τσουνάμι.

Τα τσουνάμι διαδίδονται εξωτερικά από την πηγή τους, έτσι ακτές στη "σκιά" των επηρεασθέντων μαζών εδάφους είναι συνήθως αρκετά ασφαλείς. Εντούτοις, τα κύματα τσουνάμι μπορούν να πάθουν περίθλαση γύρω από τις μάζες εδάφους. Δεν χρειάζονται επίσης να είναι συμμετρικά, τα τσουνάμι μπορούν να είναι πολύ ισχυρότερα σε μια κατεύθυνση από άλλη, ανάλογα με τη φύση της πηγής και την περιβάλλουσα γεωμορφολογία.

Τοπικές γεωγραφικές ιδιαιτερότητες μπορεί να οδηγήσουν σε συντονισμό ή σχηματισμό στάσιμων κυμάτων, τα όποια μπορεί να ενισχύσουν τη χερσαία ζημία.

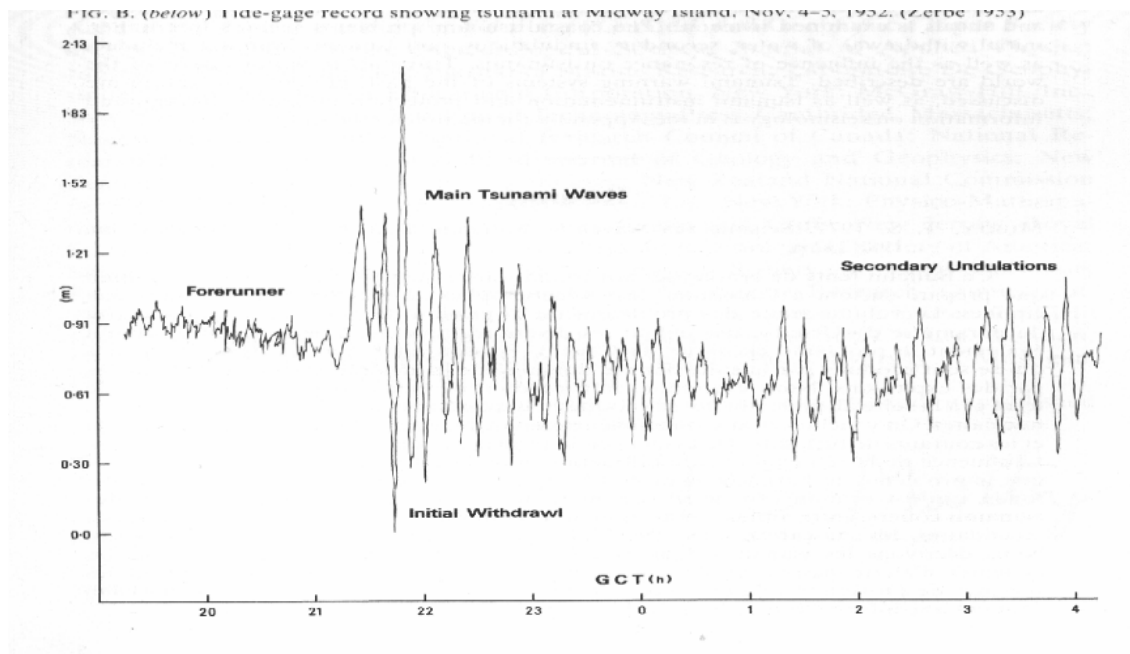
Το ονόμασαν και «μοναχικό οδεύον κύμα» μεγάλης ενέργειας ή «σολιτόνιο κύμα». Στην πράξη όμως είναι δύσκολο να συναντήσει κανείς τις τέλειες ιδιότητες ενός μαθηματικού σολιτονίου. Στις φυσικές εφαρμογές χρησιμοποιούμε τον όρο ημισολιτόνιο για να περιγράψουμε μοναχικά κύματα με μεγάλο χρόνο ζωής και ικανοποιητική αντοχή στις μεταξύ τους αλληλεπιδράσεις και τις εξωτερικές διαταραχές.

Τα τσουνάμι περιγράφονται όπως και τα υπόλοιπα κύματα που εξετάζει η γεωφυσική, έχουν χρόνους γένεσης, διαδρομής και άφιξης.

Συνήθως για την ταυτοποίηση ενός τσουνάμι αναφέρονται ο σεισμός που το προκάλεσε (ημερομηνία, συντεταγμένες epicέντρου, μέγεθος του σεισμού), η περιοχή

της τσουναμογόνου πηγής, η μέγιστη ένταση του τσουνάμι κατά Ambraseys K_0 και το μέγιστο ύψος του κύματος όπου αυτό παρατηρήθηκε.

Ακόμη μπορεί να αναφέρεται και η ένταση K_i σε απόσταση Δ από την τσουναμογόνο πηγή.



Σχήμα 1.4: Καταγραφή τσουνάμι από παλιρροιογράφο στο Midway Island, 4-5 Νοεμβρίου, 1952 (Zerbe 1955).

1.6 Ταξινόμηση:

Τα τσουνάμι ταξινομήθηκαν σε μια εξάβαθμη κλίμακα εντάσεων από τον August Sieberg (1929), που τροποποιήθηκε από τον Nicholas Ambraseys το 1962.

Κλίμακα έντασης του Sieberg τροποποιημένη από τον Ambraseys (1962).

Ένταση	Ύψος Κυμάτων (m)	Περιγραφή Τσουνάμι	Συχνότητα εμφάνισης
I	0,5	Πολύ ασθενές Μικρά κύματα	
II	1	Ασθενές. Τα κύματα γίνονται αισθητά από τους ανθρώπους που κατοικούν κοντά στη θάλασσα.	ένα κάθε τέσσερις μήνες
III	2	Μάλλον ισχυρό. Είναι γενικά αισθητά. Πλημμύρα στις ελαφρά κεκλιμένες ακτές. Ελαφρά σκάφη παρασύρονται μακριά από την ακτή. Ελαφρές ζημιές σε πρόχειρες κατασκευές κοντά στην ακτή. Αναστροφή της ροής των υδάτων στις εκβολές των ποταμών.	ένα κάθε 8 μήνες
IV	4	Ισχυρό. Πλημμύρα της ακτής. Ολική καταστροφή αναχωμάτων και προσχωμάτων καθώς και πρόχειρων κατασκευών κοντά στην ακτή. Μικρές ζημιές σε σταθερές κατασκευές κοντά στην ακτή. Μεγάλα σκάφη ή και μικρά πλοία παρασύρονται είτε μέσα στη θάλασσα είτε προς τη ξηρά. Οι ακτές γεμίζουν με φερτά υλικά.	ένα κάθε χρόνο
V	8	Πολύ ισχυρό. Γενική πλημμύρα της ακτής. Καταστροφές στις προκυμαίες και στις άλλες καλά κατασκευασμένες παράκτιες κατασκευές. Οι ελαφρές παράκτιες κατασκευές καταστρέφονται ολοσχερώς. Η ξηρά κατακλύζεται από αντικείμενα της πλημμύρας, ψάρια και άλλους θαλάσσιους οργανισμούς. Με εξαίρεση τα μεγάλα πλοία, όλα τα σκάφη παρασύρονται είτε μέσα στη θάλασσα είτε στην ξηρά. Τα λιμενικά έργα καταστρέφονται. Θάνατοι από πνιγμό.	ένα κάθε τρία χρόνια
≥ VI	16	Καταστροφικό. Μερική ή ολική καταστροφή όλων των ανθρωπογενών κατασκευών σε μεγάλες αποστάσεις από τη ακτή. Πλημμύρα των ακτών. Μεγάλα πλοία καταστρέφονται. Δέντρα ξεριζώνονται ή σπάνε από τα κύματα.	ένα κάθε δέκα χρόνια

Σήμερα αυτή η κλίμακα είναι για τους επιστήμονες πάρα πολύ ανακριβής και μια κλίμακα 12-βαθμης έντασης προτάθηκε το 2001 από τον Γεράσιμο Παπαδόπουλο και τον Fumihiko Imamura.

I. Μη αισθητό.

II. Μόλις και μετά βίας αισθητό.

- α. Αισθητό από λίγους ανθρώπους στα μικρά πλοία. Μη παρατηρηθέν στην ακτή.
- β. Καμία επίδραση.
- γ. Καμία ζημία.

III. Ασθενές.

- α. Αισθητό από τους περισσότερους ανθρώπους στα μικρά πλοία. Παρατηρηθέν από μερικούς ανθρώπους στην ακτή.
- β. Καμία επίδραση.
- γ. Καμία ζημία.

IV. Κατά ένα μεγάλο μέρος παρατηρηθέν.

- α. Αισθητό από όλους στα μικρά πλοία και από λίγους ανθρώπους επί των μεγάλων σκαφών. Παρατηρηθέν από τους περισσότερους ανθρώπους στην ακτή.
- β. Λίγα μικρά σκάφη κινούνται ελαφρώς στη χέρσο.
- γ. Καμία ζημία.

V. Δυνατό. (ύψος κυμάτων 1 m)

- α. Αισθητό από όλους στα μεγάλα πλοία και παρατηρηθέν από όλους στην ακτή. Λίγοι άνθρωποι φοβούνται και τρέχουν σε ψηλότερο έδαφος.
- β. Πολλά μικρά σκάφη κινούνται έντονα στη στεριά, λίγα από αυτά συγκρούονται μεταξύ τους ή ανατρέπονται. Ίχνη στρώματος άμμου αφήνονται πίσω στο έδαφος με ευνοϊκές περιστάσεις. Περιορισμένη πλημμύρα του καλλιεργημένου εδάφους.
- γ. Περιορισμένη πλημμύρα στις υπαίθριες εγκαταστάσεις (όπως κήποι) δομών κοντά στις ακτές.

VI. Ελαφρώς ζημιογόνο. (2 m)

- α. Πολλοί άνθρωποι φοβούνται και τρέχουν σε ψηλότερο έδαφος.
- β. Τα περισσότερα μικρά σκάφη κινούνται βίαια στη στεριά, συγκρούονται έντονα το ένα στο άλλο ή ανατρέπονται.
- γ. Ζημία και πλημμύρα σε μερικές ξύλινες δομές. Τα περισσότερα τεκτονικά κτήρια αντιστέκονται.

VII. Ζημιογόνο. (4 m)

- α. Πολλοί άνθρωποι φοβούνται και προσπαθούν να τρέξουν σε ψηλότερο έδαφος. β. Πολλά μικρά σκάφη παθαίνουν βλάβες. Λίγα μεγάλα σκάφη ταλαντεύονται βίαια. Αντικείμενα διάφορων μεγεθών και σταθερότητας ανατρέπονται και παρασύρονται. Στρώμα άμμου και συσσωρεύσεις χαλικιών αφήνονται πίσω. Λίγες υδατοκαλλιέργειες ξεπλένονται μακριά.
- γ. Πολλές ξύλινες δομές παθαίνουν βλάβες, λίγες κατεδαφίζονται ή ξεπλένονται μακριά. Ζημιές πρώτου βαθμού και πλημμύρες σε μερικά τεκτονικά κτήρια.

VIII. Βαριά ζημιογόνο. (4 m)

- α. Όλοι οι άνθρωποι διαφεύγουν σε ψηλότερο έδαφος, μερικοί παρασύρονται.
- β. Τα περισσότερα από τα μικρά σκάφη έχουν πάθει βλάβες, πολλά ξεπλένονται μακριά. Λίγα μεγάλα σκάφη κινούνται στην ξηρά ή συγκρούονται το ένα με το άλλο. Μεγάλα αντικείμενα παρασύρονται μακριά. Διάβρωση και ρύπανση της παραλίας. Εκτενής πλημμύρα. Μικρή ζημία στα τσουναμο-ελεγχόμενα δάση **και κλίσεις στάσεων**. Πολλές υδατοκαλλιέργειες ξεπλένονται μακριά, λίγες ζημιώνονται μερικώς.
- γ. Οι περισσότερες ξύλινες δομές ξεπλένονται μακριά ή κατεδαφίζονται. Ζημία δεύτερου βαθμού σε μερικά τεκτονικά κτήρια. Τα περισσότερα ενισχυμένα -συμπαγή κτήρια αντιστέκονται στη καταστροφή, μερικά έχουν ζημιές πρώτου βαθμού και παρατηρείται πλημμύρα.

IX. Καταστρεπτικό. (8 m)

- α. Πολλοί άνθρωποι παρασύρονται μακριά.
- β. Τα περισσότερα μικρά σκάφη καταστρέφονται και ξεπλένονται μακριά. Πολλά μεγάλα σκάφη κινούνται βίαια στην ξηρά, λίγα καταστρέφονται. Εκτενής διάβρωση και ρύπανση της παραλίας. Τοπική καθίζηση του εδάφους. Μερική καταστροφή στα τσουναμο-ελεγχόμενα δάση και κλίσεις στάσεων. Οι περισσότερες υδατοκαλλιέργειες ξεπλένονται μακριά, πολλές μερικώς κατεστραμμένες.
- γ. Ζημία τρίτου βαθμού σε πολλά τεκτονικά κτήρια, λίγα ενισχυμένα -συμπαγή κτήρια πάσχουν από ζημία δευτέρου βαθμού.

X. Πολύ καταστρεπτικό. (8 m)

- α. Γενικός πανικός. Οι περισσότεροι άνθρωποι παρασύρονται μακριά.

β. Τα περισσότερα μεγάλα σκάφη κινούνται βίαια στην ξηρά, πολλά καταστρέφονται ή συγκρούονται με κτήρια. Μικροί λίθοι από τον πυθμένα της θάλασσας κινούνται στο έδαφος. Αυτοκίνητα αναποδογυρίζουν και παρασύρονται. Διαρροές πετρελαίου, έναρξη πυρκαγιών. Εκτενής καθίζηση του εδάφους.

γ. Ζημιά τέταρτου βαθμού σε πολλά τεκτονικά κτήρια, λίγα ενισχυμένα -συμπαγή κτήρια πάσχουν από ζημιά τρίτου βαθμού. Κατάρρευση τεχνητών αναχωμάτων, ζημιές στους κυματοθραύστες των λιμένων.

XI. Ερημωτικό. (16 m)

α. Γενικός πανικός. Οι περισσότεροι άνθρωποι παρασύρονται μακριά.

β. Σανίδες σωτηρίας διακόπτονται. Εκτενείς πυρκαγιές. Παλινδρομικά κύματα νερού παρασύρουν αυτοκίνητα και άλλα αντικείμενα στη θάλασσα. Μεγάλοι λίθοι από τον πυθμένα της θάλασσας κινούνται εσωτερικά.

γ. Ζημιά πέμπτου βαθμού σε πολλά τεκτονικά κτήρια. Λίγα ενισχυμένα -συμπαγή κτήρια πάσχουν από ζημιά τέταρτου βαθμού, πολλά πάσχουν από ζημιά τρίτου βαθμού.

XII. Εντελώς ερημωτικό. (32 m)

α. Γενικός πανικός. Οι περισσότεροι άνθρωποι παρασύρονται μακριά.

β. Σανίδες σωτηρίας διακόπτονται. Εκτενείς πυρκαγιές. Παλινδρομικά κύματα νερού παρασύρουν αυτοκίνητα και άλλα αντικείμενα στη θάλασσα. Μεγάλοι λίθοι από τον πυθμένα της θάλασσας κινούνται εσωτερικά.

γ. Σχεδόν όλα τα τεκτονικά κτήρια κατεδαφίζονται. Τα περισσότερα ενισχυμένα - συμπαγή κτήρια πάσχουν από ζημιά τουλάχιστον τρίτου βαθμού.

1.7 Επικινδυνότητα τσουνάμι στον Ελληνικό χώρο.

Από την χαρτογράφηση του αθροιστικού αριθμού των τσουνάμι στον Ελληνικό χώρο σε συνάρτηση με το χρόνο προκύπτει ότι τα δεδομένα παρατήρησης είναι πλήρη για τα επόμενα χρονικά διαστήματα και τις αντίστοιχες μέγιστες εντάσεις των τσουνάμι:

1840 – 2000, $K_0 \geq III$

1300 – 2000, $K_0 \geq V$

550 π.Χ. – 2000, $K_0 = VI$

Με βάση αυτά τα πλήρη δείγματα δεδομένων καθορίστηκε η σχέση:

$$\log N = 1,83 - 0,81K_0$$

όπου N είναι ο ετήσιος αριθμός των τσουνάμι σε αυτή την περιοχή που έχουν ένταση K_0 ή μεγαλύτερη. Και με βάση τη σχέση αυτή προκύπτει ότι η μέση περίοδος επανάληψης, T_m , των τσουνάμι στην Ελλάδα και τις γύρω περιοχές με ένταση K_0 ή μεγαλύτερη δίνεται από τη σχέση:

$$T_m = \frac{10^{0,81K_0}}{10^{1,83}}$$

Στον ευρύτερο Ελληνικό χώρο οι κύριες τσουναμογόνες πηγές εντοπίζονται στις παρακάτω περιοχές :

1. Στη θάλασσα του Μαρμαρά, το Βόσπορο και τα στενά Δαρδανελίων.
2. Στις ακτές του Αιγαίου (βόρειο και ανατολικό Αιγαίο, Κορινθιακός) και την Μικρά Ασία.
3. Στο ελληνικό τόξο και την Κρήτη.
4. Στις ακτές δυτικής Ελλάδας (Ιόνιο).

(Β. Παπαζάχος- Κ. Παπαζάχου, (2003), Οι σεισμοί της Ελλάδας).

1.8 Συστήματα προειδοποίησης - πρόληψης τσουνάμι στην Ελλάδα

Τα συστήματα πρόληψης-προειδοποίησης στον Ελλαδικό χώρο βρίσκονται σε πειραματικό στάδιο. Γίνονται έρευνες πάνω σε αυτά τα συστήματα στη Κρήτη, στα Κύθηρα και στο νότιο Αιγαίο. Τα μηνύματα είναι πολύ ελπιδοφόρα και πιστεύεται ότι στο μέλλον με τη κατάλληλη εξέλιξη των συστημάτων θα παρέχονται οι κατάλληλες πληροφορίες εγκαίρως για την προστασία και διαχείριση του κινδύνου.

α. TWS (Tsunami Warning System).

Μετά τα μέσα του 1990 άρχισε να γίνεται μια προσπάθεια για την εγκατάσταση των πρώτων (TWS) στη Ελλάδα και συγκεκριμένα στο νότιο Αιγαίο. Αυτά είναι εξοπλισμένα με ένα σειсмоγράφο, ένα όργανο καταγραφής - μετρητής παλίρροιας, με συσκευές τηλεμετρίας για την μεταφορά σημάτων και λογισμικό για την επεξεργασία των δεδομένων (Ιδρυμα της γεωδυναμικής στην Αθήνα). Σκοπός του TWS είναι να

αξιολογηθεί το χρονικό διάστημα μεταξύ του χρόνου έλευσης ενός τσουνάμι που δημιουργείται από κάποιο σεισμό και του μέγιστου αποδεκτού χρόνου για την σύσταση μιας τσουναμογόνου επιφυλακής (αντιμετώπιση της έκτακτης ανάγκης σε ένα τσουνάμι).

β. Χρήση μεθόδου GIS

Η μεθοδολογία αυτή βασίζεται στη κατασκευή μιας GIS βάσης δεδομένων που μπορεί να χρησιμοποιηθεί από πολλούς χρήστες και κάτω από ποικίλα σενάρια κινδύνου. Οι βασικές πληροφορίες επιλέγονται από μια πλειονότητα από παραμέτρους που εξάγονται από το περιβάλλον, την κοινωνική, οικονομική κατάσταση και μπορούν να χρησιμοποιηθούν από υπηρεσίες έκτακτης ανάγκης για την εύρεση μεγάλου αριθμού θυμάτων και την οργάνωση για την μετά-τσουνάμι κατάσταση, από ασφαλιστικές εταιρίες για να τεθούν τα ασφάλιστρα απ' αυτήν και από τις δημοτικές αρχές για τοπικό προγραμματισμό.

Η πρώτη εφαρμογή GIS έγινε στο Ηράκλειο της Κρήτης για τη μελέτη που θα είχε το τσουνάμι του 1950 κάτω από τις σημερινές συνθήκες. Η δεύτερη εφαρμογή είναι βασισμένη στο τσουνάμι του 1963 στη Πελοπόννησο.

Και οι δύο τράπεζες πληροφοριών με βάση τις μελέτες που γίνονται δίνουν πολύτιμες πληροφορίες για την αστική προστασία, για τον προγραμματισμό και τη διαχείριση της καταστροφής.

1.9 Συμπεράσματα

Στον Ελλαδικό χώρο δε γίνονται ισχυροί σεισμοί οι οποίοι από μόνοι τους να προκαλέσουν μεγάλα τσουνάμι. Το μέγεθος αυτών των σεισμών είναι τέτοιο που μπορούν να προκαλέσουν υποθαλάσσιες κατολισθήσεις. Τα νησιά στο κεντρικό Αιγαίο ίσως να διατρέχουν μεγαλύτερο κίνδυνο όταν γίνονται σεισμοί. Για να μιλήσουμε πιο συγκεκριμένα, θα πρέπει να χαρτογραφηθεί ο βυθός. Όμως οι έρευνες αυτές κοστίζουν και χρειάζονται πολύ χρόνο για να ολοκληρωθούν.



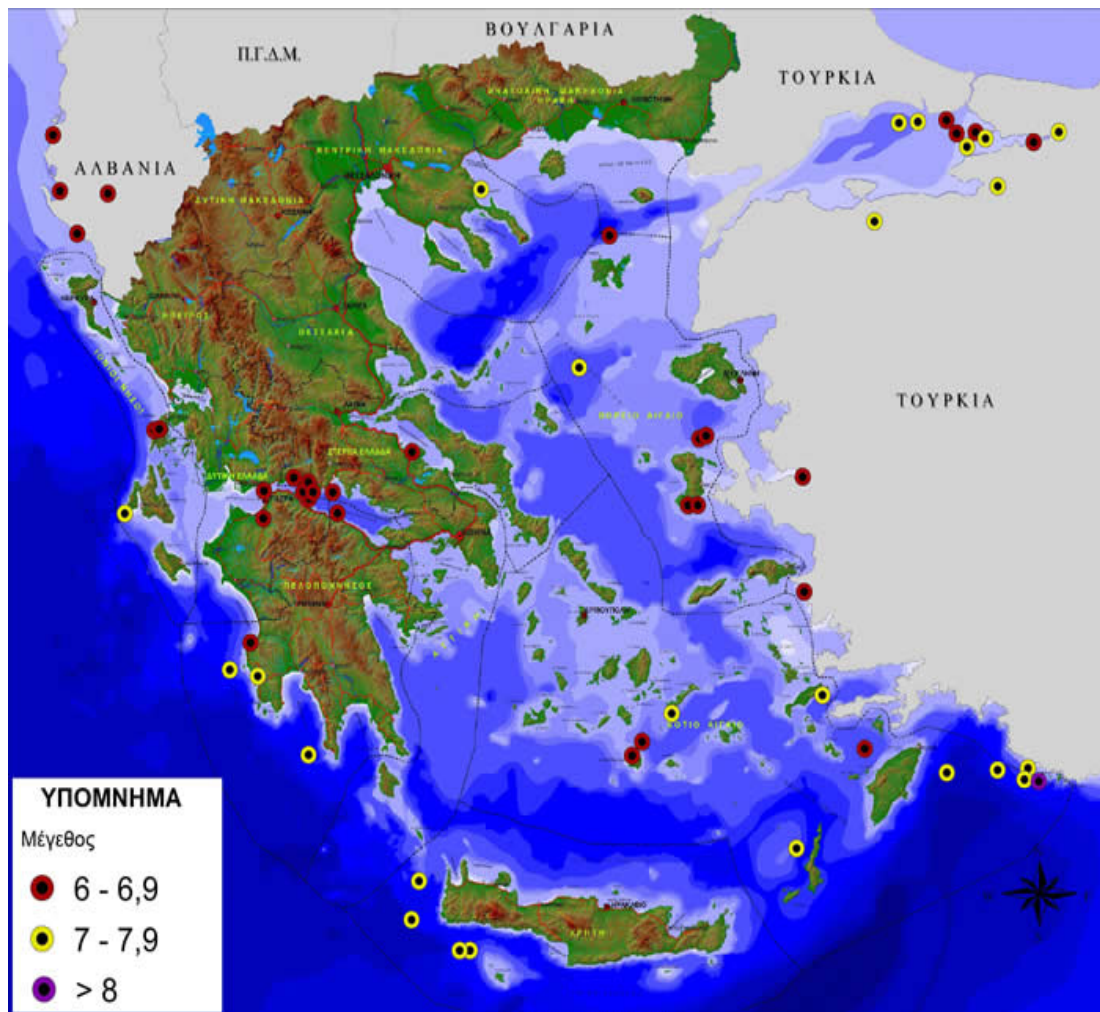
Φωτογραφία : Σύστημα προειδοποίησης τσουνάμι αποτελούμενο από ειδική σειρήνα (Paradopoulos).

2. ΙΣΤΟΡΙΚΗ ΑΝΑΔΡΟΜΗ

2.1 Εισαγωγή

Στη Μεσόγειο Θάλασσα η εμφάνιση των τσουνάμι δεν είναι τόσο συχνή όσο στον Ειρηνικό Ωκεανό. Όμως, η γεωγραφική έκταση της Μεσογείου είναι υποπολλαπλάσια της έκτασης του Ειρηνικού και γι' αυτό δεν είναι δυνατόν να γίνει άμεση σύγκριση. Εκατοντάδες μικρών ή μεγάλων τσουνάμι έχουν αναφερθεί από την αρχαιότητα μέχρι σήμερα, ιδιαίτερα στην Ελλάδα. Ο πιο πρόσφατος, πλήρης και ακριβής κατάλογος των τσουνάμι της Ελλάδας δημοσιεύτηκε πριν λίγα χρόνια (Papadopoulos, 2001) και μπορεί να εντοπιστεί ηλεκτρονικά στην ιστοσελίδα του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου: <http://www.gein.noa.gr/services/tsunami.htm>.

Παρακάτω αναφέρουμε αναλυτικά τα γεγονότα που προκάλεσαν τσουνάμι στον χώρο του Αιγαίου από το 2000 π.Χ. έως το 2000 μ.Χ.:



Σχήμα 2.1 : Κατανομή επικέντρων των σημαντικότερων τσουναμογόνων σεισμών του ευρύτερου ελληνικού χώρου, από την αρχαιότητα μέχρι σήμερα (Papazachos and Papazachou, 2003).



Σχήμα 2.2: Η διάδοση του κύματος μετά την έκρηξη του ηφαιστείου της Θήρας έγινε σε όλη σχεδόν τη Μεσόγειο (<http://www.physics4u.gr>).

1650 π.Χ.

Τον 17ο αιώνα, περίπου στα 1630 π.Χ., έγινε μια κολοσσιαία έκρηξη στο ηφαίστειο της Θήρας, η οποία είχε καταλυτικές συνέπειες για την εξέλιξη των πολιτισμών της Ανατολικής Μεσογείου. Στο συμπέρασμα αυτό οδηγήθηκαν οι ερευνητές μετά από ηφαιστειακές και αρχαιολογικές παρατηρήσεις (Μαρινάτος 1939, Minoura, Kastens και Cita 1981), αλλά και από τη σύγκριση με μια παρόμοια - ως προς τη φύση και το μέγεθος- ηφαιστειακή έκρηξη, του 1883, στην Κρακατόα, για την οποία διαθέτουμε επιστημονικές ενδείξεις. Μία από τις συνέπειες που συνόδευσαν το φαινόμενο ήταν η γέννηση ενός μεγάλου τσουνάμι, αυτού που χτύπησε τον μινωικό πολιτισμό. Γεωλογικές μαρτυρίες, και συγκεκριμένα η ανακάλυψη στρώματος θαλάσσιας άμμου που υπήρχε στον βυθό και αποτέθηκε από το τσουνάμι στις παράκτιες περιοχές του Αιγαίου (πάχους 8-10 εκατοστά στη Βόρεια Κρήτη και τη ΝΔ Τουρκία), επιβεβαίωσαν τη θεωρία του τσουνάμι. Δύο είναι τα πιθανά σενάρια για τη γέννηση του. Σύμφωνα με την πρώτη εκδοχή, το κύμα προκλήθηκε από πυροκλαστικές ροές. Λίγα λεπτά μετά την έκρηξη του ηφαιστείου της Θήρας, ένα υπέρθερμο μείγμα ηφαιστειακής τέφρας, αερίων και υδρατμών σχημάτισε μια μάζα που κύλησε σαν ποτάμι από τις πλαγιές του ηφαιστειακού κώνου εισχωρώντας ταχύτατα στη θάλασσα. Ο όγκος του ήταν 30 κυβικά χιλιόμετρα και το πάχος του 50 μέτρα. Η ταχύτητα με την οποία κινούνταν ήταν 170 μέτρα ανά δευτερόλεπτο, ενώ μέσα σε περίπου 10 λεπτά υπολογίζεται πως «περπάτησε» 40 χιλιόμετρα θαλάσσιας έκτασης. Όπως ήταν φυσικό, το νερό συμπιέστηκε από τη μάζα, με αποτέλεσμα να προκληθεί τσουνάμι που κατέφτασε στις ακτές της Κρήτης έχοντας μέγιστο ύψος τα 30 μέτρα.

Ένα δεύτερο σενάριο υποστηρίζει πως το κύμα που είδαν οι Μινωίτες να κατασπαράζει τις περιουσίες τους ήρθε ως αποτέλεσμα της κατάρρευσης του ηφαιστειακού κώνου, γεγονός που συνοδεύτηκε από εφόρμηση νερού με αποτέλεσμα τη δημιουργία τσουνάμι. Σε αυτή την περίπτωση, οι επιστήμονες κατέληξαν πως το ψηλότερο κύμα θα πρέπει να έφτανε τα 17 μέτρα. Τα κύματα αυτά προφανώς προκάλεσαν εκτεταμένες καταστροφές στον μινωικό πολιτισμό. Πρέπει να διέλυσαν εγκαταστάσεις του στόλου, να εξαφάνισαν αποθήκες και άλλα κτίσματα κατά μήκος της ακτογραμμής και σε βάθος μερικών χιλιομέτρων.

479 π.Χ.

Ο αρχαιότερος επιβεβαιωμένος ιστορικά σεισμός είναι εκείνος της άνοιξης του 479 π.Χ. στη θαλάσσια περιοχή νότια του Θερμαϊκού. Έπληξε την πόλη της Ποτίδαιας στη Χερσόνησο της Κασσάνδρας. Κατά τον Ηρόδοτο εκείνο το χειμώνα οι Πέρσες υπό τον Αρτάβαζο είχαν πολιορκήσει την Ποτίδαια. Τρεις μήνες μετά την έναρξη της πολιορκίας, στις αρχές της άνοιξης, προκλήθηκε άμπωτη στη θάλασσα που διήρκεσε αρκετό καιρό. Όταν οι ξένοι αντιλήφθηκαν ότι η θάλασσα έγινε αβαθής προχώρησαν προς την Παλλήνη. Έχοντας διασχίσει τα δύο πέμπτα της διαδρομής, δημιουργήθηκε παλίρροια σύμφωνα με τους ντόπιους, με αποτέλεσμα αυτοί που δεν γνώριζαν κολύμπι να πνιγούν ενώ οι εναπομείναντες σκοτώθηκαν από τους Ποτιδαίους που επιτίθονταν με βάρκες. Κατά τον Ηρόδοτο αιτία του κακού ήταν η οργή του Ποσειδώνα για την προσβολή που έκαναν οι επιδρομείς στο άγαλμά του. Είναι γνωστό ότι οι αρχαίοι Έλληνες πίστευαν ότι ο θεός της θάλασσας ο Ποσειδώνας είναι αυτός που προκαλεί τους σεισμούς. Η άμπωτη και η πλημμυρίδα της θάλασσας αποτελούν προφανώς τσουνάμι, το οποίο πιθανότατα γεννήθηκε δεκάδες μίλια μακριά από το χώρο της πολιορκίας. Για το λόγο αυτό ο στρατός των Περσών είχε το χρόνο να ανασυνταχθεί και να προχωρήσει προς τον στόχο του.

Απόσπασμα από τον Ηρόδοτο:

«Ἀρταβάζω δέ ἐπειδὴ πολιορκέοντι ἐγεγόνεσαν τρεῖς μῆνες, γίνεται ἄμπωτις τῆς θαλάσσης (συνεπεία σεισμοῦ) μεγάλη καὶ χρόνον ἐπὶ πολύν. Ἰδόντες δέ οἱ βάρβαροι τέναγος γενόμενον παρήισαν ἐς τὴν Παλλήνην. Ὡς δέ τὰς δύο μὲν μοῖρας διωδοιπορήκεσαν, ἔτι δέ τρεῖς ὑπόλοιποι ἔσαν, τοὺς διελθόντας χοῖν ἔσω εἶναι ἐν τῇ Παλλήνῃ, ἐπῆλθε πλημμυρίς τῆς θαλάσσης μεγάλη ὅση οὐδαμοῦ κω, ὥς οἱ ἐπιχώριοι λέγουσι, πολλάκις

γενομένη. Οἱ μὲν δὴ νέειν αὐτῶν οὐκ ἐπιστάμενοι διεφθείροντο. τοὺς δὲ ἐπιπλωμένους Ποτιδαῖται ἐπιπλώσαντες πλοίοισι ἀπώλεσαν. Αἴτιον δὲ λέγουσι Ποτιδαῖται τῆς τε ραχίης καὶ τῆς πλημμυρίδος καὶ τοῦ Περσικοῦ πάθεος γενέσθαι τόδε ὅτι τοῦ Ποσειδέωνος ἐς τὸν νηὸν καὶ τὸ ἄγαλμα τὸ ἐν τῷ προαστείῳ ἡσέβησαν οὗτοι τῶν Περσέων οἵπερ καὶ διεφθάρησαν ὑπὸ τῆς θαλάσσης»

Το μέγεθος του σεισμοῦ υπολογίστηκε περίπου στα 7,0 R καὶ εἶχε μέγιστη ένταση IX βαθμοῦς, κατὰ τοὺς Παπαζάχο καὶ Παπαζάχου (2003).

426 π.Χ.

Ο σεισμός του 426 π.Χ. στη Βοιωτία – Εύβοια εἶχε μεγάλο αριθμὸ θυμάτων. Εἶχε μεγάλο μέγεθος ~7,0 R καὶ μέγιστη ένταση IX βαθμοῦς. Ο Θουκυδίδης αναφέρει ὅτι το εκστρατευτικὸ σῶμα τῶν Πελοποννήσιων ὑπὸ τις διαταγές του βασιλιά της Σπάρτης Ἄγι, γιο του Αρχιδάμου, ἐνὸς βρισκόταν στον Ισθμὸ καὶ προχωροῦσε πρὸς την Αθήνα, σταμάτησε λόγω τῶν ισχυρῶν καὶ συχνῶν σεισμῶν καὶ ἐπέστρεψε στη βάση του. Στις Ροβιές της ΒΔ Εύβοιας ἡ θάλασσα υποχώρησε, μετὰ ὁμῶς ἐπέστρεψε, ἐπέσε πάνω στην πόλη καὶ μετέτρεψε ἓνα τμήμα της ἀπὸ στεριά σε θάλασσα. Πολλοὶ πνίγηκαν. Κοντὰ στην Αταλάντη που εἶναι σε γειτονία με τοὺς Οπουντίους Λοκροὺς στο Μαλιακὸ κόλπο ἓνα παρόμοιο παλιρροϊκὸ σεισμικὸ κύμα παρέσυρε τμήμα του φρουρίου τῶν Αθηναίων καὶ κομμάτιασε ἓνα πλοίο. Στη Σκόπελο (Πεπάρυνθο) ἡ θάλασσα τραβήχτηκε. Ο σεισμός εἶχε ὡς ἀποτέλεσμα νὰ καταστραφεῖ μέρος τῶν τειχῶν καὶ μερικὰ σπίτια.

Ο Στράβωνας (στηρίχτηκε σε εργασία του Δ. Καλατιανού) αναφέρει ὅτι το μεγαλύτερο μέρος τῶν νησιῶν Λιχάδων καὶ του ακρωτηρίου Κυναίου, ΒΔ της Εύβοιας, βυθίστηκε στη θάλασσα καὶ στέρεψαν γιὰ τρεῖς ἡμέρες οἱ πηγές της Αιδηψοῦ καὶ τῶν Θερμοπυλῶν. Στην Αιδηψὸ δημιουργήθηκε ρήγμα καὶ ἀνέβλυσαν νέες πηγές. Στον Ωρεὸ, Β. Εύβοια, καταστράφηκε τὸ τεῖχος πρὸς τὴ θάλασσα καὶ 700 σπίτια, ἐνὸς οἱ πόλεις Εχινός, Φάλαρα καὶ Ηράκλεια (κοντὰ στις Θερμοπύλες) ερειπώθηκαν.

Η Λαμία καὶ ἡ Λάρισα υπέστησαν παρόμοιες καταστροφές. Στη Σκάρφεια 1700 ἀνθρώπους τοὺς κατάπιε ἡ γῆ καὶ στο Θρόνιο οἱ νεκροὶ ξεπέρασαν τοὺς 850. Θαλάσσιο σεισμικὸ κύμα υψώθηκε, οἱ πηγές τῶν ποταμῶν στέρεψαν γιὰ μερικές ἡμέρες. Ἀλλάξε ἡ ροή του Σπερχειοῦ καὶ του Βοάγριου καὶ πολλές ζημιές ἐγίναν στις

πόλεις Λοκρίδα (Αλόπη), Κώνος, Όπους. Κατέρρευσε το φρούριο Οίο και μέρος του τείχους της Ελάτειας. Κοντά στο Άλπωνον 25 κοπέλες ανέβηκαν σε ένα πύργο για να δουν τα Θεσμοφόρια (γιορτή προς τιμή της θεάς Δήμητρας) και με το σεισμό ο πύργος κατέρρευσε και πνίγηκαν. Στην Αταλάντη δημιουργήθηκε ρήγμα, σχηματίστηκε πορθμός, πεδιάδες πλημμύρισαν και μία τριήρης ανυψώθηκε από τα νεώρια (σκαριά) της και έπεσε μέσα στην πόλη, αφού πέρασε πάνω από τα τείχη.

Σε αρχαία κείμενα βρίσκουμε τις ακόλουθες αναφορές:

α) Από τον Θουκυδίδη:

«Ἐγένοντο δέ καί οἱ πολλοί τότε σεισμοί τῆς γῆς, ἔν τε Ἀθήναις καί ἐν Εὐβοίᾳ καί ἐν Βοιωτοῖς καί μάλιστα ἐν Ὀρχομενῷ τῷ Βοιωτίῳ »

«Τοῦ δ' ἐπιγιγνομένου θέρους Πελοποννήσοι καί ξύμμαχοι μέχρι μέν τοῦ Ἰσθμοῦ ἦλθον ἐς τήν Ἀττικήν ἐσβαλοῦντες, Ἄγιδος τοῦ Ἀρχιδάμου ἡγουμένου Λακεδαιμονίων βασιλέως, σεισμῶν δέ γενομένων πολλῶν ἀπετράποντο πάλιν καί οὐκ ἐγένετο ἐσβολή.

Καί περί τούτους τοὺς χρόνους τῶν σεισμῶν κατεχόντων τῆς Εὐβοίας ἐν Ὀροβίαις ἡ θάλασσα ἐπανελθοῦσα ἀπό τῆς τότε οὔσης γῆς καί κυματωσθεῖσα ἐπῆλθε τῆς πόλεως μέρος τι καί τό μέν κατέκλυσε τό δ' ὑπενόστησεν, καί θάλασσα, νῦν ἐστί πρότερον οὔσα γῆ. καί ἀνθρώπους διέφθειρεν ὅσοι μὴ ἐδύνατο φθῆναι πρὸς τὰ μετέωρα ἀνδραμόντες.

Καί περί Αταλάντην τήν ἐπὶ Λοκροῖς τοῖς Ὀπουντίοις νῆσον παραπλησία γίγνεται ἐπίκλυσις, καὶ τοῦ τε φρουρίου τῶν Ἀθηναίων παρεῖλε καί δύο νεῶν ἀνειλκυσμένων τήν ἐτέραν κατέαξεν. Ἐγένετο δέ καί ἐν Πεπαρήθῳ (Σκόπελος) κύματος ἐπαναχώρησίς τις, οὐ μέντοι ἐπέκλυσε γε. καί σεισμός τοῦ τείχους τι κατέλαβε καί τό πρυτανεῖον καί ἄλλας οἰκίας ὀλίγας.

Αἴτιον δ' ἔγωγε νομίζω τοῦ τοιούτου, ἥ ἰσχυρότατος ὁ σεισμός ἐγένετο, κατὰ τοῦτο ἀποστέλλειν τε τήν θάλασσαν καί ἐξαπίνης πάλιν ἐπισπωμένην βιαίτερον τήν ἐπίκλυσην ποιεῖν. ἄνευ δέ σεισμοῦ οὐκ ἂν μοι δοκεῖ τό τοιοῦτο συμβῆναι γενέσθαι».

«...Καί περί τούτους τούς χρόνους τῶν σεισμῶν κατεχόντων, τῆς Εὐβοίας ἐν Ὀροβίαις ἡ θάλασσα ἐπανελθοῦσα ἀπό τῆς τότε οὔσης γῆς και κυματωθεῖσα ἐπῆλθε τῆς πόλεως μέρος τι, καί τό μέν κατέκλυσε, τό δέ ὑπενόστησε, καί θάλασσα νῦν ἐστι πρότερον οὔσα γῆ...Καί περί Ἀταλάντην τήν ἐπί Λοκροῖς τοῖς Ὀπουντίοις νῆσον παραπλησία γίνεται ἐπίκλυσις...»

«...ἀλλά τοῦ Ἀλκιβιάδου πολλῶ μᾶλλον ἢ πρότερον καταβοῶντος τῶν Λακεδαιμονίων ἐσήκουόν τε καί ἐτοιμοί ἦσαν εὐθύς παραγαγόντες τους Ἀργεῖους καί τούς μετ' αὐτῶν ξυμμάχους ποιεῖσθαι. σειμοῦ δέ γενομένου πρὶν τι ἐπικυρωθεῖναι, ἡ ἐκκλησία αὕτη ἀνεβλήθη».

373 π.Χ.

Τον χειμῶνα του 373 π.Χ. ἐγινε στον Κορινθιακό ο καταστρεπτικότερος ἴσως σεισμός της ελληνικής ιστορίας, ενώ στην Αθήνα ἦταν ἀρχων ο Αστεῖος. Χάθηκαν δύο σπουδαίες πόλεις: η Ελίκη (περί τα 7 χιλιόμετρα ΝΑ του Αιγίου) και η Βούρα. Υπάρχουν αρκετές αναφορές αρχαίων συγγραφέων με πρῶτο τον Αριστοτέλη (384-323π.Χ.), ο οποίος ανέφερε ὅτι ο σεισμός στην Αχαΐα και το ἀκόλουθο θαλάσσιο κύμα συνέβησαν ὅταν ἓνας μέγας κομήτης παρατηρήθηκε στον ουρανό. Ο Πολύβιος ἐπίσης (202-120 π.Χ.) ἀνέφερε ὅτι πριν την μάχη των Λεύκτρων η θάλασσα 'κατάπτε' την Ελίκη. Αυτές είναι οι πιο πρόσφατες μετὰ τον σεισμό αναφορές. Ο Στράβωνας ὡστόσο, ἀρκετά μεταγενέστερα, χρησιμοποίησε τις μαρτυρίες του Ηρακλείδη του Πόντου (φιλόσοφος του 4^{ου} αἰῶνα π.Χ.) και του Ερατοσθένη, ο οποίος ἐπισκέφθηκε την πληγείσα περιοχή 160 χρόνια μετὰ το σεισμό. Παρόλα αυτά οι πιο περιγραφικές πληροφορίες είναι αυτές του Διόδωρου (90-20 π.Χ.), του Στράβωνα (68 π.Χ.-25 μ.Χ.), του Πausανία (2^{ος} αἰῶνας μ.Χ.) και του Αἰλιανού (170-240 μ.Χ.).

Ο Διόδωρος ἀναφέρει ὅτι την εποχή που ηγήτης της Αθήνας ἦταν ο Αστεῖος, οι Ρωμαῖοι ἐπέλεξαν ἑξι αξιωματικούς στρατιωτικούς με την ιδιότητα του πρόξενου. Κατά τη διάρκεια της θητείας τους ἐγιναν στην Πελοπόννησο μεγάλοι σεισμοί, συνοδευόμενοι ἀπό κατακλυσμούς που ἐπνίξαν μεγάλες περιοχές και πόλεις πέρα ἀπό κάθε ἀμφιβολία. Ποτέ σε προηγούμενες περιόδους δεν εἶχαν συμβεῖ τόσο μεγάλες

καταστροφές σε ελληνικές πόλεις, ούτε είχαν εξαφανιστεί πόλεις με τους κατοίκους τους μαζί ως αποτέλεσμα θεϊκής δύναμης. Η έκταση της καταστροφής μεγεθύνθηκε λόγω της ώρας του συμβάντος, διότι ο σεισμός συνέβη κατά τη διάρκεια της νύχτας με αποτέλεσμα όταν τα σπίτια κατέρρευσαν από τη δύναμη της δόνησης, οι κάτοικοι να μην μπορούν να οι κάτοικοι να μην μπορούν να βοηθηθούν λόγω του σκοταδιού και του αιφνίδιου χτυπήματος. Η πλειονότητα παγιδεύτηκε στα συντρίμια και σκοτώθηκε, ενώ οι υπόλοιποι που νόμισαν ότι σώθηκαν αντιμετώπισαν μια μεγαλύτερη και πιο απίθανη καταστροφή. Η θάλασσα ανέβηκε σε ένα τεράστιο ύψος και ένα κύμα ανυψώθηκε ακόμα περισσότερο καλύπτοντας και πνίγοντας τους υπόλοιπους κατοίκους και τις γύρω περιοχές. Δύο πόλεις δέχτηκαν το βάρος της καταστροφής, οι ονομαζόμενες Ελίκη και Βούρα, από τις οποίες η πρώτη ήταν από τις κυριότερες πόλεις της Πελοποννήσου πριν το σεισμό (Πρωτεύουσα της Αχαϊκής Συμπολιτείας).

Ο Πausanίας περιγράφει το σεισμό του 373π.Χ. σε τρία διαφορετικά σημεία του συγγράμματός του. Στα σημεία αυτά αναφέρει ότι ακόμα και ο Όμηρος έχει γράψει για την πόλη της Ελίκης και τον Ελικώνιο Ποσειδώνα. Αργότερα όμως, όταν οι Αχαιοί της περιοχής αφαίρεσαν τις προσφορές των πιστών από το ναό και δολοφόνησαν τους ιερείς, η εκδίκηση του Ποσειδώνα ήταν άμεση. Ένας σεισμός χτύπησε την πόλη, όχι μόνο τα κτήρια αλλά και το έδαφος, ώστε να εξαφανιστεί ολόκληρη και να μην είναι πλέον ορατή από τους απογόνους. Η θάλασσα πλημμύρησε σε βάθος την ξηρά και υπερκάλυψε την πόλη και τα περίχωρά της. Η υπερχειλίση της θάλασσας κάλυψε το ιερό δάσος του Ποσειδώνα, ώστε τίποτα να μην μπορεί να φανεί εκτός από τις κορυφές των δέντρων. Ένα ξαφνικό ταρακούνημα στάλθηκε από το θεό και η θάλασσα σε συνδυασμό με το σεισμό εφόρμησε και παρέσυρε στο βυθό την Ελίκη, τους άντρες και τα πάντα.

Οι αναφορές του Αιλιανού λένε ότι πέντε μέρες πριν την εξαφάνιση της Ελίκης, όλα τα ποντίκια, κουνάβια, χελώνες, φίδια και άλλα παρόμοια είδη που βρίσκονταν στην πόλη έφυγαν σύσσωμα από το δρόμο που οδηγεί στην Κερύνεια. Όταν οι κάτοικοι της Ελίκης είδαν αυτό που συνέβη εντυπωσιάστηκαν, αλλά δεν μπορούσαν να μαντέψουν την αιτία. Μετά όμως από τη φυγή των ζώων, έγινε σεισμός κατά τη διάρκεια της νύχτας. Η πόλη κατέρρευσε και ένα τεράστιο κύμα την κάλυψε. Επίσης δέκα σπαρτιατικά πλοία, που έτυχε να είναι αγκυροβολημένα εκεί κοντά, καταστράφηκαν μαζί με την πόλη.

Από τη Βούρα, που απείχε 40 στάδια (7,2 χιλιόμετρα) από τη θάλασσα, σώθηκαν μόνον όσοι έλειπαν από την πόλη.

Ενδιαφέρον έχουν επίσης κάποιες μικρότερες αναφορές σχετικά με την Ελίκη και τη Βούρα, όπως από τον Οβίδιο (43 π.Χ.-17 μ.Χ.): “αν αναζητήσεις την Ελίκη και τη Βούρα, πόλεις κάποτε της Αχαΐας, θα τις βρεις κάτω από τα κύματα, και οι ναυτικοί ακόμα σου δείχνουν τις βυθισμένες πόλεις με τα θαμμένα τείχη τους”.

Το μέγεθος του τρομερού σεισμού εκτιμάται σε 7,0 R.

