

ΧΑΡΟΚΟΠΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ
Τμήμα Γεωγραφίας

**ΤΑ ΚΥΜΑΤΑ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ (ΤΣΟΥΝΑΜΙ) ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ
ΜΕΛΕΤΗ ΠΕΡΙΠΤΩΣΗΣ: Ο ΝΟΤΙΟΣ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΣ
ΚΟΛΠΟΣ**

Πτυχιακή Εργασία των:
Βούλγαρη Γεράσιμου
Μπατζάκη Δημήτρη Βασίλη

Αθήνα, Σεπτέμβριος 2006

ΧΑΡΟΚΟΠΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ

Τμήμα Γεωγραφίας

**ΤΑ ΚΥΜΑΤΑ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ (ΤΣΟΥΝΑΜΙ) ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ
ΜΕΛΕΤΗ ΠΕΡΙΠΤΩΣΗΣ: Ο ΝΟΤΙΟΣ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΣ ΚΟΛΠΟΣ**

Πτυχιακή Εργασία των:

Βούλγαρη Γεράσιμου

Μπατζάκη Δημήτρη Βασίλη

Τριμελής Εξεταστική Επιτροπή:

Παυλόπουλος Κοσμάς

Παρχαρίδης Ισαάκ

Χαλκιάς Χρίστος

Αθήνα, Σεπτέμβριος 2006

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ	VII
ΠΕΡΙΛΗΨΗ	VIII
ABSTRACT.....	X
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	1
2. ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΤΣΟΥΝΑΜΙ	4
2.1. Εισαγωγή.....	4
2.2. Η Θεωρία των τσουνάμι	7
2.3. Η σχέση των τσουνάμι με τα στάσιμα κύματα (standing waves)	11
2.4. Συντονισμός (resonance)	12
2.5. Υψόμετρο διείσδυσης των πλημμυρικών ροών (run-up heights).....	13
2.6. Διείσδυση στην ενδοχώρα (inland penetration)	16
2.7. Η ταχύτητα των ροών διείσδυσης.....	17
3. ΑΠΟΘΕΣΕΙΣ ΤΣΟΥΝΑΜΙ	18
3.1. Εισαγωγή.....	18
3.2. Αναμόχλευση των ιζημάτων και ροές απόσυρσης (sedimentation reworking and backwash flow).....	19
3.3. Αποθέσεις τσουνάμι και εκτίμηση του υψομέτρου διείσδυσης των πλημμυρικών ροών	20
3.4. Αποθέσεις ογκολίθων (boulder deposits).....	21
3.5. Αποθέσεις τσουνάμι μικροπανίδα (foraminifera) και θαλάσσια διάτομα (marine diatoms).....	23
4. ΟΙ ΑΙΤΙΕΣ ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑΣ ΤΣΟΥΝΑΜΙ	24
4.1 Σεισμική δραστηριότητα.....	24
4.2. Κατολισθήσεις	27
4.3. Ηφαιστειακή δραστηριότητα	29
4.4 Σύγκρουση με κομήτες ή μετεωρίτες	31

5. ΤΑ ΤΣΟΥΝΑΜΙ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ	33
5.1 Εισαγωγή	33
5.2. Το τσουνάμι του 17 ^{ου} αιώνα π.Χ. από την έκρηξη του ηφαιστείου στη νήσο Θήρα..36	
5.3. Το τσουνάμι που σχετίζεται με το σεισμό του 365 μ.Χ. στην Κρήτη	38
5.4. Το τσουνάμι του 1956 στο Αιγαίο πέλαγος	40
6. ΜΕΛΕΤΗ ΠΕΡΙΠΤΩΣΗΣ: ΜΕΛΕΤΗ ΠΑΛΑΙΟΤΣΟΥΝΑΜΙ ΣΤΟΝ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟ ΚΟΛΠΟ, ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΑΚΟΛΗΣ ΚΑΙ ΑΛΙΚΗΣ.....	46
6.1. Εισαγωγή.....	46
6.2. Σκοπός.....	49
6.3. Μεθοδολογία.....	50
6.4. Αποτελέσματα.....	52
6.5. Συμπεράσματα	58
7. ΕΠΙΛΟΓΟΣ , ΣΥΖΗΤΗΣΗ, ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	60
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ	64
A. Στρωματογραφία και βάθη δειγμάτων των γεωτρήσεων	65
B. Αποτελέσματα Μικροπαλαιοντολογικής Ανάλυσης	81
Γ. Χάρτες επικινδυνότητας της μεθόδου Papathoma.....	88
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ - ΑΝΑΦΟΡΕΣ	90