Ο Στράβωνας στα «Γεωγραφικά» γράφει:

«Βούρα δέ καί Ἑλίκη ἡ μὲν ὑπὸ χάσματος ἡ δ’ ὑπὸ κύματος ἠφανίσθη»

«Ἐξαρθέν γάρ ὑπὸ σεισμοῦ τό πέλαγος κατέκλυσε καί αὐτήν (Ἑλίκην) καί τό ἱερόν τοῦ Ἑλικωνίου Ποσειδῶνος, ὃν καί νῦν ἔτι τιμῶσιν Ἴωνες, καί θύουσιν ἐκεῖ τά Πανιώνια... Κατεκλύσθη δ’ ἡ Ἑλίκη δυσὶν ἔτεσι πρό τῶν Λευκτρικῶν. Ἐρατοσθένης δέ καί αὐτός ἰδεῖν φησί τόν τόπον καί τοὺς πορθμέας λέγειν ὡς ἐν τῷ πόρῳ ὀρθός ἐστήκει Ποσειδῶν χάλκεος, ἔχων ἱππόκαμπον ἐν τῇ χειρὶ κίνδυνον φέροντα τοῖς δικτυεῦσιν. Ἡρακλείδης δε φησί καί αὐτόν γενέσθαι τό πάθος νύκτωρ, δώδεκα σταδίους διεχούσης τῆς πόλεως ἀπὸ θαλάσσης καί τούτου τοῦ χωρίου παντός σὺν τῇ πόλει κατακλυσθέντος, δισχιλίους δέ παρὰ τῶν Ἀχαιῶν πεμφθέντας ἀνελέσθαι μὲν τοὺς νεκροὺς μή δύνασθαι, τοῖς δ’ ὁμόροις νείμαι τήν χώραν. Συμβῆναι δέ τό πάθος κατὰ μῆνιν Ποσειδῶνος. τοὺς γάρ ἐκ τῆς Ἑλίκης ἐκπεσόντας Ἴωνας αἰτεῖν πέμψαντας παρὰ τῶν Ἑλικέων μάλιστα μὲν τό βρέτας τοῦ Ποσειδῶνος, εἰ δέ μή τοῦ γε ἱεροῦ τήν ἀφίδρυσιν οὐ δόντων δέ πέμψαι πρὸς τό κοινόν τῶν Ἀχαιῶν τῶν δέ ψηφισαμένων οὐδ ὡς ὑπακοῦσαι τῷ δ’ ἐξῆς χειμῶνι συμβῆναι τό πάθος, τοὺς δ’ Ἀχαιοὺς ὕστερον δοῦναι τήν ἀφίδρυσιν τοῖς Ἴωσιν».

Ο Πανσανίας αναφέρει για το σεισμό(«Ελλάδος Περιήγησις», «Αχαϊκά»):

«Ἐπῆλθε γάρ σφίσιν ἐπὶ πολὺ τῆς χώρας ἡ θάλασσα καί τήν Ἑλίκην περιέλαβεν ἐν κύκλῳ πᾶσαν. καί δὴ καί τό ἄλσος τοῦ Ποσειδῶνος ἐπὶ

τοσούτον ἀπέσχεν ὁ κλύδων ὡς τὰ ἄκρα τῶν δένδρων σύνοπτα εἶναι μόνον. Σείσαντος δὲ ἐξαίφνης τοῦ θεοῦ καὶ ὁμοῦ τῷ σεισμῷ τῆς θαλάσσης ἀναδραμούσης, καθείλκυσεν αὐτανδρον το κῦμα τὴν Ἑλίκην... Σύνοπτα δέ καὶ Ἑλίκης ἐστι τὰ ἐρείπια, οὐ μὴν ἔτι γε ὁμοίως, ἅτε ὑπὸ τῆς ἄλμης λελυμασμένα».

330 π.Χ.

Σεισμός 7,0 R, μέγιστης εντάσεως IX-X β. που βύθισε μικρό νησί κοντά στη Λήμνο, απέναντι από την Τένεδο, τη Χρυσή έγινε το 330 π.Χ. υπάρχει διαφορά απόψεων για τη χρονολογία. Ο Sieberg δέχεται ότι έγινε το 330, ο Αντωνόπουλος 72-176 μ.Χ. επειδή ο Αππιανός αναφέρει το νησί κατά τον πόλεμο του Μιθριδάτη το 73-72 π.Χ. (άρα έως τότε πρέπει να υπήρχε). Ενώ ο Πausανίας στην περιήγησή του πριν το 176 μ.Χ. μιλάει για εξαφανισμένη νήσο στο όγδοο βιβλίο του (33,4):

«...ταύτην κατέλαβεν ὁ κλύδων πᾶσαν, καὶ κατέδυ τε ἡ Χρύση καὶ ἠφάνισται κατὰ τοῦ βυθοῦ...»

Κατά τον Sieberg η βύθιση συνοδεύτηκε από θαλάσσιο σεισμικό κύμα.

227 π.Χ.

Έγινε ισχυρός σεισμός μεγέθους 7,2 R και μέγιστης έντασης X β., που προξένησε πολλές καταστροφές στην πόλη της Ρόδου, γκρέμισε μεγάλο μέρος των τειχών και κατέστρεψε το περίφημο άγαλμα του Ηλίου τον «Κολοσσό» της Ρόδου, ένα από τα επτά θαύματα της αρχαιότητας, ύψους 32 m. Κατά τον Pausanias προκλήθηκαν καταστροφές στην Κρήτη και τη Λυκία της Μ. Ασίας. Κατά τον Sieberg προκλήθηκαν ζημιές και σε άλλα νησιά των Δωδεκανήσων.

Πιθανώς παράχθηκαν θαλάσσια σεισμικά κύματα τα οποία θα μπορούσαν να παρατηρηθούν στη βόρεια ακτή της Ρόδου και της Τήλου.

227 π.Χ.

Υπάρχει μια επιγραφή που βρέθηκε στην Ξάνθο της Λυκίας, η οποία χρονολογείται στον 3^ο αιώνα π.Χ., που περιέχει μια επιστολή από τους Δωριείς του Κυτινίου, την πρωτεύουσα της Δωρίδας (Βοιωτία), μιας μικρής περιοχής στη βόρεια πλαγιά του Παρνασσού, στην κεντρική Ελλάδα, στην οποία αναφέρεται ένας σεισμός και

ζητείται οικονομική βοήθεια από τα αδέρφια τους στην Ξάνθο. Ο Bousquet θεωρεί πιθανό η ζημιά να έγινε μεταξύ 228 και 224 π.Χ. Είναι η εποχή του περίφημου σεισμού της Ρόδου αλλά είναι απίθανο να συνδέονται οι δυο σεισμοί δεδομένης της απόστασης μεταξύ των δυο περιοχών και τη συχνότητα των σεισμών στη Δωρίδα. Πιθανώς υπάρχει σχέση μεταξύ αυτού του σεισμού και της υποχώρησης των θαλασσιών υδάτων στον κόλπο της Λάρυμνας, στο βόρειο άκρο της Βοιωτίας, όπως το κατέγραψε ο Πολύβιος: «...ο Αντίγονος είχε γίνει κηδεμόνας του Φιλίππου μετά το θάνατο του Δημητρίου και ταξίδευε με πλοίο στη Λάρυμνα ,στο άκρο της Βοιωτίας για κρατικές υποθέσεις, όταν ως αποτέλεσμα μιας παράξενης υποχώρησης των νερών, τα πλοία του έπεσαν σε ξέρες...».

46 μ.Χ.

Σειρά δονήσεων στη Σαντορίνη προανήγγειλε την έκρηξη του ηφαιστείου. Η μεγαλύτερη είχε μέγεθος 6,0 R και μέγιστη ένταση VII. Κατά τον Sieberg η δόνηση έγινε αισθητή μέχρι την Κρήτη και δημιούργησε τσουνάμι με υποχώρηση 100 m.

Σύμφωνα, με το Φιλόστρατο και άλλους ιστορικούς, έγινε μια έκρηξη που δημιούργησε, μεταξύ Θήρας και Θηρασίας, το νησί Θεία, διαστάσεων 30 σταδίων (5.4 km).

66 μ.Χ.

Σεισμός την άνοιξη του 66 μ.Χ. (ή κατά άλλους το 62 μ.Χ.) έγινε στην ανατολική Κρήτη και προκάλεσε μεγάλες καταστροφές. Ο Φιλόστρατος στο έργο του «Τα εις τον Τυανέα Απολλώνιον» αναφέρει ότι στο Λεβιναίο Ιερό, ναός του Ασκληπιού ΝΑ της Κρήτης (σήμερα Κεφάλα), ενώ γινόταν συζήτηση μεταξύ του φιλόσοφου Απολλωνίου και των ιερέων του ναού, μεσημέρι, έγινε σεισμός και συγκλόνησε ολόκληρη την Κρήτη. Ο σεισμός συνοδευόταν από θόρυβο και η θάλασσα υποχώρησε 7 στάδια (1,2 km). Μετά από λίγες μέρες, ταξιδιώτες που ήρθαν από την Κυδωνία (νομός Χανίων) ανέφεραν ότι την ώρα του σεισμού αναδύθηκε νησί στον πορθμό μεταξύ Σαντορίνης και Κρήτης. Το κείμενο του Φιλόστρατου είναι το εξής:

«...σεισμός άθρόως τῇ Κρητῇ προσέβαλε, βροντὴ δ' οὐκ ἐκ νεφῶν, ἀλλ' ἐκ τῆς γῆς ὑπήχησεν, ἡ θάλαττα δ' ὑπενόστησε στάδια ἴσως ἑπτὰ. καὶ οἱ μὲν πολλοὶ ἔδεισαν, μὴ τό πέλαγος ὑποχωρῆσαν ἐπισπάσσηται τό ἱερόν καὶ ἀπενεχθῶσιν, ὁ δὲ Ἀπολλώνιος «θαρσεῖτε», ἔφη, «ἡ γὰρ θάλαττα γῆν

ἔτεκε». καί οἱ μὲν ὦντο αὐτόν τήν ὁμόνοιαν τῶν στοιχείων λέγειν, καί ὅτι μηδέν ἄν ἡ θάλαττα νεώτερον ἐς τήν γῆν ἐργάσαιτο, μετὰ δ' ἡμέρας ὀλίγας ἀφικόμενοί τινες ἐκ τῆς Κυδωνιάτιδος ἡγγειλαν, ὅτι κατά τήν ἡμέραν τε καί μεσημβρίαν, ἣν ἐγένετο ἡ διοσημεία, νῆσος ἐκ τῆς θαλάττης ἀνεδύθη περὶ τόν πορθμόν τόν διαρρέοντα Θήραν τε καί Κρήτην».

Και ο βυζαντινός λεξικογράφος Σουΐδας σημειώνει ότι κατά το 13^ο έτος της βασιλείας του Κλαύδιου Καίσαρα θεομηνία έπληξε όλη την Κρήτη και πολλοί τάφοι άνοιξαν. Ένας από τους τάφους ανήκε σε έναν αρχαίο μυθογράφο του Δίκτυος, στον οποίο βρέθηκε κείμενο με τίτλο «Εφημερίς» που περιέγραφε τον Τρωικό πόλεμο.

Ο Sieberg γράφει ότι ο σεισμός κατέστρεψε την Κνωσσό και προκάλεσε σοβαρές βλάβες στη Φαιστό. Ήταν αισθητός σε όλο το Αρχιπέλαγος.

121 μ.Χ.

Κατά τον Μαλάλα, στη διάρκεια της βασιλείας του Αδριανού, η Κύζικος (μητρόπολη της επαρχίας του Ελλησπόντου), υπέφερε από σεισμό στις 10 Νοεμβρίου, μεγέθους $M = 7.2$ R και μέγιστης έντασης IX β. Ο Αυτοκράτορας αναστήλωσε την πόλη. Από τους Σιβυλλικούς Χρησμούς προκύπτει ότι ο σεισμός στην Κύζικο συνοδεύτηκε από θαλάσσιο κύμα. Η Νικομήδεια σωριάστηκε σε ερείπια, μέρη της πόλης της Νίκαιας καταστράφηκαν (αναφορά Ευσέβιος) και μεγάλο μέρος της Αορίας της Βιθυνίας κατέρρευσε.

142 μ.Χ.

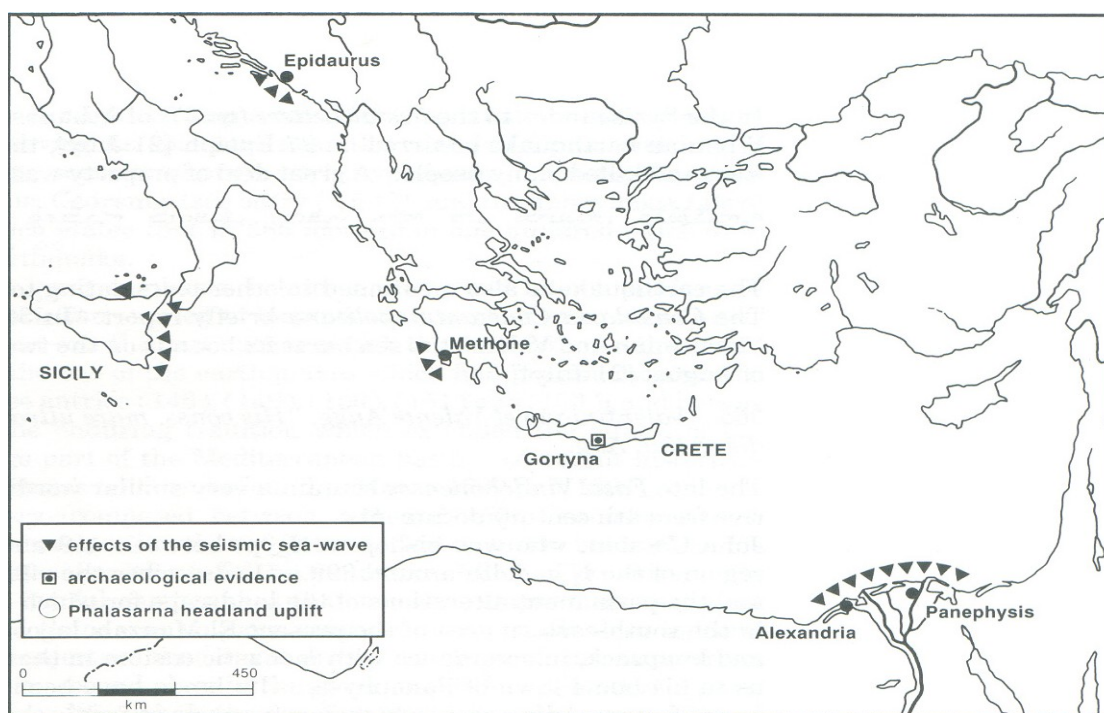
Σφοδρός σεισμός στη Ρόδο μεγέθους 7,0 R και μέγιστης εντάσεως X β. κατέστρεψε μεγάλο μέρος του νησιού. Καταστροφές προκλήθηκαν και σε γειτονικές πόλεις της Μ. Ασίας (Λυκία, Καρία).

Ο Πausανίας στο έργο «Ελλάδος Περιήγησις» αναφέρει ότι ο σεισμός ανέτρεψε βίαια τις πόλεις της Λυκίας και της Καρίας, την Κω και τη Ρόδο, αλλά ο βασιλιάς Αντωνίνος βοήθησε να ξαναχτιστούν οι πόλεις. Το απόσπασμα αναφέρει:

«Λυκίων δέ καί Καρῶν τάς πόλεις Κῶν τε καί Ρόδον ἀνέτρεψε μὲν βίαιος ἐς αὐτάς κατασκήψας σεισμός. βασιλεύς δέ Ἀντωνῖνος (ὁ Εὐσεβῆς) καί ταύτας ἀνεσώσατο δαπανημάτων τε ὑπερβολῇ καί ἐς τόν ἀνοικισμόν

προθυμία, χρωμάτων δέ ἐπιδόσεις ὅποσας καί Ἑλλησι καί τοῦ βαρβαρικοῦ τοῖς δεηθεῖσι, καί ἔργων κατασκευάς ἐν τε τῇ Ἑλλάδι καί περὶ Ἰωνίαν καί περὶ Καρχηδόνα τε καί ἐν γῇ τῶν Σύρων, τάδε μὲν ἄλλοι ἔγραψαν ἐς τὸ ἀκριβέστερον».

Ο Αντωνόπουλος αναφέρει ότι όπως προκύπτει από κείμενο ρητορικού λόγου του Αριστεΐνη του Ποπλίου (ή Αΐλιου) καταστρεπτικό θαλάσσιο κύμα ακολούθησε τη δόνηση και προχώρησε πολλά km στην ξηρά. Σοβαρές ζημιές από το σεισμό και το κύμα έπαθαν πόλεις στην Κω, τη Σέριφο και τη Σύμη. Κατά τον Αντωνόπουλο ο σεισμός έγινε το 142 μ.Χ., κατά τον Γεωργιάδη το 148 μ.Χ. ενώ κατά τον Ζολώτα το 155μ.Χ.



Σχήμα 2.3 : Σύνθεση των αποτελεσμάτων του σεισμού και του θαλάσσιου σεισμικού κύματος της 21^{ης} Ιουλίου 365, με βάση την παρούσα κατάσταση των γνώσεων μας, σύμφωνα με γραπτές πηγές, αρχαιολογικά δεδομένα και γεωλογικές ενδείξεις (Guidoboni et al, 1994).

365 μ.Χ.

«Σεισμός γέγονε καθ' ὅλης τῆς γῆς μέγας», αναφέρει ο χρονογράφος Κεδρηνός. Την 21 Ιουλίου 365 (υπάρχουν διαφωνίες για το έτος ανάμεσα στον Θεοφάνη και στον Κεδρηνό) έγινε ένας τρομερός σεισμός μεγέθους 8,2 R και

μέγιστης έντασης XI β. Ο καθηγητής N. Ambraseys συμπέρανε ότι το επίκεντρο του σεισμού πρέπει να τοποθετηθεί μεταξύ Κρήτης και ΝΔ Πελοποννήσου. Συνοπτικά από τα κείμενα που διασώζονται σημειώνουμε τα εξής: από το σεισμό μόνο, καταστράφηκαν δέκα πόλεις της Κρήτης στην περιοχή της Γορτυνίας του Ηρακλείου, ράγισαν οι κορυφές του Ταΰγετου και κατέρρευσε ο ναός του Ολυμπίου Διός και πολλές αρχαίες στήλες στην Ολυμπία. Οι πιο μεγάλες καταστροφές προκλήθηκαν από το θαλάσσιο κύμα που ακολούθησε. Περιοχές που καταστράφηκαν από το κύμα ήταν η Κρήτη, η Πελοπόννησος, η Δυτική Ελλάδα μέχρι την Αλβανία, η Σικελία και η βόρειος Αφρική. Στην Αλεξάνδρεια πλοία σηκώθηκαν από το κύμα, πέρασαν πάνω από κτίρια και βρέθηκαν μέσα σε αυλές και σε δωμάτια, αναφέρει ο Θεοφάνης. 50.000 άνθρωποι πνίγηκαν.

368 μ.Χ.

Στις 11 Οκτωβρίου, όπως αναφέρει ο Σωκράτης ο Σχολαστικός στην Εκκλησιαστική Ιστορία, έγινε σεισμός στη Βιθυνία μεγέθους $M=7.0$ R και καταστράφηκε η πόλη της Νίκαιας (VIII β.). Ο Ιωάννης ο Νικίου αναφέρει ότι ο σεισμός έγινε στην πόλη της Νίκαιας και η θάλασσα σηκώθηκε εναντίον της και την κατέκλυσε από πλημμύρα (Perrey 1848, Μουγιάρτης 1994, Guidoboni et al.1994).

407 μ.Χ.

Στο Πασχάλιο Χρονικό αναφέρεται ότι στην Κωνσταντινούπολη έγινε μεγάλη νεροποντή με κεραυνούς και αστραπές και ένας σεισμός μεγέθους $M=6.7$ R, μέγιστης έντασης VIII β. έσυρε τις χάλκινες κολώνες του Forum του Θεοδοσίου προς την Καινούπολη (περιοχή προς τη θάλασσα του Μαρμαρά) και το έμβλημα του Χριστού στο Καπιτώλιο έπεσε. Μεγάλος αριθμός πλοίων έπαθε βλάβες και πολλά πτώματα εκβράσθηκαν στην ακτή του Εβδόμου (Λάμπρος 1917, Guidoboni et al.1994).

447 μ.Χ.

Σφοδρός σεισμός στην Κωνσταντινούπολη μεγέθους 7,5 R και μέγιστης έντασης IX β. Η δόνηση έγινε αισθητή στη Θράκη, τη Χερσόνησο Καλλίπολη, την Τροία, τη Βυθυνία, τη Φρυγία και τον Ελλήσποντο. Ο κόσμος έμεινε στο ύπαιθρο και έκανε λιτανείες. Θαλάσσια σεισμικά κύματα σάρωσαν τα παράλια της Προποντίδας και τα Θρακικά παράλια της Χερσονήσου Καλλίπολης.

Στο Πασχάλιο Χρονικό αναφέρεται ότι έγιναν μεγάλοι σεισμοί που έριξαν τα τείχη.

Ο χρονογράφος Ευάγριος στην «Εκκλησιαστική Ιστορία» αναφέρει ότι κατά τη βασιλεία του Θεοδοσίου, φοβερός σεισμός συνέβη ώστε πολλά φρούρια κατέρρευσαν και τα τείχη της Χερσονήσου. Στο έδαφος δημιουργήθηκαν πολλά χάσματα, πόλεις εξαφανίστηκαν, δέντρα ξεριζώθηκαν και άλλαξε η μορφή των βουνών. Νεκρά ψάρια πετάχτηκαν στην ακτή, νησιά πλημμύρισαν και πλοία απέμειναν στην ακτή. Το απόσπασμα έχει ως εξής:

«Μεγάλες καταστροφές ἔγιναν στήν ξηρά καί στή θάλασσα...Ψάρια ξετινάχθηκαν μέ ὄρμη ἐπί τῆς παραλίας καί πολλά νησιά τῆς Προποντίδος κατακλύσθηκαν ἀπό θαλάσσια σεισμικά κύματα. Μέ τήν ἀποχώρηση τῶν ὑδάτων, πολλά πλοῖα εὐρέθησαν νά κάθονται ἐπάνω σέ ξηρά...».

450 μ.Χ.

Σεισμός συγκλόνισε την Κωνσταντινούπολη τη νύχτα 26/27 Ιανουαρίου με επίκεντρο τη θάλασσα του Μαρμαρά με μέγεθος 7,0 R και μέγιστη ένταση IX β. Πληροφορίες για το σεισμό μας δίνουν ο χρονογράφος Μαλάλας και το Πασχάλιο Χρονικό.

Ο Μαλάλας αναφέρει ότι θεομηνία έπαθε η Κωνσταντινούπολη τη νύχτα στις 26 Ιανουαρίου από τα Τρωαδήσια Έμβολα μέχρι του χαλκού τετραπύλου. Ο βασιλιάς μαζί με το λαό και τη Σύγκλητο λιτάνευε για πολλές μέρες. Περισσότερες πληροφορίες δίνει ο Λυκοσθένης που αναφέρει φωτεινό φαινόμενο στον ουρανό. Άνοιξε η γη σε πολλές θέσεις και πόλεις της Μ. Ασίας ισοπεδώθηκαν. Η θάλασσα απομακρύνθηκε από την παραλία και πύρινα σχήματα φάνηκαν στον ουρανό. Για έξι μήνες γίνονταν μετασεισμοί.

477 μ.Χ.

Στις 25 Σεπτεμβρίου 477 επί βασιλεία Ζήνωνα έγινε ένας πολύ ισχυρός σεισμός 7,0 R, ο οποίος προξένησε πολλές βλάβες σε σπίτια, εκκλησίες, τείχη και πολλά μνημεία στην Κων/πολη. Ο σεισμός γκρέμισε τη σφαίρα του ανδριάντα του Φόρου, τη στήλη του Μεγάλου Θεοδοσίου. Υπήρξαν πολλά ανθρώπινα θύματα και έντονη δυσοσμία στην πόλη. Οι μετασεισμοί διάρκεσαν 3 μήνες. Μετά το σεισμό ακολούθησε τσουνάμι που παρέσυρε και κατέστρεψε κτίρια, ανθρώπους και ζώα. Η δόνηση είχε μέγιστη ένταση X β.

Ο Μέγας Χρονογράφος της Κωνσταντινούπολης καταγράφει τα εξής:

«...ἢ τε θάλασσα ἀγριωθεῖσα πυρρωτάτῳ ἐξέδραμε, καί τῆς προτέρας γῆς περιλαβοῦσα μέρος οἴκους οὐκ ὀλίγους καταβάλλει. Ἀστέρες τε κατέπεσον ἐπὶ θάλασσαν σφαίρες πυρός ὅμοιοι καί θερμόν αὐτῆς τό ὕδωρ ἐποίησαν...».

543 μ.Χ.

Στις 6 Σεπτεμβρίου 543 έγινε σεισμός στην Κύζικο και κατέστρεψε τη μισή πόλη. Κατά τον Θεοφάνη και τον Κεδρηνό ο σεισμός ήταν «παγκόσμιος». Προσθέτουν ότι θαλάσσιο κύμα έπληξε τη Θράκη και εισχώρησε 4 μίλια στη ξηρά και κάλυψε μέρη της Οδησσού (Βάρνα), Διονυσούπολη, Αφροδίσιο και στον κόλπο Αδραμυττίου με πολλά θύματα. Το μέγεθος του σεισμού 7,2 R.

Οι σχετικές αναφορές:

«...Τούτῳ τῷ ἔτει ἐπανεῖστη ἡ θάλασσα τῇ Θράκῃ ἐπὶ μίλλια τέσσαρα καί ἐκάλυψεν αὐτὴν ἐπὶ τὰ μέρη Ὀδύσσου καί Διονυσιουπόλεως καί τό Ἀφροδίσιον. Καί πολλοί ἐπνίγησαν ἐν τοῖς ὕδασι. Καί πάλιν τῷ τοῦ θεοῦ προστάγματι ἀποκατεστάθη ἡ αὕτῃ θάλασσα εἰς τοὺς ἰδίους τόπους».

Θεοφάνης

«Τῷ ιη' (545) ἔτει ἐπανεῖστη ἡ θάλασσα τῇ Θράκῃ, ἐπὶ μίλια δ', καί ἐκάλυψεν αὐτὴν ἐπὶ τὰ μέρη Ὀδυσοῦ καί Διονυσούπολιν καί τό Ἀφροδίσιον, καί πολλοί ἐπνίγησαν ἐν τοῖς ὕδασι. καί πάλιν τῷ τοῦ Θεοῦ προστάγματι ἀποκατέστη ἡ θάλασσα εἰς τοὺς ἰδίους τόπους».

Κεδρηνός

«Τότε καί ἡ θάλασσα ἐξελθοῦσα τῶν ὁρίων αὐτῆς ἐπὶ μίλια τρία πρὸς τὰ μέρη τῆς Θράκης, καί πολλὰς χώρας καί ἀνθρώπους ἀποπνίξασα, ὑπέστρεψε. τότε δέ καί θανατικόν ἀνθρώπων ἐν Κωνσταντινουπόλει γέγονε...γέγονε καί σεισμός παγκόσμιος. Πᾶσαι γάρ πόλεις καί χῶραι καταποθῆναι ἐκινδύνευον. Καί ἡ θάλασσα μίλια β' παρεξέβη...».

Μιχαήλ Γλυκάς

Σειρά σεισμών στις 7 Ιουλίου το 551, αναφέρει ο Προκόπιος ο Καισαρέας, κατέσεισαν την Βοιωτία και την Αχαΐα και την περιοχή γύρω από τον Κρισαίο κόλπο (Κόλπος Ιτέας). Αρκετά χωριά καταστράφηκαν και 8 πόλεις ισοπεδώθηκαν (Χαιρώνεια, Κορώνεια, Πάτρα, Ναύπακτος). Πολλά ήταν τα θύματα που θάφτηκαν κάτω από τα ερείπια. Δημιουργήθηκαν πολλά χάσματα στη γη. Η θάλασσα αποσύρθηκε και καταπόντισε τις γύρω περιοχές. Ο αριθμός των θυμάτων ήταν μεγάλος. Κατά την Ευαγγελάτου-Νοταρά (1987-1988) ο σεισμός συνέβη τον Μάιο ή τον Ιούνιο του 552. από αρχαιολογικές ανασκαφές πιστεύει πως η Κόρινθος ήταν μία από τις 8 πόλεις που καταστράφηκαν από το σεισμό. Η καταστροφή της βασιλικής της Σκουτέλας (Κόρινθος) και της βασιλικής του Λέχαιου οφείλεται στο σεισμό του 552. Ο σεισμός είχε μέγεθος 7,2 R και μέγιστη ένταση X β. στην Χαιρώνεια.

551 μ.Χ.

Την άνοιξη του 551, συνέβη ισχυρός σεισμός με επίκεντρο την πόλη Σχιναίο (Αχινός) στο Μαλιακό κόλπο ανάμεσα στη Φθιώτιδα και την Θεσσαλία. Ο σεισμός είχε μέγεθος 7 R και μέγιστη ένταση X β. κατέστρεψε τα τείχη των Θερμοπυλών. Όπως αναφέρει ο Προκόπιος ο σεισμός συνοδεύτηκε από θαλάσσιο σεισμικό κύμα, που εισχώρησε στην ξηρά μέχρι τα βουνά στην περιοχή μεταξύ Εχινού και Σκάρφειας. Η θάλασσα επανήλθε στην αρχική της θέση και άφησε ψάρια στη στεριά. Η περιγραφή του κύματος, βρίσκεται στο ίδιο κείμενο με το σεισμό της Φωκίδας, που έγινε το ίδιο έτος και πολλοί θεωρούν ότι πρόκειται για τον ίδιο σεισμό. Μάλλον όμως πρόκειται για δύο διαφορετικούς αφού μεταξύ ΒΑ Βοιωτίας και Πατραϊκού κόλπου, παρεμβάλλεται μεγάλη περιοχή για την οποία δεν μνημονεύονται βλάβες.

554μ.Χ.

Στις 15 Αυγούστου το 554, η Κως επλήγη από φοβερό σεισμό 7 R και μέγιστης εντάσεως X β. Το σεισμό ακολούθησε μεγάλο θαλάσσιο κύμα που διείσδυσε στη στεριά. Η δόνηση είχε προκαλέσει μεγάλες καταστροφές τόσο στην Κω όσο και στα μικρασιατικά παράλια. Υπήρχαν πολλά ανθρώπινα θύματα και υλικές καταστροφές. Κατά τους βυζαντινούς χρονογράφους καταστροφές έγιναν έως την Αντιόχεια, την Νικομήδεια, την Παλαιστίνη, την Αραβία, την Αλεξάνδρεια, την Αίγυπτο και την Κωνσταντινούπολη.

Απόσπασμα από τον Κεδρηνό:

«Τῷ κζ' ἔτει, μηνί Αὐγούστῳ ιε', γέγονε σεισμός μέγας ὥς πεσεῖν πολλοὺς οἴκους καὶ ἐκκλησίας καὶ λουτρά καὶ τὰ τεῖχη μάλιστα τῆς χρυσῆς πόρτης... οὗτος ὁ σεισμός παγκόσμιος γέγονεν... καὶ τὴν θάλασσαν ἀναρριχάναι μίλια δύο καὶ πολλά πλοῖα ἀπολέσθαι ἐν τῇ τοῦ ὕδατος ἀναχαιτίσειν».

Ἐχουμε πολύτιμες πληροφορίες για τον σεισμό από τον Αγαθία τον Σχολαστικό που επισκέφθηκε το νησί μετά το σεισμό στο έργο του «Περὶ τῆς Ιουστινιανοῦ βασιλείας»:

«...ἢ τε γάρ θάλαττα ἐπιπλεῖστον ἀρθεῖσα, κατέκλυσεν τὰ παράκτια τῶν οἰκημάτων, καὶ διέφθειρεν αὐτοῖς χρήμασι καὶ ἄνθρωποις. τό τε μέγεθος τοῦ βρασμοῦ, ἐξάισιον οἷον γεγεννημένον, τὰ, ἔνθα οὐκ ἐνῆν ἀναρριχᾶσθαι το ρόθιον, ἅπαντα ἔρριψε καὶ κατέβαλεν. ἀπολώλασι δε χύδην σχεδόν τι ἅπαντες οἱ ἄστοί, εἴτε ἐν ἱεροῖς ἐτύγχανον πεφευγότες, εἴτε καὶ οἶκοι διαιτώμενοι, εἴτε καὶ ἄλλοσέ ποι ξυνειλημμένοι...».

Οι Τράλλεις (Αἰδῆνιο) ανατράπηκε ὅλη ἀπὸ το σεισμό καὶ το Ασκληπιεῖο καταστράφηκε.

557 μ.Χ.

Στις 14 Δεκεμβρίου, τὴ νύχτα, ἐγίνε σεισμός μεγέθους 7,0 R καὶ μέγιστης ἐντάσεως IX β. στὴν Κωνσταντινούπολη. Ο Αγαθίας δίνει περιγραφή των γεγονότων. Προηγήθηκαν δύο μεγάλοι σεισμοί, ἓνας τὸν Απρίλιο καὶ ἓνας τὸν Οκτώβριο. Ο σεισμός στὶς 6 Οκτωβρίου ἀκολουθήθηκε ἀπὸ θαλάσσιο σεισμικὸ κύμα στὴ Θράκη, που εἰσχώρησε 3 μίλια στὴν ξηρά, ἐπνίξε πολλοὺς ἀνθρώπους καὶ ἀρκετές πόλεις. Ο Θεοφάνης ἀναφέρει ὅτι ἀπὸ το σεισμό τὰ τεῖχη τῆς Κωνσταντινούπολης καταστράφηκαν. Ζημιές σημειώθηκαν σὲ ἐκκλησίες. Τὸ Ρήγιο καταστράφηκε. Οὐ μετασεισμοὶ κράτησαν ἀρκετές μέρες.

Ο χρονογράφος Γλυκάς δίνει τὴν ἀκόλουθη περιγραφή:

«Τότε καὶ ἡ θάλασσα ἐξελθοῦσα τῶν ὁρίων αὐτῆς ἐπὶ μίλια τρία πρὸς τὰ μέρη τῆς Θράκης, καὶ πολλὰς χώρας καὶ ἀνθρώπους ἀποπνίξασα ὑπέστρεψε. τότε δέ καὶ θανατικὸν ἀνθρώπων ἐν Κωνσταντινουπόλει γέγονε. τοσοῦτον δέ ἦν ὥστε μένειν ἀτάφους τοὺς ἀποθνήσκοντας

ἡμέρας γ', οὐδέ γάρ ἦν ὁδός διὰ τό πλῆθος θάπτεσθαι. ἐπεκράτει δέ μῆνας
Ιούλιον καί Αὐγουστον...».

740 μ.Χ.

Σφοδρός σεισμός στις 26 Οκτωβρίου, γκρέμισε σπίτια και εκκλησίες στην Κωνσταντινούπολη, με μέγεθος 7,4 R και μέγιστη ένταση IX β. Το επίκεντρο ήταν στην Προποντίδα, ζημιές παρατηρήθηκαν κυρίως στην Χρυσή Πύλη και το παραθαλάσσιο τμήμα προς την Προποντίδα. Τα θύματα ήταν πολλά(περισσότεροι από 1000). Έπεσε ο Ανδριάντας του Μεγάλου Θεοδοσίου και τα τείχη της πόλης προς την ξηρά. Βλάβες προκλήθηκαν στη Θράκη, και Μικρά Ασία(κυρίως στη Νικομήδεια και στη Νίκαια). Θαλάσσιο σεισμικό κύμα (αναφορά κάνουν ο Θεοφάνης και ο Κεδρηνός) κατέκλυσε πολλές πόλεις. Οι μετασεισμοί κράτησαν 12 μήνες.

Ο Κεδρηνός αναφέρει στο έργο του «Σύνοψις Ιστοριών» τα εξής:

«...Τῇ κστ'(=26) τοῦ Ὀκτωβρίου μηνός, τοῦ Ἀγίου Δημητρίου, ἡμέρα δ'(Τετάρτη) ὥρα η' σεισμός γέγονε φοβερός ἐν Κωνσταντινουπόλει καί ἐπτώθησαν ἐκκλησίαι καί μοναστήρια καί οἱκοι καί λαός πολὺς ἀπέθανεν...καί πόλεις καί χωρία ἐν τῇ Θράκῃ ἢ τε Νίκαια καί Νικομήδεια καί Πραίνετος. Ἀπέφυγε δέ καί ἡ θάλασς τῶν ἰδίων ὄρων (ἦτοι ὀρίων) ἐν τισι τόποις».

986 μ.Χ.

Καταστροφές σημειώθηκαν στην Κωνσταντινούπολη, στα περίχωρα και σε όλη την ανατολική Θράκη και τη Μικρά Ασία από το σεισμό στις 26 Οκτωβρίου το 986, μεγέθους 7,5 R και μέγιστη ένταση IX β. Ο σεισμός έγινε αισθητός μέχρι την νοτιοανατολική Ιταλία. Ο Λέων ο Διάκονος αναφέρει ότι ο σεισμός ήταν φρικώδης και κατεδάφισε τους πύργους των τειχών της Κωνσταντινούπολης και τις περισσότερες από τις οικίες. Οι οικίες έγιναν τάφοι. Βλάβες προκλήθηκαν στον ναό της Αγίας Σοφίας. Θαλάσσιο σεισμικό κύμα όχι πολύ ισχυρό κατέκλυσε και παρέσυρε ένα στυλίτη μοναχό.

«...όπηνίκα καί ὁ ἐν τοῖς Εὐτροπίου στύλος τῇ θεᾷ τῶν κυμάτων κατηνέχθη καί ὁ ἐν αὐτῷ μοναστής ἐναπεπνίγη τοῖς θαλασσίοις ρόθιοις δεινῶς...».

Ο Παχυμέρης που αισθάνθηκε το σεισμό της 11^{ης} Αυγούστου, όταν βρισκόταν στον Γαληνολιμένα της Προικοννήσου (νησιά του Μαρμαρά), αναφέρει ότι ο σεισμός έγινε νύχτα ($M=6.6$ R). Τμήμα του κοντινότερου βουνού κατρακύλισε στη θάλασσα και προκάλεσε θαλασσοταραχή (Ευαγγελάτου - Νοταρά, 1993).



Χάρτης : Το νησί της Κρήτης. Το αστεράκι δείχνει το επίκεντρο του σεισμού το 1303 μ.Χ., οι λατινικοί αριθμοί δείχνουν τις κατά τόπους εντάσεις και ο κυματισμός δείχνει τις περιοχές πως παρατηρήθηκε τσουνάμι (Guidoboni et al. 1994).

1303 μ.Χ.

Οι χειρότερες συνέπειες από το σεισμό της 8^{ης} Αυγούστου, 1303 υπήρξαν στην Κρήτη ($M=8.0$ R και μέγιστη ένταση XI β.). Σύμφωνα με δύο γράμματα που γράφτηκαν στον Δούκα της Κανδίας (Ηράκλειο) στις 8 και 28 Αυγούστου 1303, ο σεισμός κατέστρεψε εντελώς όλα τα σπίτια της πόλης, κατέρρευσαν η εκκλησίες του Αγ. Μάρκου και Αγ. Τίτου, το δημαρχείο, το κάστρο της πόλης, τα τείχη της πόλης και οι πύργοι στην περιοχή του λιμανιού. Υπήρξαν αρκετά θύματα, πηγές αναφέρουν περίπου 4000, κυρίως γυναίκες και παιδιά. Οι συνέπειες ήταν καταστροφικές και στο ανατολικό μέρος του νησιού, στα κάστρα Μαλεβίξι, Ριζόκαστρο, Απανοκάστελο, Μεραμπέλο, Σητεία, Τέμενος και στο δυτικό στα κάστρα Μυλοποτάμου, Ρεθύμνου, Αποκορώνι και Κίσαμος. Καταστροφές επίσης προκλήθηκαν στην Αίγυπτο (στις πόλεις Αλεξάνδρεια, Κάιρο, Damanhur al-Wahsh, Al-Minya, Qus, Sakha), στην Ιορδανία (Al-Karak, Ash Shawbak), στο Ισραήλ (Safad), στη Συρία (Δαμασκός, Hamah), στην Κύπρο (Λευκωσία), στην Τουρκία (Antalya, Αντιόχεια, Κωνσταντινούπολη, Sis). Στην Ελλάδα υπήρξαν βλάβες στην Κορώνη, στην Μεθώνη, στην Πελοπόννησο και στη Ρόδο (μεγάλες καταστροφές στην πόλη της

Ρόδου και πολλά θύματα). Ο σεισμός πιθανά να έγινε αισθητός σε Μαρόκο, Τυνησία, Ισπανία, Ιταλία.

Οι συνέπειες από το τσουνάμι: Στην Κανδια, η θάλασσα εισχώρησε στην πόλη με τόσο μεγάλη δύναμη που κατέστρεψε κτίρια και σκότωσε ντόπιους. Μετά αποσύρθηκε και άφησε τον πυθμένα ακάλυπτο. Στο Ισραήλ πλημμύρισε την πόλη Acre. Στην Αλεξάνδρεια (Αίγυπτος) έφτασε μέχρι τα τείχη. Στην πόλη Al-Minya (Αίγυπτος), τα νερά του Νείλου αποσύρθηκαν και υπήρξαν κατολισθήσεις στα βουνά γύρω από την περιοχή.

1331 μ.Χ.

Ο Νικηφόρος Γρηγοράς αναφέρει ότι το σεισμό στις 12 Φεβρουαρίου, μεγέθους 6,8 R και μέγιστης έντασης VIII β. στην Κωνσταντινούπολη, ακολούθησε μεγάλο θαλάσσιο κύμα που κάλυψε και κατέστρεψε τα παράλια τείχη του Βυζαντίου, γκρέμισε τις πόρτες των τειχών και κατέκλυσε σπίτια.

1332 μ.Χ.

Ο Νικηφόρος Γρηγοράς δίνει πληροφορίες για το σεισμό που έγινε στις 17 Ιανουαρίου στην Κωνσταντινούπολη ($M=6.8$ R και μέγιστης έντασης VIII β.). Έπεσε η κολώνα προ του ναού των Τεσσαράκοντα Μαρτύρων και σιδερένιοι σταυροί που ήταν στερεωμένοι στους ναούς. Συνοδεύτηκε από θαλάσσιο κύμα που κάλυψε και κατέστρεψε τα παραθαλάσσια βυζαντινά τείχη, γκρέμισε τις πύλες τους και πλημμύρισε τα σπίτια.

1344 μ.Χ.

Το μέγεθος της κύριας δόνησης τον μήνα Οκτώβριο, ήταν 7,2 R και μέγιστη ένταση X β. στην Κωνσταντινούπολη. Περιγραφή του γεγονότος δίνει ο Νικηφόρος Γρηγοράς, ο οποίος αναφέρει ότι οι σεισμοί άρχισαν στο μέσο του Φθινοπώρου. Ζημιές έπαθαν η Χερσόνησος της Καλλίπολης και μεγάλο μέρος της Ανατολικής Θράκης. Μέσα στην Κωνσταντινούπολη έπεσαν σπίτια και τα τείχη έπαθαν βλάβες. Έπεσαν φράχτες αμπελιών και κήπων. Οι δρόμοι ήταν αδιάβατοι από τα ερείπια. Θαλάσσιο κύμα ακολούθησε που κατέκλυσε τις ακτές σε βάθος 10 σταδίων (2 km). Άφησε πίσω του κομματιασμένα πλοία και γκρεμισμένα κτίρια και άφησε στη στεριά νεκρά ψάρια. Ο σεισμός έγινε αισθητός μέχρι τη Λυσιμάχεια και για λίγο στη

Χερσόνησο της Καλλίπολης και ακόμη πιο μακριά. Οι μετασεισμοί που ακολούθησαν ολοκλήρωσαν τις καταστροφές.

Ο Νικηφόρος Γρηγοράς κάνει λόγο και για τις συνέπειες των σεισμών στο ναό της Αγίας Σοφίας. Ο Schreiner (1975) παραθέτει απόσπασμα όπου αναφέρεται ότι έγινε φοβερός σεισμός τη νύχτα στις 18 Οκτωβρίου 1343 που προκάλεσε θαλάσσιο σεισμικό κύμα, το οποίο κάλυψε τα παραθαλάσσια οικήματα και όταν υποχώρησε η θάλασσα τα πλοία που παρασύρθηκαν έμειναν στη ξηρά. Ο Σαμοθράκης (1941) αναφέρει ότι το 1343 σεισμός κατέστρεψε την πόλη Γάνος στην Ανατολική Θράκη.



Χάρτης : Το νησί της Χίου - τα παράλια της Μικράς Ασίας. Το αστέρι δείχνει το επίκεντρο του σεισμού το 1389 μ.Χ., συμβολισμοί όπως προηγουμένως (Guidoboni et al. 1994).

1389 μ.Χ.

Στις 20 Μαρτίου 1389 ισχυρός σεισμός που ακολουθήθηκε από θαλάσσιο σεισμικό κύμα προκάλεσε καταστροφές στη Χίο. Ο σεισμός είχε μέγεθος $M=6,8$ R και μέγιστη ένταση IX β. Μεγαλύτερες καταστροφές στο Κάστρο και στην παραλία κυρίως στο Νέο Χωριό. Ζημιές και στη Μ. Ασία (Σμύρνη, Νέα Φώκαια και Ικαρία).

Αναφορά σε κώδικα της Βιβλιοθήκης Παλέρμου:

«Έτος 6897 μηνός Μαρτίου 20/ημέρα Σαββατώ ώρα 8 ἔπη τῆς βασιλείας τοῦ εὐσεβεστάτου βασιλέως Ἰωάννου ἐγένετο και ὁ μέγας, σεισμός ὅτε κατέπεσον τὰ τεῖχη τῆς Χίου και οἶκοι και ναοί πολλοί διερράγισαν και κατέπεσον και ἡ θάλασσα ἀναβράσασα και ἐξῆθεν ἔνωσ το ἡμισι τοῦ φόρου και αὖ ἀπεστράφη ἐν τῷ ἰδίῳ τόπῳ αὐτῆς».

1402 μ.Χ.

Στις 30 Αυγούστου 1402 ο Z. Contarini ἔστειλε στον ξάδελφό του D. Saranzo στη Δαμασκό επιστολή που ανέφερε τα εξής:

Ο σεισμός κατέστρεψε το φρούριο και την περιοχή της Βοστίτσας (Αίγιο) κατά το μεγαλύτερο τους μέρος. Το κάστρο, το χωριό Διακοφτό και το βουνό στο οποίο είναι χτισμένα καταστράφηκαν και αποκλείσθηκαν οι διαβάσεις. Κατέρρευσε το οχυρό Ζάχολη και το βουνό στο οποίο ήταν χτισμένο άνοιξε στα τέσσερα. Το κάστρο Ξυλόκαστρο και το βουνό στο οποίο ήταν χτισμένο καταστράφηκαν και πολλοί άνθρωποι βρήκαν τον θάνατο. Θαλάσσιο σεισμικό κύμα μεγάλου ύψους δημιουργήθηκε, που εισχώρησε 1200 m στην ξηρά και κατέστρεψε τη χώρα. Όταν το νερό της θάλασσας αποσύρθηκε, πολλά ψάρια παρέμειναν στην ξηρά. Η παροχή των πηγών από την Πάτρα έως την Κόρινθο αυξήθηκε. Το κύμα στην απέναντι ακτή της Στερεάς Ελλάδας, σάρωσε τα σιτηρά που θέριζαν οι ντόπιοι, οι οποίοι κατέφυγαν σε λοφίσκο για να σωθούν. Βλάβες προκλήθηκαν στην Βιτρινίτσα και στα Σάλωνα, όπου από τη φωτιά που ξέσπασε καταστράφηκαν επάλξεις του κάστρου, πάνω από 500 σπίτια αποτεφρώθηκαν και πολλά ζώα σκοτώθηκαν. Η Ευαγγελάτου-Νοταρά (1986) θεωρεί ως μήνα γένεσης του σεισμού τον Ιούνιο. Ο σεισμός είχε μέγεθος 7,0 R και ένταση X β. στο Διακοφτό.

1481 μ.Χ.

Στις 3 Οκτωβρίου 1481, σφοδρή δόνηση στη Ρόδο, μεγέθους $M=7,2$ R και μέγιστης εντάσεως X β. έλαβε χώρα, η οποία συνοδεύτηκε από θαλάσσιο σεισμικό κύμα. Περιγραφή των γεγονότων δίνουν οι Coronelli και Parisotti (1688):

«...Κατά τόν χρόνον ὅπου ἡ ξηρά ἐσείετο, ἰσχυρός ἄνεμος προερχόμενος ἀπό ἀπομεμακρυσμένας θαλασσίας περιοχάς ἀνύψωσε τὰ θαλάσσια ὕδατα πλέον τῶν τριῶν μέτρων ὑπεράνω τῆς ἐπιφανείας τῆς θαλάσσης

καί κατεκλύζοντα τήν ξηράν ήπειλυσαν τήν πόλιν τῆς Ρόδου μέ
όλοκληρωτικήν καί τελικήν καταστροφήν...Μετ' ὀλίγον τά ὕδατα
ἀπεσύρθησαν εἰς τήν συνήθη θέσιν των, ή θάλασσα ήρέμησε καί ἔπαυσεν
ή δόνησις τοῦ ἐδάφους...».

Το θαλάσσιο κύμα είχε ὕψος 3 m και παρέσυρε ἕνα πλοίο, το έριξε σε ὕφαλο και το
βύθισε μαζί με το πλήρωμά του. Κανένα κτίριο δεν είχε καταρρεύσει. Οι δονήσεις
συνεχίστηκαν αρκετό καιρό μετά.

1494 μ.Χ.

Οι περιηγητές Olivier και Thenet, διηγούνται ότι το 1490 σεισμός συγκλόνησε το
νησί της Κρήτης από τα ανατολικά προς τα δυτικά και προξένησε μεγάλες
καταστροφές. Οι δονήσεις κράτησαν ἕνα μήνα. Ο περιηγητής Pietro Casola αναφέρει
ότι την 1 Ιουλίου το 1494 έγινε ισχυρός σεισμός στο Ηράκλειο. Το μοναστήρι του
Αγίου Φραγκίσκου έπαθε σοβαρές βλάβες. Μεγάλες ζημιές προκλήθηκαν στα
κωδωνοστάσια των εκκλησιών και σε ιδιωτικά κτίρια.ο πανικός ήταν μεγάλος. Στο
λιμάνι παρατηρήθηκαν μεγάλα κύματα που έκαναν τα πλοία να συγκρούονται. Ο
σεισμός είχε μέγεθος 7,2 R και μέγιστη ένταση IX β. στο Ηράκλειο.

1508 μ.Χ.

Σεισμός συνέβη στην Κρήτη, που πιθανά συνοδευόταν από θαλάσσια σεισμικά
κύματα στις βορειοανατολικές και νότιες ακτές του νησιού. Το μέγεθος του σεισμού
ήταν 7,1 R και μέγιστης εντάσεως X β. στην Ιεράπετρα.

1509 μ.Χ.

Στις 14 Σεπτεμβρίου έγινε σεισμός μεγέθους 7,7 R και μέγιστης εντάσεως X β. που
προκάλεσε ζημιές στην Κωνσταντινούπολη και στην Ανατολική Θράκη. Ο Hammer
αναφέρει ότι ήταν ο μεγαλύτερος σεισμός από όσους αναφέρονται στην Οθωμανική
Αυτοκρατορία. Κατέρρευσαν 109 τζαμιά, 1070 σπίτια, τείχη, οι 7 πύργοι και ο
περίβολος των ανακτόρων. Χιλιάδες άνθρωποι καταπλακώθηκαν από τα ερείπια. 45
ημέρες κουνιόταν η γη στην Κωνσταντινούπολη, την Ευρώπη και τη Μ. Ασία. 2
συνοικίες της πόλης Τσουρλού (Tschorum) καταποντίστηκαν, τα τείχη της
Καλλίπολης ρηγματώθηκαν και το Διδυμότειχο μετατράπηκε σε ερείπια. Θαλάσσιο
σεισμικό κύμα παρατηρήθηκε στην Κωνσταντινούπολη και στο Γαλατά. Η θάλασσα

όρμησε πάνω στα τείχη και πλημμύρισε τους δρόμους της πόλης. Οι μετασεισμοί διάρκεσαν πάνω από δύο μήνες.

1609 μ.Χ.

Από το σεισμό που έγινε τον Απρίλιο στη Ρόδο, μεγέθους $M=7.2$ R και μέγιστης έντασης IX β., γκρεμίστηκε το μισό της πόλης της Ρόδου και του κάστρου. Πολλοί άνθρωποι πνίγηκαν από το θαλάσσιο κύμα που ακολούθησε το σεισμό. Αισθητός έγινε έως την Αίγυπτο και τις ακτές της Συρίας (Ambraseys and Finkel, 1995).

1612 μ.Χ.

Σφοδρός και καταστρεπτικός ήταν ο σεισμός αυτός, για την ακρίβεια ακολουθία δονήσεων που συγκλόνισαν την Ανατολική Μεσόγειο. Μία από αυτές τις δονήσεις μεταξύ 9-13 Νοεμβρίου προξένησε μεγάλες καταστροφές. Πιθανολογείται ότι συνοδευόταν από θαλάσσιο σεισμικό κύμα αφού πολλά αγκυροβολημένα ή πλέοντα πλοία παρασύρθηκαν στην ξηρά ή βυθίστηκαν στη θάλασσα. Μέσα στην πόλη του Ηρακλείου κατέρρευσαν και έπαθαν ζημιές αρκετά κτίρια. Η κυριότερη δόνηση είχε μέγεθος 7,0 R και μέγιστη ένταση III+ β. στο Ηράκλειο (Ν. Κρήτη).

1629 μ.Χ.

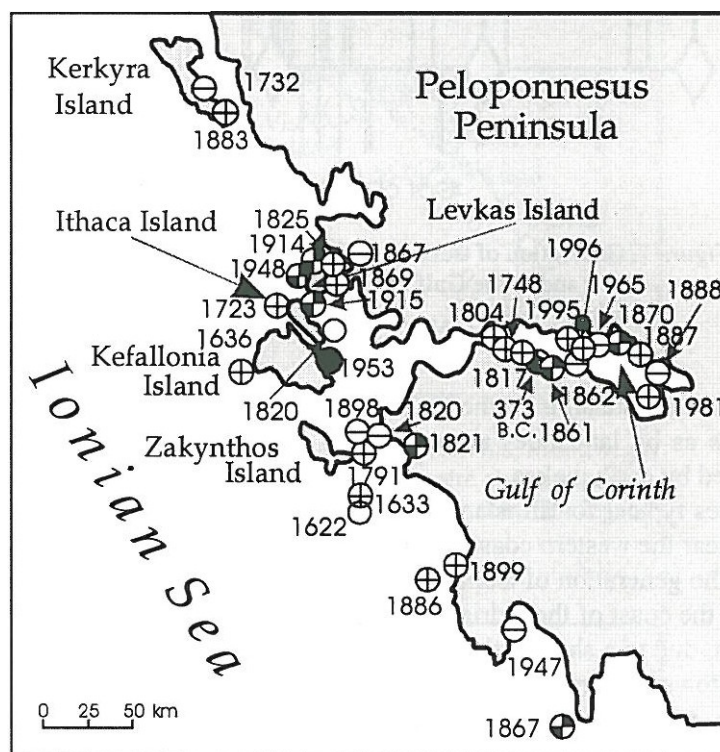
Το επίκεντρο του σεισμού στις 10 Μαρτίου του 1629, βρίσκεται μεταξύ Μεγαλονήσου και Κυθήρων, με μέγεθος $M=7,0$ R και μέγιστη ένταση IX β. Παραθέτουμε ενθύμηση που εξέδωσε ο Σπ. Δεβιάζης ενός κρητικού παπά σε κώδικα της Δημοτικής (Φωσκολιανής) Βιβλιοθήκης: Ο σεισμός έγινε αισθητός σε όλο το νησί της Κρήτης, γκρέμισε σπίτια, πολλοί θάφτηκαν κάτω από τα ερείπια.

Για τον ίδιο σεισμό υπάρχουν αναφορές δύο πλοιάρχων στις Αρχές της Ζακύνθου. Ο ένας εν ονόματι Ανδρέας Ρούσος κατέθεσε ότι κατά το ταξίδι του από την Κρήτη συνάντησε τρικυμία και άκουσε υποθαλάσσιο θόρυβο. Ο άλλος πλοίαρχος ισπανικού σκάφους κατέθεσε ότι συνάντησε πλημμυρίδα και τράνταγμα κοντά στα Κύθηρα. Ένας τρίτος πλοίαρχος παρατήρησε στη θάλασσα συντρίμια πλοίων και πτώματα ναυαγών.

1633 μ.Χ.

Ισχυρός σεισμός μεγέθους 6,9 R και μέγιστης εντάσεως X β. πλήττει τη Ζάκυνθο στις 5 Νοεμβρίου το 1633. Ο Αντωνόπουλος αναφέρει ότι από τον Benito (ή Bonito) (1691) πληροφορούμαστε ότι:

«την 5 Νοεμβρίου 1633 βίαιος σεισμός δόνησε τη Ζάκυνθο. Πολλές οικίες κατέρρευσαν και πολλά άτομα εξαφανίστηκαν. Το ακρωτήριο του Αγ. Σώστη βυθίστηκε, όρη κατέπεσαν και σε πολλές περιοχές το έδαφος διερράγη και φλόγες βγήκαν από τα χάσματα. Η θάλασσα ανυψώθηκε και με μεγάλη ορμή διείσδυσε στη ξηρά και προκάλεσε ζημιές».



Σχήμα 2.3: Επίκεντρα των σεισμών που παρήγαγαν τσουνάμι κοντά στις ακτές της Δυτικής Ελλάδας, στο Ιόνιο Πέλαγος, στην περιοχή του Κορινθιακού κόλπου και των Ιόνιων νήσων όπου παρατηρήθηκαν τσουνάμι (Soloviev et al. 2000).

Ο Αντωνόπουλος παρατηρεί ότι κατά το σεισμό, μέρος από τους απόκρημνους βράχους του ακρωτηρίου του Αγ. Σώστη, στις νότιες ακτές της Ζακύνθου κατέρρευσαν μέσα στη θάλασσα και σχημάτισαν νησίδα. Είναι πιθανό το γεγονός αυτό, να προξένησε τα κύματα που περιγράφει ο Benito.

Ο σεισμός έγινε αισθητός και στην Κεφαλονιά όπου μέρος των τειχών του κάστρου του Αργοστολίου και αρκετά κτίρια κατέρρευσαν, καθώς και πολλά άτομα θάφτηκαν

κάτω από αυτά τα ερείπια. Ιταλοί χρονογράφοι αναφέρουν ότι έγινε αισθητός στη Βερόνα και στη Μάντοβα της βόρειας Ιταλίας.

1636 μ.Χ.

Ο μεγάλος σεισμός στις 30 Σεπτεμβρίου στην Κεφαλονιά, μεγέθους $M = 7.2$ R και μέγιστης έντασης IX β. στο Μαρκόπουλο, προκάλεσε καταστροφές στην κεφαλονιά και στη Ζάκυνθο. Σε επιστολή των συνδίκων (εγχώριων αρχόντων), προς τον Δόγη της Βενετίας αναφέρεται ότι έγινε καταστρεπτικός σεισμός, βράχια έπεσαν και ξεριζώθηκαν δέντρα στον Αίνο. Η πόλη του Αγίου Γεωργίου έπαθε μεγάλες καταστροφές, 525-540 άνθρωποι σκοτώθηκαν και πάρα πολλοί τραυματίστηκαν. Περισσότερες βλάβες σημειώθηκαν σε Λειβαθώ, Αργοστόλι και Ληξούρι. Ο Αρχιμανδρίτης Ιερόθεος (Αββατίου) σε έκθεση του (1648) αναφέρει ότι ερημώθηκαν τα χωριά Εικοσιμία, Ελειός, Μαρκόπουλο, Βάλτα, Κορωνοί, Σολωμάτα, Ηράκλειο, Πυργί. Στο όρος Αίνος δέντρα ξεριζώθηκαν. Τα μέρη γύρω από το φρούριο στα Ομαλά έπαθαν βλάβες. Καπετάνιος πλοίου αισθάνθηκε έντονο κυματισμό ανοιχτά της Κεφαλονιάς. Στις Στροφάδες, στο Μοναστήρι κατέρρευσε ο πύργος και μερικά μέρη του τοίχου.

1650 μ.Χ.

Σειρά δονήσεων μεγάλης χρονικής διάρκειας συνέβησαν στις 7 Οκτωβρίου στη Σαντορίνη. Το μέγεθος του σεισμού ήταν 6,8 R και η μέγιστη ένταση VIII β. Στη Σαντορίνη τα κτίρια έπαθαν βλάβες, βράχια κατρακύλησαν και αυξήθηκε η θερμοκρασία. Οι σεισμοί ξεκίνησαν από τα τέλη του 1649, η ένταση αυξήθηκε τον Μάρτιο και συνεχίστηκαν το 1650. Στις 29 Σεπτεμβρίου έγινε βίαια υποθαλάσσια έκρηξη ηφαιστείου με εκτίναξη μεγάλης ποσότητας σποδού. Σχηματίστηκε νησίδα με κρατήρα που εκσφενδόνιζε πελώριους πυρακτωμένους λίθους, άφθονο πυροκλαστικό υλικό και κυρίως ηφαιστειακή σποδός. Η τέφρα έφθασε μέχρι τη Μικρά Ασία όπου κάλυψε τα φύλλα των δέντρων με λεπτό στρώμα. Τα δηλητηριώδη αέρια προκάλεσαν το θάνατο 40 χωρικών, αρκετών ζώων και πουλιών. Ένα πλοίο που παράπλεε το ακρωτήρι Κολούμπο ακινητοποιήθηκε από την ελαφρόπετρα που έπλεε και το πλήρωμά του βρήκε τραγικό θάνατο. Το θαλάσσιο σεισμικό κύμα που δημιουργήθηκε, είχε στη δυτική ακτή της Πάτμου, ύψος 30 m και στην ανατολική 27m. Στην Ίο 18m. Στη Σίκινο διείσδυσε η θάλασσα 180 m. Στην Κέα πλοία παρασύρθηκαν στην ξηρά. Στην Κρήτη αποκόπηκαν από τα αγκυροβόλια τους. Στη

Σαντορίνη σπίτια καταστράφηκαν. Η δόνηση έγινε αισθητή μέχρι την Κωνσταντινούπολη. Αργότερα καταδύθηκε η ηφαιστειογενής νησίδα και στη θέση παρέμεινε ο ύφαλος σε βάθος 18 m, που ονομάστηκε Κολούμπος.

Ενθύμηση από μοναστήρι του Αγίου Όρους που διασώζει ο Μ. Μαραβελάκης αναφέρει:

«...εφούσκωσεν η θάλασσα και ανέβηκεν επάνω εις το νησί ως δύο μίλια, και επήρεν ερημοτοίχια και παρακκλήσια όπου ευρίσκονταν ανάμεσα εις τα χωράφια, όπου δεν άφησε μήτε θεμέλιον. Ως αύτως και τρία καμίνια φορτωμένα και καράβια όσα έφτασε και χωράφια και αμπέλια όλα τα πήρε...»

1672 μ.Χ.

Ο σεισμός προκάλεσε βλάβες στην Τένεδο και έγινε αισθητός μέχρι την Κω και την Σαντορίνη. Την δόνηση ακολούθησε θαλάσσιο σεισμικό κύμα όπως αναφέρει ο Montandon.

1688 μ.Χ.

Ο σεισμός στις 10 Ιουλίου μεγέθους $M = 6.8$ R στη Σμύρνη (μέγιστη ένταση X β.) κράτησε 20-30 sec. Στη Σμύρνη καταστράφηκαν κυρίως οι χαμηλές περιοχές, στον κάμπο της πόλης. Πολλά από τα τείχη που έβλεπαν στα ανατολικά και τα τρία τέταρτα των κτιρίων κατέρρευσαν. Καταστράφηκαν εκκλησίες και τα 14 από τα 17 τζαμιά. Ξέσπασε πυρκαγιά. Στη Σμύρνη σκοτώθηκαν 5000 άνθρωποι και πολλοί κάηκαν. Το οχυρό Sancak Burnu (στην είσοδο του κόλπου της Σμύρνης, 3 km από την πόλη) και το έδαφος γύρω από αυτό βυθίστηκαν. Έγινε νησί που χωρίστηκε από την ενδοχώρα με κανάλι πλάτους 30 m. Η ακτή της Σμύρνης προχώρησε εσωτερικά 60cm λόγω της καταβύθισης του εδάφους. Ρωγμές στη γη και έντονη μυρωδιά θειαφίου. Δημιουργήθηκαν νέες πηγές, τα πλοία στα λιμάνια αναταράχθηκαν. Η δόνηση έγινε αισθητή σε Φώκαια, Χίο, Νάξο, Κουσάντασι, Λέσβο και Κωνσταντινούπολη.

1723 μ.Χ.

Στη Λευκάδα στις 22 Φεβρουαρίου 1723, στις δύο τη νύχτα έγινε ένας πάρα πολύ ισχυρός σεισμός και πολλά σπίτια γκρεμίστηκαν. Σε ενθύμηση του ιερέα Κονταρίνη από το Ληξούρι αναφέρεται ότι έπεσε ο γυναικωνίτης της εκκλησίας της Ευαγγελίστριας, ράγισε η εκκλησία του Αγ. Μηνά, το καμπαναριό του Σωτήρος και ο

τοίχος της Αγ. Παρασκευής και μεγάλη ζημιά έγινε στην πρωτεύουσα Αμαξική. Από παλαιά εντοιχισμένη πλάκα στον καθολικό ναό του Παντοκράτορος, στο φρούριο, προκύπτει ότι και η εκκλησία αυτή κατερειπώθηκε από αυτό το σεισμό και ανοικοδομήθηκε από τον Βαρβαρήγο Μπάλμπο το 1733. Στην ίδια ενθύμηση αναφέρεται ότι κόντεψαν να χαλάσουν όλα τα σπίτια στο Ληξούρι. Η θάλασσα στράφηκε προς την ξηρά και μετά τραβήχτηκε πάλι πίσω. Βλάβες προκλήθηκαν στο βόρειο μέρος της Κεφαλονιάς, στην Παλική και την Ερισο και στο Αργοστόλι. Ο σεισμός έγινε αισθητός στη Ζάκυνθο και στην Ήπειρο. Ο Τριανταφύλλου αναφέρει ότι έπληξε σφοδρά την Πάτρα. Οι μετασεισμοί κράτησαν έως τον Μάρτιο.

1732 μ.Χ.

Το Νοέμβριο του 1732, ισχυρή δόνηση έλαβε χώρα στην Κέρκυρα με μέγεθος 6,6 R και μέγιστη ένταση VIII β., που συνοδευόταν από θόρυβο από το μέρος της παραλίας και η θάλασσα φάνηκε να φουσκώνει. Ήταν καταστρεπτική στην Κέρκυρα και έγινε αισθητή στην Λευκάδα, την Ιθάκη, την Κεφαλονιά και την Ζάκυνθο.

1738 μ.Χ.

Σεισμός στη Μήλο στις 20 Ιουλίου 1738 μεγέθους 6,5 R και μέγιστης έντασης IX β., κατέστρεψε την Ζεφυριά (Παλαιοχώρα). Μετά ακολούθησε μεγάλη πλημμύρα. Οι κάτοικοι αναγκάστηκαν να καταφύγουν στο Κάστρο, όπου έχτισαν μικρά σπίτια. Ο περιηγητής Sonnini αναφέρει ότι πριν από το σεισμό το νησί είχε 5000 κατοίκους και μετά έμειναν μόνο 200.

1741 μ.Χ.

Οι Ambraseys και Finkel (1995) μας πληροφορούν ότι στην πόλη της Ρόδου και στα χωριά του νησιού όλα τα σπίτια έπαθαν βλάβες και πολλά καταστράφηκαν από το σεισμό που έγινε στις 31 Ιανουαρίου, μεγέθους $M=7.4$ R και μέγιστης εντάσεως VIII β. Κατέρρευσαν περισσότερα από 100 σπίτια, βλάβες προκλήθηκαν στα τείχη και στις οχυρώσεις. Η θάλασσα αποσύρθηκε και πλημμύρισε ξανά βίαια την ακτή 12 φορές. Σκέπασε με νερό την απέναντι ακτή από το νησί και κατέστρεψε 5-6 χωριά 1 km εσωτερικά του νησιού. Στο Καστελόριζο προκλήθηκαν ρωγμές και σοβαρές βλάβες στο κάστρο. Στον Πύργο το κάστρο κατέρρευσε. Η δόνηση έγινε αισθητή σε Κρήτη και Κύπρο (βλάβες στο Μοναστήρι Άγιος Χρυσόστομος κοντά στη Λευκωσία,

στην Αμμόχωστο κατέρρευσε μιναρές τζαμιού). Στο Κάιρο κατέρρευσαν 4 τζαμιά και λίγα σπίτια. Οι μετασεισμοί κράτησαν μέχρι τις αρχές Φεβρουαρίου 1742.

1748 μ.Χ.

Ισχυρότατος σεισμός συγκλόνησε το Αίγιο στις 25 Μαΐου, προκάλεσε ζημιές στην πόλη. Ο σεισμός είχε μέγεθος 6,8 R και μέγιστη ένταση IX β. Οι αρχικές δονήσεις ήταν μέτριες και οι κάτοικοι έντρομοι έφυγαν σε ασφαλέστερα μέρη. Το γεγονός ήταν σωτήριο, γιατί ακολούθησε ισχυρότατη δόνηση που κατέστρεψε το μεγαλύτερο μέρος των σπιτιών, των εκκλησιών και των πύργων.

Λεπτομέρειες για το σεισμό βρίσκουμε σε μία έκθεση του Ενετού πρόξενου Πατρών Λάπα, προς τον «Προβλέπτην» της Ζακύνθου:

«...Όταν έπαυσαν οι ισχυρές δονήσεις, η θάλασσα ξαφνικά αποσύρθηκε από την παραλία του Αιγίου, αφήνοντας τον πυθμένα άδειο, να σχηματίζει φρικάλεαν άβυσσον. Αφού λοιπόν το νερό της θαλάσσης τραβήχτηκε προς τα βαθιά, αγρίεψε και σηκώθηκε ψηλά τόσο, ώστε δεν εφάινοντο τα όρη της απέναντι Στερεάς Ελλάδος. Η θάλασσα τότε όρμησε με μεγάλη δύναμη κατά της παραλίας του Αιγίου 2 φορές. Σε μια τρίτη εξόρμησή της, το κύμα εκάλυψε τη μεγάλη πλάτανον της παραλίας (ξεπερνώντας το ύψος της) και έφθασε μέχρι την κορυφή του βουνού, που δεσπόζει της πόλεως.

Στην παραλιακή ζώνη παρέσυρε τα σπίτια, τις αποθήκες, το Τελωνείον και αυτόν τον ίδιο τον μεγάλον πλάτανον, από τον οποίον κατόπιν δεν ευρέθη παρά μόνον ο κορμός του. Τα αγριεμένα κύματα έφθασαν έως και πέρα από την πόλη προξενώντας σημαντικές ζημιές. Χάθηκαν επίσης πολλά ποίμνια και αρκετοί άνθρωποι.

Στο λιμάνι ευρίσκοντο καΐκια, βάρκες και δυο ναπολιτάνικες φελούκες. Κατά περίεργον τρόπον ο καπετάνιος της μίας φελούκας βρέθηκε αργότερα εκσφενδονισμένος πάνω στο βουνό. Όλα τα πλοία που ήσαν στο λιμάνι κατεστράφησαν, η δε καταστροφή υπήρξεν ακαριαία.

Όταν η θάλασσα ησύχασε και ξαναπήρε τη συνηθισμένη θέση και κατάστασή της, ένα πλήθος από ψάρια και όστρακα ευρέθησαν μέσα στην πόλη και στα γύρω χωριά. Οι δονήσεις συνεχίστηκαν επί κάμποσες εβδομάδες, ενώ οι κάτοικοι των παραλιών είχαν καταφύγει για ασφάλεια στα ενδότερα...».

Το Μάιο του 1758, γίνεται σεισμός μεγέθους 6,8 R στη Λαμία. Ο σεισμός είχε ως συνέπεια στη θάλασσα μεταξύ της Στερεάς και της Β. Εύβοιας να εξαφανιστούν 3 νησάκια, ενώ η Ποντικόννησος βόρεια της Εύβοιας κατακλύσθηκε μερικώς από θάλασσα.

Ο Ιωάννης Παπαϊωάννου αναφέρει τα εξής:

Ο J. Berryat σημειώνει τα εξής: «1758...Μάιος το νησί Ποντίλο (ή Μονωλιά) και δύο μικρά γειτονικά νησιά που βρίσκονται στον κόλπο του Ζητουνιού κοντά στο Νεγραπόντε (Εύβοια) μέσα στο Αρχιπέλαγος, βυθίστηκαν ξαφνικά στη θάλασσα». Κατά τον Β. Παπαζάχο το φαινόμενο οφείλεται σε σεισμό μεγέθους 6,8 R με επίκεντρο στο Μαλιακό κόλπο.

Ο Ν. Αμβράζης (αναφέρει ο Ι. Παπαϊωάννου) υποστηρίζει πως το φαινόμενο οφείλεται σε κατολίσθηση. Δημιουργήθηκε θαλάσσιο σεισμικό κύμα μεγάλου ύψους που κατέκλυσε τα 3 νησιά των Λιχάδων.

1766 μ.Χ.

Το επίκεντρο του σεισμού στις 22 Μαΐου ήταν κοντά στη βορειοανατολική ακτή της θάλασσας του Μαρμαρά (M=7.1 R και μέγιστη ένταση IX β. στην Κωνσταντινούπολη). Καταστροφές στην Κωνσταντινούπολη, πολλά κτίρια κατέρρευσαν, 4500 άνθρωποι σκοτώθηκαν. Ένα ισχυρό θαλάσσιο κύμα προκάλεσε καταστροφές κατά μήκος του Βοσπόρου και του κόλπου των Μουδανιών. Ο Γαλατάς και το Πέραν δεν έπαθαν βλάβες. Στον κόλπο της Νικομήδειας (Izmit) πόλεις και χωριά καταστράφηκαν. Ο σεισμός και το κύμα προκάλεσαν βλάβες και στα ναυπηγεία της Νικομήδειας. Καταστράφηκε το Deli και η Προύσα. Βλάβες σε όλα τα σπίτια στις πόλεις Catalca, Corlu, Karisdiran. Βλάβες σε Αρκαδιούπολη (Burgaz) και Αδριανούπολη (Edirne) έως και Ραιδεστό (Tekirdag). Αισθητή έως τη Θεσσαλονίκη και τη Σμύρνη. Μετασεισμοί συνέβαιναν μέχρι τέλος Ιουνίου (Perrey 1848, Mallet 1854, Αντωνιάδης 1907, Κωνσταντινίδης 1939, Ambraseys and Finkel 1995).

1769 μ.Χ.

Από ενθύμηση στη Δεσφίνα γνωρίζουμε ότι ο σεισμός προκάλεσε μεγάλες βλάβες σε όλο το χωριό και δημιούργησε θαλάσσιο κύμα (M= 6.8 R και μέγιστη ένταση VIII β.). Βλάβες προκλήθηκαν και στην περιοχή της Άμφισσας, στο φρούριο της

Ναυπάκτου και στα κάστρα του Ρίου και Αντίρριου (Χρηστομάνος 1870, Ambraseys and Jackson 1997).

1783 μ.Χ.

Ο σεισμός έγινε την 23 Μαρτίου, είχε μέγεθος 7,0 R και κατέστρεψε τη Λευκάδα στην οποία η μέγιστη ένταση ήταν X β. Προηγήθηκαν ισχυροί προσεισμοί (αισθητοί ως την Κεφαλονιά), ενώ οι μετασεισμοί κράτησαν έως τις αρχές Σεπτεμβρίου του ίδιου έτους.

Ο κύριος σεισμός είχε επίκεντρο το Αθάνι Λευκάδας, το οποίο καταστράφηκε εκ θεμελίων, ενώ όλο το νησί υπέστη σοβαρές βλάβες. Κομμάτια βράχων αποκολλήθηκαν και κατρακύλησαν προξενώντας ζημιές. 855 κτίρια και 7 εκκλησίες κατέρρευσαν. Πολλά μοναστήρια υπέστησαν βλάβες. Ο σεισμός ήταν αισθητός ως την Βενετία.

Αναφέρονται διάφορες ενθυμήσεις στο συμβάν όμως αξίζει να αναφέρουμε απόσπασμα μιας ιδιότυπης αφήγησης σε παλαιό κώδικα την οποία παραδίδει ο Σπ. Λάμπρος:

«Εις τους 1783 Ιανουαρίου 20. Κίτος μεγάλο εύγαλε η θάλασσα...Εις τας 26 του αυτού μηνός την ημέρα του Αγίου Γρηγορίου του Θεολόγου έκαμεν έναν φοβερότερον σεισμόν και υπερθαυμαστόν εις την πόλιν λεγομένην Μεσήνην (της Σικελίας) και εσυκώθη η θάλασσα (πράγμα θαυμαστόν) και εκάλυψεν όσα πλοία ευρίσκονταν εις τον αυτής λιμένα...»

1794 μ.Χ.

Σε ενθύμηση του Χριστόπουλου (1971/1972), αναφέρεται ότι στις 11 Ιουνίου, έγινε σεισμός ($M = 6.7$ R), άνοιξε η γη σε περιοχή κοντά στη θάλασσα στο Γαλαξειδί. Μεγάλη ποσότητα νερού με κοκκινωπή λάσπη εκτινάχθηκε και κύλισε προς τη θάλασσα. Η θάλασσα ανέβηκε σε ύψος 10 βημάτων προκαλώντας θόρυβο και υποχώρησε ξανά σε βάθος 10 βημάτων κάτω από το φυσιολογικό επίπεδο. Αυτό έγινε επανειλημμένα τρεις φορές για μισή ώρα. Συνέχισε την κίνηση για δώδεκα ώρες με μικρότερη ένταση και έπειτα έφτασε στην αρχική της θέση.

1804 μ.Χ.

Στις 7/8 Ιουνίου ο σεισμός είχε επίκεντρο τα ΒΔ παράλια της Πελοποννήσου. Μεγάλες ήταν οι καταστροφές στην Πάτρα (μέγιστη ένταση IX β.) και στα γύρω

παραθαλάσσια χωριά. Το μέγεθος του σεισμού 6,6 R. Τα πλοία διαταράχθηκαν βίαια από αναφορές ξένων περιηγητών. Πληροφορίες αναφέρουν ότι ο σεισμός συνοδεύτηκε από θαλάσσιο σεισμικό κύμα. Έχασαν τη ζωή τους αρκετοί κάτοικοι και ανατράπηκαν αρκετά κτίρια.

1817 μ.Χ.

Τρομακτική δόνηση στις 23 Αυγούστου μεγέθους 6,5 R και μέγιστης εντάσεως X β., ισοπέδωσε τα δύο τρίτα του Αιγίου και των γειτονικών χωριών, ενώ θαλάσσιο σεισμικό κύμα σάρωνε την παραλία μέχρι τον Σελινούντα ποταμό και εξαφάνισε ένα ολόκληρο ακρωτήριο. Ο σεισμός κράτησε 1,5 λεπτό. Ο περιηγητής Πουκεβίλ αναφέρει:

«...γύρω στις 8 το πρωί, το Αίγιο(Βοστίτσα) καταστράφηκε από σεισμό. Πριν το σεισμό προηγήθηκαν θόρυβοι και κρότοι. Η θάλασσα ήταν τόσο ζεστή που ζεματίστηκαν τα χέρια των ψαράδων. Στις 13 Αυγούστου είχε προηγηθεί σεισμός στο Αίγιο και στις 20 στην Πάτρα. Αποσύρθηκε η θάλασσα σε μεγάλη απόσταση, επανήλθε με ορμή, ανυψώθηκε 5 m και κάλυψε μία απόσταση 100 βημάτων (75 m)...»

1818 μ.Χ.

Θαλάσσιο σεισμικό κύμα τον Ιανουάριο του 1818, στον Σαρωνικό αναφέρεται σε κάποιους καταλόγους.

1821 μ.Χ.

Στις 6 Ιανουαρίου στις 8 το βράδυ έγινε μία δόνηση, η οποία κράτησε 20 sec. Θαλάσσιο σεισμικό κύμα κατακλύζει την παραλιακή ζώνη της Πάτρας και τις δυτικές περιοχές της. Μεγάλες καταστροφές προκλήθηκαν στο λιμάνι της πόλης και σε κοντινά κτίρια, κατακλύζεται το αρχαίο Ιερό της Δήμητρας (τόρα είναι αφιερωμένο στον προστάτη της τον Απόστολο Ανδρέα), δέντρα ξεριζώνονται.

Περιγραφή του Γάλλου πρόξενου της πόλης Πουκεβίλ:

«...ὅτε κατὰ τάς πρώτας ἡμέρας τοῦ Ἰανουαρίου (τοῦ 1821) ἡ θάλασσα τοῦ κόλπου τῶν Ἀλκυονίδων αἴφνης, ξηρανθείσης τῆς παραλίας αὐτῆς, ἀποσύρεται καί ἐπανελθοῦσα μετὰ τρομεροῦ τυφῶνος καί θυέλλης ἀνατρέπει τάς οἰκίας, ἐκριζοῖ τὰ δένδρα καί ἐπαπειλεῖ νά μεταβάλει τήν

Αχαΐαν εἰς εὐρύτατον τάφον. Ἦδη τό κύμα καλύπτει τόν ἀρχαῖον τῆς Δημητρός ναόν, ὃν οἱ νεώτεροι ἀφιέρωσαν εἰς Ἅγιον Ἀνδρέαν, μυκᾶται, διογκοῦται, ὅτε πτώσεις τινες κεραυνῶν σείουσι τήν ἀτμόσφαιραν...».

Ἡ πόλη Λάλα, μεταξύ Πύργου και Φολόης, στην Ηλεία καταστράφηκε εντελώς. Ο σεισμός προξένησε βλάβες στην Κεφαλονιά και έγινε αισθητός έως τη Μάλτα.

1843 μ.Χ.

Δόνηση έγινε στα Δωδεκάνησα στις 18 Οκτωβρίου, με κατεύθυνση από νότο προς βορρά διάρκειας 30 sec ($M = 6.6$ R). Ήταν σφοδρότερη στη Χάλκη (μέγιστη ένταση IX β.) Πλοία που ήταν αγκυροβολημένα, ανατράπηκαν και ένα βουνό κατέρρευσε. Οι δονήσεις κράτησαν 2-3 μέρες. 600 κάτοικοι χάθηκαν στη Χάλκη. Αγγλικό πολεμικό πλοίο που έπλεε από τη Σμύρνη στη Μάλτα, 35 μίλια ανατολικά του Ηρακλείου, οι επιβάτες αισθάνθηκαν δύο δονήσεις που συνοδεύονταν από δυνατό θόρυβο σαν να κυλούσε κάτι από τα δυτικά προς τα ανατολικά, σχεδόν κάτω από το καράβι.

1853 μ.Χ.

Στις 18 Αυγούστου 1853, ώρα 8:30 σεισμός μεγέθους 6,8 R έλαβε χώρα και η μέγιστη έντασή του στη Θήβα ήταν X β. Καταστράφηκαν τα περισσότερα κτίρια του βόρειου τμήματος της πόλης, όμως οι περισσότεροι ένοικοι δεν βρίσκονταν σε αυτά λόγω των ισχυρών προσεισμών που προηγήθηκαν. Από το γκρέμισμα σηκώθηκε πυκνό σύννεφο σκόνης που κάλυψε τη Θήβα. 13 ήταν οι νεκροί. Οι μετασεισμοί διήρκεσαν 6 μήνες. Καταστροφές σημειώθηκαν στην Αταλάντη και τη Χαλκίδα. Από τα βουνά Πτόων και Φαλακρά καταρράχισαν βράχια. Ο σεισμός έγινε αισθητός σε όλη τη βόρειο Πελοπόννησο έως την Πάτρα. Στην Κόρινθο οι κάτοικοι έμειναν στο ύπαιθρο για αρκετές ημέρες. Κατά τον Παπαζάχο ο σεισμός συνοδεύτηκε από θαλάσσιο σεισμικό κύμα.

1856 μ.Χ.

Στις 13 Νοεμβρίου έγινε μία δόνηση που έσεισε όλη την πόλη της Χίου. Πολλά κτίρια έπεσαν και σχεδόν όλα ρηγματώθηκαν. Η θάλασσα ανέβηκε με ορμή στην ξηρά και μερικοί άνθρωποι χάθηκαν (Ζολώτας 1921).

Μεγάλη δόνηση στις 26 Δεκεμβρίου 1861, μεγέθους 6,7 R και μέγιστης έντασης X β. στο χωριό Βαλιμίτικα, στη δυτική όχθη του ποταμού Σελινούντα. Το μέρος που σείστηκε περισσότερο, είναι μια λωρίδα γης, παράλληλη στις ακτές του Κορινθιακού, που ορίζεται ανατολικά από τον ποταμό Ερασίνο (ή Βουραϊκό) και δυτικά από τον ποταμό Μεγανίτα. Υπήρξε επιφανειακή εκδήλωση κανονικού ρήγματος μήκους 13 km και διεύθυνσης Α-Δ, το οποίο ξεκινούσε ανατολικά του Βουραϊκού και έφθανε έως το χωριό Γαρδενά. Τα χωριά Βαλιμίτικα και Τρύπια (Ελαιών), μαζί με το μοναστήρι ισοπεδώθηκαν. Επίσης καταστράφηκαν τα χωριά Τεμένη, Κρόκοβα (Σελινούς), Ζευγολατιό, Νικολάικα (Αιγιαλεία), Ροδιά, Διακοφτό και Πούντα.



Χάρτης : Η περιοχή του Κορινθιακού κόλπου. Το αστέρι δείχνει το επίκεντρο του σεισμού του 1402 μ.Χ., συμβολισμοί όπως προηγουμένως (Guidoboni et al. 1994).

Μετά το σεισμό θαλάσσιο σεισμικό κύμα με 3-5 εξορμήσεις κατέκλυσε την παραλία από τις εκβολές του Μεγανίτα έως πιο ανατολικά από τις εκβολές του Βουραϊκού. Το κύμα εμφανίστηκε 8-10 sec μετά το σεισμό. Η θάλασσα λίγες ώρες αργότερα επανήλθε στο κανονικό της επίπεδο. Το κύμα έφθασε τις βόρειες ακτές του Κορινθιακού (Σάλωνα, Γαλαξίδι, Βιτρινίτσα), όπου εισχώρησε σε μέγιστο βάθος 93 m και ύψος 1,8 m. Πολλά πλοία στο λιμάνι του Γαλαξιδίου καταστράφηκαν. Σκοτώθηκαν 2 άνθρωποι στο Αίγιο, 12 στην Αιγιαλεία και 6 στη Στερεά.

Παρατηρήθηκαν φαινόμενα ρευστοποίησης, καταρρεύσεις βράχων και διαρρήξεις εδάφους. Σπίτια γκρεμίστηκαν και άλλα έπαθαν φοβερές ζημιές. Ο σεισμός έγινε αισθητός μέχρι την Σμύρνη, έντονα αισθητός στη Ζάκυνθο και την Τρίπολη. Ακολούθησαν αρκετοί μετασεισμοί.

1866 μ.Χ.

Από το σεισμό που συνέβη στη Θήρα στις 31 Ιανουαρίου του 1866, 50 σπίτια έπαθαν ζημιές και 2 εκκλησίες. Ο σεισμός είχε μέγεθος 6,2 R και μέγιστη ένταση VIII β. Μετά τον κύριο σεισμό, το έδαφος άρχισε να βυθίζεται και προκλήθηκαν βλάβες σε αρκετά κτίρια. 20 Φεβρουαρίου έγινε μία δόνηση, η οποία ήταν αισθητή έως τη Χίο. Δονήσεις συνέβαιναν έως το Νοέμβριο και ήταν αισθητές έως την Κρήτη. Κατά τον Κυριαζόπουλο (1979) από την ισχυρή έκρηξη του ηφαιστείου της Νέας Καμμένης, σχηματίστηκε η νησίδα Γεώργιος και η Αφρόεσσα. Η θάλασσα άρχισε να φουσκώνει, τα παραθαλάσσια σπίτια εξαφανίζονταν κάτω από τα νερά, οι άνθρωποι προσπαθούσαν να σώσουν τα πλοία τους από τη μανία της θάλασσας και την έκρηξη του ηφαιστείου.

1866 μ.Χ.

Στις 21 Ιανουαρίου ισχυρή σεισμική δόνηση προκάλεσε καταστροφές στα σπίτια της Χίου. Η δόνηση έγινε αισθητή μέχρι τη Ρόδο, είχε μέγεθος 6,3 R και μέγιστη ένταση VIII β. Πληροφορίες των Fuchs και Schmidt αναφέρουν θαλάσσιο σεισμικό κύμα, όμως είναι ανεπιβεβαίωτες. Ακολούθησαν αρκετοί μετασεισμοί.

1866 μ.Χ.

Στις 25 Ιανουαρίου σεισμός μεγέθους 6,8 R και μέγιστης εντάσεως VIII β. χτυπά τα Κύθηρα και προκαλεί σοβαρές ζημιές. Θαλάσσιο σεισμικό κύμα ύψους 8 m, καταστρέφει πολλά σπίτια στο χωριό Αβλέμονα. Προσβάλλει και τις κοντινές πελοποννησιακές ακτές. Έφθασε μέχρι τη Σικελία και τη Μυτιλήνη.

1867 μ.Χ.

Στις 4 Φεβρουαρίου έγινε σεισμός στο Ληξούρι Κεφαλονιάς, μεγέθους 7,2 R και μέγιστης έντασης X β., ο οποίος προκάλεσε μεγάλες καταστροφές σε χωριά δυτικά του νησιού, στη χερσόνησο της Παλικής όπου βρίσκεται το Ληξούρι, στο οποίο μόνο 2 σπίτια έμειναν όρθια. Ολοκληρωτικά καταστράφηκαν τα χωριά Κατωή, Ανωή,

Νισοχώρι, Θυννιός, Δελλαπορτάτα, Κουραλάτα, Μεταξάτα, Καλιγάτα, Σχοινιά, Αγία Θέκλα, Ποριοράτα, Βαρόσκες. 2612 σπίτια κατέρρευσαν, 2946 έπαθαν βλάβες και σκοτώθηκαν 224 άνθρωποι. Παρατηρήθηκε ανεπαίσθητο θαλάσσιο σεισμικό κύμα και ρηχίες, δηλαδή απόσυρση της θάλασσας. Το έδαφος έπαθε διαρρήξεις, φαινόμενα ρευστοποίησης, κατάρρευση βράχων. Βλάβες σημειώθηκαν στην Ιθάκη, στη Λευκάδα κατέστρεψε 2 χωριά, στη Ζάκυνθο, την Κέρκυρα και τη Στερεά. Έγινε αισθητός σε αρκετούς τόπους Επίδαμνο (Δυρράχιο), Θεσσαλικό Όλυμπο, Παγασές, Δυτική Εύβοια, Κέα, Μαλέα, Τάραντο, Οτράντο Ιταλίας. Οι μετασεισμοί κράτησαν αρκετούς μήνες μέχρι και τον Απρίλιο.

1867 μ.Χ.

Στις 7 Μαρτίου, 25 σεισμικές δονήσεις κατέστρεψαν την πρωτεύουσα και πολλά χωριά της Λέσβου ($M = 7.0$ R). Στη Μυτιλήνη 2498 κτίρια κατέρρευσαν και 3122 έπαθαν βλάβες. Στην ύπαιθρο 2248 κτίρια κατέρρευσαν και 2407 έπαθαν βλάβες. Σκοτώθηκαν 550 άτομα και τραυματίστηκαν 816. Καταστράφηκε ολοσχερώς ο Κλουμιδάδος (μέγιστη ένταση X β.) και ο Αφάλωνας, γιατί η πυρκαγιά που ξέσπασε μετά το σεισμό αποτελείωσε ότι είχε μείνει όρθιο. Από τα 70 χωριά, μόνο 5-6 χτισμένα στα βουνά δεν έπαθαν βλάβες. Καταστροφές στα χωριά Μόλυβος, Πέτρα, Μονή Λειμώνα, Καλλονή και Παράκοιλα. Διαρρήξεις στο έδαφος με σημαντικότερη αυτή που άρχιζε από τον κόλπο της Καλλονής μέχρι την Αγία Παρασκευή κατά μήκος ενός μικρού ποταμού. Η ρωγμή είχε πλάτος 1.5 πόδια και βάθος πολλά μέτρα και προχωρούσε ανατολικά για 1.5 ώρα. Παρατηρήθηκαν φαινόμενα ρευστοποίησης και κατολισθήσεις. Σε μια βάρκα στο λιμάνι της χώρας, βρέθηκαν ψάρια μετά το σεισμό. Παρατηρητής στη Μυτιλήνη είδε πριν από το σεισμό τη θάλασσα στο λιμάνι να ανυψώνεται και να αφρίζει. Βλάβες προκλήθηκαν σε πόλεις της Μικράς Ασίας (Αδραμύτιο, Αϊβαλί και ζημιές στην πεδιάδα της Τροίας). Αισθητός έγινε ο σεισμός σε Αδριανούπολη, Καλλίπολη και Κωνσταντινούπολη. Παρατηρήθηκε λάμψη στον ουρανό πριν από το σεισμό και ασυνήθιστη συμπεριφορά ζώων. Οι μετασεισμοί κράτησαν μέχρι τον Μάρτιο του 1868.

1867 μ.Χ.

Στις 20 Σεπτεμβρίου το 1867, στη Μάνη, έγιναν 3-4 δονήσεις σε μερικά λεπτά. Η δεύτερη ήταν η ισχυρότερη με μέγεθος 7,1 R και μέγιστη ένταση IX β. Ήταν αισθητές σε Σαντορίνη, Κρήτη, Μάλτα, Πρίντεζι Ιταλίας, Σικελία. Η δεύτερη δόνηση

προκάλεσε καταστροφές στα χωριά Μαρούλια, Μοναστήρι, Γκάλα και σε άλλα της Δ. Μάνης. Μερικοί άνθρωποι σκοτώθηκαν. Τον σεισμό ακολούθησε θαλάσσιο σεισμικό κύμα, που χτύπησε την ακτή του Γυθείου όπου προκάλεσε βλάβες. Προσέβαλε και άλλα λιμάνια του Μεσσηνιακού κόλπου, της Σύρου και του Ληξουρίου. Στα Χανιά, κοντά στη Ζάκυνθο και την Κεφαλονιά, προχώρησε αργά και χρειάστηκε μεγάλο χρονικό διάστημα να ησυχάσει (από τις 5:30 έως τις 10:00). Το κύμα έφθασε έως το Πρίντεζι και τη Μεσσηνία.

1869 μ.Χ.

Στις 28 Δεκεμβρίου σεισμός ιδιαίτερα καταστρεπτικός μεγέθους 6,6 R και μέγιστης έντασης X β. σημειώθηκε στη Λευκάδα. Η πόλη της Λευκάδας μετατράπηκε σε ερείπια και μόνο 20-25 σπίτια γλίτωσαν χωρίς βλάβες. Από τις 16 εκκλησίες μόνο του Αγίου Νικολάου δεν κατέρρευσε. Ζημιές προκλήθηκαν στα χωριά Τσουκαλάδες και Βόνιτσα. Οι νεκροί ήταν 15. Στην Περατιά της Πρέβεζας κατέρρευσαν ερείπια της αρχαίας Νικόπολης. Έγινε αισθητός μέχρι τη Χαλκίδα και την Καλαβρία της Ιταλίας. Λίγο πριν το σεισμό παρατηρήθηκαν «μπασιές», δηλαδή εξόρμηση της θάλασσας στη στεριά και απόσυρση.

1878 μ.Χ.

Αρκετά πέτρινα σπίτια καταστράφηκαν στη Νικομήδεια (Izmit) και 4 τζαμιά από το σεισμό στις 19 Απριλίου του 1878, ο οποίος είχε μέγεθος 6,8 R και μέγιστη ένταση IX β. στη Νικομήδεια. Θαλάσσιο σεισμικό κύμα ακολούθησε το σεισμό και προκάλεσε αρκετές βλάβες. 40 άνθρωποι σκοτώθηκαν. Ρωγμές έπαθαν σπίτια στην Κωνσταντινούπολη και βλάβες σημειώθηκαν μέχρι και την Προύσα.

1881 μ.Χ.

Στις 11 Απριλίου ισχυρός μετασεισμός στη Χίο ($M=6.5$ R και μέγιστης έντασης X β. στα Νένιτα) γκρέμισε τα ερειπωμένα σπίτια από τον κύριο σεισμό (3 Απριλίου). Προκλήθηκε θαλάσσιο σεισμικό κύμα γιατί βρέθηκαν σημάδια νωπής άμμου σε τοίχο παραθαλάσσιου κήπου (Παγανέλης 1882, Henriet 1883, Χρηστομάνος 1899, Ζολώτας 1921, Sieberg 1932a).

Καταστράφηκαν από το σεισμό τα Φιλιατρα, οι Γαργαλιάνοι, η Λιγουδίστα και ακόμη 123 χωριά. 3 πόλεις και 37 χωριά ακόμη έπαθαν βαριές βλάβες, ενώ 7 πόλεις και 85 χωριά σημαντικές. Καταστροφές σημειώθηκαν στον Πύργο, τη Μαραθούπολη, την Πύλο, την Καλαμάτα, την Κορώνη, την Μεθώνη και στα νησιά Στροφάδες. Σκοτώθηκαν περισσότεροι από 326 άνθρωποι, τραυματίστηκαν περισσότεροι από 796 και 6000 σπίτια έμειναν ακατοίκητα. Ο σεισμός είχε μέγεθος 7,5 R και μέγιστη ένταση X β. στα Φιλιατρά. Ακολούθησαν μετασεισμοί που κατέστρεψαν τα υπόλοιπα κτίρια. Δημιουργήθηκαν χάσματα μεταξύ Κατακόλου και Γαργαλιάνων. Στην παραλία Αγριλίου, βόρεια των Φιλιατρών παρατηρήθηκε θαλάσσιο σεισμικό κύμα, που κάλυψε για λίγο μία λωρίδα πλάτους 10-15 m. Αισθητός σε Κεφαλονιά και Ζάκυνθο χωρίς όμως ζημιές, αλλά και στο Ηράκλειο, τα Γιάννενα, την Τεργέστη, την Μάλτα, τη Συρία, την Αλεξάνδρεια, το Κάιρο και τη Μικρά Ασία. Καθίζηση σημειώθηκε στο λιμάνι της Πάτρας. Πολλές μέρες πριν το σεισμό ακουγόταν υπόκωφη βοή και τα ζώα ήταν ανήσυχα.

1887 μ.Χ.

Σεισμός στις 3 Οκτωβρίου μεγέθους 6,3 R και μέγιστης έντασης VIII β. στο Ξυλόκαστρο, προκάλεσε την κατάρρευση κτιρίων. Βλάβες προκλήθηκαν στα χωριά Ξυλόκαστρο, Κιάτο, Κοκκώνη, Νεράτζα, Θαλερό, Δομίνι (Διμηνιό), Περαχώρα, Βέλο. Θαλάσσιο σεισμικό κύμα παρατηρήθηκε μεταξύ Ξυλοκάστρου και Συκιάς. Στο Ξυλόκαστρο και στο Κιβέρι σημειώθηκαν κατολισθήσεις και υποχωρήσεις του εδάφους. Από το σεισμό υπήρξαν και θύματα. Έγινε αισθητός σε απόσταση 260 km.

1888 μ.Χ.

Καταστροφικός σεισμός συνέβη στο Αίγιο και την Τεμενη στις 15:04, στις 9 Σεπτεμβρίου με μέγεθος 6,1 R και μέγιστη ένταση VIII-IX β. Θαλάσσιο σεισμικό κύμα παρατηρήθηκε στο Γαλαξίδι.

1893 μ.Χ.

Στις 9 Φεβρουαρίου σεισμός έγινε στη Σαμοθράκη μεγέθους 6,5 R και μέγιστης εντάσεως IX β. Στην πόλη της Σαμοθράκης από τις 600 οικίες κατέρρευσαν 52, σοβαρές βλάβες υπέστησαν 300-350 και σώθηκαν 80-100. από τους 3000 κατοίκους μόνο ένας τραυματίστηκε σοβαρά και 10-12 ελαφριά. Μετά το σεισμό ακολούθησε

θαλάσσιο σεισμικό κύμα, το οποίο στην παραλία του νησιού Άγκιστρο είχε ύψος 1 m, μπήκε μέσα στην ξηρά 25-30 m παρέσυρε βάρκες, γκρέμισε σπίτια και έπνιξε ζώα. Στην Αλεξανδρούπολη παρόμοιο κύμα ύψους 1 m πλημμύρισε την ακτή σε βάθος 40 m και παρέσυρε αρκετές βάρκες. Σε διάφορα μέρη του νησιού παρατηρήθηκαν μεταβολές στη στάθμη του υδροφόρου και καταρρεύσεις βράχων. Ανάμεσα στα χωριά Θερμά και Κήποι σχηματίστηκε ρήγμα στην επιφάνεια του εδάφους και η παραλία υποχώρησε και κατακλύστηκε από θαλάσσιο σεισμικό κύμα ύψους 5 m. Η πλημμύρα κράτησε 2 λεπτά περίπου. Στην Ανδριανούπολη ρηγμάτωσε και γκρέμισε σπίτια και θόλους εκκλησιών, στο Άγιο Όρος κατέστρεψε 4 σπίτια και στην Ίμβρο γκρέμισε 30. έγινε αισθητός στο Βόλο, τη Σάμο, τη Χίο, τη Ν. Βουλγαρία. Οι μετασεισμοί συνεχίστηκαν για 15 μέρες.