ΕΥΡΕΤΗΡΙΟ ΠΙΝΑΚΩΝ

Πίνακας 1. Τα πιο θανατηφόρα τσουνάμι στον κόσμο.....	2
Πίνακας 2. Συγκριτικός πίνακας της εξασθένησης των κυμάτων τσουνάμι και των ανεμογενών κυμάτων όταν διέρχονται την υφαλοκρηπίδα επί τοις εκατό	11
Πίνακας 3. Κατάλογος γεγονότων τσουνάμι στον Κορινθιακό Κόλπο	48
Πίνακας 4. Αποτελέσματα Μικροπαλαιοντολογικής Ανάλυσης	81

ΕΥΡΕΤΗΡΙΟ ΕΙΚΟΝΩΝ

Εικόνα 1. Τα χαρακτηριστικά της ταλάντωσης των θαλάσσιων κυμάτων.	5
Εικόνα 2. Οι ιδανική μορφή των κυματομορφών του τσουνάμι κατά τα διάφορα στάδια της διάδοσης του από την ανοικτή θάλασσα προς την υφαλοκρηπίδα και την ακτή.	6
Εικόνα 3. Η διάθλαση της κορυφής του τσουνάμι καθώς πλησιάζει την ακτή. Ο λόγος των αποστάσεων b_i/b_0 προσδιορίζει τον βαθμό διάθλασης του κύματος.	8
Εικόνα 4. Το τηλεσεισμικό τσουνάμι που δημιουργήθηκε μετά το σεισμό της 22 ^{ας} Μαΐου. Το κύμα διήνυσε τον Ειρηνικό ωκεανό και σε 24 ώρες έπληξε τις ανατολικές ακτές της Ιαπωνίας και των Φιλιππίνων.	9
Εικόνα 5. Κάθετη τομή που παρουσιάζει την ερμηνεία του υψομέτρου διείσδυσης των πλημμυρικών ροών του τσουνάμι.	14
Εικόνα 6. Τα ανάστροφα ρήγματα στις ζώνες υποβύθισης είναι αυτά που συνήθως δημιουργούν μεγάλα σε ένταση τσουνάμι. Στο σχήμα παρουσιάζεται ο τρόπος με τον οποίο αυτά τα ρήγμα παράγουν τσουνάμι. .	25
Εικόνα 7. Η κατεύθυνση που μεταδίδονται τα κύματα τσουνάμι που δημιουργούνται από κατολισθήσεις είναι παράλληλη στη διεύθυνση ολίσθησης που τα προκαλεί. Στη γραφική αναπαράσταση περιγράφονται οι παράμετροι γέννησης τσουνάμι από υποθαλάσσια κατολίσθηση.	28
Εικόνα 8. Χάρτης στον οποίο παρουσιάζονται οι υποθαλάσσιες κατολισθήσεις που έχει πιστοποιηθεί πως έχουν συμβεί καθώς και οι περιοχές με υποθαλάσσια τοπογραφία που τις καθιστά επιρρεπείς στις κατολισθήσεις. .	29