Λεπτομέρειες δίνει ο Αναστάσιος Χρηστομάνος ο οποίος αναφέρει:

«...κῦμα θαλάσσιον σεισμικόν, ἀκριβῶς κατὰ τὴν ὥραν τοῦ σεισμοῦ ἐμφανισθέν ἐπὶ τε τῆς βορείου παραλίας τῆς Σαμοθράκης καὶ ἐπὶ τῆς Θρακικῆς.

...Ὁ ἀλιεύς Στρατῆς Κοντούλης ...ἀντελήφθη ὅτι εἰς ἀπόστασιν τινα ἀπὸ τῆς παραλίας κῦμα ὕψους 1 μέτρου ...ἐπροχώρει πρὸς τὴν ἀκτὴν ἐκ Β πρὸς Ν, ἐκυλίσθη πρὸς αὐτὴν χωρὶς νά θραυσθῇ καὶ κατέκλυσεν αὐτὴν ἠπίως καὶ ἀθορύβως εἰς ἀπόστασιν 25-30 μέτρων ἀπὸ τῆς συνήθους στάσεως τῶν ὑδάτων καθ' ὅλον τὸ μῆκος τῆς παραλίας. Εἰς ἀπόστασιν 25 μέτρων τὸ ἔδαφος εὐρέθη αἴφνης κεκαλυμμένον ὑπὸ στρώματος ὕδατος βάθους 60 ἑκατοστομέτρων. ἀλλ' ἕως οὗ στραφῶσιν οἱ οὕτω μέχρι τῶν σκελῶν ἐν τῷ ὕδατι εὐρεθέντες καὶ τραπῶσιν εἰς φυγὴν πρὸς τὰ ἐνδότερα τῆς ξηρᾶς, τὰ ὕδατα εἶχον πάλιν ἀποσυρθῇ καὶ μάλιστα μέτρα τινὰ πέραν τῆς συνήθους παραλίας. Μεθ' ὃ ἡρέμως πάλιν κατέλαβον τὴν ἀρχικὴν τῶν θέσιν, εἰς τὰ ἴδια ἐπανελθόντα.

Τὸ ὕδωρ μετεκίνησεν ὀλίγον ἐκ τῆς θέσεως αὐτῶν τὰς ἐπὶ τῆς ξηρᾶς εὐρισκομένας ἀλιευτικὰς λέμβους, ἀποσυρόμενον δέ συμπαρέσυρε καὶ ἅπαντας τοὺς κατὰ σωροὺς ἀποτεθειμένους πρὸς φόρτωσιν ξυλάνθρακος, σαρώσαν αὐτοὺς ἐκ τῆς ξηρᾶς. Τὴν δ' ἐπιούσαν εἰς

μεγάλην απόστασιν ἔπλεον τὰ τεμάχια τοῦ ἄνθρακος ἐπὶ τῆς ἐπιφανείας τῆς θαλάσσης...»

1894 μ.Χ.

Στις 20 Απριλίου καταστρεπτικός σεισμός μεγέθους 6,7 R και μέγιστης έντασης X β. στη Μαλεσίνα, Μαρτίνο και στις 27 Απριλίου έγινε δεύτερος ισχυρότερος, μεγέθους 7,0 R. Η περιοχή μέγιστης έντασης περιλαμβάνει τη χερσόνησο της Λάρυμνας και την πεδιάδα της Αταλάντης. Ερημώθηκαν όλα τα χωριά της Λοκρίδας. Ο πρώτος προκάλεσε βλάβες στα χωριά Πρόσκυνα, Μαλεσίνα, Μαρτίνο. Οι κάτοικοι ένιωσαν να βουλιάζει το έδαφος μετά το τέλος του κραδασμού. Ο δεύτερος κατέστρεψε τον Άγιο Κωνσταντίνο, όπου είχε ένταση X β. Επίσης καταστράφηκαν τα χωριά Αταλάντη, Σκεντερ-Αγά, Αρκίτσα, Λειβανάτες. Μερικές καταστροφές στις περιοχές Λειβαδιά, Θήβα, Χαλκίδα, Ξηροχώρι και λιγότερες με μορφή έλλειψης από τον Πειραιά έως τη Στυλίδα και την Άμφισσα έως την Αγία Άννα Ευβοίας. Ρωγμές σε σπίτια στην Αθήνα. Στη Μαλεσίνα καταστράφηκε το μοναστήρι του Αγίου Γεωργίου, στη Λάρυμνα ο ναός του Αγίου Νικολάου (βυζαντινό μνημείο), 255 ήταν οι νεκροί και 3783 σπίτια καταστράφηκαν σε 69 οικισμούς. Επιφανειακό ίχνος ρήγματος μήκους 55 km, διεύθυνσης ΒΒΔ-ΝΝΑ (από Σκορπονέρι ως το Μώλο της Λαμίας), με βύθιση του ΒΑ τμήματος και αριστερόστροφη συνιστώσα. Καθίζηση 1-1,5 m έπαθε η Χώρα των Οπουντίων Λοκρών. Συνέβησαν κατολισθήσεις και μεταβολές στα νερά των πηγαδιών και θαλάσσιο σεισμικό κύμα στη θέση Αλμυρά, ύψους 3 m, κοντά στο χωριό Κυπαρίσσι, που προχώρησε 1 km και κατέκλυσε τον Εθνικό δρόμο. Ο σεισμός έγινε αισθητός σε Θεσσαλονίκη, Μυτιλήνη, Κρήτη.

1894 μ.Χ.

Στις 10 Ιουλίου σεισμός μεγέθους 6,7 R και μέγιστης έντασης IX β. σφοδρός, κατέστρεψε πολλά κτίρια. Τα θύματα ήταν εκατοντάδες. Περισσότερες καταστροφές σημειώθηκαν στην περιοχή του Αγίου Στέφανου όπου η θάλασσα αποσύρθηκε 100 m και επέστρεψε με ορμή ρίχνοντας στη ξηρά όλες τις βάρκες που έπλεαν στα Πριγκιποννήσια. Στην Αντιγόνη όλα τα σπίτια είχαν ζημιές, στη Χάλκη κατέρρευσε η Θεολογική σχολή. Ρωγμές στο έδαφος στα Πριγκιποννήσια παράλληλες προς την παραλία, πλάτους 5 m. Οι μετασεισμοί κράτησαν αρκετές εβδομάδες. Βλάβες προκάλεσε ο σεισμός και στην Αγία Σοφία.

Το Δεκέμβριο σφοδρός σεισμός έγινε στην Κεφαλονιά. Ο Τσιτσέλης αναφέρει ότι συνοδεύεται από θαλάσσιο σεισμικό κύμα:

«Κατά Δεκέμβριον σεισμοί ισχυροί τρομώδεις, καθώς κατ' Ιανουάριον, καί πολυήμερον απομακρύνσεως τῶν θαλασσίων ὑδάτων ἀπὸ τήν παραλίαν, ὅπερ σπανίως συμβαίνει...».

1899 μ.Χ.

Πέντε δονήσεις έγιναν στις 22 Ιανουαρίου στη Μαραθούπολη, η δεύτερη ήταν η ισχυρότερη μεγέθους 6,6 R. Τις μεγαλύτερες βλάβες είχε η Κυπαρισσία (μέγιστη ένταση IX β.). 53 σπίτια γκρεμίστηκαν και 70 είχαν βλάβες, τα υπόλοιπα που ήταν χτισμένα σε στερεό έδαφος είχαν μόνο ρωγμές. Επίσης χωριά που ήταν χτισμένα σε χαλαρό έδαφος όπως Στασιό, Μπελεμενιάνους, Κανελοπού γκρεμίστηκαν και στο Χαλαζόνι από τα 240 σπίτια, 55 και η εκκλησία γκρεμίστηκαν. Στα Φιλιατρά 300 σπίτια ήταν ακατοίκητα. Βλάβες προκλήθηκαν σε όλες τις εκκλησίες. Λιγότερες ζημιές είχαν τα χωριά Λιγουδίστα, Πανιπερέσι, Πεταλίδι, Αρφαρα και Καλαμάτα. Βλάβες υπήρχαν κυρίως κατά μήκος της σιδηροδρομικής γραμμής και στα Γιαννιτσάνικα και στους Γαργαλιάνους. 245 σπίτια καταστράφηκαν, 275 ήταν ετοιμόρροπα και 50 άνθρωποι τραυματίστηκαν. Στη Μαραθούπολη παρατηρήθηκε θαλάσσιο σεισμικό κύμα ύψους λιγότερο από 1 m, ενώ στη Ζάκυνθο το ύψος του ήταν 40 cm. Ο σεισμός ήταν αισθητός στην Αθήνα, στο Αργυρόκαστρο και στην Κατάνη της Ιταλίας.

1914 μ.Χ.

Σεισμός έγινε στις 27 Νοεμβρίου στη Λευκάδα, μεγέθους 6,3 R και μέγιστης εντάσεως IX β. Σημαντικές ήταν οι βλάβες στο δυτικό τμήμα της Λευκάδας. Τα χωριά Αθάνι, Δρόγανο, Χορτάτα, Διαμιλιάνι, Κομιλιό, Αγ. Πέτρος, Ρουπάκια, Εξάνθεια, Αγ. Νικήτας, Καλαμίτσι και Τσουκαλάδες καταστράφηκαν. Στα χωριά Βασιλική, Καρυά, Εγκλωβή, Αγ.Νικόλαος και Λαζαράτα κατέρρευσαν σπίτια και προκλήθηκαν βλάβες. Ο σεισμός διήρκεσε 12 δευτερόλεπτα στη Λευκάδα. Σκοτώθηκαν 16 άνθρωποι. Ανέπαφα έμειναν το χωριό Φρύνι, το μοναστήρι Φανερωμένη και το μοναστήρι του Αγίου Νικολάου στο νοτιοδυτικό μέρος. Ρωγμές διαπιστώθηκαν στο έδαφος στο βορειοδυτικό μέρος του νησιού. Ο δρόμος από τη

Λευκάδα προς τον Άγιο Νικήτα είχε ρωγμές πλάτους 30 cm, βάθος 1 m, μήκος 3 km κυρίως στο λόφο Πευκούλια. Κατολισθήσεις βράχων 2-3 m³ απέκλεισαν Πόρος...Καμηλιό. Κατολισθήσεις συνέβησαν στις αποθέσεις των εκβολών Δημοσσάρι, με αποτέλεσμα να βαθύνει η παράκτια περιοχή 8-10 m. Κοντά στο Καλαμίτσι, περιοχή 3 km² κατέρρευσε και σκεπάστηκε από νερά. Ο λιμενοβραχίονας στο Νυδρί βυθίστηκε. Υπήρξαν διαταραχές στον υδροφόρο. Το θαλάσσιο κύμα που ακολούθησε ήταν 2-3 m. Ο Κρητικός (1916) τις τελευταίες μέρες του Νοέμβρη στη Λευκάδα ανύψωση της θάλασσας 35 cm. Τα νερά όρμησαν 6-7 m, ενώ την ώρα της δόνησης χαμήλωσαν (φαινόμενο μπασιές). Ο σεισμός έγινε αισθητός στη βορειοδυτική Ελλάδα, τη δυτική Πελοπόννησο, στα Ιόνια νησιά, στην Κέρκυρα, τα Γιάννενα, τη Λάρισα και την Κυπαρισσία.

1915 μ.Χ.

Στις 7 Αυγούστου έγινε σεισμός στην Ιθάκη με μέγεθος 6,7 R και μέγιστη ένταση IX β. Στα χωριά Ιθάκη, Εξωγή, Κολιέρη, Πλατυθρία, Κολύβια, Σταυρός,...από τα 350 σπίτια τα 50 κατέρρευσαν, 100 έμειναν ακατοίκητα και περισσότερα από 100 είχαν έντονες ρωγμές. Δημιουργήθηκαν ρωγμές στο έδαφος μήκους 2-15 m, πλάτος 10 cm και διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ. Στην Πλατυθρία το έδαφος έπαθε καθίζηση. Στο χωριό Βασιλική μόνο 4 σπίτια έμειναν ακατοίκητα. Το μεγαλύτερο μέρος του Αγίου Πέτρου έπαθε μεγάλες καταστροφές, ενώ στα χωριά Κοντάραινα, Εύγηρος, Νυδρί οι καταστροφές ήταν σημαντικές. Μέρος του ακρωτηρίου του Δουκάτου κατρακύλησε στη θάλασσα. Μεγάλοι βράχοι κατέρρευσαν από τα βουνά Σταυρωτά και Βούρνια. Τα χωριά απέναντι από τη Λευκάδα, στην Κεφαλονιά έπαθαν σοβαρές ζημιές. Στα Φερεντινάτα από τα 130 σπίτια τα 30 ανατράπηκαν. Στη θάλασσα πριν το σεισμό μεταξύ Λευκάδας και Κεφαλονιάς παρατηρήθηκε αναταραχή, ενώ δύο αντίθετα μεγάλα κύματα κατευθύνθηκαν προς τα νησιά. Πριν το σεισμό ακούστηκε θόρυβος. Στην Πρέβεζα υπήρξαν ρωγμές και στους Παξούς λίγες βλάβες. Αισθητός έγινε στους Παξούς, στην Κέρκυρα, σε πολλά μέρη της ηπειρωτικής Ελλάδας, της δυτικής Πελοποννήσου και νοτιοανατολικά της Ιταλίας.

1923 μ.Χ.

Η δόνηση της 5^{ης} Δεκεμβρίου ήταν βίαιη στη Χερσόνησο της Κασσάνδρας (Χαλκιδική) και πολλά χωριά έγιναν ερείπια (M= 6.4 R και μέγιστη ένταση VIII β. στη Βάλτα). Ο φάρος νοτιοδυτικά της Χερσονήσου ρηγματώθηκε. Προκλήθηκαν

βλάβες στη Βάλτα (Κασσανδρία) και στη Φούρκα και ελαφρές στο Παλιούρι και στον Πολύγυρο. Βίαια αισθητός ήταν σε Βόλο, Θεσσαλονίκη, Λάρισα, Κατερίνη, λιγότερο σε Σκιάθο, Σκόπελο, Τσαρίτσανη, Ιστιαία και ελαφρά σε Μοναστήρι (Bitola), Αθήνα και στη Βουλγαρία μέχρι την Σόφια (Critikos 1932a, Ambraseys and Jackson 1990). Ένας κάτοικος της Βάλτας ανέφερε ότι μετά το σεισμό παρατήρησε θαλάσσιο κύμα στις ακτές της Κασσάνδρας.

1928 μ.Χ.

Καταστροφικός σεισμός μέγιστης εντάσεως XI β. προηγήθηκε από την ισχυρή δόνηση, λίγο νωρίτερα στον Ισθμό της Κορίνθου. 3000 σπίτια καταστράφηκαν, 20 άνθρωποι σκοτώθηκαν στην Κόρινθο και στο Λουτράκι, όπου ούτε ένα κτίριο δεν έμεινε άθικτο, μέχρι το τελευταίο, 15000 κάτοικοι έμειναν άστεγοι. Σύμφωνα με δεδομένα του Ερυθρού Σταυρού οι υλικές ζημιές εκτιμήθηκαν στις 300.000 δρχ. Το επίπεδο της θάλασσας αυξήθηκε απότομα στο λιμάνι της Καρύστου στα νότια της Εύβοιας (30 cm για 10 λεπτά). Έπειτα το νερό κύλισε έξω από την ακτή με ταχύτητα 3-4 κόμβους και έγινε 10 cm λιγότερο. Αυτό το φαινόμενο επαναλήφθηκε αρκετές φορές για 22 ώρες και έφθασε το μέγιστο την 11^η ώρα.

1932 μ.Χ.

Δεν προηγήθηκαν προσεισμοί πριν το σεισμό της 26^{ης} Σεπτεμβρίου στον Κόλπο της Ιερισσού (Χαλκιδική). Ο σεισμός είχε μέγεθος 7,0 R και μέγιστη ένταση X β. Οι ιαματικές πηγές της Νέας Απολλωνίας κοντά στον Πολύγυρο, η θερμοκρασία του νερού αυξήθηκε (48°), η ποσότητα αυξήθηκε, η έκλυση αερίων αυξήθηκε και μετά το σεισμό η στάθμη κατήλθε και έμεινε εκεί περίπου στο 1 m. 85 άνθρωποι σκοτώθηκαν, 175 τραυματίστηκαν και 650 σπίτια έγιναν ερείπια στη χερσόνησο του Αθω. Στο Στρατώνι 41 νεκροί και 99 τραυματίες. Μεγάλες βλάβες προκλήθηκαν στην Αρναία, στα Νέα Ρόδα και στα Στάγειρα. Έξω από το Στρατώνι με κατεύθυνση προς τα δυτικά, άνοιξε στο έδαφος ρήγμα μήκους 7 km, πλάτος 2 m και βάθος 10 m. Στο Άγιο Όρος η Μονή Σταυρονικήτα είχε τις περισσότερες καταστροφές, σοβαρές η Μονή Κουτλουμουσίου, πυρκαγιά ξέσπασε στη Μονή Κασταμονίτου και μόνο η Μονή Φιλοθέου και η Καρακάλλου έμειναν άθικτες. Συνολικά οι νεκροί ήταν 161, 669 οι τραυματίες, 4106 κτίρια ερειπώθηκαν και 3218 είχαν σοβαρές βλάβες. Θαλάσσιο σεισμικό κύμα κατέκλυσε τα παράλια του κόλπου της Ιερισσού (Ιερισσός, Στρατώνι, Νέα ρόδα) με 4-5 επαναλήψεις και μέγιστο βάθος στην ξηρά 30 m. Στη

γραμμή Ιερισσού-Στρατωνίου η στάθμη της θάλασσας ανυψώθηκε περίπου στα 2 m προσωρινά, παρατηρήθηκε βύθιση του πυθμένα με μέγιστη τιμή 1,4 m. Το κύμα κατέκλυσε και το φράγμα του ιχθυοτροφείου στον κόλπο του Πόρτο Λάγο. Ακολούθησαν 6 ισχυροί μετασεισμοί και άλλοι μικρότεροι. Υπόκωφη βοή συνόδευε τους σεισμούς.

1947 μ.Χ.

Ισχυρός σεισμός μεγέθους 7,0 R και μέγιστης έντασης IX β. συνέβη στην Πύλο (Μεσσηνία), στις 6 Οκτωβρίου. Οι σοβαρότερες καταστροφές έγιναν στην περιοχή της Πύλου, όπου 54 οικισμοί επλήγησαν. Από τα 4888 σπίτια καταστράφηκαν 293, 5 σχολεία κατέρρευσαν και 4 εκκλησίες. Στην περιοχή της Λακωνίας 9 κτίρια κατέρρευσαν, 78 είχαν ρωγμές. Διαπιστώθηκαν ρήγματα στο έδαφος και η παραλία της Μεθώνης κατακλύστηκε από θαλάσσιο σεισμικό κύμα σε βάθος 15 m. Η γένεση οφείλεται σε κατολίσθηση του πυθμένα ανοικτά των ακτών σε απόσταση 6 km N-NΔ, όπου η κλίση του πυθμένα είναι απότομη. Κατολισθήσεις σημειώθηκαν στα χωριά Χριστιάνι και Πανυπέρι. Ο σεισμός είχε διάρκεια 80 sec στην Καλαμάτα και 60 sec στην Πάτρα.

1948 μ.Χ.

Ο σεισμός στις 9 Φεβρουαρίου, μεγέθους 7,0-7,2 R προκάλεσε σοβαρές καταστροφές στην Κάρπαθο (μέγιστη ένταση IX β.) και κυρίως στο κεντρικό μέρος του νησιού. 13 οικισμοί έπαθαν βλάβες: 573 σπίτια καταστράφηκαν, 644 σοβαρές βλάβες και 895 ελαφρές. Μετά το σεισμό δημιουργήθηκε τσουνάμι που προχώρησε και κατέκλυσε την παραλία σε βάθος 1 km και προκάλεσε βλάβες στις ΝΔ ακτές της Ρόδου. Οι μετασεισμοί προκάλεσαν βλάβες σε Κάρπαθο, Κάσο και Ρόδο.

1948 μ.Χ.

Στις 22 Απριλίου συνέβη σεισμός στη Λευκάδα, μεγέθους 6,5 R και μέγιστης έντασης IX β. Περισσότερες βλάβες στα νότια του νησιού. Στο χωριό Βασιλική οι ζημιές έφθασαν το 90%, στο Καλαμίτσι το 95%, Εγκλουβή 65% και Αγ. Πέτρο 40%. Λιγότερες καταστροφές στα χωριά Διαμηλιάνη, Κομηλιό, Εξάνθεια, Καλιέρι (βόρεια Ιθάκη) και μικρότερα χωριά στη βόρεια Κεφαλονιά. Παρατηρήθηκε τσουνάμι στη Βασιλική ύψους 1 m και ρωγμές στην παραλία. Στο ΝΔ τμήμα της Λευκάδας 244 κτίρια καταστράφηκαν, 998 σοβαρές βλάβες, 2 νεκροί και 45 τραυματίες. Στην

πρωτεύουσα οι βλάβες ήταν περιορισμένες. Στο Καλαμίτσι και την Εγκλουβή κατακρημνίστηκαν βράχια, καθιζήσεις και ρήγματα στο έδαφος δεκάδων μέτρων μήκους. Μετασεισμοί συνέβαιναν για μήνες.

1949 μ.Χ.

Από το σεισμό καταστράφηκε το βόρειο μέρος του νησιού, οι Οινούσες και οι περιοχές απέναντι στη Χερσόνησο της Ερυθραίας (Καραμπουρνού) έως τη Φώκαια. Το επίκεντρο ήταν σε βόρειο σημείο της Χίου ανατολικά των Καρδάμυλων και μεταξύ Χίου και Οινουσών. Στη Χίο καταστράφηκαν 49 οικισμοί και 33 στην Ερυθραία. Στη Χίο 534 σπίτια καταστράφηκαν, 2526 με σοβαρές βλάβες και 2985 ελαφρές. Στα Καρδάμυλα μόνο 7% των σπιτιών δεν καταστράφηκαν, 3 άνθρωποι σκοτώθηκαν και 50 τραυματίστηκαν. Στην πρωτεύουσα της Χίου από τα 6065 σπίτια, 99 γκρεμίστηκαν, 495 με σοβαρές βλάβες και 396 ελαφρές. Το έδαφος έπαθε καθίζηση και η προκυμαία ρηγματώθηκε. Στο βόρειο μέρος της Χίου διαπιστώθηκε ρώγμωση του εδάφους και κατάρρευση βράχων. Η παροχή της πηγής Γιοσόντα κοντά στα Καρδάμυλα τριπλασιάστηκε μετά το σεισμό. Διαπιστώθηκαν βλάβες μέχρι τα Ψαρά και ανατολικά μέχρι την παλαιά Φώκαια. Στη Χερσόνησο της Ερυθραίας 38 σπίτια καταστράφηκαν, 779 με σοβαρές βλάβες και 902 ελαφρές. Βλάβες διαπιστώθηκαν και στην περιοχή γύρω από τη Σμύρνη όπου σκοτώθηκαν 8 άτομα. Μετά το σεισμό τσουνάμι ύψους 2 m κατέκλυσε την παραλία. Στο Μάρμαρο (ΒΑ τμήμα της Χίου) το ύψος του κύματος ήταν 70 cm. Ακολούθησαν πολλοί μετασεισμοί. Πριν το σεισμό υποχθόνιοι κρότοι προκάλεσαν πανικό.

1955 μ.Χ.

Ο σεισμός στις 16 Ιουλίου είχε επίκεντρο στο δέλτα του ποταμού Boughiouk Menteres ($M = 6.9$ R). Βλάβες προκλήθηκαν στο Balat, στο Αγαθονήσι (μέγιστη ένταση VIII β.) και στη Σάμο. Στη Σάμο 60 κτίρια καταστράφηκαν, 200 έπαθαν σοβαρές βλάβες και 600 ελαφρές, ενώ 4 άτομα τραυματίστηκαν. Παρατηρήθηκε θαλάσσιο κύμα στο Τηγάνι (περιοχή Πυθαγορείου) και στο Ηραίο, όπου εισέβαλε στην ξηρά με ένα ύψος 2 m, σε βάθος 20 m (Ψιλοβίκος, 1996 προσωπική επικοινωνία, Εφημ. Ελλάς, 27.7.1955).



Χάρτης : Το νησί της Αμοργού.

1956 μ.Χ.

Ο σεισμός στις 9 Ιουλίου προκάλεσε σοβαρές βλάβες στα νησιά Αμοργό, Σαντορίνη, Ανάφη, Αστυπάλαια, Ίο, Πάρο, Νάξο, Κάλυμνο, Λέρο, Πάτμο και Λειψούς. 529 σπίτια καταστράφηκαν, 1482 έπαθαν σοβαρές βλάβες και 1750 ελαφριές. 53 άνθρωποι σκοτώθηκαν και 100 τραυματίστηκαν. Πολλές από αυτές τις καταστροφές τις προκάλεσε ο ισχυρός μετασεισμός που ακολούθησε. Ακολούθησε τσουνάμι, με ύψος 25 m στη νοτιοανατολική ακτή της Αμοργού, 20 m στη βορειοδυτική ακτή της Αστυπάλαιας, 10 m στη Φολέγανδρο και ασθενέστερο σε άλλες ακτές μέχρι τη Σμύρνη. Οι μεγαλύτερες εντάσεις παρατηρήθηκαν στον Ποταμό (IX) της Αμοργού, Οία, Φηρά, Ημεροβίγλι (VIII+), Μεγαλοχώρι, Πύργος, Επισκοπή (VIII) της Σαντορίνης, Παροικιά και Νάουσα της Πάρου (VIII).

1963 μ.Χ.

Μια τεράστια κατολίσθηση που συνέβη στη νότια ακτή του πορθμού, χωρίς να έχει συμβεί σεισμός. Τρία κύματα 3-6 m ύψους κατέστρεψαν τη νότια ακτή του Κόλπου, από το Αίγιο έως τον Ψαθόγυρο και τη βόρεια από το Μοναστηράκι έως τη Δουμπιά. Πριν το χτύπημα του πρώτου κύματος ακούστηκε υπόκωφη βοή. Τα καράβια συντρίφηκαν στα βράχια. Κατά μήκος του τμήματος της νότιας ακτής από τα Σελιανίτικα στη Λαμπρινή, δηλαδή σε μία απόσταση 3 km και στις δύο πλευρές των εκβολών του Ερινέου ποταμού, ψάρια, βαρέλια, δοχεία και άλλα αντικείμενα διασκορπίστηκαν και μικρά σπίτια καταστράφηκαν. Το ίδιο συνέβη στο τμήμα της βόρειας ακτής από τη Μαραθιά έως τα Τριζόνια. Δύο άνθρωποι πνίγηκαν και 12

τραυματίστηκαν. Τα κύματα ήταν ιδιαίτερα μανιώδη στο ακρωτήριο Σαλμενικος κοντά στη δυτική ακτή του ποταμού Ερινέου. Εδώ, η παράκτια λωρίδα πάνω από μία περιοχή 55.000 m^2 καλύφθηκε με νερό 5 - 44 m. Ο όγκος της κατολίσθησης ήταν 57.000 m^3 . Μια άλλη κατολίσθηση (26.000 m^3) συνέβη μέσα στο ποτάμιο στρώμα. Το νερό πλημμύρισε την ξηρά στη δυτική όχθη του ποταμού πάνω από μία περιοχή περίπου 500 m. Δέντρα ξεριζώθηκαν από τις ρίζες τους, αμπέλια καταστράφηκαν και στις δύο όχθες του ποταμού, μια περιοχή 150.000 m^2 . Η περίοδος των κυμάτων ήταν 2 λεπτά. Η κατολίσθηση προκλήθηκε από επτά σεισμούς που συνέβησαν πέντε μέρες πριν, καθώς και από τις έντονες βροχοπτώσεις που τους συνόδευαν.

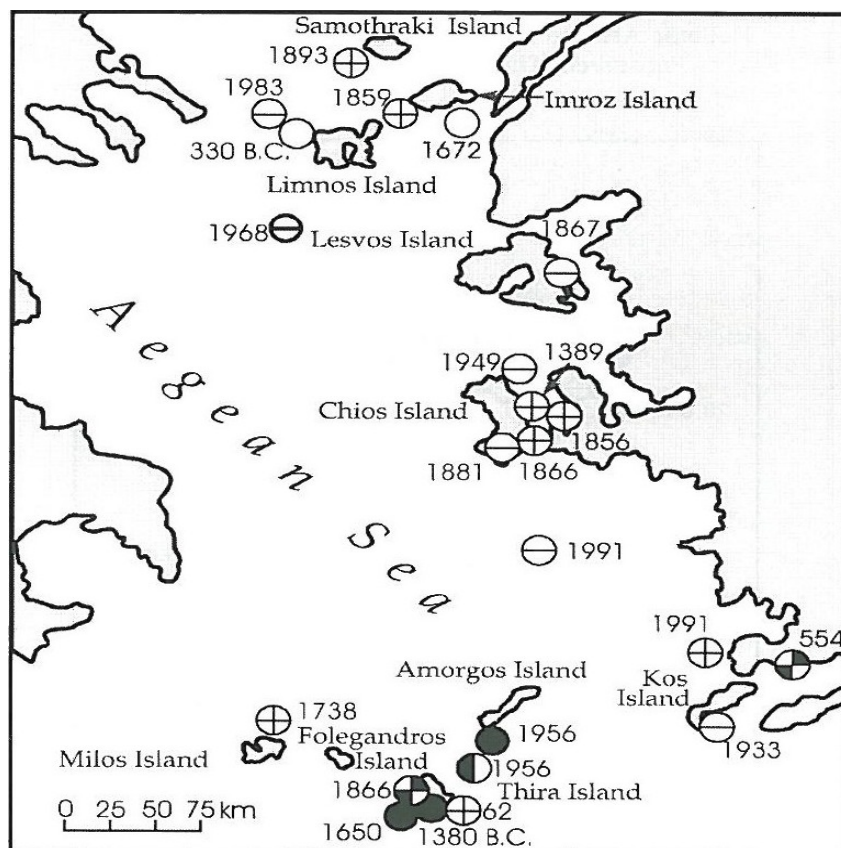
1965 μ.Χ.

Σεισμός συνέβη στις 6 Ιουλίου, μεγέθους 6,3 R και μέγιστης έντασης VII β. στην Ερατεινή. Μία λωρίδα ξηράς 100 m μήκους και 10 m πλάτους παρατηρήθηκε ότι ολίσθησε στο νερό κατά μήκος της νότιας ακτής του Κορινθιακού. Ως αποτέλεσμα της κατολίσθησης, ένας άνθρωπος που είχε αποκοιμηθεί στην ακτή, πνίγηκε. Ρωγμές 30 m μήκους και 5 m πλάτους σχηματίστηκαν στον πυθμένα του Κόλπου του Γαλαξιδίου. Μικρές διακυμάνσεις της στάθμης του νερού παρατηρήθηκαν στον Κόλπο της Ιτέας.

1968 μ.Χ.

Καταστρεπτικός σεισμός με επίκεντρο το νησί Αγ. Ευστράτιος στο Βόρειο Αιγαίο. Κατέρρευσαν 175 σπίτια, 397 είχαν σοβαρές βλάβες και 1951 μικρές. Σκοτώθηκαν 20 άνθρωποι και τραυματίστηκαν 39. Στην Πέργαμο Μ. Ασίας κατέρρευσαν σπίτια και σκοτώθηκε ένας άνθρωπος. Ο σεισμός συνέτριψε το νησί Δασκαλιό, στις ανατολικές ακτές του Αγ. Ευστρατίου. Θαλάσσιο κύμα παρατηρήθηκε στις νότιες ακτές της Λήμνου. Στο λιμάνι της Μύρινας το κύμα είχε ύψος 1,2 m, στο λιμάνι του Μούδρου και στον όρμο Κασπακά μπήκε στην ξηρά 20 και 4 m αντίστοιχα. Ελαφρές βλάβες σε Λήμνο, Λέσβο, βόρεια Εύβοια. Αισθητός έως τη Σόφια της Βουλγαρίας, την Κωνσταντινούπολη και την Κρήτη. Οι μεγαλύτερες εντάσεις στον Αγ. Ευστράτιο (IX), στη Λήμνο (Μύρινα, Πεδινό, Αγ. Σοφία, Κοντοπούλι VII), στη βόρεια Εύβοια (Κύμη VII). Ακολούθησαν πολλοί μετασεισμοί για περισσότερους από δύο μήνες.

Σεισμική ακολουθία στον κόλπο των Αλκυονίδων, με κύριο σεισμό στις 24 Φεβρουαρίου (μέγεθος 6,7 R και μέγιστη ένταση IX β. στην Περαχώρα), ο μεγαλύτερος μετασεισμός στις 25 Φεβρουαρίου ($M=6,4$ R) και ο δεύτερος μεγαλύτερος μετασεισμός στις 4 Μαρτίου ($M=6,3$ R), προκάλεσαν καταστροφές στην Κορινθία, στη Βοιωτία, στο νομό Αττικής, στη Φωκίδα και στην Εύβοια. Στην Αθήνα καταστράφηκαν 22554 οικοδομές, 11745 είχαν σοβαρές βλάβες και 50222 ελαφρές. 20 άτομα σκοτώθηκαν και 500 τραυματίστηκαν. Μετά τους δύο πρώτους σεισμούς παρατηρήθηκε επιφανειακό ίχνος του σεισμογόνου ρήγματος κατά μήκος των νότιων ακτών του κόλπου (χερσόνησος Περαχώρας), μήκους μεγαλύτερου από 15 km και μέσης πτώσης του βορείου τέμαχος του ρήγματος ίσης με 60 cm. Μετά το σεισμό της 4^{ης} Μαρτίου παρατηρήθηκε επιφανειακό ίχνος του σεισμογόνου ρήγματος κοντά στις βορειοανατολικές ακτών του κόλπου μήκους 15 km και μέσης πτώσης κατά 60 cm. Οι δύο πρώτοι σεισμοί προκάλεσαν καταρρεύσεις βράχων από τα Γεράνια, φαινόμενα ρευστοποίησης και ασθενές τσουνάμι.



Σχήμα 2.3: Επίκεντρα των σεισμών που παρήγαγαν τσουνάμι στο Αιγαίο Πέλαγος (Soloviev et al. 2000).

Ισχυρός σεισμός στις 6 Αυγούστου 1983, στην τάφρο του Βόρειου Αιγαίου ο οποίος ήταν έντονα αισθητός στη Λήμνο, στη Θάσο και στη Λέσβο. Από τον σεισμό προκλήθηκε θαλάσσιο σεισμικό κύμα στη Μύρινα και τη Λέσβο. Ακολούθησαν αρκετοί μετασεισμοί. Πολλές ζημιές αναφέρθηκαν σε Χαλκιδική, Ξάνθη και Κομοτηνή.

1984 μ.Χ.

Μία μέτρια σεισμική δόνηση συνέβη στο δυτικό μέρος του Κορινθιακού στις 8:03 στις 11 Φεβρουαρίου. Το μέγεθος της δόνησης ήταν 5,5 R και η μέγιστη ένταση VII β. στη Σέργουλα. Ένα δυνατό τοπικό θαλάσσιο κύμα που δημιουργήθηκε από παράκτια κατολίσθηση εξαιτίας του σεισμού, χτύπησε τη Σέργουλα. Μικρά ψαροκάικα κινήθηκαν προς την ξηρά.

1995 μ.Χ.

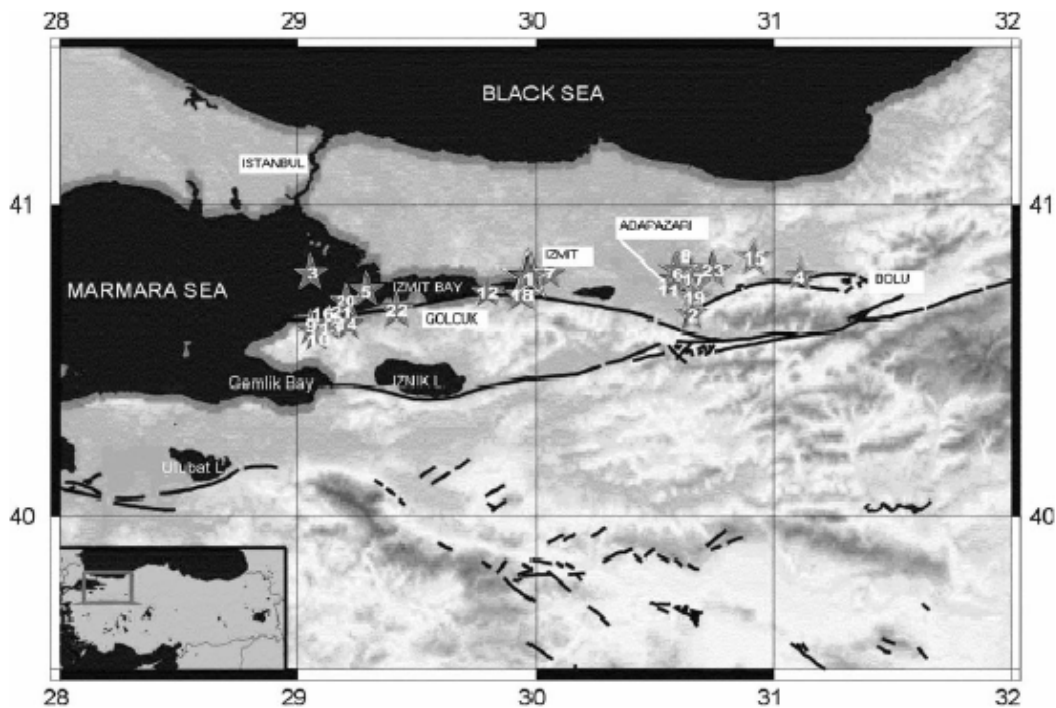
Στις 15 Ιανουαρίου, δυνατός σεισμός συνέβη που προκάλεσε καταστροφές στο Αίγιο με 26 θύματα και εκτεταμένες ζημιές αλλού στο δυτικό μέρος του Κορινθιακού Κόλπου. Αρκετές ρωγμές στο έδαφος παρατηρήθηκαν. Ένα τοπικό θαλάσσιο κύμα εύρους 0,5-1 m, παρατηρήθηκε στο Αίγιο και την Ερατεινή. Το μέγεθος του σεισμού ήταν 6,1 R και η μέγιστη ένταση VIII β. στην Ερατεινή.

1996 μ.Χ.

Ένα δυνατό τοπικό θαλάσσιο κύμα, ύψους 2 m πάνω από το επίπεδο της θάλασσας, αναφέρθηκε από τα Δολιανίτικα, στο δυτικό μέρος του Κορινθιακού Κόλπου στο ανατολικό, στο Αίγιο στις 1:00-2:00, την 1^η Ιανουαρίου. τμήμα του παραλιακού δρόμου καλύφθηκε από νερό και προκλήθηκαν ελαφριές ζημιές. Το κύμα αποδόθηκε σε παράκτια και υποθαλάσσια ολίσθηση ιζήματος.

1999 μ.Χ.

Στις 17 Αυγούστου 1999 και ώρα 03:02μμ ένας σεισμός με μέγεθος $M=7.5$ R και εστιακό βάθος $h=18$ km έπληξε τη δυτική Τουρκία, με επίκεντρο τον κόλπο του Ιζμίτ. Ήταν αποτέλεσμα του δεξιόστροφου ρήγματος οριζόντιας μετατόπισης της Ανατολίας, που έχει μήκος 120m. Ο σεισμός έγινε αισθητός στην ευρύτερη περιοχή δημιουργώντας μεγάλες ζημιές. Ως αποτέλεσμα του σεισμού του Izmit ήταν να



Χάρτης: Μετασεισμική δραστηριότητα που ακολούθησε τον σεισμό στις 17 Αυγούστου 1999 στο Ιζμίτ. Το μεγάλο αστέρι δείχνει το επίκεντρο του κύριου σεισμού. (<http://www.koeri.boun.edu.tr/earthqk/earthquake.htm>)

παραχθεί ένα tsunami στον κόλπο του Izmit. Το επίκεντρο ήταν κοντά στην ναυτική βάση του Golcuk (40.702 B, 29.987 A). Το tsunami είχε μέγιστο ύψος 4m και μέγιστη ένταση κατά Ambraseys IV β. Το Golcuk και άλλες παράκτιες περιοχές είναι μόνιμα πλημμυρισμένες ως αποτέλεσμα της τεκτονικής καθίζησης και των καθιζήσεων του εδάφους. Επιπλέον η άνοδος του ύδατος ήταν πάνω από 10m στο Degirmendere και σε άλλες περιοχές όπως το Karamusel (σε μικρότερο βαθμό).

2002 μ.Χ.

Θαλάσσια κύματα ύψους 3–4m αναφέρθηκαν κατά μήκος της παράκτιας ζώνης της πόλης της Ρόδου, κατά το βράδυ της 24ης Μαρτίου 2002 (τοπικές εκθέσεις Τύπου, 25 Μαρτίου 2002). Δυστυχώς, ο μετρητής παλίρροιας των λιμενικών αρχών της Ρόδου δεν ήταν σε λειτουργία εκείνη την περίοδο και, επομένως, τα κύματα δεν καταγράφηκαν με όργανα. Τα κύματα υπερπήδησαν ένα ανυψωμένο τοίχος, το οποίο προστατεύει την παραλιακή οδό από τα κύματα της θάλασσας, και πλημμύρισε ένα παράκτιο τμήμα μήκους 2 km περίπου από το Grand Hotel στην Ψαροπούλα, ΒΔ πλευρά της πόλης της Ρόδου. Κάποια ζημιά σημειώθηκε σε διάφορα καταστήματα ενώ μικρά αντικείμενα παρασύρθηκαν από τα κύματα. Σε μια έρευνα πεδίου, στις 23

Μαΐου 2003, το ύψος του τοίχου μετρήθηκε με οπτική θεοδόλιχο και βρέθηκε να κυμαίνεται ανάμεσα σε 3 και 4 m πάνω από το επίπεδο της θάλασσας. Όσον αφορά στην προέλευση του τσουνάμι αξίζει να αναφερθεί ότι κανένας σεισμός δεν καταγράφηκε πριν ή μετά από το περιστατικό στην ευρεία περιοχή της Ρόδου, το οποίο μπορεί να αποκλείσει τη σεισμικότητα σαν πιθανή πηγή γένεσης των κυμάτων. Επιπλέον, σύμφωνα με την εθνική μετεωρολογική υπηρεσία της Ελλάδας η ένταση του αέρα δεν υπερέβη τα 6 Beaufort, το οποίο μπορεί να αποκλείσει την περίπτωση κύματος λόγω θύελλας. Μια πιθανή εξήγηση είναι ότι το ασεισμικές υποθαλάσσιες κατολισθήσεις μπορεί να προκάλεσαν τα κύματα. Αυτά είναι σύμφωνα με εκείνα που ντόπιοι ψαράδες ανέφεραν ότι ημέρες μετά από το γεγονός αντιλήφθηκαν μία σημαντική αύξηση του βάθους της θάλασσας περίπου 1 km μακριά από την ακτή όπου παρατηρήθηκαν τα κύματα.



Σχήμα 2.3: Χάρτης τσουνάμι (Guidoboni et al. 1994).

2.2 Τσουνάμι στον ευρύτερο Ελλαδικό χώρο από την αρχαιότητα μέχρι σήμερα

(Κ₀= ένταση τσουνάμι Μ = μέγεθος σεισμού)

No	Ημερομηνία	Φ	λ	M	Περιοχή της τσουναμογόνου Πηγής	Θέση της Μέγιστης έντασης (Κ ₀) που παρατηρήθηκε	Κ ₀
1	[479 π.Χ.]	39.7	23.3	7.0	Λεκάνη Β.Αιγαίου	Ποτίδαια	III
2	426 π.Χ.	38.85	22.78	7.0	Μαλιακός Κόλπος	Σκάρφεια	V
3	373 π.Χ.	38.2	22.2	6.8	Δ.Κορινθιακός	Ελίκη	VI
4	227 π.Χ.	36.4	28.4	7.5	Ρόδος	Ρόδος	IX
5	227 π.Χ.	38.6	22.7	6.4	Δωρίδα	Κυτίνιο	IX
6	[46 μ.Χ]	36.4	25.4	6.5	Θήρα	Κρήτη	III
7	66 μ.Χ.	34.8	24.1	7.5	N.Κρήτης	Λεβήνη	IV
8	121	40.6	29.1	7.2	Θάλασσα Μαρμαρά	Νικομήδεια	II
9	142	36.3	29.0	7.5	A. της Ρόδου	Ρόδος	IV
10	365,21 Ιουλ.	35.2	23.4	8.3	A. της Κρήτης	Μεθώνη	VI
11	368,11 Οκτ.	40.4	29.3	7.0	Θάλασσα Μαρμαρά	Νίκαια	III
12	407,1 Απρ.	40.9	28.8	6.7	Θάλασσα Μαρμαρά	Κωνσταντινούπολη	IV
13	447, 26 Ιαν.	40.8	28.5	7.1	Θάλασσα Μαρμαρά	Κωνσταντινούπολη	III +
14	450, 26 Ιαν.	-	-	7.0	Θάλασσα Μαρμαρά	Κωνσταντινούπολη	IX
15	477,25 Σεπτ.	40.7	29.2	7.1	Θάλασσα Μαρμαρά	Κωνσταντινούπολη	III
16	[544]	42.0	28.2	7.0	Μαύρη Θάλασσα	Θράκη	III
17	551	38.8	22.8	6.8	Μαλιακός Κόλπος	Εχινός	IV
18	(554,Αύγ.)	36.8	27.3	7.0	Κως	Κως	IV +
19	557, 14 Δεκ.	40.8	28.4	7.0	Θάλασσα Μαρμαρά	Κωνσταντινούπολη	IX
20	740,26 Οκτ.	40.9	28.2	7.5	Θάλασσα Μαρμαρά	Κωνσταντινούπολη	II
21	986, 26 Οκτ.	40.6	29.2	7.2	Θάλασσα Μαρμαρά	Κωνσταντινούπολη	VIII
22	1265, 11 Αυγ.	40.7	27.3	6.6	Θάλασσα Μαρμαρά	Προικόννησος	II
23	1303,8 Αυγ.	36.1	29.4	8.0	A. της Ρόδου	A.Μεσόγειος	VI
24	1331,12 Φεβρ.	-	-	6.8	Θάλασσα Μαρμαρά	Κωνσταντινούπολη	VIII+
25	1332,17 Ιαν.	40.8	28.9	6.8	Θάλασσα Μαρμαρά	Κωνσταντινούπολη	IV
26	1343, 18 Οκτ. (1344)	40.9	28.3	7.2	Θάλασσα Μαρμαρά	Κωνσταντινούπολη	IV +
27	1389,20 Μαρτ.	38.7	26.2	6.7	A. της Χίου	Χίος	IV
28	1402, Ιουν.	38.15	22.45	6.8	Κορινθιακός Κόλπος	Ακτές της Δ. Κορίνθου	V
29	1481, 3 Μαΐου	36.2	29.0	7.2	A. της Ρόδου	Ρόδος	IV
30	1494, 1 Ιουλ.	35.5	23.3	7.5	N. της Κρήτης	Ηράκλειο	III +
31	1508, 29 Μαΐου	35.2	25.8	7.2	Κρήτη	Ιεράπετρα	X
32	1509, 10 Σεπτ.	40.9	28.5	7.4	Θάλασσα Μαρμαρά	Κωνσταντινούπολη	III +
33	1609, Απρ.	36.2	29.0	7.2	A. της Ρόδου	Ρόδος	IV
34	1612, 8 Νοεμβ.	35.0	23.8	7.2	Θάλασσα της Κρήτης	Ηράκλειο	IV
35	1630, 9 Μαρτ.	35.0	23.7	7.3	Δ. της Κρήτης	Δ. Κρήτη	IV
36	1633, 5 Νοεμβ.	37.7	20.8	7.0	Ζάκυνθος	Ζάκυνθος	
37	1636, 30 Σεπτ.	38.1	20.3	7.2	Κεφαλονιά	Κεφαλονιά	III
38	1650, 9 Οκτ.	36.5	25.5	6.0	Θήρα	Θήρα	V
39	1688, 10 Ιουλ.	38.38	27.17	6.8	Κόλπος της Σμύρνης	Σμύρνη	III
40	1723, 22 Φεβρ.	38.6	20.65	6.7	Λευκάδα	Ληξούρι	II+
41	1732, Νοεμβ.	39.4	20.1	6.5	Κέρκυρα	Κέρκυρα	II

Νο	Ημερομηνία	Φ	λ	Μ	Περιοχή της τσουναμογόνου Πηγής	Θέση της Μέγιστης έντασης (Κο) που παρατηρήθηκε	Κ ₀
42	1738, 20 Ιουλ.	36.8	24.5	6.5	Μήλος	Μήλος	VII
43	1741, 31 Ιαν.	36.2	29.3	7.3	Α. της Ρόδου	Ρόδος	IV
44	1748, 25 Μαΐου	38.3	22.2	6.6	Δ.Κορινθιακός	Αίγιο	IV
45	1758, Μάιος	38.9	22.9	6.6	Μαλιακός Κόλπος		
46	1766, 22 Μαΐου	40.8	29.1	7.1	Θάλασσα Μαρμαρά	Κωνσταντινούπολη	III
47	1769	38.4	22.0	6.8	Κορινθιακός Κόλπος	Κορινθιακός	VIII
48	1783, 23 Μαρτ.	38.71	20.61	6.7	Λευκάδα	Αθάνι	X
49	1794, 11 Ιουν.	38.3	22.4	6.7	Κορινθιακός Κόλπος	Γαλαξίδι	III +
50	1804, 8 Ιουν.	38.1	21.7	6.4	Κόλπος της Πάτρας	Πάτρα	III
51	1817, 23 Αυγ.	38.3	22.1	6.6	Δ.Κορινθιακός	Αίγιο	IV
52	1818, Ιαν.	-	-	-	Σαρωνικός Κόλπος	-	-
53	1821, 6 Ιαν.	-	-	-	Κορινθιακός Κόλπος	Πάτρα	-
54	1843, 18 Οκτ.	36.4	27.7	6.6	Ν.Αιγαίο	Χάλκη	IV
55	1853, 18 Αυγ.	38.4	23.4	6.4	Ν. Ευβοϊκός Κόλπος	Πετάλιο	II
56	1856, 13 Νοεμβ.	38.2	26.1	6.3	Α. της Χίου	Χίος	III +
57	1861, 26 Δεκ.	38.25	22.16	6.7	Δ.Κορινθιακός	Βαλιμίτικα	IV
58	1866, 21 Ιαν.	38.2	26.0	6.3	Χίος	Χίος	VIII
59	1866, 31 Ιαν.	36.4	25.4	6.1	Θήρα	Θήρα	IV
60	1866, 6 Φεβρ.	36.1	22.9	6.8	Κύθηρα	Κύθηρα	IV
61	1867, 4 Φεβρ.	38.39	20.52	7.4	Κεφαλονιά	Ληξούρι	II
62	1867, 7 Μαρτ.	39.2	26.25	7.0	Λέσβος	Μυτιλήνη	II
63	1867, 20 Σεπτ.	36.73	22.60	6.8	Ν. της Μάνης	Γύθειο	IV
64	1869, 28 Δεκ.	38.85	20.8	6.4	Λευκάδα	Λευκάδα	II
65	1878, 19 Απρ.	40.70	29.70	6.8	Θάλασσα Μαρμαρά	Νικομήδεια	III +
66	1881, 3 Απρ.	38.2	26.2	6.5	Χίος	Χίος	II+
67	1886, 27 Αυγ.	37.00	21.40	7.3	Δ. Των Φιλιατρών	Φιλιατρά	III
68	1887, 3 Οκτ.	38.5	22.65	6.5	Κορινθιακός Κόλπος	Ξυλόκαστρο	II+
69	1888, 9 Σεπτ.	38.23	22.11	6.3	Αίγιο	Βαλιμίτικα	IX
70	1893, 9 Φεβρ.	40.59	25.53	6.8	Σαμοθράκη	Σαμοθράκη	III +
71	1894, 27 Απρ.	38.56	23.24	7.0	Ευβοϊκός Κόλπος	Κυπαρίσσι	III +
72	1894, 10 Ιουλ.	40.75	29.20	7.2	Θάλασσα Μαρμαρά	Κωνσταντινούπολη	III
73	1897, Δεκ.				Κεφαλονιά	Κεφαλονιά	
74	1899, 22 Ιαν.	37.20	21.60	6.5	Κόλπος Κυπαρισσίας	Μαραθούπολη	III
75	1914, 27 Νοεμβ.	38.72	20.62	6.3	Λευκάδα	Λευκάδα	IV
76	1915, 7 Αυγ.	38.5	20.62	6.7	Ιθάκη	Ιθάκη	IX
77	1923, 5 Δεκ.	39.9	23.4	6.4	Ακτές Χαλκιδικής	Κασσάνδρα	II+
78	1928, 22 Απρ.	37.94	22.98	6.4	Κορινθιακός Κόλπος	Κόρινθος	IX
79	1932, 26 Σεπτ.	40.45	23.86	7.0	Κόλπος Ιερισσού	Ιερισσός	III
80	1947, 6 Οκτ.	36.96	21.68	7.0	Δ. της Πύλου	Μεθώνη	III
81	1948, 9 Φεβρ.	35.70	27.00	7.1	Κάρπαθος	Κάρπαθος	IV
82	1948, 22 Απρ.	38.71	20.57	6.5	Λευκάδα	Βασιλική	III
83	1949, 23 Ιουλ.	39.68	26.13	6.7	Χίος	Χίος	III
84	1955, 16 Ιουλ.	37.55	27.15	6.9	Σάμος	Πυθαγόρειο	III
85	1956, 9 Ιουλ.	36.64	25.96	7.5	Αμοργός	Ν. Αμοργός	V

No	Ημερομηνία	Φ	λ	M	Περιοχή της τσουναμογόνου Πηγής	Θέση της Μέγιστης έντασης (K ₀) που παρατηρήθηκε	K ₀
86	1963, 7 Φεβρ.	38.12	22.12		Κορινθιακός Κόλπος	Αίγιο	
87	1965, 6 Ιουλ.	38.27	22.3	6.3	Φωκίδα	Ερατεινή	VIII+
88	1968, 19 Φεβρ.	39.50	25.00	7.1	Άγιος Ευστράτιος	Μύρινα	III
89	1981, 24 Φεβρ.	38.07	23.00	6.7	Κόλπος Αλκυονίδων	Αλκυονίδες	II
90	1983, 6 Αυγ.	40.0	24.7	6.8	Λήμνος	Μύρινα	II
91	1984, 21 Ιουν.	35.4	23.3	6.2	Χανιά	Κάντανος	V+
92	1995, 15 Ιουν.	38.27	22.15	6.4	Κορινθιακός Κόλπος	Διακοφτό	III
93	1996, 20 Ιουλ.	36.07	27.46	6.2	Κάρπαθος	Κάρπαθος	V
94	1999, 17 Αυγ.	40.6	22.15	6.4	Kocaeli	Izmit	IV
95	2002, 24 Μαρτ.	36.27	28.12	-	Ρόδος	Ρόδος	-

3. ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΘΡΑΥΣΗ ΚΥΜΑΤΟΣ

3.1 Εισαγωγή

Το καταστροφικό αποτέλεσμα ενός τσουνάμι σε συγκεκριμένη παράκτια τοποθεσία εξαρτάται από το ύψος του κύματος, την παράκτια γεωμορφολογία που ευνοεί ή εμποδίζει την αναρρίχηση και προσπέλαση του κύματος στα ενδότερα, καθώς και τα χαρακτηριστικά του ανθρωπογενούς περιβάλλοντος, όπως η ποιότητα των τεχνικών κατασκευών, η πληθυσμιακή πυκνότητα, η κατάσταση του οδικού δικτύου και των υπολοίπων υποδομών.

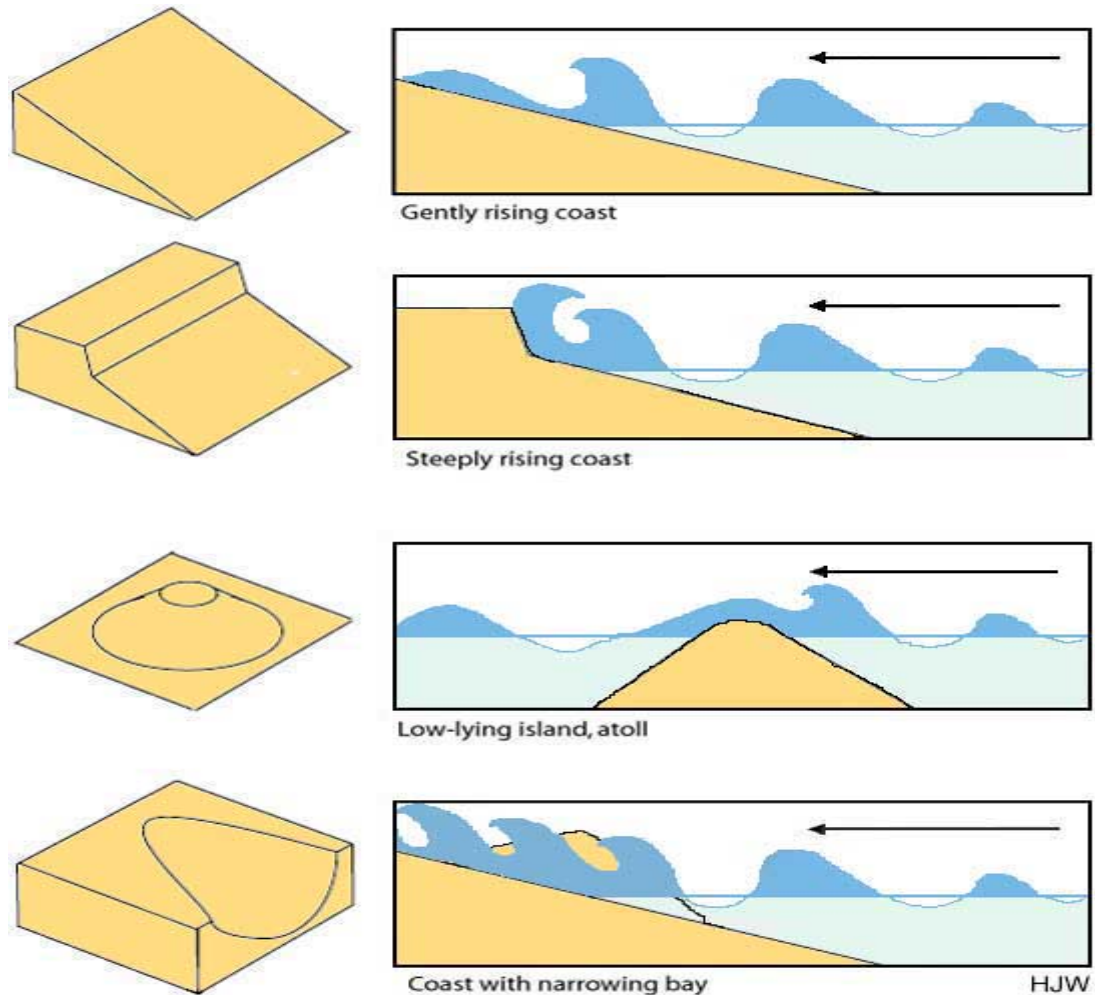
Το βάθος και η τοπογραφία της θάλασσας καθορίζουν τη διάδοση και τη μορφή που ένα κύμα τσουνάμι λαμβάνει. Ο τρόπος που ένα τσουνάμι θραύεται όταν φθάνει την ακτή είναι πολύ δύσκολο να προβλεφθεί. Εξαρτάται από την τοπογραφία που το κύμα έχει περάσει πάνω από τις βαθιές θάλασσες, το ύψος και τη μορφή της ακτής που θα χτυπήσει (G. A. Papadopoulos et al. 2006). Μέσα σε μερικά χιλιόμετρα το ύψος ενός κύματος τσουνάμι μπορεί να μεταβληθεί από ένα μέτρο έως 20 ή και παραπάνω.

Η ταχύτητα διάδοσης ενός τσουνάμι εξαρτάται άμεσα από το βάθος του ωκεάνιου πυθμένα. Η έως τώρα έρευνα και εμπειρία έχει δείξει ότι τα τσουνάμι που εισβάλλουν σε ανοικτούς κόλπους με αντίστοιχα μεγάλη είσοδο, χαρακτηρίζονται από μεγάλα ύψη κύματος, ενώ αντίθετα μειώνεται το ύψος τους όταν εισβάλλουν σε θαλάσσιους κόλπους που χαρακτηρίζονται από στενές εισόδους και των οποίων η επιφάνεια αυξάνεται σταδιακά από την είσοδο του κόλπου έως τη κορυφή (Σχήμα 3.1). Σε πολλές περιπτώσεις αξιοσημείωτος είναι ο προστατευτικός ρόλος των κοραλλιογενών σχηματισμών. Οι ακτές που περιβάλλονται από τέτοιους σχηματισμούς πλήττονται λιγότερο από ένα ενδεχόμενο χτύπημα τσουνάμι, λόγω της σημαντικής απώλειας ενέργειας που οφείλεται ακριβώς στην ύπαρξη αυτών των σχηματισμών που αποτελούν φυσικά εμπόδια και αναχαιτίζουν τα κύματα τσουνάμι.

(<http://www.ngdc.noaa.gov/seg/hazard/tsuintro.shtml>)

Τα κύματα τσουνάμι κατά την επέλασή τους προς τις παράκτιες περιοχές δημιουργούν μεταβολές και αλλοιώνουν την παράκτια γεωμορφολογία καθώς και τις ιζηματογενείς παράκτιες αποθέσεις. Κατά την διάδοσή τους προς την ενδοχώρα, παρασέρνουν από άμμο έως μεγάλου μεγέθους βράχους, έως 2 με 3 μέτρα, ενώ δημιουργούν ιδιαίτερα ισχυρές διαβρωτικές συνθήκες. (Chandrasekar, 2005).

Παρακάτω θα μελετήσουμε τρία χαρακτηριστικά γεγονότα τσουνάμι που έλαβαν χώρα στον ελληνικό χώρο: 1. το τσουνάμι της Ελίκης 373 π.Χ., 2. το τσουνάμι της Αμοργού 1956 μ.Χ. και 3. το τσουνάμι του Κορινθιακού Κόλπου 1963 μ.Χ.



Σχήμα 3.1 : μορφή που ένα τσουνάμι λαμβάνει και πώς διαδίδεται ανάλογα με τη μορφή της ακτής (<http://www.andaman.org>).

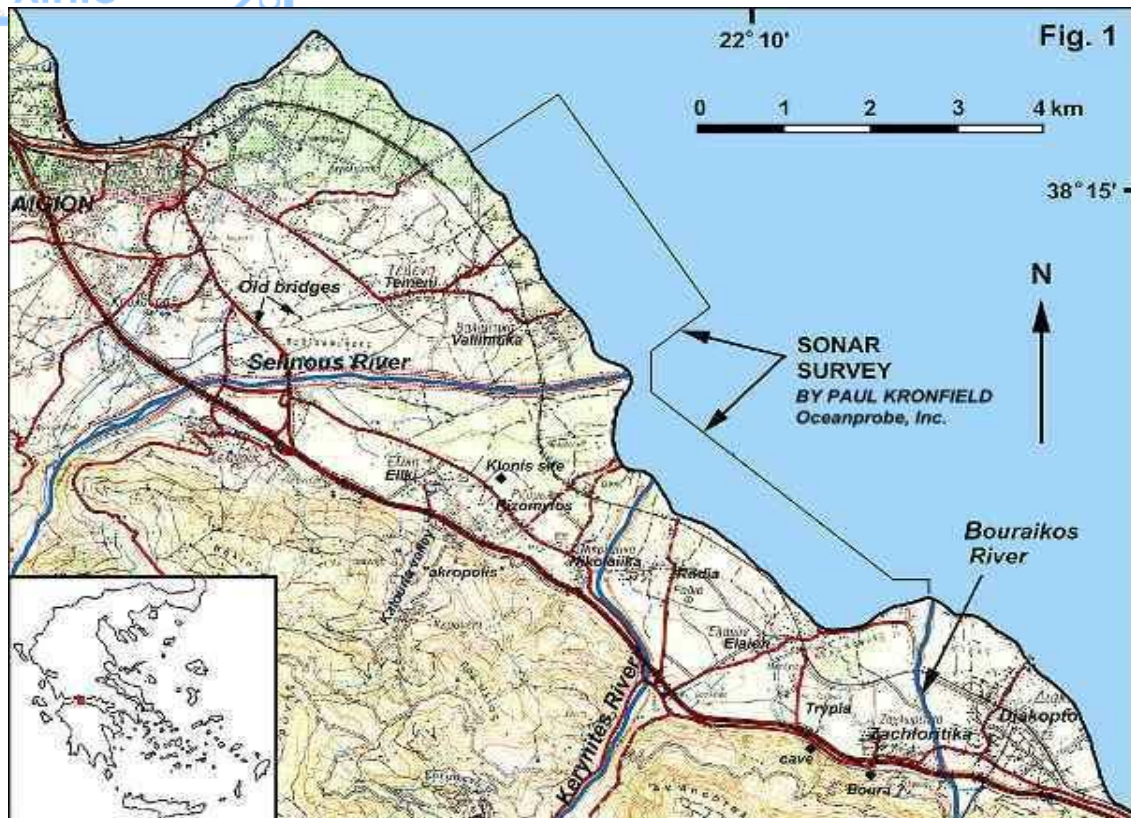
Ανοικτό μπλε: κανονική στάθμη θάλασσας

Σκούρη μπλε γραμμή: κανονική επιφάνεια ύδατος

Σκούρο μπλε: κύμα τσουνάμι φθάνει ψηλότερα από κανονική στάθμη θάλασσας

Καφέ: έδαφος

3.2 Το τσουνάμι της Ελίκης



Σχήμα 3.2: Χάρτης της περιοχής της Ελίκης, στη νότια ακτή του Κορινθιακού κόλπου, νοτιοανατολικά του Αιγίου.

Η Ελίκη ήταν πόλη στην αρχαία Αχαΐα, στα νοτιοανατολικά του Αιγίου και σε απόσταση περίπου 8 km από αυτό, ανάμεσα στους ποταμούς Σελινούντα και Κερυνίτη, στους πρόποδες του ορεινού όγκου των Αροανίων (Σχήμα 3.2). Ήταν χτισμένη σε πεδιάδα, πλησιέστερα προς τους πρόποδες του βουνού και περίπου 2 km μακριά από τη θάλασσα. Η πόλη ακολουθεί τη γεωμορφολογία οπότε και ήταν αναπτυγμένη κατά πλάτος με μέτωπο ΒΔ-ΝΑ και περιβάλλεται από τείχος.

Ήταν το επίνειο των οικισμών όλης της περιοχής. Το όνομα της το οφείλει στην Ελίκη κόρη του βασιλιά της Αιγιαλείας Σελινούντα και γυναίκα του Ίωνα, μετέπειτα βασιλιά της χώρας. Η Ελίκη αποτέλεσε τη θρησκευτική και πολιτική μητρόπολη των δώδεκα ιωνικών πόλεων της Αχαΐας, υπό κοινό βασιλιά και κοινή λατρεία του Ελικωνίου Ποσειδώνος.

Η πόλη καταστράφηκε από σεισμό όταν άρχων επώνυμος στην Αθήνα ήταν ο Αστεύς κατά το τέταρτο έτος της εικοστής πρώτης Ολυμπιάδας, κατά την οποία ο

Δάμων από τους Θούριους είχε κερδίσει την πρώτη του νίκη (χειμώνας 373 π.χ.), μαζί με την γειτονική Βούρα. Σύμφωνα με τον Παυσανία και τον Στράβωνα οι κάτοικοι της Ελίκης προκάλεσαν την μήνη του Ποσειδώνα όταν πήραν από το Ιερό και σκότωσαν ικέτες που είχαν καταφύγει σε αυτό. Φοβερός σεισμός κτύπησε την πόλη και την κατέστρεψε ολοσχερώς, ενώ επέζησαν μόνο όσοι έλειπαν από αυτήν. Μετά την κτύπησε μεγάλο κύμα (τσουνάμι) και η πόλη καταποντίστηκε στη θάλασσα. Μέρες πριν τον φονικό σεισμό είχαν παρατηρηθεί περίεργα φαινόμενα, όπως υπερβολική ζέστη για χειμώνα, στέρεμα των πηγών. Οι αναφορές του Αιλιανού λένε ότι πέντε μέρες πριν την εξαφάνιση της Ελίκης, όλα τα ποντίκια, κουνάβια, χελώνες,



Σχήμα 3.3 : Το δέλτα της Ελίκης. Η αρχαία Ελίκη εκτείνεται μεταξύ των δύο ποταμών, Κερυνίτη και Σελινούντα (Katsanopoulou, D. and Soter, S., 1996).

φίδια και άλλα παρόμοια είδη που βρίσκονταν στην πόλη έφυγαν σύσσωμα από το δρόμο που οδηγεί στην Κερύνεια. Ένα φαινόμενο που επαναλήφθηκε σε μικρότερη κλίμακα πριν από το μικρότερο σε μέγεθος (M 6.4) σεισμό του 1995, (Soter 1999). Όταν οι κάτοικοι της Ελίκης είδαν αυτό που συνέβη εντυπωσιάστηκαν, αλλά δεν μπορούσαν να μαντέψουν την αιτία. Μετά όμως από τη φυγή των ζώων, έγινε

σεισμός κατά τη διάρκεια της νύχτας. Η πόλη κατέρρευσε και ένα τεράστιο κύμα την κάλυψε.

Ο σεισμός του 373 π.Χ. ήταν ισχυρότατος με αποτέλεσμα να καταστρέψει ολοσχερώς την αρχαία πόλη Ελίκη. Η εύρεση με ακρίβεια της θέσης της αποτελεί μέχρι και σήμερα ένα άλυτο πρόβλημα για τους αρχαιολόγους (Κατσωνοπούλου 1995). Η έρευνα για τον εντοπισμό της βασίζεται κυρίως στις διαθέσιμες περιγραφές αρχαίων συγγραφέων, σε γεωφυσικές-γεωλογικές μελέτες, σε αρχαιολογικά ευρήματα (Soter & Katsonopoulou 1999), καθώς επίσης και σε μελέτες αντίστοιχων σύγχρονων σεισμών που έγιναν στην περιοχή (Κουκουβέλας, 2001, Παυλίδης, 2001 & 2003). Ιδιαίτερα ο σεισμός του 1861 παρουσιάζει σημαντικές ομοιότητες ως προς το μηχανισμό γένεσης, αλλά και τα φαινόμενα που ακολούθησαν.

Από τα υπάρχοντα ιστορικά δεδομένα, η ζώνη καταστροφής από το σεισμό εκτείνεται τουλάχιστον από την Ελίκη στα Βούρα, δηλαδή περίπου 8 χλμ. Μια σημαντική μετασεισμική δομή αποτελεί η υποχώρηση του παράκτιου τμήματος που εκτείνεται σε πλάτος από το κύριο τμήμα της Ελίκης ως την ακτή, δηλαδή περίπου 2.2 χλμ. κατά μέσο όρο. Το μήκος του παραμένει άγνωστο (Παπαδόπουλος 1998). Αν ληφθούν υπόψη τα αρχαία κείμενα του Πανυσανία και του Στράβωνα αντίστοιχα, που αναφέρουν ότι η στάθμη της θάλασσας έφθανε σχεδόν στις κορυφές των δέντρων και το άγαλμα του Ποσειδώνα που κρατούσε τον ιππόκαμπο, το οποίο ήταν επικίνδυνο για τους ψαράδες, υπολογίζεται ότι η υποχώρηση έφτανε περίπου τα 4 μέτρα τουλάχιστον σε ορισμένες περιοχές. Η υποχώρηση της ακτής από το σεισμό του 1861, ήταν μικρότερη σε έκταση, μια επιφανειακή δραστηριότητα της εκτεταμένης παράκτιας ρευστοποίησης του εδάφους, που προκλήθηκε, από τις εδαφικές δονήσεις, οι οποίες εκδηλώθηκαν και με "ηφαίστεια άμμου". Πιο συγκεκριμένα, το έδαφος της περιοχής, που αποτελείται από χαλαρές δελταϊκές αποθέσεις, είναι εξαιρετικά επιρρεπές στη ρευστοποίηση. Είναι πιθανόν το ίδιο φαινόμενο να συνέβη και στο σεισμό του 373 π.Χ., αλλά σε μεγαλύτερη έκταση. Η υπόθεση ότι η περιοχή της Ελίκης ήταν εκτενώς πλημμυρισμένη λόγω της σημαντικής εδαφικής καθίζησης, οδηγεί στο συμπέρασμα ότι μεγάλες ροές χαλαρών υλικών δημιουργήθηκαν επίσης στην ακτή της Ελίκης εξαιτίας των ισχυρών σεισμικών δονήσεων (Παπαδόπουλος 1998). Ροή χαλαρών υλικών σαν και αυτή θα μπορούσε να δημιουργήσει σημαντικές ζημιές στο λιμάνι και σε άλλες παραθαλάσσιες εγκαταστάσεις, να παρασύρει τμήματα αυτών των εγκαταστάσεων και να προκαλέσει μεγάλα θαλάσσια κύματα (Τσουνάμι). Το γεγονός που υποστηρίζει ο Στράβωνας, ότι η Βούρα εξαφανίστηκε

από σεισμό, μάλλον υποδεικνύει ότι συνέβη εκτεταμένη ρευστοποίηση και στη γειτονική πόλη Βούρα.

Πέρα όμως από αυτά τα φαινόμενα (ρευστοποιήσεις και υποχωρήσεις ακτών), ένα άλλο φαινόμενο που συνόδευσε το σεισμό είναι η δημιουργία θαλάσσιων κυμάτων τσουνάμι. Ο χρόνος άφιξης του τσουνάμι μετά το σεισμό δεν είναι σαφής. Ο Διόδωρος υποστηρίζει ότι το παλιρροϊκό κύμα χτύπησε την πόλη αφότου είχε ξημερώσει αρκετές ώρες μετά το σεισμό. Επίσης δεν είναι σίγουρος ο μηχανισμός γένεσής του. Υπάρχουν όμως δύο πιθανότητες (Παπαδόπουλος 1998): η πρώτη είναι να δημιουργήθηκε από τη σύγχρονη δραστηριοποίηση ενός θαλάσσιου ρήγματος. Η δεύτερη είναι να δημιουργήθηκε από μαζικές μετακινήσεις υλικών. Όποιος και να είναι ο τρόπος σχηματισμού του, η πηγή του δεν βρισκόταν μακριά από την ακτή, οπότε χρειάστηκαν μόλις λίγα λεπτά για να φτάσει το πρώτο τσουνάμι στην ακτή. Ωστόσο, συνηθίζεται σε περιπτώσεις μεγάλων τσουνάμι να μην παρατηρείται μόνο ένα. Αν δεχτούμε ότι η περιοχή χτυπήθηκε από τρία τουλάχιστον κύματα και ότι αυτά ήταν ικανά να καταστρέψουν τα δέκα σπαρτιατικά πλοία που αναφέρει ο Αιλιανός, τότε η περίοδος θα πρέπει να ήταν ίση με 2-3 λεπτά περίπου. Άρα, μετά το σεισμό η περιοχή της Ελίκης δεχόταν την “επίθεση” των τσουνάμι για περίπου 6-10 λεπτά. Ωστόσο, αν τα κύματα δημιουργήθηκαν από μετακινήσεις μαζών και όχι από τη διέγερση ρήγματος, οι παραπάνω χρόνοι θα πρέπει να επαναπροσδιοριστούν.

Οι μεγάλες ομοιότητες που παρατηρούνται μεταξύ των σεισμών του 373 π.Χ. και του 1861 μ.Χ. δείχνουν ότι θα πρέπει και τα δύο γεγονότα να είχαν τις ίδιες σεισμικές παραμέτρους. Έτσι λοιπόν, εφόσον υπάρχουν περισσότερα στοιχεία για το σεισμό του 1861, οι παράμετροι του σεισμού προσδιορίστηκαν ως εξής:

α) **χρόνος γένεσης** λίγη ώρα πριν το ξημέρωμα κάποιας νύχτας του χειμώνα του

Νοεμβρίου 373 π.Χ. /Φεβρουαρίου 372 π.Χ.,

β) **επίκεντρο** 38.20N/22.3° E(+/- 5 km),

γ) **εστιακό βάθος** <15km,

δ) **μέγεθος** >6.6,

ε) **μέγιστη ένταση** IX ± I (MM) και

στ) **μήκος επιφανειακής εμφάνισης ρήγματος** 13km (Παπαδόπουλος 1998).

Η προτεινόμενη ανασύσταση συνεπάγεται ότι το στρώμα των ερειπίων της Ελίκης θα πρέπει να αναζητηθεί στο χερσαίο υπέδαφος, σε βάθος τουλάχιστον 4-6 μέτρων.

Όμως, εξαιτίας της πλευρικής ολίσθησης της ακτής κάποια τμήματα των λιμενικών

εγκαταστάσεων της αρχαίας Ελίκης θα μπορούσαν να εντοπιστούν σε υποθαλάσσιο χώρο της περιοχής.



Σχήμα 3.4 : Το πρηνές του ρήγματος της Ελίκης

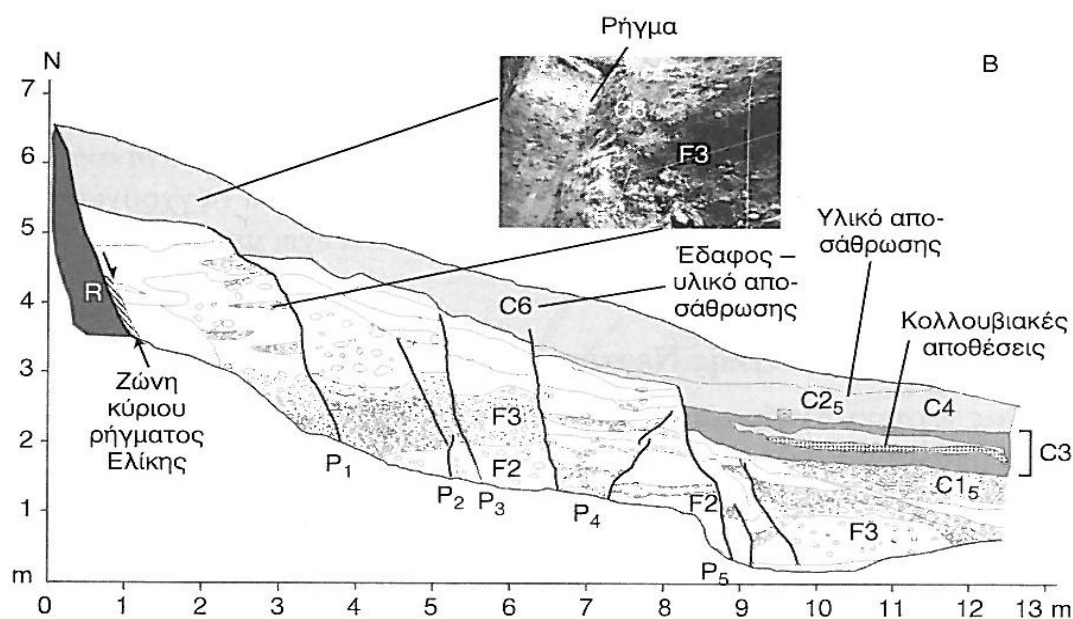
3.2.2 Αναγνώριση παλαιοσεισμικού γεγονότος με γεωλογικά κριτήρια:

Σε 5 παλαιοσεισμικές τομές που διανήχθηκαν κάθετα στο ίχνος του ρήγματος της Ελίκης (Κουκουβέλας κ.α., 2001, Παυλίδης κ.α. 2001) αναγνωρίστηκαν 4 διακριτοί στρωματογραφικοί ορίζοντες, που είναι οι ακόλουθοι από τον κατώτερο προς τον ανώτερο:

- 1) Χερσογενείς ερυθρόχρωμοι ποτάμιας προέλευσης σχηματισμοί. Τα στρώματα έχουν μέγιστο πάχος 3 m. Στο στρώμα περιέχονται κυρίως ασβεστολιθικές κροκάλες και στο ανώτερο τμήμα του εμφανίζονται ασβεστιτικά συγκρίματα υποδηλώνοντας εδαφογένεση.
- 2) Ποτάμιες αποθέσεις. Περιλαμβάνουν κροκαλοπαγή με μέγεθος μεγάλου άξονα κροκάλων 7-25 cm, που εμφανίζονται σε όλες τις τομές. Το μέγιστο πάχος του σχηματισμού είναι 2,5 m.
- 3) Κολλουβιακές αποθέσεις. Περιλαμβάνουν κόκκινου ή καφέ χρώματος πολύμεικτες αποθέσεις που εσωτερικά διαφοροποιούνται ανάλογα με το βαθμό εδαφογένεσης. Το μέγιστο πάχος των στρωμάτων, είναι περίπου 2 m. Στις κολλουβιακές αποθέσεις συχνή είναι η παρεμβολή παλαιοεδαφικών οριζόντων που αντιστοιχούν σε περιόδους τεκτονικής ησυχίας.

- 4) Αποθέσεις λασποροών. Περιλαμβάνουν κροκαλοπαγή κίτρινου χρώματος σε φακούς μέγιστου πάχους 1 m. Οι αποθέσεις αυτές έχουν πλευρική σχέση με τις κολλουβιακές αποθέσεις.

Στην πρώτη εκσκαφή ένας κλάδος του ρήγματος επηρεάζει το σύνολο σχεδόν των στρωμάτων μέχρι και το παλαιοέδαφος ηλικίας 750 περίπου ετών (C^{14}) με μέγιστο άλμα στους ανώτερους ορίζοντες 0,93 m. Ανεπηρέαστος παραμένει μόνο ο πολύ πρόσφατος εδαφικός μανδύας (κολλουβιακές αποθέσεις και σύγχρονο έδαφος) πάχους 0,30-0,80 m, ο οποίος συμμετέχει επιφανειακά στη διαμόρφωση του τεκτονικού πρανούς. Συνδέεται με το μεγάλο σεισμό του 1861. Ένας δεύτερος παράλληλος κλάδος με κατακόρυφο άλμα 1,37 m διακόπτει ενδιάμεσους στρωματογραφικούς ορίζοντες και είναι υπεύθυνος για τη δημιουργία δύο μικρών κολλουβιακών σφηνών, στο κατερχόμενο τέμαχος. Πιθανώς να συνδέεται με συν-σεισμική μετατόπιση πριν το μεγάλο σεισμό του 1861. Το τρίτο ρήγμα που επηρεάζει βαθύτερα στρώματα, ηλικίας μετά-ελληνιστικής έως πρώιμης ρωμαϊκής εποχής, με βάση τον προσδιορισμό θραυσμάτων κεραμικών και με κατακόρυφη μετατόπιση 0,44 m, συνδέεται με θαμμένο παλαιοπρανές και κολλουβιακή σφήνα.



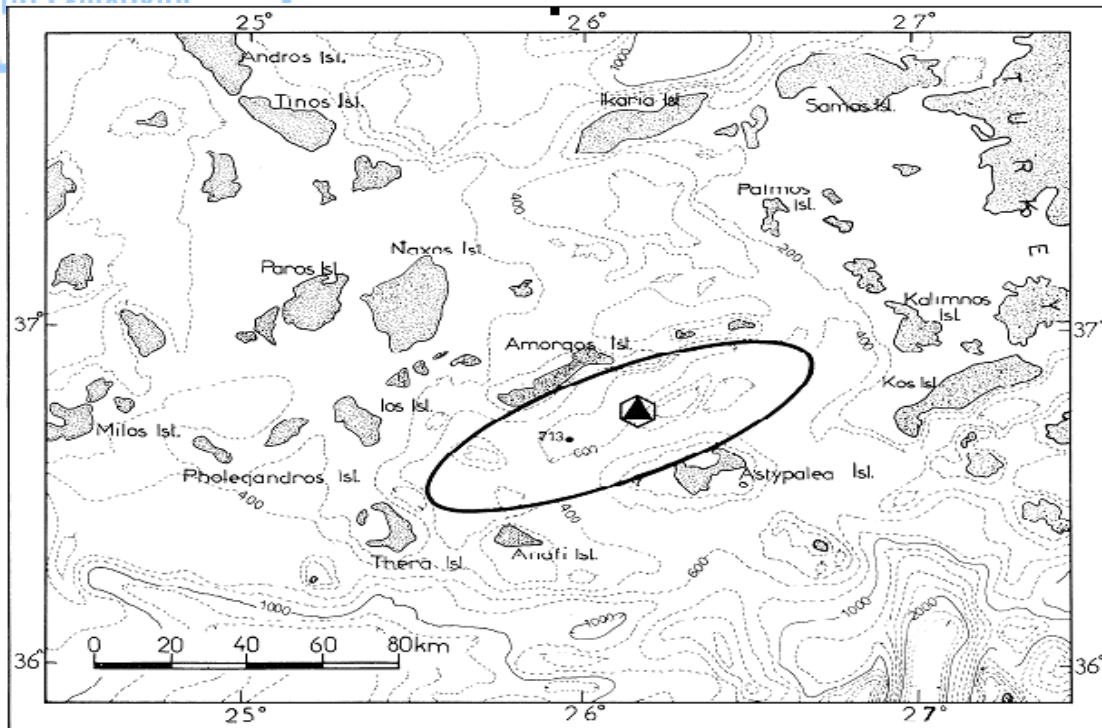
Σχήμα 3.5 : Παλαιοσεισμολογική τομή χαρτογραφημένη αρχικά σε κλίμακα 1:20. Διακρίνονται τα ποταμοχειμνάρια στρώματα που επηρεάζονται από μια σειρά ρηγμάτων ($P1-P5$) και τα υπερκείμενα χερσαία ($C3, C4, C6$). Το υλικό της αποσάθρωσης (στρώματα $C3, C4, C6$) χρονολογήθηκαν με σε ηλικίες που αντιστοιχούν στους 16^ο-18^ο αιώνες (Pavlidis et al. 2003, Quat. Int.)

Τρία ρήγματα ή κλάδοι ρηγμάτων εμφανίζονται στην τομή του σχήματος (Σχήμα 3.5), οι οποίοι μετατοπίζουν τις ποτάμιας και τις κολλουβιακές αποθέσεις. Όλα τα ρήγματα κλίνουν προς τα βόρεια και η μέση κλίση τους είναι μεγαλύτερη των 60° . Με βάση τις μετατοπίσεις των κολλουβιακών αποθέσεων τα ρήγματα 2 και 3 έχουν μετατοπίσεις 0,75 και 0,30 m αντίστοιχα. Το περιθωριακό κύριο ρήγμα μεταξύ υποβάθρου και σύγχρονων αποθέσεων στο νοτιότερο άκρο της τομής εκτιμάται ότι έχει μετατόπιση (άλμα) που υπερβαίνει τα 4 m.

3.2.3 Συμπεράσματα:

Τουλάχιστον τρία σεισμικά γεγονότα έχουν ανιχνευτεί στο ανατολικό τμήμα του ρήγματος της Ελίκης τα οποία είναι μεταγενέστερα του σεισμού του 373 π.Χ. Ο νεότερος συνδέεται με τον σεισμό του 1861 και από τους δύο παλαιότερους ο πρώτος σχετίζεται με τους ρωμαϊκούς χρόνους, ενώ ο δεύτερος είναι άγνωστος. Σύμφωνα με τις μετατοπίσεις των ρηγμάτων προέκυψε ότι οι σεισμοί που έγιναν από το ρήγμα της Ελίκης ήταν της τάξης μεγέθους 6,6. Η τεκτονική δραστηριότητα της περιοχής και ειδικότερα του ρήγματος της Ελίκης έχει προκαλέσει έντονες μορφολογικές αλλαγές οι οποίες διαφαίνονται από τον τύπο της ιζηματογένεσης που παρατηρήθηκε σε παλαιοσεισμολογικές τομές. Η σημαντικότερη από αυτές είναι η αλλαγή της κατεύθυνσης της ροής του ποταμού Κερυνίτη από τα δυτικά προς τα ανατολικά και ξανά προς τα δυτικά μέχρι της σημερινή του θέση.

3.3 Το τσουνάμι της Αμοργού το 1956



Χάρτης : Η περιοχή των Κυκλάδων. Το τρίγωνο δείχνει το επίκεντρο του σεισμού του 1956.

3.3.1 Εισαγωγή

Το τελευταίο μεγάλο τσουνάμι που έπληξε το Αιγαίο προκλήθηκε από τον υποθαλάσσιο σεισμό ($M_s=7.5$), που συνέβη στα ανατολικά νησιά των Κυκλάδων (Αμοργός), στη θάλασσα του Νότιου Αιγαίου, στις 9 Ιουλίου 1956.

Η γεωτεκτονική εξέλιξη της περιοχής του Αιγαίου στο Μεσοζωικό-Καινοζωικό περιγράφεται από τα μαγματικά δεδομένα ως ασυνεχής διαδικασία από τη μετανάστευση του συστήματος τόξου-τάφρου προς τον Νότο και συνδέει διαδοχικές φάσεις υποβύθισης (Boccaletti et al., 1974; Παπαδόπουλος, 1989). Η NNΔ-BBA ενεργή τάση υποβύθισης κάτω από το Νότιο Αιγαίο θεωρείται ότι είναι η κύρια αιτία πολλών γεωφυσικών φαινομένων στο Αιγαίο (Παπαζάχος και Παπαδόπουλος, 1977; McKenzie 1978). Πιο επιφανειακή είναι η υψηλή σεισμικότητα, η οποία είναι ενδιάμεσου βάθους στο Νότιο Αιγαίο και ρηγή σχεδόν παντού στις υπόλοιπες περιοχές. Εντούτοις, μέρος του Κεντρικού και του Νότιου Αιγαίου έχει αναγνωριστεί ως "ασεισμικό οροπέδιο" (Morelli et al., 1975). Ο καταστρεπτικός σεισμός της 9ης Ιουλίου, 1956 στο Νότιο Αιγαίο (Αμοργός) πραγματοποιήθηκε στο ανατολικό όριο αυτού του οροπεδίου. Αυτό είναι το μεγαλύτερο ($M_s = 7.4$) επιφανειακό γεγονός που

έχει συμβεί στην Ελλάδα αυτόν τον αιώνα και η μελέτη αυτού του σεισμού και των σχετικών φαινομένων είναι μεγάλης σπουδαιότητας στην κατανόηση της σεισμοτεκτονικής του Αιγαίου.

Από (α) νεοτεκτονικές παρατηρήσεις πεδίων που έγιναν στην Αμοργό, η οποία βρίσκεται πολύ κοντά στην επικεντρική περιοχή, (β) μακροσεισμικές παρατηρήσεις πεδίων που έγιναν στα νησιά που περιβάλλουν τη σεισμογόνο περιοχή, (γ) εξέταση αεροφωτογραφιών που λήφθηκαν πριν και μετά από το σεισμό, και (δ) έλεγχο των σεισμολογικών δεδομένων που αφορούν τον μεγάλο σεισμό και τους μετασεισμούς του καθορίζεται η ζώνη διάρρηξης του σεισμού του 1956 και ο τύπος του ρήγματος (G. A., Papadopoulos and S. B., Pavlides, 1992). Από εξέταση αποθέσεων που συνδέονται με το τσουνάμι του 1956, γίνονται εκτιμήσεις για τα ύψη κυμάτων και πλημμυρικές εκτιμήσεις για το γεγονός αυτό (D. Dominey-Howes et al. 2000).

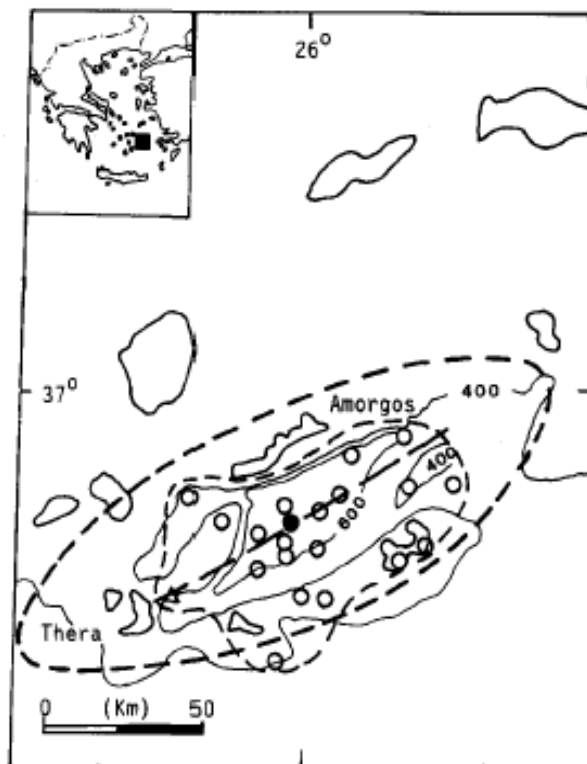
3.3.2 Παράμετροι της σεισμικής ακολουθίας του 1956

t	φ°N	λ°E	h (km)	M _s (+0.3)	Refs.
A					
	36.7	25.90	10 (+3)	7.5	G
	36.7	25.80	N	7.5	CP
	36.64	25.91	15 (+10)	7.4	Ma
B					
	36.6	25.9	40 (+30)	6.75	G
	36.6	25.7	N	6.9	CP
	36.45	25.51	95 (+15)	7.2	Ma

Πίνακας 3.3.1: Εστιακές παράμετροι της κύριας δόνησης (A) της 9^{ης} Ιουλίου, 1956, και του μεγαλύτερου μετασεισμού (B). Όπου t = χρόνος γένεσης (GMT), $\phi^\circ N$ = γεωγραφικό πλάτος, $\lambda^\circ E$ = γεωγραφικό μήκος, h = εστιακό βάθος, M = μέγεθος κυμάτων, n = κανονικό ($h < 70$ km). Το λάθος που συμπεριλαμβάνεται στους επικεντρικούς προσδιορισμούς είναι 30 km για G και CP, και 10 km (A) και 15 km (B) για Ma. [G = Galanopoulos (1982); CP = Comninakis and Papazachos (1986); Ma = Makropoulos et al, (1989)].

Εξ' αιτίας της φτωχής ικανότητας ανίχνευσης του ελληνικού σειсмоγραφικού δικτύου κατά την διάρκεια της δόνησης του 1956, οι διαθέσιμες πληροφορίες για τις εστιακές παραμέτρους της σεισμικής ακολουθίας είναι περιορισμένες, ιδιαίτερα για τις μέτριου και μικρού μεγέθους μετασεισμικές δονήσεις.

Όσον αφορά την κύρια δόνηση, τρεις διαφορετικοί προσδιορισμοί φαίνονται να είναι συνεπείς. Υπάρχει κάποια απόκλιση μεταξύ των προσδιορισμών που δίνονται για το μεγαλύτερο μετασεισμό, η θέση του οποίου εμφανίζεται να μετατοπίζεται προς το νοτιοδυτικό σημείο όσον αφορά αυτό του κυρίου σεισμού (Εικόνα 3.3.1). Οι προσδιορισμοί του Μακρόπουλου και των συνεργατών του (1989) φαίνεται να έχουν την μεγαλύτερη ακρίβεια. Ο κατάλογος σεισμών των Μακρόπουλος και συνεργάτες (1989) παρέχει πληροφορίες για τις εστιακές παραμέτρους είκοσι μετασεισμικών δονήσεων, $M_s = 4.1$, οι όποιοι καταγράφηκαν μέχρι τις 9 Φεβρουαρίου, 1957. Φαίνεται ότι αυτή η ημερομηνία δηλώνει τη λήξη της μετασεισμικής δραστηριότητας. Μόνο η κύρια δόνηση και έξι μετασεισμικές δονήσεις, συμπεριλαμβανομένου του μεγαλύτερου μετασεισμού, έχουν επαναπροσδιορισθεί. Θέσεις που καθορίστηκαν από τους Alsam et al. (1975) έχουν υιοθετηθεί για τις υπόλοιπες μετασεισμικές δονήσεις.



Εικόνα 3.3.1: Επικεντρική κατανομή του μεγάλου σεισμού ($M_s = 7.4$) (σημείο) και είκοσι μετασεισμικές δονήσεις του $M_s \geq 4.1$ (κύκλοι). Το τρίγωνο αντιπροσωπεύει το μεγαλύτερο μετασεισμό ($M_s = 7.2$). Στοιχεία από τον Μακρόπουλο και τους συνεργάτες του (1989). Ανοιχτές και έντονες διακεκομμένες γραμμές καθορίζουν τις παρατηρηθείσες και θεωρητικές ζώνες διάρρηξης, αντίστοιχα. Η ευθεία διακεκομμένη γραμμή παρουσιάζει την πιθανότερη θέση του σεισμικού ρήγματος. Επίσης φαίνονται οι ισοβαθείς 400 και 600 m. (G. A., Papadopoulos and S. B., Pavlides, 1992).

Η απόκλιση μεταξύ των εστιακών βαθών των 15 + 10 km και 95 + 15 km της κύριας δόνησης και του μεγαλύτερου μετασεισμού της δεν εξηγείται εύκολα. Εντούτοις, αυτός ο μετασεισμός δεν φαίνεται να αποτελεί ένα σεισμό ενδιάμεσου βάθους συνδεδεμένο με τη ζώνη Benioff του Νότιου Αιγαίου. Στην υπό εξέταση περιοχή η ζώνη Benioff βρίσκεται σε ένα βάθος περίπου 150 km (Makropoulos and Burton, 1984; Comninakis and Papazachos, 1986). Δεδομένου ότι το βάθος των επαναπροσδιορισμένων γεγονότων ποικίλλει μεταξύ 14 km και 95 km (μέση τιμή= 51 km) και το βάθος μη-επαναπροσδιορισμένων γεγονότων κυμαίνεται μεταξύ 10 km και 100 km (μέση τιμή= 40 km), κάποιος μπορεί να προτείνει ότι κατά τη διάρκεια της σεισμικής ακολουθίας της Αμοργού το 1956 μια μεγάλη μερίδα της λιθόσφαιρας έσπασε. Με βάση τα στοιχεία αυτά το γεγονός της Αμοργού ήταν, στην ορολογία του Scholz (1990, p. 180), ένας "μεγάλος" σεισμός, που διέρρηξε ολόκληρο το πλάτος της σχιζόσφαιρας (G. A., Papadopoulos and S. B., Pavlides, 1992).

3.3.3 Πληροφορίες για τον σεισμό

Καταστροφικός σεισμός στο Αιγαίο στις 9 Ιουλίου 1956 ($M=7.5$), επηρέασε τα νησιά: Σαντορίνη, Αμοργός, Ανάφη, Αστυπάλαια, Ίος, Πάρος, Νάξος. Κάλυμνος, Λέρος, Πάτμος και Λειψοί. Συνολικά 529 σπίτια καταστράφηκαν, 1482 με σοβαρές βλάβες και 1750 με ελαφρές βλάβες. 53 άτομα σκοτώθηκαν και 100 τραυματίστηκαν. Πρέπει να σημειωθεί ότι πολλές από αυτές τις βλάβες ήταν αποτέλεσμα του μεγαλύτερου μετασεισμού. Η ζημιά ήταν μεγαλύτερη στις αρκετά κατοικημένες τοποθεσίες, Οία, Ημεροβίγλι και Φηρά που είναι χτισμένες στη σειρά, επικαλύπτοντας η μία την άλλη στην εσωτερική απότομη κλίση της Σαντορίνης. Ένα είδος σηράγγων στην ελαφρόπετρα, χρησιμοποιούνται για κατοικίες και δημιουργούν δυσμενείς συνθήκες ίδρυσης για τα υπερκείμενα σπίτια. Εκτός αυτού τα σπίτια είχαν πολύ βαριές επικαλύψεις με θόλους και πολύ φτωχή κατασκευή. Η απρόσμενη μικρή γενικά ζημιά σε σύγκριση με το μέγεθος των δύο διαδοχικών μεγάλων σεισμών μπορεί να είναι αποτέλεσμα του ότι η πηγή τους βρισκόταν σε ένα στρώμα χαμηλής ταχύτητας. Αυτή η υπόθεση υποστηρίζεται έντονα από τη σχετικά μικρή αντιληπτή ακτίνα τους. Λεπτομερώς οι βλάβες ήταν οι εξής: Στη Σαντορίνη από τα 4059 σπίτια, τα 326 καταστράφηκαν, 48 με σοβαρές βλάβες και 77 με ελαφρές. Στην Ανάφη από τα 241 σπίτια, τα 5 καταστράφηκαν και 87 με σοβαρές βλάβες. Στην Αστυπάλαια 16 σπίτια καταστράφηκαν, 35 σοβαρές βλάβες και 45 ελαφρές. Στην Ίο από τα 500, 1 καταστράφηκε, 4 με σοβαρές βλάβες και 21 ελαφρές. Στην Πάρο από τα 185, 51

καταστράφηκαν και 127 με σοβαρές βλάβες. Στη Νάξο 37 καταστράφηκαν και 127 με σοβαρές βλάβες. Στην Κάλυμνο από τα 4681 σπίτια, τα 17 καταστράφηκαν, 80 με σοβαρές βλάβες και 103 ελαφρές. Στη Λέρο από τα 2178, 5 καταστράφηκαν, 221 με σοβαρές βλάβες και 41 ελαφρές. Στην Πάτμο 21 καταστράφηκαν και 31 με ελαφρές βλάβες. Ενώ στους Λειψούς 4 καταστράφηκαν και 18 με σοβαρές βλάβες.

Η κύρια δόνηση έγινε αισθητή στη Σαντορίνη (VIII+ στις περιοχές Οία, Φηρά, Ημεροβίγλι – VIII σε Μεγαλοχώρι, Πύργο, Επισκοπή – VII+ σε Έξω Γκώμια, Βόθωνα, Μεσσαριά, Βούρβουλο, Μονόλιθο – VII σε Καρτεράδος, Εμπόριο, Ακρωτήρι – VI στη Βλυχάδα), στη Θηρασία (VII+ σε Ποταμό και Αγριλιά), στην Αμοργό (IX στον Ποταμό – VII σε Κατάπολα, Χώρα, Λαγκάδα, Θολαρία - VI σε Καμάρι, Αρκεσίνη, Κολοφανα), στην Ανάφη VII, στην Αστυπάλαια VII+, στην Ίο VI+, στην Πάρο (VIII σε Παροικιά και Νάουσα - VI στις Λεύκες), στη Νάξο (VII σε Νάξο, Απύρανθο, Κορωνό, Μέλανο – VI+ σε Εγγαρέ, Κινίδαρο, Σκαδό, Μονή, Φιλότι, Βίβλος-Τρίποδο, VI σε Δαμαριώνα, Κεραμωτή, Γλινάδο, Ποταμιά, Χαλκείο), Κάλυμνος VII, Λέρος VII, Πάτμος VII, Λειψοί VI+, Κως (VII στον Κέφαλο-VI στην Αντιμάχεια-V στην Κω), Κίμωλος VI+, Φολέγανδρος VI, Τήλος VI, Σίκινος V+, Τήνος V+, Μήλος (V+ στην Πλάκα), Σέριφος IV+, Νίσυρος (V+ στο Μανδράκι), Ικαρία (V στον Άγιο Κήρυκο), Σάμος (V+ σε Λιμήν Βαθέος, Μαραθόκαμπος, Πυθαγόρειο, Μυτιληνιοί), Κάρπαθος V+, Κάσος IV, Ρόδος (V στον Μονόλιθο), Κρήτη (V+ Αβδού, V Ανώγεια, Ρέθυμνο, Φούρνοι, Ιεράπετρα-IV+ Παλαιόκαστρο, Λιθίνες, Σητεία, Αρχάνες, Μοχός, Ηράκλειο-IV σε Χανιά, Χώρα, Χρυσοπηγή, Άγιο Νικόλαο, Νεάπολη, Άνω Βιάννος, Ζαρού, Αμπελούζος), Χίος (IV+ σε Καρδάμυλα, IV Νένητα, Νεοχώρι), Λέσβος (III+ Μυτιλήνη), Εύβοια (IV+ Κάρυστος, Αβλωνάρι, III Αγία Άννα), Σκύρος III, Σπέτσες III+, Κύθηρα III, Αττική (V στο Λαύριο-IV+ Σπάτα, IV Μάραθο, Σκάλα Ωρωπού, Αθήνα), Κορινθία (V σε Άσσο, Πόρο) και Λακωνία (III+ στο Γύθειο).

Μη αισθητός σε Καλαμάτα, Μεθώνη, Κυπαρισσία, Τρίπολη, Πύργο, Αίγιο, Πάτρα, Κάτω Αχαΐα, Ζάκυνθο, Λευκάδα, Χαλκίδα, Λίμνη, Σκόπελο, Λήμνο, Καλαμπάκα, Κοζάνη, Θεσσαλονίκη, Επανωμή, Σέρρες, Δράμα, Καβάλα, Ξάνθη, Κομοτηνή, Αλεξανδρούπολη, Διδυμότειχο. Περιοχή που έγινε αισθητή η δόνηση περίπου 270.000 km².

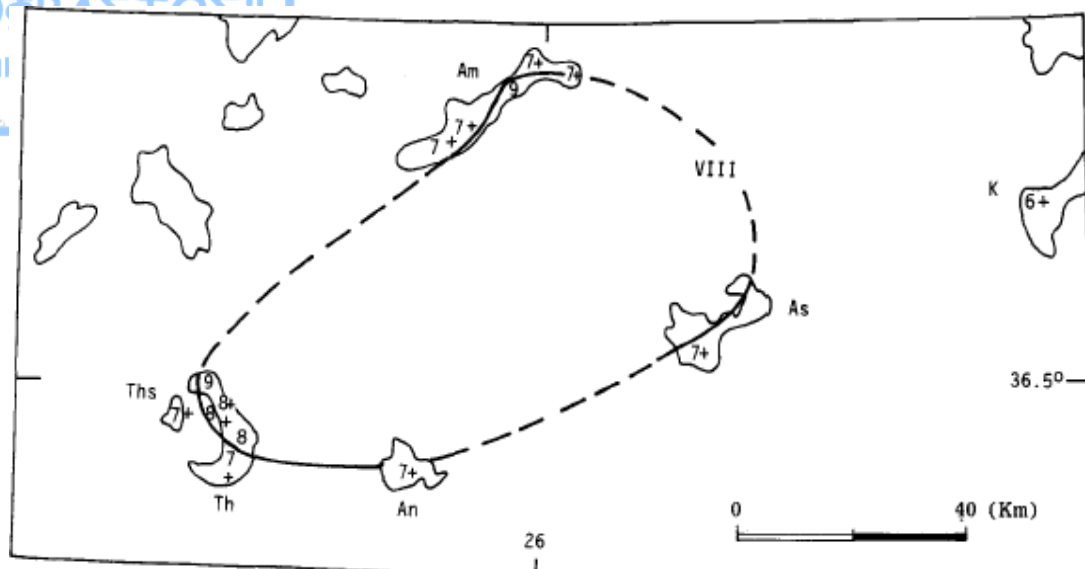
Ο σεισμός ακολουθήθηκε από θαλάσσιο σεισμικό κύμα ύψους περίπου 25 m στην Αμοργό (νοτιοανατολική ακτή, κοντά στο Μεγάλο Βιόκαστρο), 20 m στην Αστυπάλαια (βορειοδυτική ακτή), 10 m στη Φολέγανδρο, 5m στους Λειψούς, 4 m

στην Πάτμο (δυτική ακτή), 3.6 m στην Κάλυμνο (Καντούνι), 3 m στην Τήνο, 2.6 m στην Κρήτη (Παλαιόκαστρο, βορειοανατολική ακτή), 2.5 m στη Νίσυρο (Μανδράκι), 1.7 m στη Σάμο (Μαραθόκαμπος), 1.5 m στην Αντίπαρο, Ίο, 1.4 m στην Πάρο, 1.25 m στη Λέρο, 1.2 m στην Κίμωλο, Κάσο, 1.05 m στη Νάξο, 1 m στην Ικαρία (Αγ. Κήρυκος), Σέριφο, Κύθηρα και Εύβοια (Κάρυστος), 0.95 m στη Σύρο, 0.8 m στην Κω, 0.7 m στις Σπέτσες, 0.2 m στη Σκόπελο, 0.15 m στη Ρόδο και τη Χίο. Ζημιές αναφέρθηκαν από Αμοργό, Αστυπάλαια, Κάλυμνο, Λέρο, Πάτμο, Λειψούς, Ίο, Σίκινο, Αντίπαρο, Τήνο, Κρήτη (Παλαιόκαστρο, Σητεία, Αγ. Νικόλαος, Ηράκλειο, Ρέθυμνο. Σούδα), Κάσο, Κάρπαθο, Νίσυρο, Τήλο.

Το κύμα παρατηρήθηκε περαιτέρω στη Σαντορίνη (Μονόλιθος), στη Μήλο (Πλάκα), στην Άνδρο και τη Σκύρο, στην Αργολίδα (Ερμιόνη, Πόρος, Ναύπλιο), στην Αττική (Άνω Βούλα, Πειραιά) και στη Μικρά Ασία (Σμύρνη). Παρατηρήθηκαν τρία μεγάλα κύματα σε διάστημα από 5 έως 15 λεπτά. Από την πηγή του κύματος, το χρόνο άφιξης και το ύψος που είχε αποκτήσει στα νησιά Αμοργός και Αστυπάλαια, φαίνεται ότι το κύμα είχε αρχίσει από τις απότομες κλίσεις της υποθαλάσσιας τάφρου, η οποία είναι κοντά στην νοτιοανατολική ακτή της Αμοργού. Από τους μάλλον αξιόπιστους χρόνους της πρώτης πτώσης του ύδατος, οι οποίοι αναφέρθηκαν από την Κάλυμνο (03:25), την Πάτμο (03:30), και την Κρήτη (Παλαιόκαστρο, 3:46), η μέση ταχύτητα κυμάτων υπολογίστηκε στα 90m/sec, 60 m/sec και 90m/sec, αντίστοιχα. Η κατ' εκτίμηση ταχύτητα είναι σύμφωνη με τα βάθη που αντιμετώπισε στο ταξίδι του το κύμα. Από τις παρατηρήσεις μετρητών παλίρροιας στη Λέρο και τη μεγάλη διάρκεια του τσουνάμι στις κοντινές ακτές (24 ώρες στην Αστυπάλαια και τη Λέρο), ολοκληρώθηκε, ότι μετά από την κύρια δόνηση τουλάχιστον τέσσερις άλλες υποθαλάσσιες καθιζήσεις εδάφους συνέβησαν από τη μεγάλη σε χρονική διάρκεια ακολουθία των μετασεισμικών δονήσεων (Bulletin of the Geodynamic Institute of the National Observatory of Athens, 1956 July).

3.3.4 Το μακροσεισμικό πεδίο

Περισσότερο από 50% της καταστροφής ήταν στις πόλεις Οία, Ημεροβίγλι και Φηρά στη Σαντορίνη. Η Παπασταματίου και συνεργάτες (1956), ανέφερε ότι στη Σαντορίνη, αν και η κύρια δόνηση ήταν πιο έντονα αισθητή, οι περισσότερες από τις καταρρεύσεις σπιτιών οφείλονταν στο μεγαλύτερο μετασεισμό. Η κατανομή της



Εικόνα 3.3.2. Η πλειόσειστη περιοχή του σεισμού του 1956 με βάση τις παρατηρήσεις μας. Οι σεισμικές εντάσεις κυμαίνονται μεταξύ 6 + και 9 στην τροποποιημένη κλίμακα Mercalli-Sieberg. Am = Αμοργός, Ths = Θηρασιά, Th = Θήρα, An = Ανάφη, As = Αστυπάλαια, K = Κως. Οι περιοχές παρατήρησης, που παρατίθενται στον Πίνακα 3.3.2, διατάχθηκαν από την ανατολή προς τη δύση στην Αμοργό και από Βορρά προς Νότο στη Θήρα (G. A. Papadopoulos and S. B. Pavlides, 1992).

έντασης είναι σημαντική για τη ζώνη διάρρηξης του σεισμού, οι Γ. Α. Παπαδόπουλος και Σπ. Β. Παυλίδης (1992), παραθέτουν τη γνώση τους για το μακροσεισμικό πεδίο, ιδιαίτερα στην πλειόσειστη περιοχή (τα πιο επηρεασθέντα νησιά που περιβάλλουν το επίκεντρο του σεισμού (Εικ. 3.3.2), δηλαδή τα νησιά Αμοργός, Θήρα, Θηρασιά, Ανάφη και Κως).

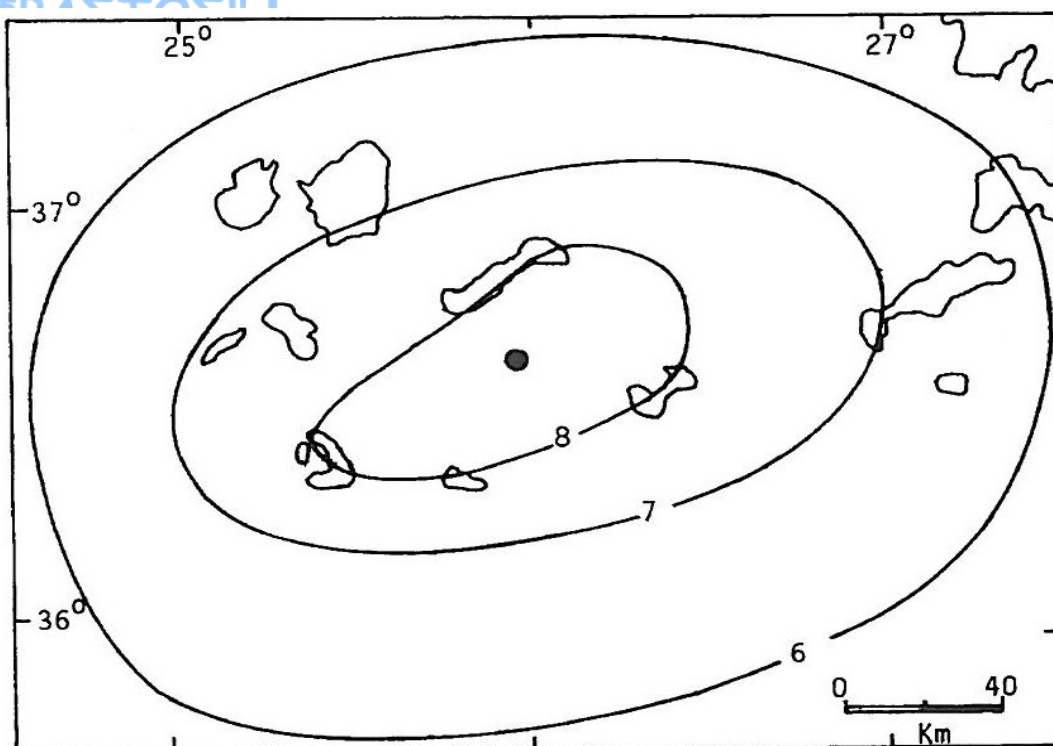
Περιοχή παρατήρησης	I	Δ (km)	I _{exp}
Αμοργός			
Αιγιαλεία	7+	31	8.5
Θολαρία	7+	32	8.5
Ποταμός	9	29	8.7
Χώρα	7+	21	9.4
Κατάπολα	7+	21	9.4
Θήρα			
Οία	9	53	7.4

Περιοχή παρατήρησης	I	Δ (km)	I_{exp}
Ημεροβίγλι	8+	50	7.5
Φηρά	8+	50	7.5
Πύργος-Επισκοπή-Μεγαλοχώρι	8	51	7.5
Ακρωτήρι	7+	55	7.3
Θηρασιά	7+	56	7.2
Ανάφη	7+	35	8.3
Αστυπάλαια	7+	37	8.2
Κως			
Κεφαλος	6+	92	6.2

Πίνακας 3.3.2 Οι σεισμικές εντάσεις, I , παρατηρηθείς επί διάφορων τόπων παρατήρησης τοποθετημένες στην επικεντρική απόσταση A (Εικ. 2). I_{exp} είναι η ένταση που αναμένεται για να παρατηρηθεί βάσει μιας ελληνικής εκδοχής πρότυπου μείωσης του Blake (1941). Όλες οι εντάσεις μετριοούνται σχετικά με την τροποποιημένη κλίμακα Mercalli-Sieberg (G. A. Papadopoulos and S. B. Pavlides, 1992).

Από νεοτεκτονικές παρατηρήσεις που πραγματοποιήθηκαν στην Αμοργό, τις παρατηρήσεις στις καταστροφές που δημιουργήθηκαν από τον μεγάλο σεισμό, συνέντευξη από ντόπιους και τις τοπικές επίγειες συνθήκες σε περιοχές παρατήρησης όπου αναφέρθηκαν υψηλές σεισμικές εντάσεις, από φωτογραφίες που λήφθηκαν μετά από την κύρια δόνηση, που παρουσιάζουν λεπτομερώς τα καταστρεπτικά αποτελέσματα των δονήσεων στις πόλεις Οία, Ημεροβίγλι και Φηρά (Μέγαρο Γκύζι μουσείο στα Φηρά, στη Σαντορίνη), οι Γ. Α. Παπαδόπουλος και Σπ. Β. Παυλίδης (1992), επαναξιολόγησαν τις σεισμικές εντάσεις σε διάφορους τόπους παρατήρησης στην επικεντρική περιοχή (Πίνακας 3.3.2).

Η χωρική κατανομή των εντάσεων στην επικεντρική περιοχή αντιπροσωπεύεται στην Εικόνα (3.3.2) με βάσει αυτές τις παρατηρήσεις, και στην Εικόνα (3.3.3) παρουσιάζεται ισόσειστος χάρτης, ο οποίος τροποποιεί τους χάρτες που σχεδιάστηκαν από τους Shebalin (1974) και Ambraseys and Jackson (1990).



Εικόνα 3.3.3: Τροποποίηση του ισόσειστου χάρτη παρουσιασμένος από Shebalin (1974) και Ambraseys και Jackson (1990) για το σεισμό του 1956. Το σημείο αντιπροσωπεύει το επίκεντρο σεισμού (G. A. Paradopoulos and S. B. Pavlides, 1992).

Οι εντάσεις που αναφέρονται είναι σε τροποποιημένη κλίμακα Mercalli-Sieberg (MM). Είναι σαφές ότι οι ισόσειστες στις Εικόνες (3.3.2) και (3.3.3) δείχνουν ΝΔ-ΒΑ τάση, η οποία συμπίπτει με τον κύριο άξονα της τάφρου που χωρίζει τα νησιά Αμοργός και Αστυπάλαια. Ο προσανατολισμός της ζώνης διάρρηξης και οι εστιακοί μηχανισμοί δείχνουν ότι το επίπεδο του ρήγματος, επίσης χτύπησε κατά μήκος του κύριου άξονα της τάφρου. Αυτές οι παρατηρήσεις οδηγούν στο συμπέρασμα ότι η διαμόρφωση του μακροσεισμικού πεδίου μπορεί να είχε επηρεαστεί από τις ιδιότητες της πηγής του σεισμού όπως είναι ο εστιακός μηχανισμός και το σχέδιο ακτινοβολίας της σεισμικής ενέργειας.

Τοπικές επίγειες συνθήκες, εντούτοις, μπορεί να είχαν επηρεάσει αρκετά την ένταση που παρατηρείται σε ορισμένους τόπους.

Σύγκριση μεταξύ των παρατηρηθέντων (Πίνακας 3.3.2) και αναμενόμενων εντάσεων από το πρότυπο μείωσης της έντασης των Παπαζάχος και συνεργάτες (1982), δείχνουν μια σημαντική υπερβολή έντασης στην Οία, κάποια υπερβολή έντασης εμφανίζεται επίσης στο Ημεροβίγλι και στα Φηρά (Σαντορίνη).

Αυτές οι τρεις πόλεις βρίσκονται κατά μήκος της άκρης της καλδέρας της Θήρας, όπου τοπογραφικές και τοπικές επίγειες συνθήκες ενισχύουν την εύνοια της σεισμικής κίνησης. Η Οία, το Ημεροβίγλι και τα Φηρά ιδρύθηκαν περίπου 200 μ επάνω από τη στάθμη θάλασσας, εν μέρει στο επίπεδο έδαφος και εν μέρει στις κλίσεις της καλδέρας, η βύθιση της οποίας κυμαίνεται συνήθως ανάμεσα 40° και 70°, αν και γύρω από τα Φηρά αυτή η βύθιση υπερβαίνει τοπικά τις 70°.

Στην αύξηση της σεισμικής έντασης που αναφέρθηκε στις πόλεις Οία, Ημεροβίγλι και Φηρά συνέβαλαν οι τοπικές επίγειες συνθήκες. Στις κατοικημένες περιοχές, εμφανίζονται τεταρτογενείς ηφαιστειακοί βράχοι, κυρίως ρυοδακίτες, οι μηχανικές ιδιότητες των οποίων ποικίλλουν μεταξύ εκείνων του άθικτου βράχου και του αποσαθρωμένου βράχου, ανάλογα με τη διάβρωση και το βαθμό συνοχής.

Σημαντικό ρόλο έπαιξε και η χαμηλή σεισμική δύναμη φόρτωσης των κτιρίων (κατά την διάρκεια του σεισμού του 1956 σχεδόν όλα τα κτίρια στη Θήρα κατασκευάστηκαν από τοπικό ηφαιστειακό υλικό). Καθώς και ο μεγαλύτερος μετασεισμός σε μια θέση κοντά στη Θήρα, σε μια απόσταση 12 km από την Οία, το Ημεροβίγλι και τα Φηρά.

Η Παπασταματίου και συνεργάτες (1956), αναφέρουν ότι στη Θήρα οι περισσότερες από τις καταρρεύσεις οφείλονταν στο μεγαλύτερο μετασεισμό, ο οποίος εμφανίστηκε μόνο 13 λεπτά μετά από το κύριο γεγονός. Αυτό σημαίνει ότι η υπερβολή έντασης στη Θήρα απεικονίζει (i) τη χαμηλή σεισμική δύναμη φόρτωσης των κτιρίων και ενίσχυση των τμημάτων μεγάλης περιόδου της σεισμικής κίνησης που προκλήθηκε από τις τοπικές επίγειες συνθήκες και (ii) την ίδια τη διαδικασία διάρρηξης. Οι ανώμαλες υψηλές εντάσεις στις περιοχές Οία, Ημεροβίγλι και Φηρά, εντούτοις, δεν έχουν επιπτώσεις στη γενική εικόνα του μακροσεισμικού πεδίου όπως αντιπροσωπεύεται από τους ισόσειστους χάρτες στις Εικόνες (3.3.2) και (3.3.3).

Στο βορειοανατολικό μέρος της πλειόσειστης περιοχής μια ένταση $I = 9$, έχει οριστεί στο χωριό Ποταμός στην Αμοργό. Περισσότερο από 50% των σπιτιών κατέρρευσε ή είχε σοβαρές βλάβες. Η έκταση της καταστροφής μπορεί να είχε ευνοηθεί όχι μόνο από τις φτωχές, μη-ενισχυμένες κατασκευές στα χωριά της Αμοργού, αλλά και από το γεγονός ότι ο Ποταμός ιδρύθηκε σε μια απότομη βουνοπλαγιά κλίσης 37°. Ένας άλλος παράγοντας μπορεί να ήταν ότι ο Ποταμός βρίσκεται κοντά σε ρήγματα με μικρότερη νεοτεκτονική κλίση που μπορεί να είχαν επανενεργοποιηθεί κατά τη διάρκεια του κλονισμού (G. A. Papadopoulos and S. B. Pavlides, 1992).

3.3.5 Η ζώνη διάρρηξης του σεισμού

Ο όρος "ζώνη διάρρηξης" χρησιμοποιείται για να περιγράψει την περιοχή στην οποία η τεκτονική τάση μειώνεται ουσιαστικά από ένα σεισμό (Kelleher, 1972). Η πλευρική έκταση των ζωνών διάρρηξης μεγάλων επιφανειακών σεισμών καθορίζεται κυρίως με τη χαρτογράφηση της κατανομής της διάρρηξης της επιφάνειας του μετασεισμού και άλλων επίγειων παραμορφώσεων και της σεισμικής έντασης. Εκδηλώσεις της γήινης παραμόρφωσης τεκτονικής προέλευσης δεν παρατηρήθηκαν (Γαλανόπουλος, 1957), καθώς και επιφανειακές τεκτονικές κινήσεις που να συνδέονται με το σεισμικό γεγονός του 1956. Επομένως, η ζώνη διάρρηξης του σεισμού του 1956, θα καθοριστεί, μόνο βάσει των στοιχείων των μετασεισμών και της έντασης. Η Εικόνα (3.3.1) παρουσιάζει την επικεντρική κατανομή των είκοσι μετασεισμικών δονήσεων που απαριθμούνται από τον Μακρόπουλο και συνεργάτες (1989). Όπως αναφέρθηκε νωρίτερα, φαίνεται ότι ορίζουν μία μετασεισμική ζώνη τάσης ΝΔ-ΒΑ που συμπίπτει με τη τάφρο πλαισιωμένη από τα νησιά Θήρα, Αμοργός, Αστυπάλεια και Ανάφη.

Σύγκριση με τις Εικόνες (3.3.2) και (3.3.3) αποκαλύπτει ότι η μετασεισμική ζώνη ταιριάζει αρκετά καλά με την ισόσειστη βαθμού VIII. Στον προσδιορισμό των ζωνών διάρρηξης των μεγάλων σεισμών στο ελληνικό τόξο, οι Wyss και Baer (1981) υπέθεσαν ότι οι άκρες των ρήξεων κατά μήκος του τόξου βρίσκονται περίπου στο ισόσειστο όριο μεταξύ των εντάσεων X-XI και VIII-X. (Ο Παπαδόπουλος (1988) επίσης υιοθέτησε αυτήν την διαμόρφωση). Σύμφωνα με τον Βοϊδομάτη και συνεργάτες (1990), η πλευρική έκταση της ζώνης διάρρηξης του γεγονότος της 20ης Ιουνίου, 1978, ($M_s = 6.5$) στη βόρεια Ελλάδα ολοκληρώθηκε κάπου μεταξύ των ισόσειστων VII και VIII.

Είναι ενδιαφέρον να σημειωθεί ότι η κύρια δόνηση του 1956 και τα επίκεντρα του μεγαλύτερου μετασεισμού (Εικόνα 3.3.1) και τα ηφαιστειακά κέντρα (α) Θήρα (Σαντορίνη) στα 36.404°N , 25.396°E , (β) Χριστιανά (βρίσκονται 25 km ΝΔ της Θήρας) και (γ) Κολούμπο (βρίσκεται περίπου 6.5 km ΒΑ της Θήρας), χτύπησαν κατά μήκος της ίδιας δομικής γραμμής (Εικόνα 3.3.1). Η πιθανή γεωδυναμική ένωση μεταξύ των σεισμοτεκτονικών και ηφαιστειοτεκτονικών διαδικασιών σε αυτό το μέρος του Νότιου Αιγαίου εξερευνήθηκε περαιτέρω από τους Γ. Α. Παπαδόπουλο και Σπ. Β. Παυλίδη, (1992). Με βάσει τους πολλούς διαφορετικούς παράγοντες που επηρεάζουν τη σεισμική κατανομή της έντασης ενός ιδιαίτερου σεισμού, η σχέση που χαρακτηρίζει τις χωρικές κατανομές των ισόσειστων του 1956 και οι μετασεισμοί είναι σύμφωνη με τις σχέσεις που βρίσκονται για άλλους ελληνικούς σεισμούς.

Επιπλέον, η μεγαλύτερη συνοχή της διαμόρφωσης των ισόσειστων του γεγονότος του 1956 πολύ πιθανώς απεικονίζει τις ιδιότητες της διαδικασίας διάρρηξης, όπως έχει ήδη εξηγηθεί. Τελικά, η μετασεισμική περιοχή μαζί με τα χαρακτηριστικά του μακροσεισμικού πεδίου στην πλειόσειστη περιοχή παρέχουν μια καλή εκτίμηση της πλευρικής έκτασης της ζώνη διάρρηξης του μεγάλου σεισμού του 1956 (Εικόνα 3.3.1).

Οι Παπαδόπουλος και Σκαφίδα (1990), προέβλεψαν μια περιοχή μετασεισμού 8710 km^2 για τον κύριο σεισμό του 1956 και μέγιστη γραμμική διάσταση της μετασεισμικής περιοχής ίση με 185 km. Για μια ελλειπτική περιοχή μετασεισμού, ο μικρότερος άξονάς της είναι μήκους περίπου 60 km (Γ. Α. Παπαδόπουλος και Σπ. Β. Παυλίδης, 1992). Αυτοί οι υπολογισμοί προβλέπουν μια μετασεισμική περιοχή της οποίας η επιφάνεια φαίνεται πως είναι περίπου 40% μεγαλύτερη από την επιφάνεια της μετασεισμικής περιοχής που πραγματικά παρατηρήθηκε.

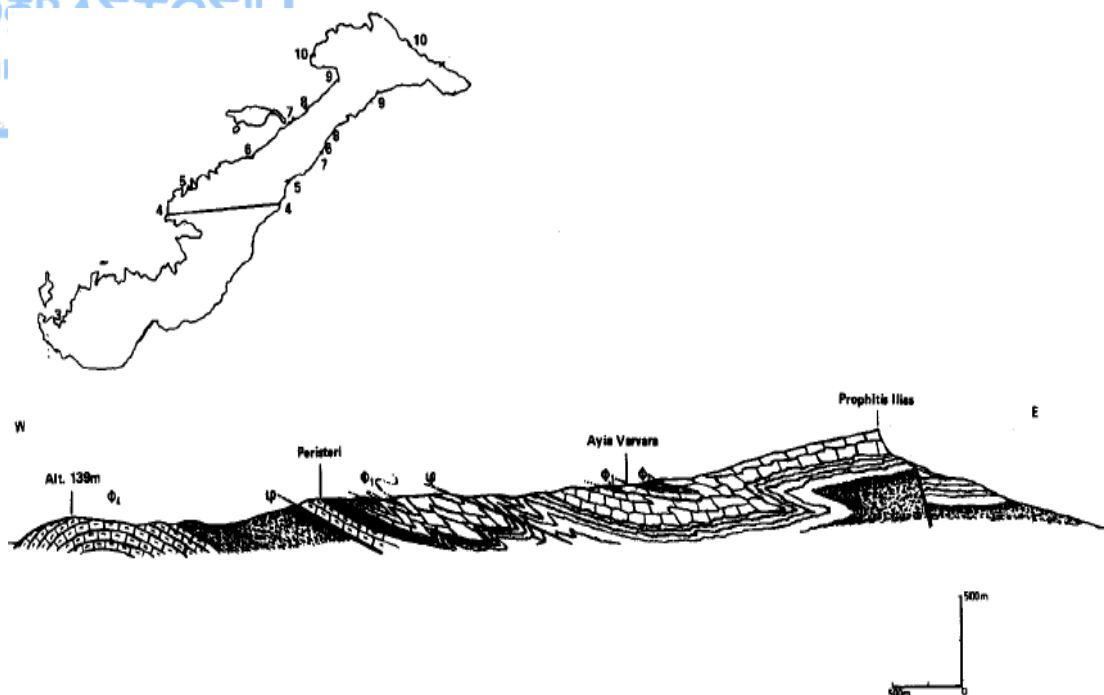
Αυτή η ιδιαίτερη απόκλιση θα μπορούσε να εξηγηθεί από την αυξανόμενη αβεβαιότητα της θέσης του μετασεισμού του 1956. Εναλλακτικά, η διάρρηξη μπορεί να είχε ολοκληρωθεί στις θέσεις όπου η τοπογραφία του θαλάσσιου πυθμένα αλλάζει δραστικά, έτσι ώστε η διάρρηξη δεν διαδόθηκε έξω από την τάφρο Αμοργού-Αστυπάλαιας (Εικόνα 3.3.1). Ένα χαρακτηριστικό του γεγονότος εκείνου είναι ότι 13 λεπτά μετά την κύρια δόνηση η διάρρηξη επεκτάθηκε περίπου 40 km νοτιοδυτικότερα, κοντά στην ανατολική ακτή της Θήρας όπου εμφανίστηκε ο μεγαλύτερος μετασεισμός ($M = 7.2$). Εντούτοις, λιγότερο από μία ώρα αργότερα η διάρρηξη γύρισε προς τα βορειοανατολικά. Γενικά, η τάση της επικεντρικής κατανομής του μετασεισμού είναι επαρκής για να επιτρέψει το συσχετισμό με τα βαθύτερα μέρη του θαλάσσιου πυθμένα. Μια άλλη πιθανότητα είναι ότι η πτώση τάσης υπερέβη τη χαρακτηριστική πτώση τάσης των 7-12 bar που προκύπτει για τους μεγάλους σεισμούς του Αιγαίου από τις μετασεισμικές μελέτες και κυματοειδείς διαμορφώσεις (Main and Burton, 1990).

3.3.6 Νεοτεκτονική και σεισμοτεκτονική της Αμοργού

Η Αμοργός ανήκει στη Αττικοκυκλαδική γεωλογική ζώνη των Ελληνίδων. Το νησί αποτελείται από (α) κρυσταλλικά πετρώματα του Τριαδικού κατώτερου σχιστόλιθου και κροκαλοπαγούς, αποτελούμενο από μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους, σχιστόλιθους, χαλαζίτες, μεταραδιολαρίτες, χλωριτικούς-γλαυκοφανιτικούς σχιστόλιθους, μάρμαρα

και αμφιβολίτες, (β) Κάτω Τριαδικού-Ηωκαίνου (?) ανθρακικά πετρώματα όπως οι δολομίτες, ασβεστιτικό-δολομιτικό-κροκαλοπαγές, ασβεστόλιθους, μετα-βωξίτες και κοραλλιογενείς ασβεστόλιθους, και (γ) Μέσου Ηωκαίνου-Ολιγοκαίνου φλύσχη αποτελεί την ανώτερη σχιστολιθική ομάδα, που αποτελείται από αργίλους, σχιστόλιθους, γραουβάκες, απολιθωματοφόρους ασβεστόλιθους και κροκαλοπαγές. Εντούτοις, μπορούν να βρεθούν μόνο λίγες εμφανίσεις Πλειστοκαίνου και αλλουβιακές αποθέσεις. Συνεπώς, τα μόνα κριτήρια που βοηθούν να καταλάβουμε την πρόσφατη και ενεργό τεκτονική είναι γεωμορφικά (κυρίως το υδρογραφικό δίκτυο, οι αντιθέσεις τοπίων, κτλ.), μορφοτεκτονικά (μορφολογία πρανών και αποσάθρωση) και τεκτονικά (θραυστιγενής παραμόρφωση, γεωμετρία ρηγμάτων, πρόσφατες επιφάνειες ρηγμάτων, κτλ.). Μια αντιπροσωπευτική κάθετη τομή (Εικόνα 3.3.4) συνοψίζει μερικά από τα γεωλογικά χαρακτηριστικά γνωρίσματα της Αμοργού, κυρίως την Αλπική της παραμόρφωση. Η Αλπική δομή της Αμοργού είναι το αποτέλεσμα τριών παραμορφωτικών φάσεων: Η πρόσφατη φάση χαρακτηρίζεται από μια μετάβαση από πτύχωση σε θραύση (knick πτυχές σε πτεροειδείς διακλάσεις και ρήγματα πλάγιας ολίσθησης (Fytrolakis et al., 1980-1981; Minoux, 1981; Durr, 1986). Θραυστιγενής ή ρηξιγενής παραμόρφωση (κυρίως κανονικά έως δεξιόστροφα πλάγιας ολίσθησης ρήγματα) είναι το αποτέλεσμα των πρόσφατων και ακόμα ενεργών διαδικασιών. Τα αποτελέσματα της τελευταίας φαίνονται σαφώς στη μορφολογία του νησιού, που έχει μερικές από τις πιο έντονες μορφολογίες ρηγμάτων του Αιγαίου.

Αν και δεν υπάρχει κανένας εκτενής πρόσφατος γεωλογικός σχηματισμός στο νησί, έγινε μελέτη του νεοτεκτονισμού με χαρτογράφηση των δομών θραυστιγενούς παραμόρφωσης στο πεδίο και ανάλυση αεροφωτογραφιών από τους Γ. Α. Παπαδόπουλο και Σπ. Β. Παυλίδη, (1992). Ο προσδιορισμός των νεοτεκτονικών ρηγμάτων έγινε με βάση γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά γνωρίσματα και σύνολα αεροφωτογραφιών (1945, 1960) που ενδεχομένως να συνδέονται με πρόσφατα ή ενεργά επανενεργοποιημένα ρήγματα (Εικόνα 3.3.5).



Εικόνα 3.3.4: Μία αντιπροσωπευτική Δ-Α γεολογική κάθετη-τομή κατά μήκος του κεντρικού μέρους της Αμοργού (από Μινoux, 1981).

Όσον αφορά τα μορφοτεκτονικά χαρακτηριστικά γνωρίσματα, οι αντιθέσεις των τοπίων στο νησί είναι σημαντικές, ειδικά οι βορειοανατολικές και νοτιοανατολικές απότομες ακτές. Χαρακτηριστική είναι η αντίθεση των τοπίων μεταξύ των νοτιοανατολικών και βορειοδυτικών μερών του νησιού, που φαίνεται στην ασυμμετρία στο δίκτυο των ποταμών (Εικόνα 3.3.6). Οι κύριοι κλάδοι των ρευμάτων είναι σχεδόν παράλληλοι ο ένας στον άλλο, και κατευθύνονται στα βορειοδυτικά.

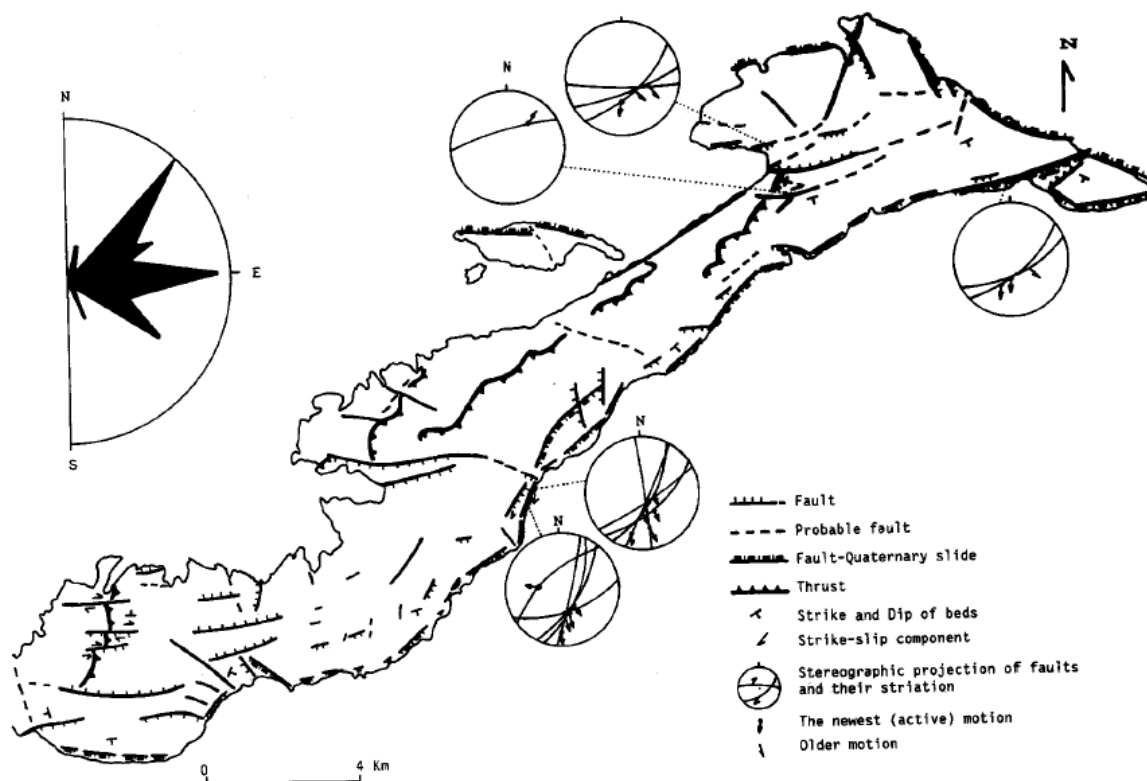
Η νοτιοανατολική πλευρά του νησιού χαρακτηρίζεται από ανάγλυφο μεγάλης κλίσης από απότομα πρανή και επιφάνειες ρηγμάτων, ενώ το βορειοδυτικό μέρος είναι χαμηλότερο, με ομαλό ανάγλυφο. Το ανάγλυφο μεγάλης κλίσης της νοτιοανατολικής Αμοργού αντιστοιχεί σε μια περιοχή κανονικής ρηγματώσης και ανύψωσης. Αυτή είναι μια ακτή που ελέγχεται από ρήγματα με ολισθήσεις βαρύτητας συνδεδεμένα κυρίως με μεγάλα κανονικά ρήγματα (Εικόνα 3.3.5).

Οι κατολισθήσεις αυτές, που κυμαίνονται σε ηλικία από το Πλειστόκαινο έως σήμερα, είναι ακόμη ενεργές. Η παράκτια μορφολογία δείχνει ότι αυτή είναι η πιο ενεργή πλευρά του νησιού, με τη μεγαλύτερη κανονική μετατόπιση.

Οι τραχιές ακτές έχουν ύψη 300-500 m, περιστασιακά φθάνοντας μέχρι 700 m (Εικόνα 3.3.6). Τα βαθύτερα-κατώτατα θαλάσσια σημεία στην τάφρο Αμοργού-Αστυπάλαιας είναι μέρος του επάνω τεμάχους του νεοτεκτονικού συστήματος

ρηγμάτων, εκτιμώντας ότι η υψηλότερη και πιο τραχιά τοπογραφία συνδέεται με το κάτω τέμαχος του ρήγματος. Δεν είναι τυχαίο, επομένως, ότι τα βορειοανατολικά και νοτιοανατολικά μέρη της Αμοργού είναι απρόσιτα και απολύτως ακατοίκητα.

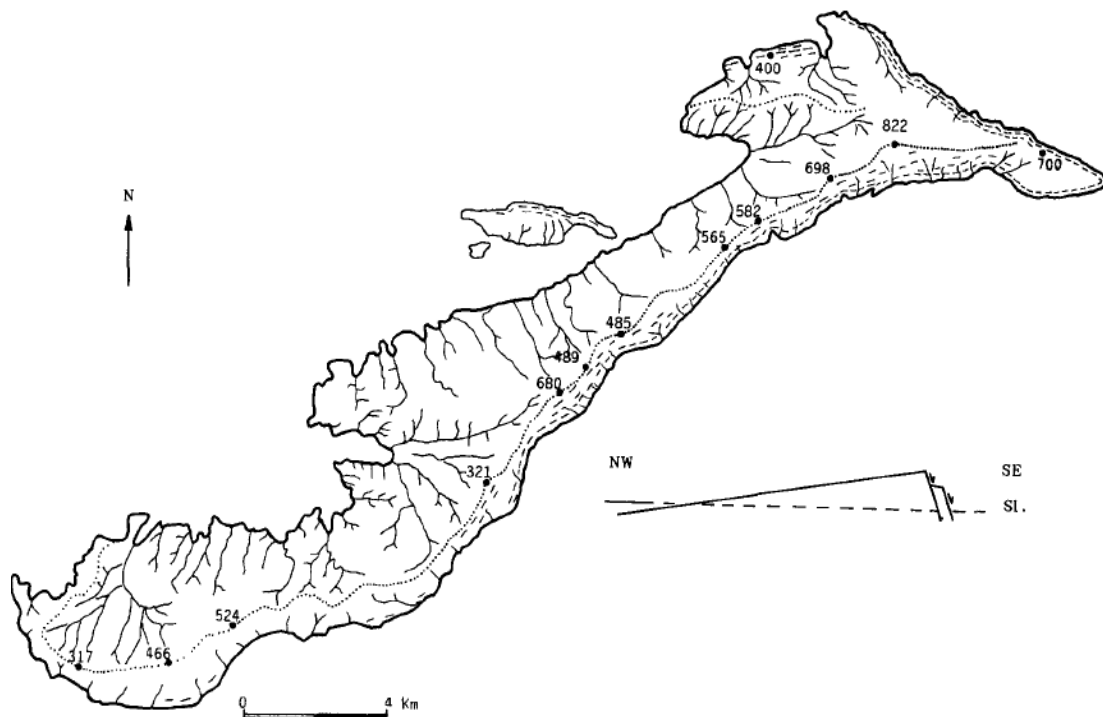
Τα παλαιοσεισμικά γεγονότα καθορίστηκαν βάσει των μορφοτεκτονικών μελετών (πτώση της ρηξιγενούς πλαγιάς) και της ανόδου των ακτών (αλλαγές του επιπέδου της θάλασσας) καθώς η σεισμική ιστορία των νησιών της ευρύτερης περιοχής είναι ελλιπώς γνωστή.



Εικόνα 3.3.5: Οι κύριες δομές της Αμοργού. Κανονικά ρήγματα και δεξιόστροφες πλάγιες κινήσεις συνάγονται από την ανάλυση αεροφωτογραφιών και τις παρατηρήσεις νεοτεκτονικών πεδίων. Οι επιπυέσεις είναι από Minoux (1981). Τα στερεοδιαγράμματα αντιπροσωπεύουν μετρημένα ραβδωτά νεοτεκτονικά ρήγματα (καμπύλες) και διανύσματα ολίσθησης (βέλη). Το ροδοδιάγραμμα είναι για τις πρόσφατες και ενεργές μέσο- και μεγαδομές (G. A. Papadopoulos and Sp. B. Pavlides, 1992).

Το μετρημένο κύριο νεοτεκτονικό ρήγμα (Εικόνα 3.3.5), που κυριαρχεί στην τοπογραφία και ορίζει τη νοτιοανατολική πλευρά της Αμοργού με κλίση $N 20^{\circ}-40^{\circ}$

και νοτιοανατολική βύθιση, βρίσκεται πολύ κοντά στη ζώνη διάρρηξης του 1956 και είναι παράλληλο στο πιο μακρύ μέρος του, σε μια πρώτη προσέγγιση, αντιπροσωπεύει τη θέση και το χτύπημα του σεισμικού ρήγματος. Απότομα πρανή, που αντιστοιχούν λίγο ή πολύ στις ενεργές βυθίσεις ρηγμάτων, και καθαροί καθρέφτες ρηγμάτων να κόβουν απευθείας Κάτω Ιουρασικά πετρώματα ανθρακικού άλατος και περιστασιακά μέσω του ασβεστολιθικού λατυποπαγούς, έχουν χρησιμοποιηθεί για στρογγυλοποιημένες μετρήσεις. Οι καθαρές επιφάνειες που παρατηρούνται στο κύριο νεοτεκτονικό ρήγμα δείχνουν πολύ νέα κανονικής



Εικόνα 3.3.6. Ένα σκίτσο του υδρογραφικού δικτύου (drainage system). Η στικτή γραμμή είναι ο υδροκρίτης. Οι βορειοανατολικές και νοτιοανατολικές ακτές είναι απότομες και πολύ τραχιές (διακεκομμένη γραμμή). Αυτή η μορφολογία του νησιού, που είναι απότομη, με ανύψωση της νοτιοανατολικής ακτής και το ήπια κεκλιμένο βορειοδυτικό μέρος, υποδηλώνει την κορυφή ενός κεκλιμένου τεμάχους που ορίζεται από ένα μεγάλο ρήγμα με μία σημαντική κανονική συνιστώσα (βλέπε το απλουστευμένο τμήμα) (G. A., Papadopoulos and S. B., Pavlides, 1992).

κίνησης επανενεργοποίηση με μία σημαντική δεξιόστροφης οριζόντιας μετατόπισης συνιστώσα (pitches των αυλακώσεων κυμαίνονται μεταξύ 30 ° και 50°N).

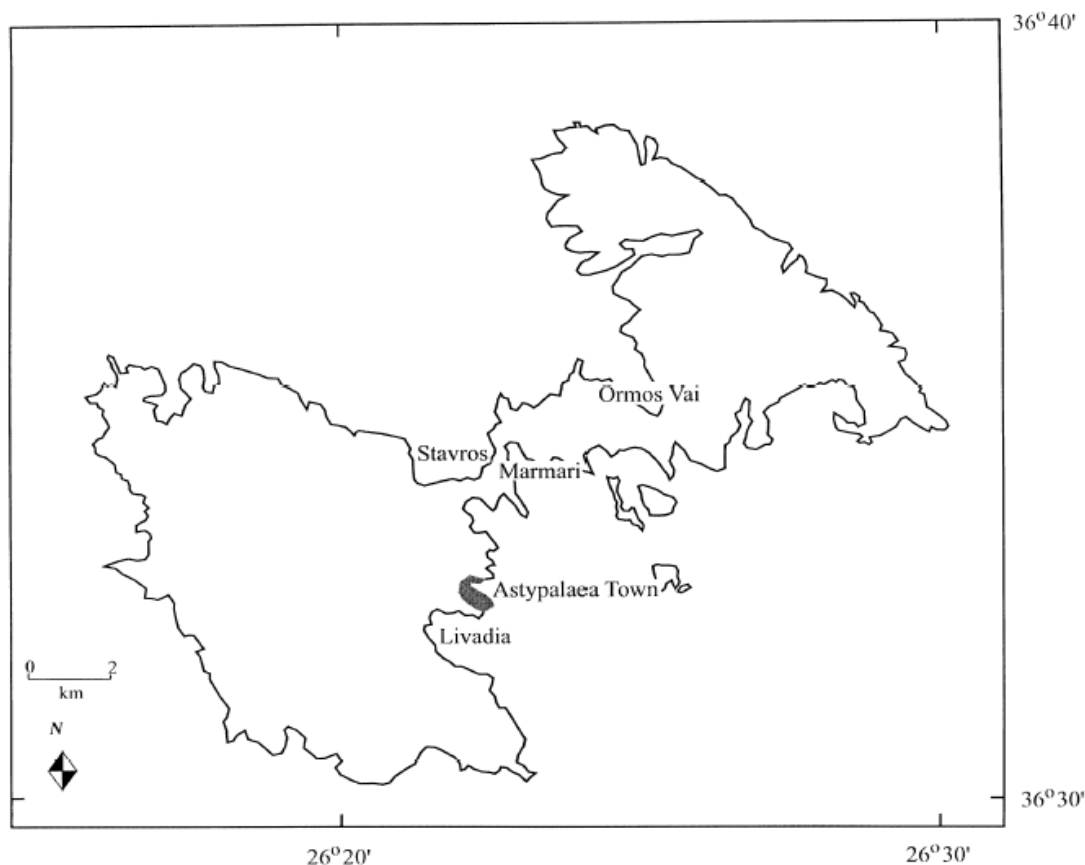
Οι υπολογισμένοι κύριοι άξονες τάσης (ή παραμόρφωσης) αντιστοιχούν σε εφελκυσμό τάσης ΒΔ-ΝΑ.

Εστιακοί μηχανισμοί βασισμένοι στην αζιμουθιακή κατανομή των επιμηκών κυμάτων (P-wave) και στην πόλωση των εγκαρσίων κυμάτων (S-wave), επίσης παρέχουν πληροφορίες για τις παραμέτρους του ρήγματος του μεγάλου σεισμού του 1956. Τα αντιφατικά αποτελέσματα προκύπτουν από δημοσιευμένες λύσεις του επιπέδου του ρήγματος.

Ο μηχανισμός του ρήγματος καθορισμένος από τις παρατηρήσεις πεδίων παρεκκλίνει σημαντικά από αρκετές λύσεις του επιπέδου του ρήγματος που προτάθηκαν (οι λύσεις των Παπαζάχος και Δελημπασης (1969) και Ritsema (1974) έδειξαν μία δεξιόστροφη κίνηση με μία αδύνατη κανονική συνιστώσα), με εξαίρεση αυτήν που προτάθηκε από Shirokova (1972) που υπονόησε την κανονική κίνηση και κομβικά επίπεδα τάσης περίπου ΒΑ-ΝΔ (ένα καθαρό ρήγμα ολίσθησης). Λαμβάνοντας υπόψη την ομοιότητα στη γεωμετρία και την κινηματική ανάμεσα στο κύριο νεοτεκτονικό ρήγμα και την τελευταία αναφερθείσα λύση του επιπέδου του ρήγματος, η πρόταση ότι το σεισμικό ρήγμα του 1956 και το πρόσφατο κύριο ρήγμα της Αμοργού ανήκουν στην ίδια τεκτονική φάση φαίνεται λογική.

Η ασυμμετρή ανάπτυξη του υδρογραφικού δικτύου της Αμοργού (Εικόνα 3.3.6), οι Τεταρτογενείς καθιζήσεις και διάφορα μορφοτεκτονικά χαρακτηριστικά γνωρίσματα των ρηγμάτων (όπως πρόσφατοι καθρέπτες ρηγμάτων και εξομαλυμένες επιφάνειες), μαζί με τη γεωμετρική και κινηματική ομοιότητα που επισημάνθηκε παραπάνω, επιβεβαιώνουν την ιδέα ότι τα περισσότερα από τα ρήγματα που παρατηρήθηκαν αντιπροσωπεύουν Τεταρτογενείς (πρόσφατες και ενεργές) τεκτονικές κινήσεις. Μερικές από τις επιφάνειες ρηγμάτων φέρουν μικρές και ελλειπώς αναπτυγμένες ραβδώσεις και αύλακες, που δείχνουν διαφορετικές κατευθύνσεις κινήσεων στο ίδιο επίπεδο ρήγματος. Σε μερικές περιπτώσεις, πιο πρόσφατες, καλά ανεπτυγμένες ραβδώσεις επηρεάζουν τις προηγούμενες, μικρότερες. Οι τελευταίες ίσως ανήκουν σε παλαιότερες προ-Τεταρτογενείς τεκτονικές "φάσεις" (δείτε Angelier (1979) και Mercier et al. (1987)).

3.3.7 Απόθεση ιζήματος στην Αστυπάλαια από το τσουνάμι του 1956



Εικ. 3.3.7: Περιοχή μελέτης, νησί Αστυπάλαια (D. Dominey-Howes et al. 2000).

Υψηλά ενεργειακά θαλάσσια ιζήματα περιγράφηκαν στα Λιβάδια και στο Σταυρό, στο νησί Αστυπάλαια, Ελλάδα, τα οποία συνδέθηκαν με το tsunami στο νότιο Αιγαίο της 9^{ης} Ιουλίου 1956 (D. Dominey-Howes et al. 2000). Η Αστυπάλαια είναι το πιο δυτικό νησί των Δωδεκανήσων, 300 km ΝΑ από την κυρίως ηπειρωτική Ελλάδα, όπου αναφέρθηκαν ύψη τσουνάμι της τάξεως +4 έως +20 m (Papazachos et al., 1986).

Τα Λιβάδια βρίσκονται στη νότια ακτή της Αστυπάλαιας περίπου 2 km από την πόλη Αστυπάλαια (Εικ. 3.3.7). Η περιοχή αποτελείται από μια μικρή εγκόλπωση που τέμνεται στο στρώμα του φλύσχη, περίπου 100 m ΝΔ από το χωριό Λιβάδια. Ένα εφήμερο ρεύμα οδηγεί μέσω μιας κοιλάδας στη θάλασσα και οι κύριες εμφανίσεις βρίσκονται μέσα σε έναν κολλουβιακό ριπίδιο τοποθετημένο στη ΝΑ όψη της κατωφέρειας μεταξύ 20 και 40 m από την ακτή (Εικ. 3.3.8). Στα Λιβάδια, η θαλάσσια προέλευση των αποθέσεων χαλικιών, που αναφέρεται στην έρευνα του D. Dominey-

Howes et al. (2000), ως Μονάδα Επικαλυπτόμενου Κλαστίτη ή ICU προέκυψε από τις εξής παρατηρήσεις:

Αρχικά, η ομοιότητα μεταξύ της ICU, που περιλαμβάνει κλαστίτες, και των σύγχρονων παραλιακών ιζημάτων, και αφετέρου ο συνυπολογισμός από δοκιμές σε τρηματοφόρα μέσα στο υλικό πλήρωσης των ιζημάτων.

Από τη μοναδικότητα των αποθέσεων μέσα στην ιζηματογενή ακολουθία, την ευδιάκριτη επικάλυψή τους και τη χρονολόγηση των υπερκείμενων και υποκείμενων ιζημάτων της ICU με ^{137}Cs και ^{210}Pb προκύπτει πως το 1956 δημιουργήθηκε tsunami παρά ένα κύμα θύελλας. Η κορυφή της ICU εμφανίζεται στα +2.00 m επάνω από το επίπεδο της θάλασσας, ένδειξη ενός κατώτατου επιπέδου πλημμυρών σε αυτήν την θέση.



Εικ. 3.3.8: Τμήμα Α στα Λιβάδια, νησί Αστυπάλεια. Η ICU φαίνεται σαφώς μέσα στο κολλουβιακό ριπίδιο. Προσέξτε την επικάλυψη και συσσώρευση των κλαστιτών της ICU. Το φτυάρι έχει μήκος 50 cm D (Dominey-Howes et al. 2000).

Ο Σταύρος βρίσκεται στη βόρεια ακτή περίπου 6,5 km από την πόλη Αστυπάλεια (Εικ. 3.3.7). Περίπου 500 m δυτικά της εκκλησίας του Σταυρού, διάφορες ευδιάκριτες αποθέσεις από στρογγυλεμένα χαλίκια αποτέθηκαν ασύμφωνα επάνω στην ανώτερη επιφάνεια των παράκτιων απότομων βράχων, τα όποια είναι περίπου 4 m ψηλά (Εικ.

3.3.9). Αυτές οι αποθέσεις χαλικιών ήταν σαφώς ευδιάκριτες από το περιβάλλον υλικό της επιφάνειας, καλά-στρογγυλεμένες παρά γωνιώδεις, και παρόμοιες με εκείνες που υπάρχουν στα ιζήματα των παραλιών στο μέτωπο της γραμμής του γκρεμού. Στο Σταυρό, χαλίκια με στρογγυλεμένους κλαστίτες που περιέχουν θαλάσσια μαλάκια βρίσκεται σε εκτεθειμένες επιφάνειες απότομων βράχων με ανύψωση +10.00 m πάνω από το επίπεδο της θάλασσας. Αυτά τα χαλίκια ερμηνεύθηκαν επίσης πως αποτέθηκαν από το tsunami του 1956 (D. Dominey-Howes et al. 2000).

Η ανύψωση των αποθέσεων και οι τοπογραφικές παρατηρήσεις στα Λιβάδια και στο Σταυρό έδειξαν ότι προηγούμενες αναφορές στα ύψη κυμάτων υπερεκτιμήθηκαν. Τα αποτελέσματα που παρουσιάζονται στην έρευνα του D. Dominey-Howes et al. 2000, αντιπροσωπεύουν την πρώτη συστηματική έρευνα σε ιζηματογενείς αποθέσεις, που πιθανά συνδέονται με ένα σύγχρονο tsunami στην θάλασσα του Αιγαίου, στην Ελλάδα.



Εικ. 3.3.9: Το παράκτιο τμήμα απότομων βράχων στο Σταυρό βλέπει από τα ανατολικά προς τα δυτικά. Οι θέσεις των στρογγυλεμένων καταθέσεων χαλικιών παρουσιάζονται με τα βέλη (D. Dominey-Howes et al. 2000).

3.3.8 Συμπεράσματα

Ο σεισμός της Αμοργού στις 9 Ιουλίου, 1956 είναι αναμφίβολης σπουδαιότητας στην κατανόηση της σεισμοτεκτονικής του Νότιου Αιγαίου. Νεοτεκτονικές παρατηρήσεις πεδίων και ανάλυση αεροφωτογραφιών είναι εξίσου κρίσιμες για τη διευκρίνιση των αντιφατικών αποτελεσμάτων στον εστιακό μηχανισμό του 1956 από πολλούς συντάκτες.

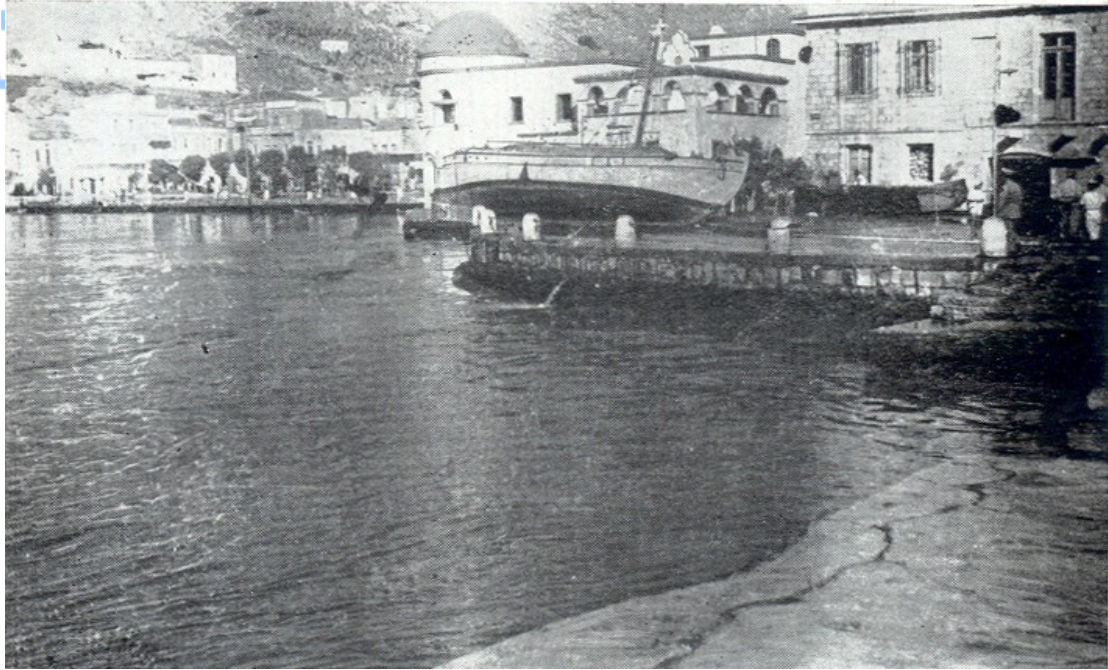
Λόγω της μορφολογίας του νησιού, με τις απότομες, ανυψωμένες νοτιοανατολικές και βορειοδυτικές ακτές και του γενικού παραλληλισμού των ρευμάτων με τη βορειοδυτική τάση τους, το νησί της Αμοργού φαίνεται να περιλαμβάνει ένα κορυφαίο μέρος του βορειοδυτικού κεκλιμένου κάτω τεμάχους ρήγματος που ελέγχεται από ένα μεγάλο ενεργό ρήγμα που συμπίπτει με την νοτιοανατολική άκρη του νησιού.

Φαίνεται ότι το σεισμικό ρήγμα του 1956 (Shirokova, 1972) και το κύριο νεοτεκτονικό ρήγμα της Αμοργού, ανήκουν στην ίδια τεκτονική φάση, λόγω της ομοιότητας στη γεωμετρία και στα κινηματικά χαρακτηριστικά τους. Αυτά τα δύο τεκτονικά στοιχεία κατανέμονται κατά μήκος της ΒΑ-ΝΔ τάσης και έχουν μια νοτιοανατολική βύθιση. Η κύρια συνιστώσα της κίνησης είναι κανονική, αν και μία σημαντική δεξιόστροφη οριζόντιας μετατόπισης συνιστώσα είναι εμφανής. Η επικεντρική κατανομή των μετασεισμών και η διαμόρφωση της πλειόσειστης περιοχής καθορίζουν τη ζώνη διάρρηξης του 1956, η οποία συμπίπτει με την ΒΑ-ΝΔ προσανατολισμού τάφρο Αμοργού-Αστυπάλαιας.

Αν και η σεισμοτεκτονική της ευρύτερης περιοχής του Αιγαίου φαίνεται να περιπλέκεται, γενικά η θάλασσα του Αιγαίου εξουσιάζεται κυρίως από ένα εφελκυστικής τάσης πεδίο που τείνει από ΒΔ-ΝΑ σε ΒΒΔ-ΝΝΑ (McKenzie, 1978; Papadopoulos et al., 1986). Οι νεοτεκτονικές παρατηρήσεις των G. A. Papadopoulos and Sp. B. Pavlides, 1992, υποστηρίζονται από τη λύση του επιπέδου του ρήγματος από Shirokova (1972) για το γεγονός του 1956, υπονοούν ότι τουλάχιστον η περιοχή της Αμοργού, εάν όχι όλο το Νότιο Αιγαίο, χαρακτηρίζεται από μία πρώτου-βαθμού εφελκυστική τάση που τείνει από ΒΔ-ΝΑ σε ΒΒΔ-ΝΝ. Εντούτοις υπάρχουν σημαντικές, δευτερεύοντες δεξιόστροφες οριζόντιας μετατόπισης κινήσεις, τάσης ΒΑ-ΝΔ. Αυτό σημαίνει ότι η νεοτεκτονική και σεισμοτεκτονική εικόνα του Νότιου Αιγαίου, όπως αντιπροσωπεύονται από την περιοχή της Αμοργού, παρεκκλίνει από την απλή περιγραφή καθαρού εφελκυσμού στις συνθήκες πίσω από το τόξο.



Φωτογραφίες: Επάνω, απόσυρση και κάτω επίκληση των υδάτων στο λιμάνι Πόθια, νησί Κάλυμνος (*Bulletin of the Geodynamic Institute of the National Observatory of Athens, 1956 July*).



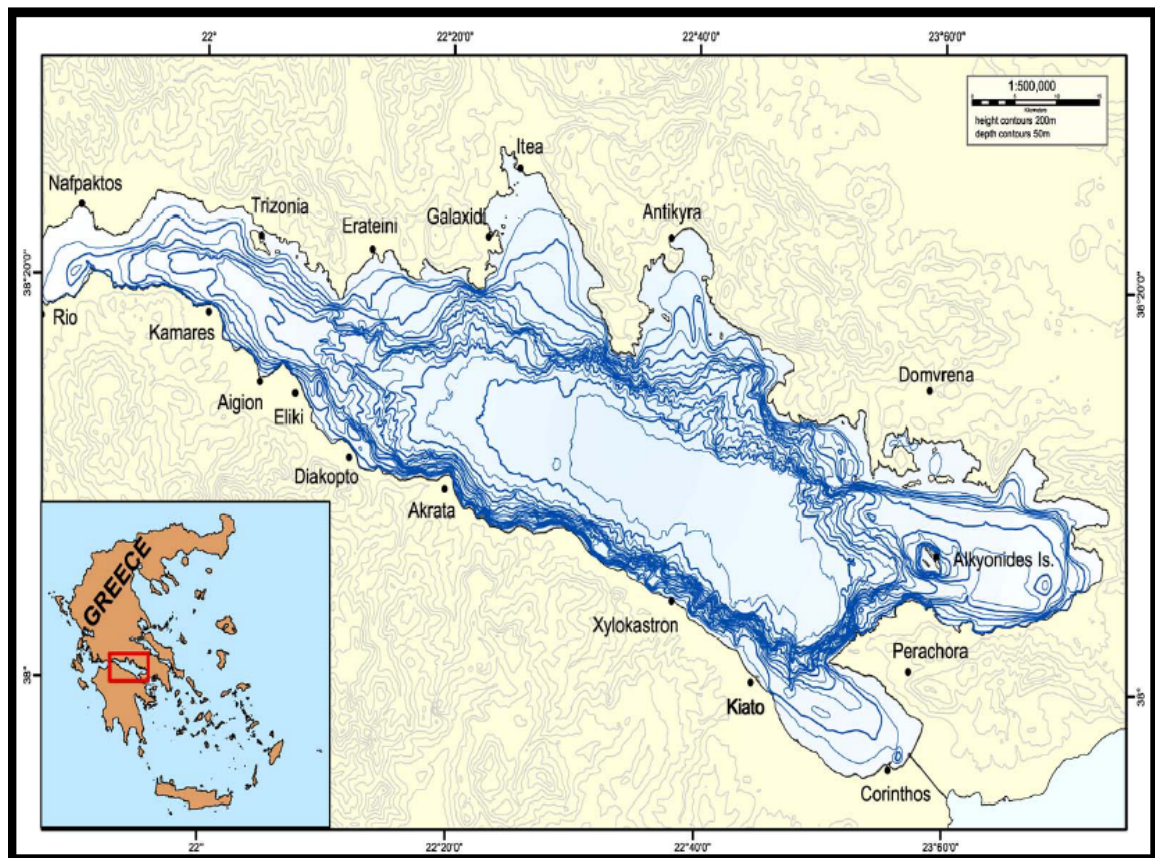
Φωτογραφίες: Μικρές βάρκες παρασύρθηκαν από το τσουνάμι στην ξηρά. Και οι δύο φωτογραφίες είναι από το λιμάνι Πόθια, νησί Κάλυμνος (*Bulletin of the Geodynamic Institute of the National Observatory of Athens, 1956 July*).

3.4 Το τσουνάμι του Κορινθιακού Κόλπου

3.4.1 Η γεωμορφολογία του Κορινθιακού Κόλπου

Ο Κορινθιακός Κόλπος είναι μία από τις πιο ενεργές τεκτονικά και σεισμικά περιοχές της Μεσογείου. Βρίσκεται στην Κεντρική Ελλάδα. Αποτελεί μία μεταλλική τεκτονική λεκάνη με διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ, σχεδόν κάθετη προς τη γενική διάταξη των αλπικών ενοτήτων της ηπειρωτικής Ελλάδας και της Τάφρου του Ιονίου. Η ενεργή αυτή τεκτονική τάφρος έχει εμβαδό $100 \times 25 \text{ km}^2$ και βάθος 900 m. Η γεωμορφολογία της περιοχής είναι αποτέλεσμα μιας σειράς ενεργών ρηγμάτων που περιβάλλουν τον Κορινθιακό Κόλπο (Stefatos et al, 2005).

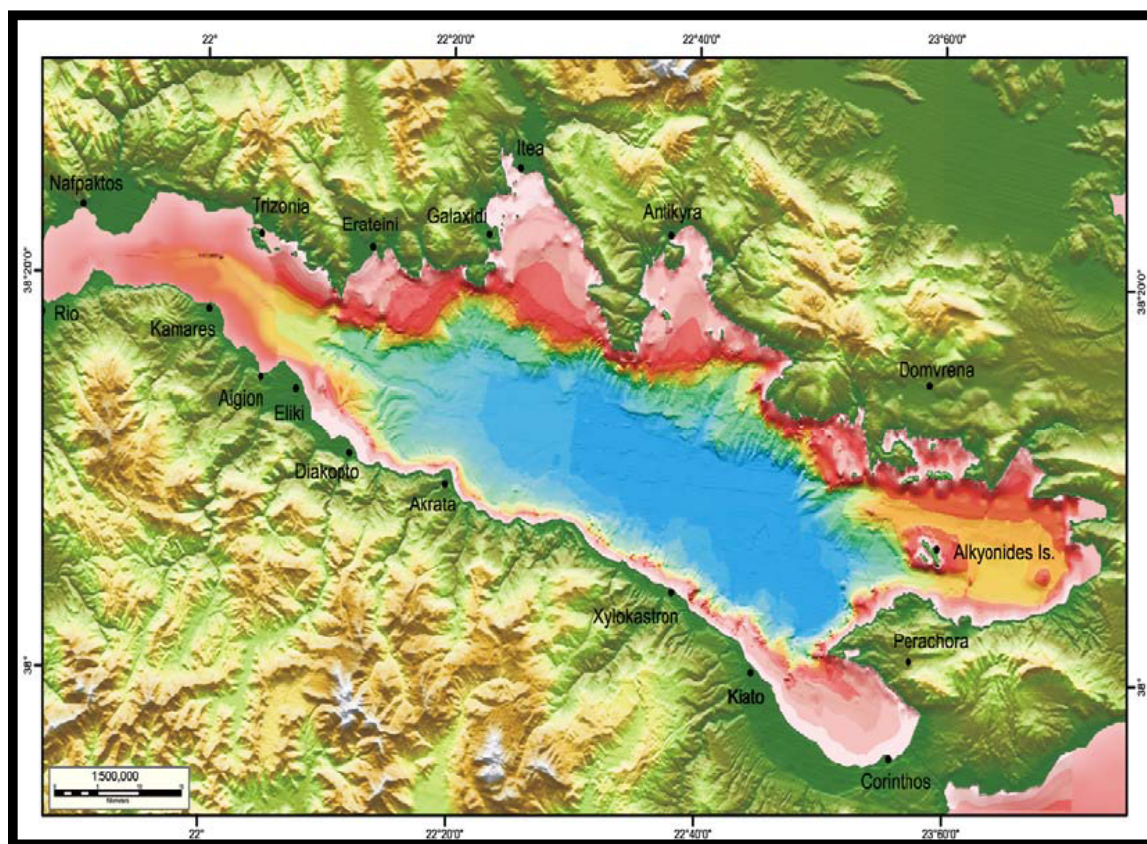
Η περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου παρουσιάζει έντονη σεισμικότητα (Παπαζάχος & Παπαζάχου 1989). Η σεισμογενής αυτή ζώνη επεκτείνεται από την Πάτρα έως την Κόρινθο σε μήκος 130 χιλιομέτρων και πλάτος 30 χιλιομέτρων.



Χάρτης 3.1 : Βυθομετρικός χάρτης του Κορινθιακού Κόλπου (Stefatos et al, 2005).

Ο θαλάσσιος πυθμένας του Κορινθιακού Κόλπου έχει χαρακτηριστικά φιορδ με πλάτος 10 έως 30 km. Ο θαλάσσιος πυθμένας, στενός και επιμήκης, έχει στο κέντρο του μέγιστο βάθος 900 m. Ο Κορινθιακός Κόλπος χαρακτηρίζεται από στενή κρηπίδα

με εύρος από 20 έως 2000 m, ενώ τοπικά σε περιοχές όπως ο κόλπος της Ιτέας, των Αντικύρων και του Λεχαιού, η υφαλοκρηπίδα επεκτείνεται σε απόσταση που κυμαίνεται από 8 έως 16 km. Περιφερειακά των ακτών του Κορινθιακού Κόλπου ο θαλάσσιος πυθμένας βυθίζεται απότομα με κλίση 8-25°, ενώ στο μέσον του είναι ομαλός και επίπεδος σε βάθος που κυμαίνεται από 700 έως 900 m. Ο Κορινθιακός Κόλπος αποτελεί μια ιδιαίτερος ενεργή σεισμικά περιοχή με καταγεγραμμένους πάνω από 30 σεισμούς μεγέθους άνω του βαθμού 6 της κλίμακας Ρίχτερ μέσα στα τελευταία 600 χρόνια.



Χάρτης 3.2 : Χάρτης του υποθαλάσσιου πυθμένα και του περιβάλλοντα χώρου του Κορινθιακού Κόλπου (Stefatos et al, 2005).

3.4.2 Αίτια γένεσης τσουνάμι στον Κορινθιακό Κόλπο

Έρευνες δείχνουν ότι η πλειοψηφία των τσουνάμι που εκδηλώνονται στον Κορινθιακό Κόλπο οφείλονται σε σεισμικές δονήσεις μεγάλης κλίμακας, μεγέθους μεγαλύτερου των 5,5 R. Σημαντικός παράγοντας της γένεσης τσουνάμι είναι οι παράκτιες και κυρίως οι υποθαλάσσιες κατολισθήσεις. Αν και η θαλάσσια περιοχή του Κορινθιακού είναι γεωγραφικά περιορισμένη, έχει την δυνατότητα γένεσης

πολλών τσουνάμι. Αν και τα τσουνάμι που εκδηλώνονται στον Κορινθιακό είναι περισσότερο τοπικού χαρακτήρα, σε αρκετές περιπτώσεις παρήχθησαν κύματα που απεδείχθησαν ιδιαίτερος καταστροφικά (το 1748 ύψους 10 μέτρων, που αποτελεί και το πιο ισχυρό τσουνάμι που έχει καταγραφεί ιστορικά στη περιοχή του Κορινθιακού). Η δυνατότητα γένεσης τσουνάμι στον Κορινθιακό εξαρτάται από διάφορους παράγοντες όπως είναι η υψηλή σεισμικότητα, οι υψηλοί ρυθμοί ιζηματογένεσης που προκαλούν συχνά παράκτιες κατολισθήσεων, ιδιαίτερα σε εκβολές ποταμών που καταλήγουν στις νότιες ακτές του Κορινθιακού, καθώς και η απότομη βαθυμετρία που ευνοεί τις παράκτιες και υποθαλάσσιες κατολισθήσεις και τη διέγερση κυμάτων τσουνάμι υψηλού εύρους. (Papadopoulos, 2003).

Η πλειοψηφία των τσουνάμι που εκδηλώνονται στον Κορινθιακό Κόλπο οφείλονται σε σεισμικές δονήσεις μικρού εστιακού βάθους. Επίσης, έχουν καταγραφεί τέσσερις περιπτώσεις εκδήλωσης τσουνάμι που οφείλονται σε παράκτιες κατολισθήσεις που προκλήθηκαν από σεισμικές δονήσεις και εντοπίζονται χρονικά κατά τα έτη 1794, 1861, 1965 και 1984. Σύμφωνα με ιστορικές πηγές παρόμοια ήταν και η αιτία της εκδήλωσης του τσουνάμι που εκδηλώθηκε κατά το έτος 373 π.Χ. Ενώ τα τσουνάμι που εκδηλώθηκαν κατά τα έτη 1888, 1963 και 1996 οφείλονται σε υποθαλάσσιες κατολισθήσεις, εκ των οποίων η πρώτη προκλήθηκε από σεισμική δραστηριότητα, ενώ στις υπόλοιπες περιπτώσεις οι υποθαλάσσιες κατολισθήσεις ήταν μη σεισμικές (Papadopoulos, 2003).

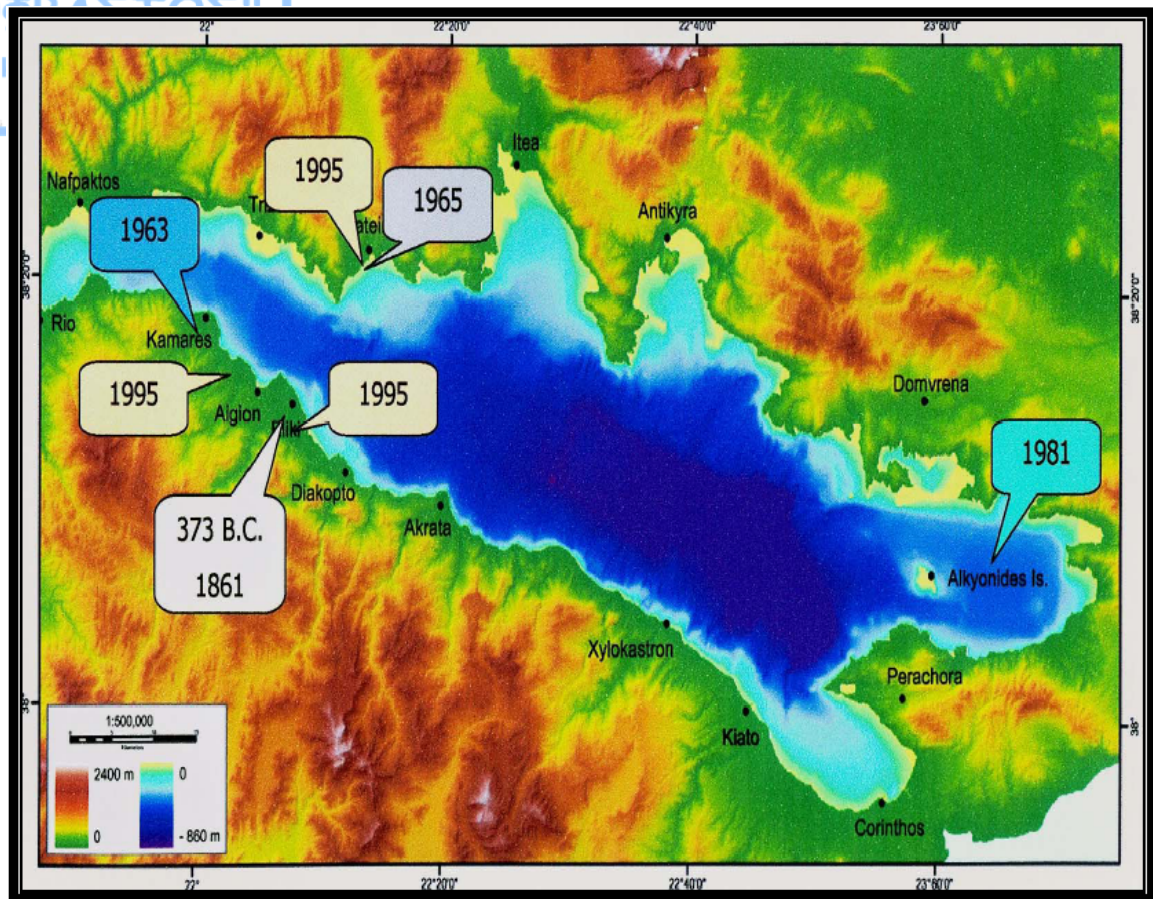
Από την μέτρηση της ισχύος τσουνάμι με βάση την κλίμακα Ambraseys, από τη μελέτη και ανάλυση των ιστορικών δεδομένων, προκύπτει ότι τσουνάμι μέτριας ισχύος ≥ 2 , εκδηλώνεται στην περιοχή κάθε 16 χρόνια. Η εμφάνιση τσουνάμι ισχύος ≥ 3 πραγματοποιείται κάθε 40 χρόνια, ενώ η εμφάνιση τσουνάμι ισχύος ≥ 4 πραγματοποιείται κάθε 103 χρόνια. Τσουνάμι ανώτερης βαθμίδας του 4 δεν υφίσταται σε αυτή την περιοχή. Αντίστοιχα, με βάσει τις πληροφορίες των Παπαδόπουλος (2001) και Soloviev (2002), για την περιοχή του Κορινθιακού υπολογίστηκε το μέγιστο ύψος τσουνάμι που μπορούν να πλήξουν τις ακτές του. Για ένα μέτριο τσουνάμι, βαθμίδας ≥ 2 , το μέγιστο ύψος είναι 0,3 μ., για τσουνάμι βαθμίδας ≥ 3 , το μέγιστο ύψος είναι 2,55 μ. και για ακόμα ισχυρότερο, βαθμίδας ≥ 4 , το μέγιστο ύψος υπολογίζεται σε 5,5 μ. (Papathoma and Howes, 2003).

Με δεδομένο ότι το μήκος των υποθαλάσσιων ρηγμάτων στον Κορινθιακό Κόλπο, δεν ξεπερνά τα 15 με 20 χιλιόμετρα, το μέγιστο σεισμικό γεγονός δεν αναμένεται να

ξεπεράσει τους 6,7 βαθμούς της κλίμακας Ρίχτερ για τσουνάμι που προέρχονται είτε από μετατόπιση ρήγματος, είτε από υποθαλάσσια κατολίσθηση.

Η προβλεπόμενη επιφανειακή μετατόπιση του πυθμένα είναι περίπου 1 m, άρα και το τσουνάμι που θα δημιουργηθεί θα έχει ύψος 1 m. Αντίθετα, σύμφωνα με τα χαρακτηριστικά παλαιότερων χαρτογραφημένων υποθαλάσσιων κατολισθήσεων, προκύπτει ότι η επανάληψη αντίστοιχης υποθαλάσσιας κατολίσθησης μπορεί να προκαλέσει τσουνάμι 1 έως 6 m. (Stefatos et al, 2005). Οι υποθαλάσσιες παράκτιες κατολισθήσεις μπορεί να προκληθούν είτε από σεισμική δραστηριότητα, είτε από έντονες βροχοπτώσεις. (Papadopoulos, 2003).

Ένα σημαντικό ποσοστό των τσουνάμι που εκδηλώνονται στον Κορινθιακό Κόλπο οφείλεται όπως προαναφέρθηκε σε υποθαλάσσιες κατολισθήσεις. Οι κατολισθήσεις αυτές είναι ικανές να οδηγήσουν σε γένεση τσουνάμι και στο μέλλον. Μεγάλος αριθμός υποθαλάσσιων κατολισθήσεων έχει πραγματοποιηθεί στην ανατολική πλευρά του Κορινθιακού Κόλπου, στην παράκτια ζώνη της χερσονήσου της Περαχώρας και των νήσων των Αλκυονίδων. (Papatheodorou and Ferentinos, 1993). Ο υποθαλάσσιος πυθμένας καλύπτεται από στρωματοποιημένα ιζήματα ημιπελαγικής και τουρβιδικής προέλευσης και το πάχος του στρώματος αυτού κυμαίνεται από 2,5 έως 5 m. Αν ληφθεί υπ' όψιν ότι το μέσο ποσοστό καθίζησης στον Κορινθιακό Κόλπο είναι 1,8 mm ανά χρόνο, καταλήγουμε στο συμπέρασμα ότι οι υποθαλάσσιες κατολισθήσεις πραγματοποιήθηκαν 1.400 έως 2.800 χρόνια πριν. Δυτικά των νήσων των Αλκυονίδων, στο μέσο της υποθαλάσσιας πλαγιάς έχει επίσης εντοπιστεί μια ζώνη υποθαλάσσιας κατολίσθησης, μήκους 900 m πλάτους, 1.800 m και κλίσης 15°. Η επέκταση αυτής της ζώνης διακόπτεται από αιχμηρά, σχεδόν κάθετα πλευρικά πετρώματα μέσου ύψους 40 m, με το βάθος του νερού στο μέσο της ζώνης να φτάνει τα 392 m. Νοτιοδυτικότερα στη βάση της υποθαλάσσιας πλαγιάς της χερσονήσου της Περαχώρας καταγράφηκαν και εντοπίστηκαν τρεις κατολισθήσεις-αποθέσεις στο θαλάσσιο πυθμένα που συνδέονται με κατολισθήσεις που πραγματοποιήθηκαν στη παρακείμενη πλευρά. (Papatheodorou and Ferentinos, 1993). Κύματα τσουνάμι (Papadopoulos & Chalkis 1984, Παπαζάχος & Παπαζάχου 1989) με σημαντικές καταστροφές στις ακτές του Δ. Κορινθιακού Κόλπου από δραστηριοποίηση υποθαλάσσιων κατολισθήσεων συνέβησαν επίσης το 373 π.Χ. Αρχαία Ελίκη, 551 μ.Χ. Ιτέα, 1402, 1748, 1817, 1861 Αιγιαλεία, 1963 Λόγγος-Λαμπίρι, 1/1/1996 Αιγιαλεία.



Χάρτης 3.3 : Καταγεγραμμένες υποθαλάσσιες κατολισθήσεις στον Κορινθιακό Κόλπο.
(Stefatos et al, 2005)

3.4.3 Το Τσουνάμι της 7ης Φεβρουαρίου 1963

Στις 7/2/1963 στις 21:28, ισχυρό θαλάσσιο κύμα πρόσβαλε τις νότιες ακτές του Κορινθιακού, από το Αίγιο μέχρι τον Ψαθόπυργο, σε απόσταση 10 km εκατέρωθεν του ακρωτηρίου Σαλμενίκος (Εικόνα 3.4.1), μεχρι και τις απέναντι ακτές της Στερεάς, από το Μοναστηράκι μέχρι Ντουβιά, που απέχουν μεταξύ τους σε ευθεία 16 km, περίπου. Πριν την εμφάνιση του κύματος η θάλασσα ήταν εντελώς ήρεμη, λίγα δευτερόλεπτα πριν την άφιξη ακούστηκε τρομερή βοή. Σε κανένα μέρος της προσβληθείσης περιοχής δεν έγινε αντιληπτός σεισμός. Κανένας σεισμός στην περιοχή του Κορινθιακού δεν αναγράφηκε από τους σειсмоγράφους του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Αστεροσκοπείου Αθηνών εκείνη τη μέρα. Όλοι οι γειτονικοί σεισμοί την 7^η Φεβρουαρίου ήταν αρκετά ασθενείς και οι εστίες τους ήταν μακριά από την περιοχή. Την ώρα του κύματος κανένας σεισμός δεν καταγράφηκε.

3.4.4 Αποτελέσματα του κύματος

Το κύμα είχε καταστρεπτικές συνέπειες μόνο στους οικισμούς που βρίσκονταν σε μικρούς ορμίσκους. Δυτικά του χωριού Λαμπίρι, η ακτή της Πελοποννήσου είναι απότομη και δεν υπάρχουν οικισμοί. Το κύμα παρατηρήθηκε στον μικρό όρμο του χωριού Ψαθόπυργος, όπου τα ύδατα εξήλθαν σε απόσταση 15 m από την ακτή. Το ύψος του κύματος στην περιοχή αυτή δεν ήταν πάνω από 50 cm. Κατά τον αστυνομικό σταθμάρχη Ψαθοπυργου τα ύδατα εισχώρησαν στην ξηρά 30 m, το φαινόμενο άρχισε με απόσυρση των υδάτων σε απόσταση 35 m.

α. Στην Πελοποννησιακή ακτή

Στην Πελοποννησιακή ακτή τα αποτελέσματα του κύματος περιορίστηκαν από το Λαμπίρι μέχρι το Αίγιο.

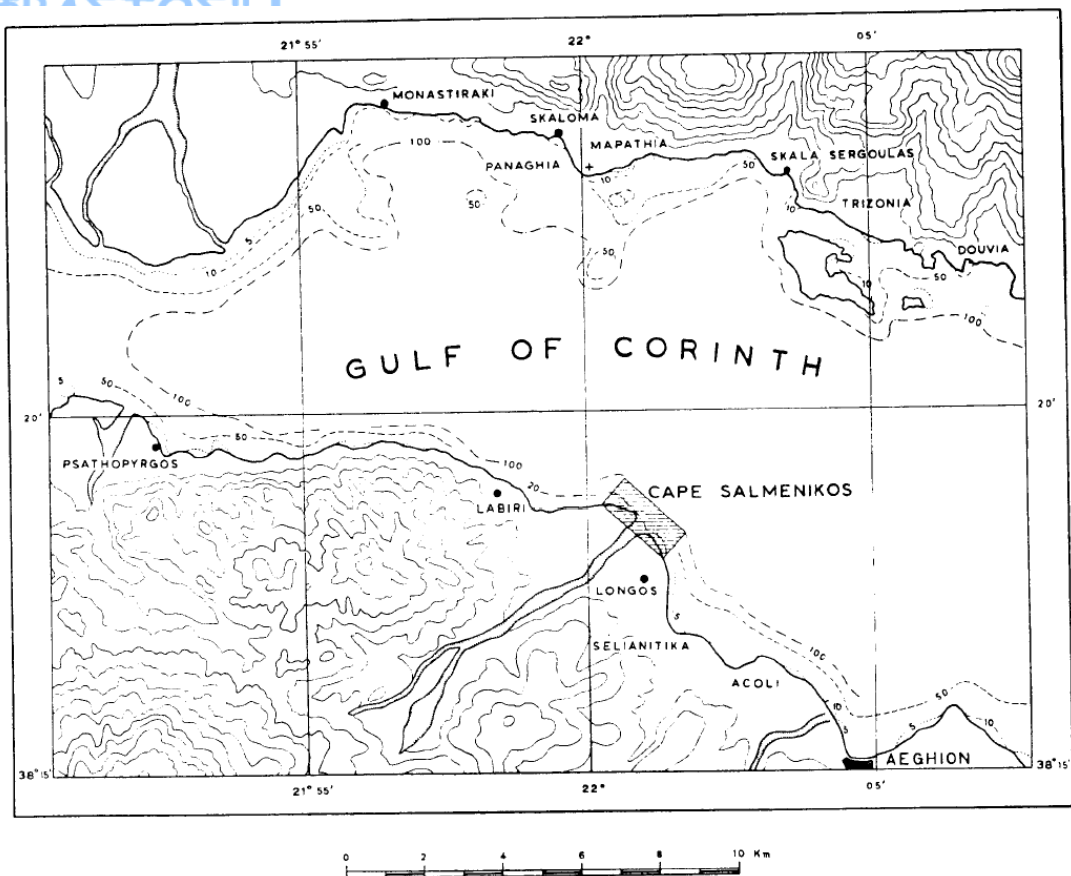
Στο Αίγιο το κύμα ήταν ιδιαίτερα έντονο στην ανατολική ακτή του όρμου του Αιγίου. Η ακτή αυτή βλέπει ΒΔ προς το ακρωτήριο Σαλμενίκος, που βρίσκεται κοντά στην περιοχή, από την οποία, ξεκίνησε το κύμα. Στην ανατολική ακτή του Αιγίου ο πυθμένας της θάλασσας έχει βάθος 45 m σε απόσταση 500 m από την ακτή, και ανέρχεται σε βάθος 5 m σε απόσταση 200 m από αυτήν. Στην περιοχή αυτή το κύμα έφτασε μέχρι τη στέγη του ναού του Αγ. Νικολάου, σε απόσταση 3 m από την ακτή. Το κύμα εισχώρησε στην ξηρά σε απόσταση 30-40 m, ενώ το ύψος του υπολογίστηκε στα 3 m. Κάτοικοι του Αιγίου ανέφεραν ότι το κύμα ερχόταν από δύο διευθύνσεις από τα δυτικά και από τα ανατολικά. Από ότι φαίνεται το κύμα προσέκρουσε στην ανατολική ακτή του όρμου και ανακλάσθηκε.

Στην Άκολη που βρίσκεται 5 km ανατολικά του Σαλμενίκου τα ύδατα διείσδυσαν στην ανατολική πλευρά του όρμου περίπου 100 m. Ίχνη του κύματος βρέθηκαν σε τοίχους ενός κτιρίου σε ύψος 2,5 m. Ένα άτομο τραυματίστηκε. Στην δυτική ακτή του όρμου το κύμα διείσδυσε 100 m. και προκάλεσε μικρή διάβρωση στην ακτή. Το κύμα ήταν σφοδρότερο στην κεφαλή του όρμου. Από φύκια που βρέθηκαν σε λεμονιές ύψους 2,5 m και σε απόσταση 90 m από την ακτή υπολογίζεται ότι το ύψος του κύματος πρέπει να ήταν περίπου 4,5 m. Στην κεφαλή του όρμου τα νερά εισχώρησαν σε απόσταση 250-300 m και επέφεραν ζημιές σε 30 στρέμματα με λεμονιές. Παράκτιοι λίθοι με χαρακτηριστικές οπές λιθοδόμων και φύκη κολλημένα σε αυτούς, μεγάλος αριθμός ψαριών, εχινόδερμων και μαλακίων παρασύρθηκαν από το κύμα και κατέκλυσαν την παραλία σε απόσταση 120 m από την ακτή. Κοντά στην ακτή συσσωρεύτηκαν μεγάλες ποσότητες κροκαλών, η ακτή υποσκάφτηκε από το

κύμα και σχηματίστηκε αναβαθμίδα ύψους 50 cm και μήκους 10 m. Το χαλαρό υλικό που παρασύρθηκε από την ακτή ήταν 20-25 m³. Κοντά στην ακτή το βάθος της θάλασσας φθάνει τα 10-15 m.

Σε απόσταση 3,5 km ανατολικά του ακρωτηρίου Σαλμενίκος βρίσκεται το χωριό Σελιανίτικα. Η παραλία του χωριού υπέστη τις μεγαλύτερες ζημιές και βρίσκεται σε μικρό αβαθή ορμίσκο. Στην περιοχή αυτή ο πυθμένας της θάλασσας έχει βάθος 30 m σε απόσταση 600 m από την ακτή και ανέρχεται σε βάθος 4 m σε απόσταση 300 m από αυτήν. Στην κεφαλή του ορμίσκου τα κύματα διείσδυσαν στην ξηρά σε απόσταση 30-40 m από την ακτή. Μετά την απόσυρσή τους άφησαν μεγάλες ποσότητες άμμου και χαλικιών. Σε απόσταση 10-15 m όπου βρίσκονται οι παράκτιες οικίες τα νερά έφθασαν αποδεδειγμένα σε ύψος 2,5-3 m. Στην ανατολική πλευρά του ορμίσκου τα ύδατα διείσδυσαν σε απόσταση 40 m και προκάλεσαν αξιόλογες ζημιές στα παράκτια κτίρια φτωχής κατασκευής. Στην δυτική πλευρά του ορμίσκου τα ύδατα έφθασαν σε απόσταση 100-120 m από την ακτή. Το ύψος του κύματος υπολογίζεται 4 m. Σε έντυπα δελτία «απότομων μεταβολών της στάθμης της θάλασσας» του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Αστεροσκοπείου Αθηνών αναφέρεται από τον πρόεδρο και τον δημοδιδάσκαλο της κοινότητας Σελιανίτικα ότι το φαινόμενο ξεκίνησε με αποχώρηση των υδάτων 30-40 m από την ακτή. Προηγήθηκε βοή πριν από το φαινόμενο. Σε διάστημα 5-6 λεπτών η παραλία κατακλύσθηκε από 3 αλλεπάλληλα κύματα. Ισχυρότερο ήταν το πρώτο του οποίου τα ύδατα έφθασαν σε ύψος 4 μέτρων. Το ύψος του 2^{ου} υπολογίζεται σε 1 m και του 3^{ου} λίγα cm. Στο Αίγιο αναφέρθηκε ότι το 2^ο κύμα ήταν ισχυρότερο. Η περίοδος του κύματος υπολογίσθηκε στα 2 λεπτά.

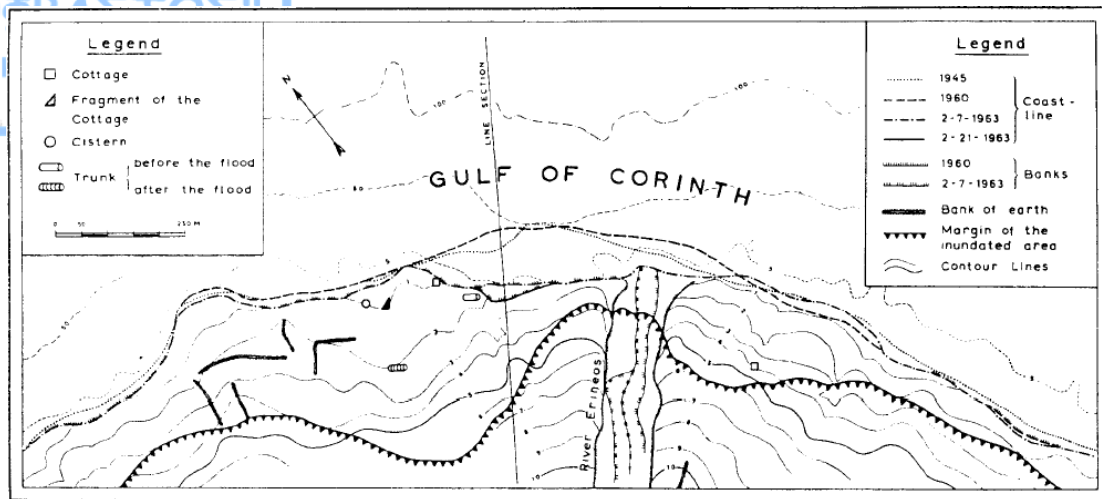
Το Λαμπίρι βρίσκεται σε ορμίσκο 2,5 km δυτικά του ακρωτηρίου Σαλμενίκος. Σε απόσταση 200-300 m το βάθος της θάλασσας φθάνει μόλις τα 2 m και σε απόσταση 400 m από την ακτή φθάνει τα 12-20 m. Στην κεφαλή του ορμίσκου τα νερά εισχώρησαν σε βάθος 50-110 m. Το ύψος του κύματος υπολογίζεται 4 m. Στο δελτίο «απότομων μεταβολών της στάθμης της θάλασσας» αναφέρεται από τον αστυνομικό σταθμάρχη των Καμαρών ότι το φαινόμενο στο Λαμπίρι ξεκίνησε με αποχώρηση των υδάτων 30 m από την ακτή, ότι παρατηρήθηκαν 3 κύματα σε διάστημα 5-6 λεπτών και ότι του φαινομένου προηγήθηκε βοή χωρίς σεισμό. Αναφέρεται επίσης ότι 2 ώρες πριν το φαινόμενο η θάλασσα εξήλθε 2 m περίπου.



Εικόνα 3.4.1 : Χάρτης του Κορινθιακού κόλπου που δείχνει την περιοχή που προσβλήθηκε από το θαλάσσιο κύμα την 7^η Φεβρουαρίου 1963. η γραμμοσκιασμένη περιοχή φαίνεται με λεπτομέρεια στην Εικόνα 3.4.2 (Galanopoulos, Delibassis & Comninakis, 1964).

Μεταξύ των χωριών Σελιανίτικα και Λαμπίρη και στην δυτική όχθη των εκβολών του Ερινέου ποταμού βρίσκεται το ακρωτήρι Σαλμενίκος. Στην περιοχή αυτή και ειδικότερα στην περιοχή Ασημακοπούλου, που βρίσκεται μεταξύ των παλιών και νέων εκβολών του Ερινέου ποταμού το κύμα διείσδυσε 350-500 m. Το ύψος του κύματος στην θέση αυτή πρέπει να υπερέβη τα 6 m. Αυτό φαίνεται από τα φύκια που βρέθηκαν σε ιτιές ύψους 4 μ. και σε απόσταση 250 μέτρων από την ακτή.

Στη θέση «Μπούκα», στην ανατολική όχθη του ποταμού Ερινέου, τα νερά διείσδυσαν 250m. Σε απόσταση περίπου 100 m από την ακτή βρέθηκαν φύκια σε κληματαριά ύψους 2,20 m. Το ύψος του κύματος στη θέση αυτή ήταν μεγαλύτερο των 4 m. Μετά την απόσυρση των υδάτων παρέμεινε στην κατακλυσθείσα έκταση στρώμα ιλύος και μεγάλος αριθμός ψαριών, μαλακίων και εχινόδερμων.



Εικόνα 3.4.2 : Η ισχυρότερα πληγείσα περιοχή από το θαλάσσιο κύμα της 7^{ης} Φεβρουαρίου 1963. Στο σχήμα σημειώνεται η διεύθυνση της τομής που παριστάνεται στην Εικόνα 3.4.3 (Galanopoulos, Delibassis & Comninakis, 1964).

Στην παραλία του χωριού Λόγγος και σε απόσταση 1400 m ανατολικά του ακρωτηρίου Σαλμενίκος, τα ύδατα διείσδυσαν σε απόσταση 25 m χωρίς να επιφέρουν βλάβες. Στην περιοχή αυτή η ακτή είναι ευθύγραμμη και δεν υπάρχει ορμίσκος. Μεγάλο μέρος του υλικού που μεταφέρεται από τον Ερινέο ποταμό παρασύρεται από τα θαλάσσια ρεύματα προς το νότο και αποτίθεται κατά μήκος της ακτής. Έτσι από τις εκβολές του ποταμού μέχρι τα Σελιανίτικα σχηματίστηκε αναβαθμίδα εύρους 200 m σε βάθος 5 m από την επιφάνεια της θάλασσας. Σε απόσταση 500 m από τον Λόγγο ο πυθμένας της θάλασσας φθάνει σε βάθος 80 m. Στο δελτίο «απότομων μεταβολών της στάθμης της θάλασσας» αναφέρεται από τον πρόεδρο και τη δημοδιδάσκαλο της κοινότητας Λόγγου ότι το φαινόμενο άρχισε με απόσυρση των υδάτων 40 m από την ακτή. Σε διάστημα 5 λεπτών 3 κύματα χτύπησαν την ακτή. Στη δυτική όχθη του ποταμού Ερινέου παρατηρήθηκε καθίζηση της ακτής με αποτέλεσμα τον σχηματισμό λιμνοθάλασσας μήκους 100 m, πλάτους 50 m και βάθους 2-5 m.

β. Στη βόρεια ακτή του Κορινθιακού Κόλπου

Στη βόρεια ακτή του Κορινθιακού Κόλπου τα αποτελέσματα του κύματος έγιναν ιδιαίτερα αισθητά στους παράκτιους οικισμούς που βρίσκονται μεταξύ των χωριών Μαραθιά και Τριζόνια (απέχουν μεταξύ τους περίπου 10 km). Η Μαραθιά βρίσκεται σχεδόν απέναντι από το ακρωτήριο Σαλμενίκος και σε απόσταση 8,5 km από αυτό.

Στο Σκάλωμα (βρίσκεται σε μικρό ορμίσκο) ή Κάτω Μαραθιά και στη θέση Παναγιά του χωριού Μαραθιά και η ακτή βλέπει προς τη δύση, το κύμα διείσδυσε 20-30 m. Το ύψος του κύματος εκτιμήθηκε στα 3 m. Στη Μαραθιά η θάλασσα διείσδυσε 10-130 m. Το ύψος του κύματος εκτιμήθηκε στα 3-4 m. Μέχρι απόσταση 150 m από την ακτή το βάθος της θάλασσας φθάνει τα 4-7 m και σε απόσταση 300 m ο πυθμένας κατεβαίνει στα 47 m. Υπήρξε αποχώρηση των υδάτων 30-50 m, ενώ το φαινόμενο διήρκεσε συνολικά 10 λεπτά.

Στη Σκάλα Σέργουλας, που βρίσκεται 4 km ανατολικά της Μαραθιάς και 9,5 km βόρεια του ακρωτηρίου Σαλμενίκος, τα αποτελέσματα του κύματος περιορίστηκαν στην περιοχή του μικρού ορμίσκου, βάθους 2 m και γενικά στη δυτική ακτή της Σκάλας. Στην περιοχή αυτή τα ύδατα εισχώρησαν, ανάλογα με τη μορφολογία του εδάφους περίπου 20-100 m. Το ύψος του κύματος εκτιμήθηκε στα 3 m. Η ακτή υποσκάφηκε σε μικρή έκταση. Στην περιοχή Μύλος και ανατολικά του ποταμού Σέργουλας, λόγω του μεγάλου βάθους της θάλασσας (12 m), τα ύδατα δεν εισέβαλαν στη στεριά. Το φαινόμενο άρχισε με αποχώρηση των υδάτων 40 m. Ο πυθμένας της θάλασσας στην κεφαλή του ορμίσκου, 50 m από αυτήν έχει βάθος 2 m και σε απόσταση 400 m φτάνει τα 100 m. Το ύψος του κύματος που αναφέρθηκε ήταν 4-6 m και η απόσταση εισχώρησης των υδάτων 150-200 m. Οι εκτιμήσεις αυτές είναι αυξημένες.

Στα Χάνια Τριζονίων 9 km από το ακρωτήριο Σαλμενίκος και 600 m από τη βόρεια ακτή του νησιού Τριζόνια, το βάθος της θάλασσας φτάνει τα 20 m. Στην περιοχή αυτή τα κύματα περιορίστηκαν στο στενό των Τριζονίων. Το ύψος του κύματος εκτιμήθηκε στα 2-3 m.

Το χωριό Τριζόνια βρίσκεται στη βορειοανατολική πλευρά του νησιού, στη κεφαλή μικρού ορμίσκου βάθους 2-5 m. Ο ορμίσκος χωρίζεται από τον μικρό κολπίσκο της νήσου που βλέπει προς την ανατολή, με μικρή χερσαία λωρίδα εύρους 80 m.

Τα κύματα ερχόμενα από τη δύση μέσω του στενού των Τριζονίων, εισέβαλαν στον αβαθή ορμίσκο και κατέκλυσαν το κεντρικό μέρος του χωριού. Τα νερά ανήλθαν σε τέτοιο ύψος, ώστε μέσω του λαιμού της βορειοανατολικής λωρίδας της ξηράς εισέβαλαν στον κολπίσκο πίσω από αυτήν. Το ύψος του κύματος εκτιμήθηκε στα 5 m. Στον κολπίσκο που προστατεύεται από τα ρεύματα του νότου από χερσόνησο μήκους 2 km παρατηρήθηκε κυμάτωση της θάλασσας. Το ίδιο συνέβη και στο νησί Αγ. Ιωάννης.

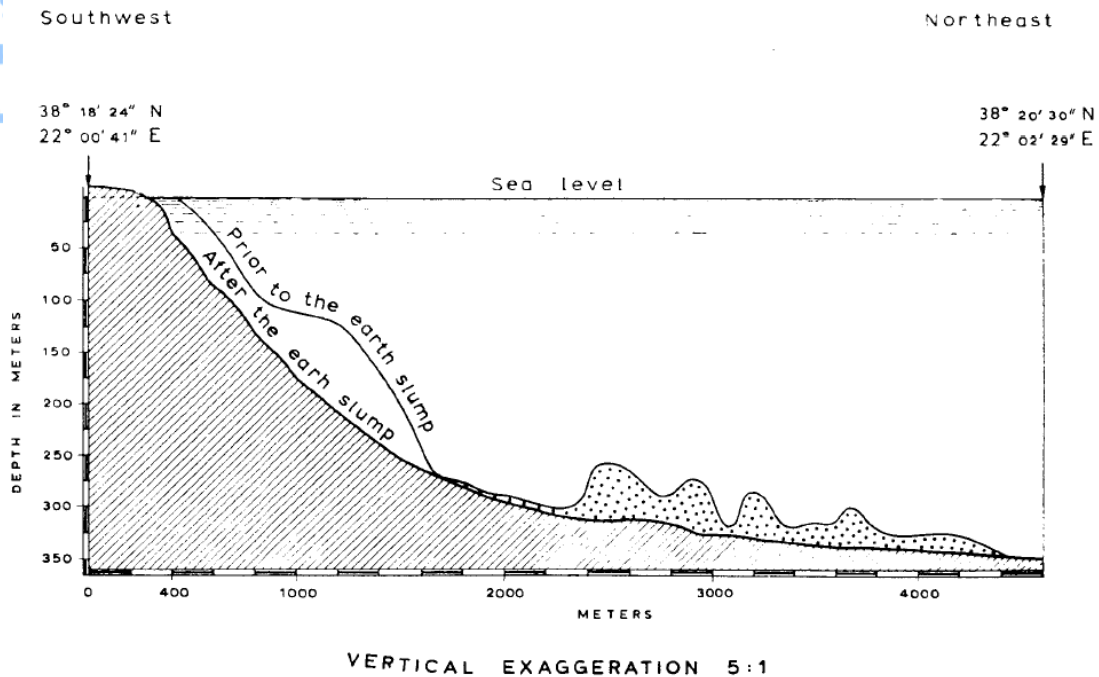
Τα δύο αυτά γεγονότα και η έλλειψη ισχυρών κυμάτων στον όρμο Ντουβιά, στη βόρεια ακτή του Κορινθιακού κόλπου, 4 km ανατολικά από τα Χάνια Τριζονίων και απέναντι από τον όρμο του Αιγίου, δείχνουν ότι ο τόπος εκκίνησης των κυμάτων βρίσκεται νοτιοδυτικά του νησιού Τριζόνια. Στο δελτίο «απότομων μεταβολών της στάθμης της θάλασσας» αναφέρεται από τον αστυνομικό σταθμάρχη και τον δημοδιδάσκαλο Τριζονίων ότι το κύμα είχε ύψος 8-10 m, ότι τα ύδατα διείσδυσαν στην ξηρά 60 m και μετά αποχώρησαν 20 m. Πριν από το κύμα ακούστηκε βοή.

Ο αριθμός των κτηρίων που υπέστησαν ζημιές στη βόρεια ακτή του κόλπου είναι 99 (3 στο Σκάλωμα, 28 στη Μαραθιά, 32 στη Σέργουλα, 30 στα Τριζόνια και 6 στα Χάνια Τριζονίων). Η ενέργεια του κύματος είναι μεγαλύτερη κατά τη διεύθυνση της μικρότερης διαμέτρου της ελλειψοειδούς πηγής του κύματος, παρά κατά τη διεύθυνση της μεγαλύτερης διαμέτρου αυτής. Αν λάβουμε υπ' όψιν ότι η πηγή του κύματος ήταν επιμήκης και παράλληλη προς τη νότια ακτή του Κορινθιακού κόλπου, η διανομή των αποτελεσμάτων του κύματος είναι σύμφωνη με την παραπάνω εξήγηση.

3.4.5 Αίτια γένεσης του κύματος

Από έρευνες στην περιοχή του Ερινέου, διαπιστώθηκε ότι ευρεία έκταση στη θέση «Μπούκα» είχε μεταβληθεί σε πυθμένα θαλάσσης. Η νέα ακτή που σχηματίστηκε στην περιοχή της χέρσου, υψώνεται απότομα πάνω από τη στάθμη της θάλασσας 0,9-3,8 m. Ανάλογες αναβαθμίδες έχουν σχηματισθεί και εντός της κοίτης του ποταμού. Το ύψος των αναβαθμίδων είναι μεγαλύτερο στις εκβολές και μειώνεται προς το νότο μέχρι απόσταση 500 μέτρων από την ακτή. Συνέπεια των αναβαθμίδων είναι ότι περιορίστηκε το εύρος της ροής του ποταμού κοντά στις εκβολές από 80-90 m. σε 20-60 m μετά το κύμα.

Από την αποτύπωση της παράκτιας λωρίδας μεταξύ Λόγγου και Λαμπιρίου από την Γεωγραφική Υπηρεσία Στρατού και την αεροφωτογράφιση των πληγέντων ακτών από το Γενικό Επιτελείο Αεροπορίας, διαπιστώθηκε ότι στις εκβολές του Ερινέου καταποντίστηκε χέρσος μήκους 630 m και μέγιστο αρχικό εύρος 100-110 m (7 Φεβρουαρίου), ενώ μετά (21 Φεβρουαρίου) 130 m.



Εικόνα 3.4.3 : Τομή που δείχνει την κατολίσθηση του εδάφους που δημιούργησε το θαλάσσιο κύμα το 1963 (Galanopoulos, Delibassis & Comninakis, 1964).

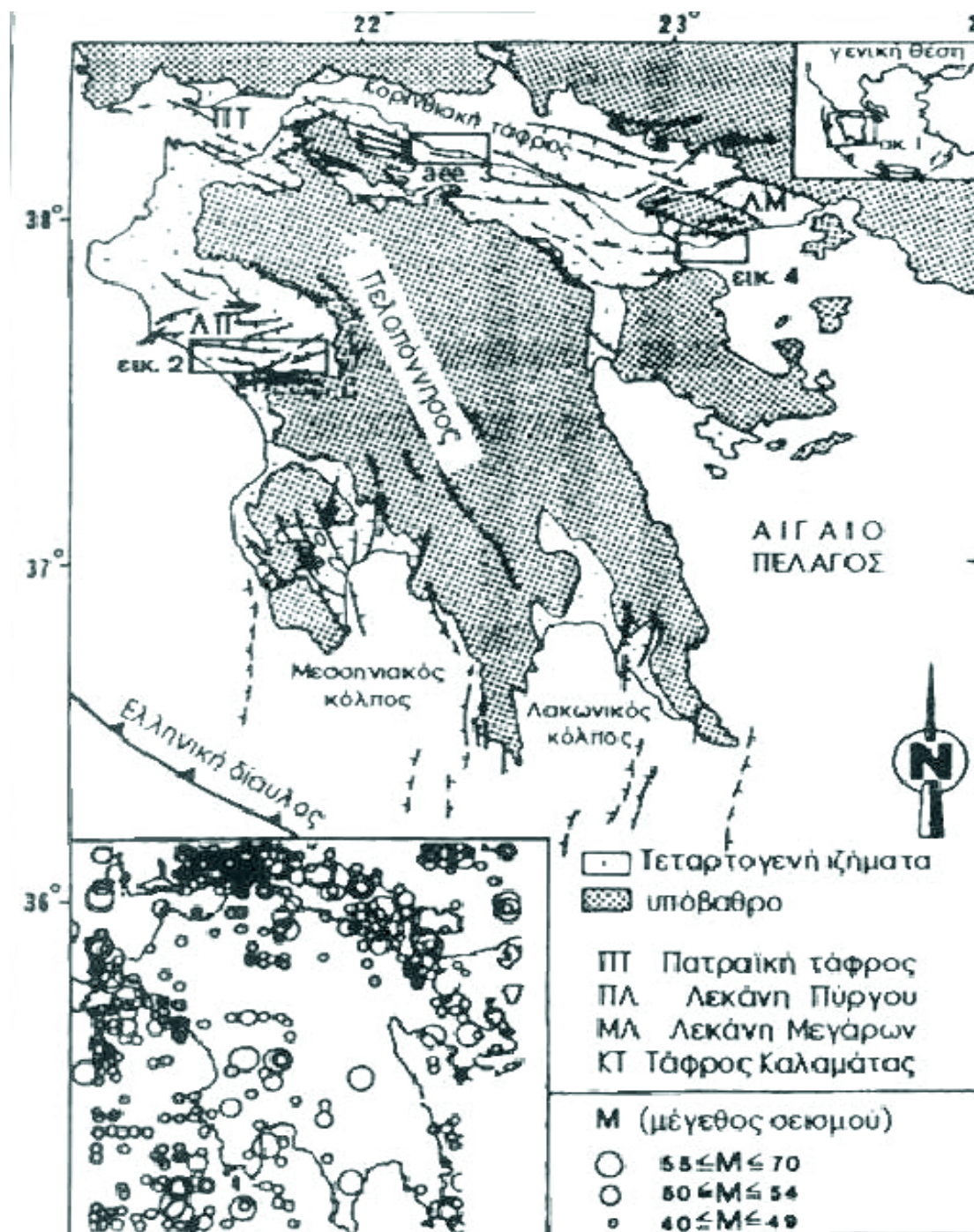
Εκτός από την παραπάνω περιοχή, παρατηρήθηκε δυτικά από αυτήν και άλλη λωρίδα χέρσου μήκους 440 m και εύρους 10-15 m, η οποία επίσης αφανίστηκε. Η συνολική καταποντισθείσα έκταση υπολογίστηκε από τη Γεωγραφική Υπηρεσία Στρατού σε 55.000 m² από το ύψος των αναβαθμίδων στην κοίτη του ποταμού υπολογίστηκε ότι παρασύρθηκαν από αυτήν υλικά όγκου 26.000 m³.

Από την βυθομέτρηση της περιοχής του ακρωτηρίου Σαλμενίκος από την Υδρογραφική Υπηρεσία Ναυτικού, διαπιστώθηκε ότι τα βάθη του πυθμένα είχαν μεταβληθεί σημαντικά.

Στην περιοχή όπου πριν από το κύμα υπήρχε η ακτή της θάλασσας το βάθος της ανέρχεται σήμερα σε 4-44 m. Οι μεταβολές που υπέστη ο πυθμένας της θάλασσας μετά την κατολίσθηση της παράκτιας λωρίδας φαίνεται καλύτερα στη τομή που παρατίθεται (Εικόνα 3.4.3). Στην τομή αυτή διαγράφεται το ρήγμα ολίσθησης (slump fracture) καθώς και ο δάκτυλος του ποδός (toe) που σχηματίστηκε από τη συσσώρευση του υλικού που κατολίσθησε σε απόσταση 2000-4000 m από την ακτή.

Στις 2 Φεβρουαρίου 1963 είχαν παρατηρηθεί στην περιοχή της Πάτρας 6-7 τοπικές δονήσεις, που είχαν εστία 10 km ανατολικά της Πάτρας. Πιστεύεται ότι οι σεισμοί αυτοί αν και ήταν πολύ μικροί (ο πιο ισχυρός είχε επικεντρική ένταση 5 και

μακροσεισμικό μέγεθος 3,8), ήταν ικανοί να θέσουν σε ερπυσμό (creep) τα χαλαρά υλικά που είχαν αποτεθεί εντός της μικρής τεκτονικής τάφρου που βρίσκεται δυτικά από το χωριό Σελιανίτικα (Εικόνα 3.4.4).



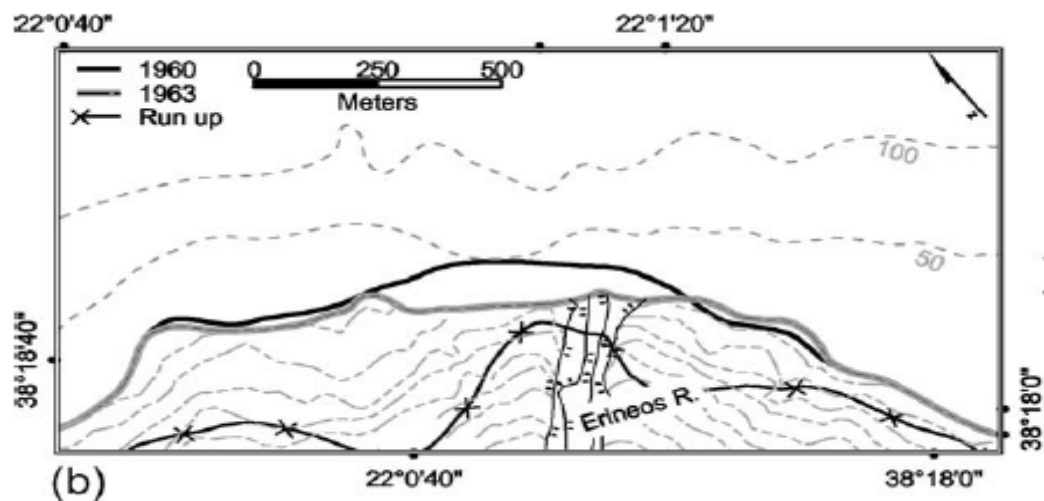
Εικόνα 3.4.4 : Τεκτονικός χάρτης της Πελοποννήσου στον οποίο φαίνονται τα κύρια ρήγματα, η γεωτεκτονική θέση της Πελοποννήσου και η κατανομή των σεισμικών επικεντρών (Koukouvelas et al. 1996).

Η τάφος έχει διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ και βαίνει σχεδόν κάθετα προς την νότια ακτή του Κορινθιακού Κόλπου. Ο ερπυσμός αυτός υποβοηθούμενος και από την επιβάρυνση νέου υλικού, που αποτίθετο στις εκβολές του Ερινέου και από την υποσκαφή ποτάμιων αποθέσεων λόγω των μεγάλων βροχοπτώσεων που συνέβησαν στην Ελλάδα το μήνα Φεβρουάριο, εξελίχθηκε 5 μέρες μετά σε κατολίσθηση στην παράκτια λωρίδα του Ερινέου ποταμού, με αποτέλεσμα την δημιουργία τοπικού θαλάσσιου κύματος.

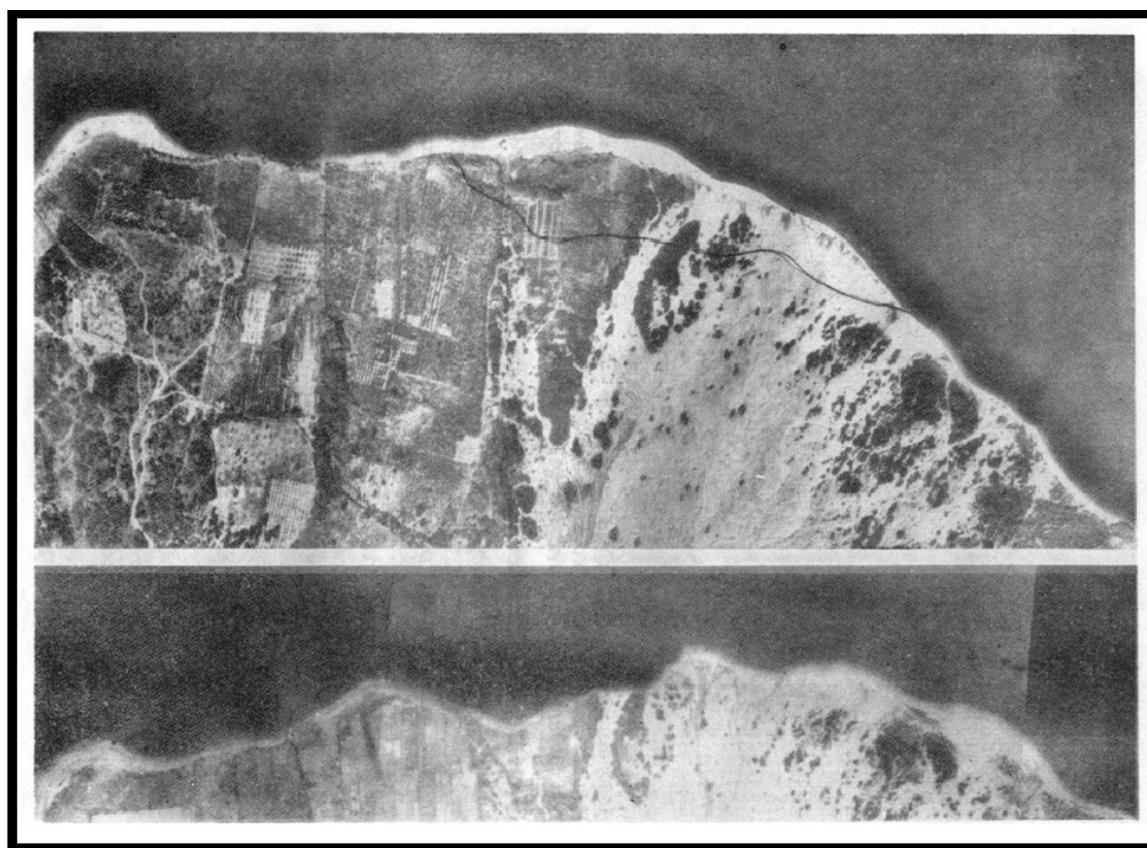
Από την παράθεση των χαρτών καιρού της 18^{ης} ώρας της 6^{ης} Φεβρουαρίου 1963 και της 6^{ης} και 18^{ης} G.M.T. της 7^{ης} Φεβρουαρίου 1963 είναι φανερό ότι το παρατηρηθέν κύμα δεν προήλθε από μετεωρολογικά δυναμικά αίτια. Το κύμα είχε μικρή έκταση και διάρκεια. Εάν είχε προκληθεί από μετεωρολογικά δυναμικά αίτια θα έπρεπε να είναι αισθητό σε όλη την έκταση του Κορινθιακού κόλπου και η κύμανση της θάλασσας θα είχε μεγαλύτερη διάρκεια.

Δύο ώρες πριν το κύμα, είχε παρατηρηθεί στο Λαμπίρι ήσυχη έξοδος των υδάτων περίπου 2 m, παρατήρηση που υποδεικνύει την έναρξη της διατάραξης των βαθύτερων στρωμάτων της θάλασσας αρκετό χρόνο πριν την εμφάνιση του κύματος.

Πρέπει να σημειωθεί ότι δεν είναι η πρώτη φορά που παρατηρήθηκαν θαλάσσια κύματα από κατολίσθηση στον Κορινθιακό κόλπο: Ανάλογα θαλάσσια κύματα είχαν σημειωθεί στην περιοχή του Αιγίου το 373 π.Χ., το 1748, το 1817 και το 1861. Ισχυρότερο από όλα φαίνεται να ήταν το κύμα που ακολούθησε το μεγάλο σεισμό που προκάλεσε τηνκαταστροφή των Βούρων και της Ελίκης το χειμώνα του 373 π.Χ. Το κύμα που ακολούθησε τον καταστρεπτικό σεισμό του Αιγίου φαίνεται ότι ήταν ανάλογου τύπου. Κατά το σεισμό αυτό τα χαλαρά υλικά που είχαν αποτεθεί μεταξύ των ποταμών Μεγανίτη και Ερασίνου αποσπάστηκαν σε έκταση 15 km² και παράκτια λωρίδα επιφάνειας 1.3 km² μεταβλήθηκε σε πυθμένα θάλασσας. Ο μηχανισμός γένεσης των κυμάτων αυτών φαίνεται να είναι ίδιος με αυτόν της 7^{ης} Φεβρουαρίου 1963, με τη διαφορά ότι αυτός λόγω της μικρής έντασης των σεισμών, δεν εκδηλώθηκε ακριβώς μετά τους σεισμούς που διέγειραν τον μηχανισμό γένεσης του, δηλαδή την ολίσθηση των παράκτιων προσχώσεων.



Εικόνα 3.4.5 : Τοπογραφικό διάγραμμα της περιοχής που δείχνει η απόσταση διείσδυσης και το ύψος του τσουνάμι (περιγράμματα κάθε 1 m), Οι αριθμοί λήφθηκαν και τροποποιήθηκαν από τον Γαλανόπουλος και συνεργάτες, 1964.



Εικόνα 3.4.6 : Απεικόνιση της οριζόντιας διείσδυσης του Τσουνάμι της 7ης Φεβρουαρίου 1963 (Galanopoulos, Delibassis & Comninakis, 1964).

Γενική Βιβλιογραφία

(Κύριες Βιβλιογραφικές Αναφορές Κειμένου)

Α. Διεθνής

Alsan, E., Tezucan, L. and Bath, M., (1975). An earthquake catalogue for Turkey for the interval 1913-1970. Common Rep. 75, Kandilli, Turkey; Obs., Seismol. Inst. Uppsala, Sweden.

Ambraseys, N.N. (1963). Seismic sea wave in the Gulf of Corinth. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 53, No. 4, p. 849.

Ambraseys, N.N. and Jackson, J., (1990). Seismicity and associated strain of central Greece between 1890 and 1988. Geophys. J. Int., 101: 663-708.

Ambraseys, N.N. and Finkel, C.F (1995). Seismicity of Turkey and adjacent areas, a historical review, 1500-1800. Publ. Muhittin Salih EREN, Istanbul, 240pp.

Ambraseys, N. & Jackson, J. A. (1997). Seismicity and strain in the Gulf of Corinth since 1694. J. Earthquake Engineering, 1, 433-474.

Andrew B. Cundy, Iain S. Stewart: Dating recent colluvial sequences with ^{210}Pb and ^{137}Cs along an active fault scarp, the Eliki Fault, Gulf of Corinth, Greece, Volume 386, Issues 3-4, 16 August 2004, Pages 147-156

Angelier, J., (1979). Neotectonique de l'Arc Egeen. Soc. Geol. Fr. Publ. 3 (These Doct. d'Etat).

Bernard P., H. Lyon-Caen, P. Briole, A. Deschamps, F. Boudin, K. Makropoulos, P. Papadimitriou, F. Lemeille, G. Patau, H. Billiris, D. Paradissis, K. Papazissi, H. Castarède, O. Charade, A. Nercessian, A. Avallone, F. Pacchiani, J. Zahradnik, S. Sacks, A. Linde (2006). Seismicity, deformation and seismic hazard in the western rift of Corinth: New insights from the Corinth Rift Laboratory (CRL), Tectonophysics 426, 7–30.

Boccaletti, M., Manetti, P. and Peccerillo, A., (1974). The Balkanides as an instance of back-arc thrust belt: possible relation with the Hellenids. Geol. Soc. Am. Bull., 85: 1077-1084.

Bulletin of the Geodynamic Institute of the National Observatory of Athens, 1956 July.

Chandrasekar N. (2005) Tsunami of 26th December 2004 : Observation on Inundation, Sedimentation and Geomorphology of Kanyakumari Coast, South India. 22th IUGG International Tsunami Symposium, Chania.

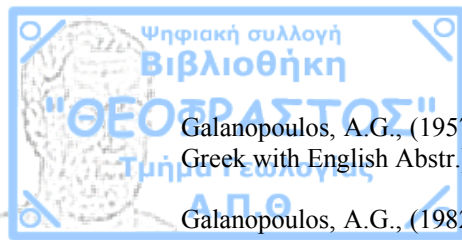
Comninakis, P.E. and Papazachos, B.C., (1986). A catalogue of earthquakes in Greece and the surrounding area for the period 1901-1985. Univ. Thessaloniki Geophys. Lab. Publ. 1.

Criticos, N. A. (1932a). Sur la seismicite de Macedoine. Ann. de l' observ. Nat. d' Athens, 12, 149-159.

D.T.M. Dominey-Howes, A.B. Cundy and I.W. Croudace (2000). High-energy marine flood deposits on Astypalaea Island, Greece: possible evidence for the AD 1956 southern Aegean tsunami, *Marine Geology* 163, pp. 303–315.

Durr, H.St., (1986). Geological map of Greece. Amorgos- Donoussa sheet (scale 1 : 50.000). IGME, Athens.

Fytrolakis, N., Papanikolaou, D. and Panagopoulos, A., (1980/1981). Stratigraphy and structure of Amorgos Island, Aegean Sea. Ann. Geol. Pays Hellen. XXX (2): 455-472.



Galanopoulos, A.G., (1957). The seismic sea wave of 9 July 1956. Prakt. Akad. Athens, 32:90-101 (in Greek with English Abstr.).

Galanopoulos, A.G., (1982). The damaging shocks and the earthquake potential of Greece. Ann. Geol. Pays Hellen., 30:648-724 (in Greek with English Abstr.).

Guidoboni, B., Comastri, A., and Traina, G., (1994). Catalogue of ancient earthquakes in the Mediterranean area up to the 10th century, Storia Geofisica Ambiente, Bologna, 504 pp.

Guidoboni, E., Comastri, A. (2005). Catalogue of ancient earthquakes and tsunamis in the Mediterranean area from the 11th to the 15th century. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.

Henriet, J. (1883). Memoire sur les tremblements de terre de l'île de Chio. Impr. E. C. Aine, Marseille, pp. 24.

Kastens, K.A. and M.B. Cita (1981). Tsunami-induced transport in the abyssal Mediterranean Sea, Geol. Soc. Amer. Bull., 92: 845-857.

Kelleher, J., (1972). Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. J. Geophys. Res., 77: 2087-2103.

Kontopoulos N., Avramidis P., (2003). A late Holocene record of environmental changes from the Aliko lagoon, Egion, North Peloponnesus, Greece, Quaternary International 111, 75-90.

Kortekaas S., Papadopoulos G.A., Ganas A. and Diakantoni A., (2003). Geological Identification of historical tsunamis in the Gulf of Corinth, Greece, Geophysical Research Abstracts, Vol. 5, 09909.

Koukouvelas, I., Stamatopoulos, L., Katsonopoulou, D., Pavlides, S. (2001). A paleoseismological and geoarchaeological investigation of the Eliko fault, Gulf of Corinth, Greece. J. Struct. Geol. 23, 531-543.

Koutitas, C. G. and Papadopoulos, G. A. (1998). Numerical simulation of the aseismically induced tsunami of 7 February 1963 in the western Corinthos bay, International Conference on Tsunamis, Paris, May 26-28, 247-254.

Levin B.W., (2005) Tsunamis : Causes, Consequences, Prediction and Response. Natural Disasters.

Main, I.A. and Burton, P.W., (1990). Moment-magnitude scaling in the Aegean area. Tectonophysics, 179: 273-285.

Makropoulos, K.C. and Burton, P.W., (1984). Greek tectonics and seismicity. Tectonophysics, 106: 275-304.

Makropoulos, K.C. Drakopoulos, J.K. and Latousakis, J.B., (1989). A revised and extended earthquake catalogue for Greece since 1900. Geophys. J. Int., 98: 391-394.

Mallet, R., (1854). Catalogue of recorded earthquakes from 1606 B.C. to A.D. 1850. Report of the Twenty Third Meeting of the *Brit. Ass. for the Advancement of Science*, 22, 1-176, 1852; 23, 118-212, 1853; 24, 1-326.

Marinatos, S. (1939). The volcanic destruction of Minoan Crete, *Antiquity*, 13: 425-439

McKenzie, D., (1972): Active tectonics of the Mediterranean Region, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 30: 109-185.

McKenzie, D., (1978). Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 55: 217-254.

Mercier, J.L., Sorel, D. and Simeakis, K., (1987). Changes in the state of stress in the overriding plate of a subduction zone: the Aegean Arc from the Pliocene to the present. *Ann. Tectonicae*, 1: 20-39.

Minoura, K., F. Imamura, U. Kuran, T. Nakamura, G.A. Papadopoulos, T. Takahashi, and A.C. Yalciner (2000), Discovery of Minoan tsunami deposits, *Geology*, 28 : 59-62.

Minoux, L., (1981). *Stratigraphie, structure et métamorphisme de l'île d'Amorgos (Cyclades, Grèce)*. Thesis Univ. Pierre and M. Curie, Paris 6.

Morelli, C., Pisani, M. and Gantar, C., (1975). Geophysical studies in the Aegean Sea and in the Eastern Mediterranean. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 18: 127-167.

Papadopoulos, G.A. (1988). Long-term accelerating foreshock activity may indicate the occurrence time of a strong shock in the Western Hellenic Arc. *Tectonophysics*, 152: 179- 192.

Papadopoulos, G.A. (1989). Cenozoic magmatism, deep tectonics, and crustal deformation in the Aegean tectonics, and crustal deformation in the Aegean area. In: C. Kissel and C. Laj (Editors), *Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation*. Kluwer, Dordrecht, pp. 95-113.

Papadopoulos, G.A. and Skafida, H., (1990). Aftershock area expansion rates, number of aftershocks and their tectonic significance. *Programme Abstr. XXII Gen. Assem. Eur. Seismol. Comm.* (Barcelona), p. 172.

Papadopoulos G. and Pavlides S., 1992. The large 1956 earthquake in the South Aegean: Macro seismic field configuration, faulting and neotectonics of Amorgos Island, *Earth Planet. Sci. Lett.* 113, 383-396.

Papadopoulos G. A.: The CEC Research Projects GITEC and GITEC-TWO - Basic conclusions and results. *Πρακτικά 5ου Πανελληνίου Συμποσίου Ωκεανογραφίας & Αλιείας*, 1997 - ΤΟΜΟΣ Ι, pp. 435-437.

Papadopoulos G., Dermentzopoulos Th. (1998). A Tsunami Risk Management Pilot Study in Heraklion, Crete. *Natural Hazards* 18 : 91-118.

Papadopoulos, G.A., (2000). A new tsunami catalogue of the Corinth Rift: 373 B.C.–A.D. In: Papadopoulos, G.A. (Ed.), *Historical Earthquakes and Tsunamis in the Corinth Rift, Central Greece*. Inst. Geodynamics, Natural Observatory, Athens, pp. 121–126.

Papadopoulos, G.A., and F. Imamura, (2001). Proposal for a new tsunami intensity scale. *Proc. Internat. Tsunami Confer.*, Seattle , 7-9 August 2001, 569-577.

Papadopoulos, G.A., Caputo R., McAdoo Br., Pavlides S., Karastathis V., Fokaefs An., Orfanogiannaki K. and Valkaniotis S., (2006). The large tsunami of 26 December 2004: Field observations and eyewitnesses accounts from Sri Lanka, Maldives Is. and Thailand, *Earth Planets Space*, 58, 233-241.

Papadopoulos G. (2003) Tsunami Hazard in the Eastern Mediterranean : Strong Earthquakes and Tsunamis in the Corinth Gulf, Central Greece. *Natural Hazards* 29 : 437-464

Papatheodorou, G., Hasiotis, T. and Ferentinos, G. (1993): Gas charged sediments in the Aegean Sea. *Marine Geology* 112: 171-184.

Papathoma M., Howes Dominey D. (2003) Tsunami Vulnerability assessment and its implications for coastal hazard analysis and disaster management planning, Gulf of Corinth, Greece. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 3 : 733-747

Papazachos, B.C. and Delibasis, N.D., (1969). Tectonic stress field and seismic faulting in the area of Greece. *Tectonophysics*, 7: 231-255.

Papazachos, B.C. and Papadopoulos, G.A., (1977). Deep tectonic and associated ore deposits in the Aegean area. *Proc. 6th Colloq. Geol. Aegean Region*, Vol. 3, pp. 1071-1080.

Pavlides, S., Koukouvelas, I., Kokkalas, S., Stamatopoulos, L., Keramydas, D., Tsodoulos, I. (2003). Late Holocene evolution of the east Eliki fault Gulf of Corinth (Central Greece). *Quaternary International* (in press).

Perissoratis, K. & Papadopoulos, G.A. (1997): Sediment instability, occurrence of large sediment slumping in the south Aegean Arc, and the case history of the 1956 tsunami. Submitted.
Perrey A., 1848. Memoire sur les tremblements de terre ressentis dans la peninsule Turco-Hellenique et en Syrie. Publ. Academie Royale de Belgique, 73pp.

Ritsema, A.R., (1974). Earthquake mechanisms of the Balkan region. R. Neth. Meteorol. Inst. Sci. Rep., 74(4): 36 pp.

Roberts, S. and Jackson, J., (1990). Active normal faulting in central Greece: An overview. Geol. Soc. London Spec. Publ., 56: 125-142.

S. Tinti, P. Bernard, L. Bressan, A. Armigliato, S. Gallazzi, G. Pagnoni, R. Tonini and F. Zaniboni (2007). Spectral analysis of tide-gauge records in the Gulf of Corinth, Greece, and implications for tsunami detection, Geophysical Research Abstracts, Vol. 9, 02301.

Scholz, C.H., (1990). The Mechanics of Earthquakes and Faulting. Cambridge Univ. Press, New York.

Shebalin, N.V., (1974). Atlas of Iseismal Maps. Part III of the Catalogue of Earthquakes of the Balkan Region. UNESCO, Skopje.

Shirokova, E.I., (1972). Stress pattern and probable motion in the earthquake loci of the Asia-Mediterranean seismic belt. In: L.M. Balakina et al. (Editors), Elastic Strain Field of the Earth and Mechanisms of Earthquake Sources, Nauka, Moscow.

Sieberg A.. (1932a). Erdbebengeographie. Handbuch der Geophysik, Berlin, 4, 687-1005.

Soloviev S.L. (1989). Tsunamigenic Zones in the Mediterranean Sea. Natural Hazards 3: 183-202.

Soloviev, S.L., Solovieva, O.N., Go, C.N., Kim, K.S., Shchetnikov, N.A., (2000). Tsunamis in the Mediterranean Sea—2000 B.C.–2000 A.D. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 237 pp.

Soter, S. (1999). Macroscopic seismic precursors and submarine pockmarks in the Corinth-Patras Rift, Greece. *Tectonophysics* 308, 275-290.

Sotter, S. & Katsonopoulou, D. (1998). The search for ancient Helike, 1988-1995: geological, sonar and bore hole studies. Ancient Helike and Aigialeia: Proceedings of the Second International Conference, Aegion, December 1995. 69-116

Soter, S. and D. Katsonopoulou (1999). Occupation horizons found in the search for the ancient Greek city of Helike. *Geoarchaeology* 14, 531-563.

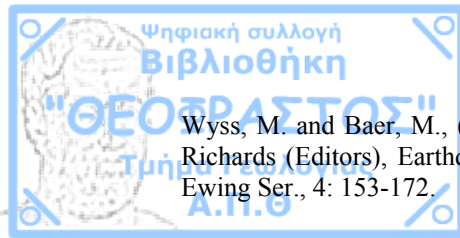
Stathis C. Stiros, Lila Marangou, Maurice Arnold, (1994): Quaternary uplift and tilting of Amorgos Island (southern Aegean) and the 1956 earthquake, *Earth and Planetary Science Letters* 128, 65-76.

Stefatos A., Charalambakis M., Papatheodorou G., Ghionis G., Ferentinos G. (2005). Potential Tsunami Hazard from Submarine Landslides in the Corinth Gulf, Greece. 22th IUGG International Tsunami Symposium, Chania.

Stefatos A., Charalambakis M., Papatheodorou G., Ferentinos G., (2006). Tnamigenic sources in an active European half-graben (Gulf of Corinth, Central Greece), *Marine Geology* 232, pp. 35- 47.

Tinti, S. and Maramai, A., (1996). Catalogue of tsunamis generated in Italy and in Cote d'Azur, France: a step towards a unified catalogue of tsunamis in Europe, *Ann. di Geofisica* 39, 1253–1299.

Voidomatis, Ph.S., Pavlides, S.B. and Papadopoulos, G.A., (1990). Active deformation and seismic potential in the Serbo-Macedonian zone, northern Greece. *Tectonophysics*, 179: 1-9.



Wyss, M. and Baer, M., (1981). Earthquake hazard in the Hellenic Arc. In: D.W. Simpson and P.G. Richards (Editors), Earthquake Prediction: An International Review. Ann. Geophys. Union. Maurice Ewing Ser., 4: 153-172.

Β. Βιβλιογραφία στην Ελληνική γλώσσα

Αντωνιάδης Ε. Μ., (1907). Έκφρασις της Αγίας Σοφίας. Τομ. Α. Βιβλιοθήκη Μαρασλή, Αθήνα, 19-237.

Γαλανόπουλος, Α.Γ., Δελήμπασης, Ν.Δ., Κομνηνάκης, Π.Ε., 1964. Θαλάσσιο κύμα εκ κατολισθήσεως ανευ σεισμικής διέγερσης, Ann. Geol. Pays. Hellen., 16, 93-110.

Ευαγγελάτου-Νοταρά, Φλ. (1993). Σεισμοί στο Βυζάντιο από τον 13^ο μέχρι τον 15^ο αιώνα, ιστορική εξέταση. Παρουσία, Παράρτημα αρ. 24, 184 σελ.

Ζολώτας, Ι. Γ., (1921). Ιστορία της Χίου. Τυπογρ. Σακελαρίου Π.Δ., εν Αθήναις, Τόμος Α'.

Κατσωνοπούλου Ν. (1995) Αρχαιολογία & Τέχνες 54. Δρ Αρχαιολόγος. 35-40 σελ.

Κατσωνοπούλου Ν., Soter St., (1998). Αρχαιολογία & Τέχνες 66. Δρ Αρχαιολόγος, Δρ Φυσικών Επιστημών. 41-45 σελ.

Κουκουβέλας, Ι., 1998. Ζώνες μεταβίβασης σε ενεργά κανονικά ρήγματα της Πελοποννήσου, Ελλάδα. Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXI/I, 221-229.

Κωνσταντινίδης, Γ. Α., 1939. Τα εν τω Πηλίο Χριστιανικά Μνημεία (Μονής Ταξιαρχών της Ζαγοράς). Εκκλησιαστικός Φάρος, Αλεξάνδρεια.

Μουγιάρης, Ν. Κ., 1994. Σεισμική ιστορία της Αιγαίας χώρας. Διδακτορική Διατριβή, Παν.Πατρών, 452 σελ.

Παγανέλης Σ. Κ., 1882. Οι σεισμοί της Χίου. Οδοιπορικές σημειώσεις, Αθήνα.

Παπαζάχος Β. & Παπαζάχου Κ. (1989/2003) Οι Σεισμοί της Ελλάδος. Εκδόσεις Ζήτη Θεσσαλονίκη. 168-169 σελ.

Παυλίδης Σπ. (2003). Γεωλογία των σεισμών. Καθηγητής Νεοτεκτονικής– Παλαιοσεισμολογίας Τμ. Γεωλογίας Α.Π.Θ. Εκδόσεις University Studio Press. 59-62 σελ.

Παυλίδης, Σ., Κουκουβέλας, Ι, Σταματόπουλος, Λ., Αγραφιώτης, Δ., Αλεξανδρής, Γ. Α., Ζυγούρη, Β., Σμπόρας, Σ. (2001). Παλαιοσεισμολογική μελέτη του ανατολικού κλάδου του ρήγματος της Ελίκης (Κορινθιακός). *Bulletin Of the Geological Society Of Greece, September 2001, Vol. XXXIV/I*, 199-205.

Σπυρόπουλος Π. Ι., (1997). Χρονικό των σεισμών της Ελλάδος: από την αρχαιότητα μέχρι σήμερα.

Χρηστομάνος, Α., (1899). Ο σεισμός της 28 Ιανουαρίου (9 Φεβρουαρίου) 1893, Αθήναι, 45 σελ.

Χρηστομάνος, Κ., 1870. Οι εν Παρνασσίδι σεισμοί. Αιών, 2389, Αθήναι.

Γ. Internet Sites

<http://www.afh.com> (εικόνα στο εξώφυλλο)

<http://library.thinkquest.org>

<http://www.physics4u.gr>

<http://www.soest.hawaii.edu/tsunami/tsugen.htm>

<http://www.ew.gov.nz>

<http://www.gein.noa.gr/services/tsunami.htm>

<http://www.ngdc.noaa.gov/seg/hazard/tsuintro.shtml>

<http://www.andaman.org>

<http://outdoors.webshots.com/album/914925>

<http://www.koeri.boun.edu.tr/earthqk/earthquake.htm>

Πίνακας : Φιλόσοφοι, ιστορικοί, χρονικογράφοι, συγγραφείς κ.λ.π. που εξέφρασαν απόψεις για τα αίτια γένεσης των σεισμών ή περιέγραψαν μακροσεισμικά αποτελέσματα σεισμών στην Ελλάδα κατά χρονολογική σειρά.

Θουκυδίδης (460-396 π.Χ.)
Πολύβιος (200-118 π.Χ.)
Στράβων (66 π.Χ.-23 μ.Χ.)
Διόδωρος ο Σικελιώτης (c. 50 π.Χ.)
Φιλόστρατος (175-249 μ.Χ.)
Πανσανίας (c. 150 μ.Χ.)
Αππιανός (c. 150 μ.Χ.)
Ευσέβιος Καισαρείας (263 - 339 μ.Χ.)
Σωκράτης ο Σχολαστικός (380 - 450 μ.Χ.)
Προκόπιος (-565 μ.Χ.)
Ιωάννης Μαλάλας (491-578 μ.Χ.)
Αγαθίας ο Σχολαστικός (c. 536 - 582)
Ευάγριος ο Σχολαστικός (536- c.600 μ.Χ.)
Ιωάννης Νικίου (c. 650 μ.Χ.)
Θεοφάνης ο Ομολογητής (760 - 818 μ.Χ.)
Λέων ο Διάκονος (950 – 993 μ.Χ.)
Μέγας Χρονογράφος(c. 1050 μ.Χ.)
Γεώργιος Κεδρηνός (11ος αι. - αρχές 12ου αι.)
Μιχαήλ Γλυκάς (c. 1204 μ.Χ.)
Γεώργιος Παχυμέρης (1242 – c. 1310 μ.Χ.)
Νικηφόρος Γρηγοράς (1295 - 1360 μ.Χ.)