Εικόνα 9. Ισοχρονικές καμπύλες διάδοσης του τσουνάμι που προκλήθηκε κατά την έκρηξη του ηφαιστείου της Θήρας στην ανατολική Μεσόγειο κατά την Ύστερη Εποχή του Χαλκού.....	37
Εικόνα 10. Η στρωματογραφία των αποθέσεων στην περιοχή Λιβάδια. Το δεύτερο στρώμα, που αποτελείται από αποστρογγυλωμένα κλαστικά ιζήματα, πιστεύεται ότι είναι αποθέσεις του τσουνάμι του 1956.	42
Εικόνα 11. Στον Χάρτη παρουσιάζονται οι περιοχές όπου έγιναν οι δειγματοληπτικές γεωτρήσεις στις περιοχές της Άκολης και της Αλυκής.....	51
Εικόνα 12. Στρωματογραφικές κολώνες των θέσεων στην Άκολη όπου έγιναν οι δειγματοληπτικές γεωτρήσεις.....	55
Εικόνα 13. Στρωματογραφικές κολώνες των θέσεων στην Αλυκή όπου έγιναν οι δειγματοληπτικές γεωτρήσεις.....	57
Εικόνα 14. Φωτογραφία με τη θέση απότομης μετάβασης στη στρωματογραφία από την περιοχή της Άκολης. Στα βάθη 0.55-0.65 μέτρων από την μικροπαλαιοντολογική ανάλυση εντοπίστηκε θαλάσσια μικροπανίδα	59
Εικόνα 15 Φωτογραφία με τη θέση απότομης μετάβασης στη στρωματογραφία από την περιοχή της Άκολης. Στα βάθη 0.71-0.78 μέτρων από την μικροπαλαιοντολογική ανάλυση εντοπίστηκε θαλάσσια μικροπανίδα.	60
Εικόνα 16. Χάρτης τρωτότητας των κτιρίων στην περιοχή της Άκολης.....	88
Εικόνα 17. Χάρτης ανθρώπινης τρωτότητας για την περιοχή της Άκολης.	88
Εικόνα 18. Χάρτης χωρικής συγκέντρωσης του πληθυσμού κατά την διάρκεια της ημέρας την καλοκαιρινή περίοδο.....	89
Εικόνα 19. . Χάρτης κατανομής των κτιρίων που βρίσκονται σε απόσταση άνω των 50 μέτρων από το οδικό δίκτυο.....	89

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η εργασία αυτή έχει ως σκοπό τη μελέτη των τσουνάμι και μας ανατέθηκε από τον Επίκουρο Καθηγητή του τμήματος Γεωγραφίας του Χαροκόπειου Πανεπιστημίου κ. Κοσμά Παυλόπουλο, τον Οκτώβριο του 2005.

Πρώτα από όλα, θέλουμε να ευχαριστήσουμε τον κ. Κοσμά Παυλόπουλο που με δική του προτροπή, μας έδωσε την ευκαιρία να συμμετάσχουμε στο ερευνητικό πρόγραμμα «3HAZ». Επίσης, θέλουμε να τον ευχαριστήσουμε για την πολύτιμη υποστήριξή του σε όλη τη διάρκεια της εκπόνησης της πτυχιακής εργασίας.

Οφείλουμε ακόμα να ευχαριστήσουμε την ερευνήτρια του τομέα Γεωδυναμικής του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, κ. Μαρία Ζιαζιά, που με τις συμβουλές της και την παροχή συγγραμμάτων από την προσωπική της βιβλιοθήκη μας βοήθησε στη σύνταξη της εργασίας. Επίσης, τον κ. Δημήτρη Βανδαράκη, απόφοιτο του τμήματος Γεωγραφίας, για τη σημαντική του βοήθεια κατά τη διάρκεια των εργαστηριακών αναλύσεων. Πολλές ευχαριστίες επιπλέον, θέλουμε να εκφράσουμε στις οικογένειες μας για την υπομονή και τη συμπαράσταση που κατέδειξαν καθ' όλη τη διάρκεια της ενασχόλησής μας με την πτυχιακή εργασία.

Τέλος, ευχαριστούμε θερμά όλους τους διδάσκοντες και το προσωπικό του πανεπιστημίου για τις γνώσεις και το επιστημονικό πνεύμα που μας μετέδωσαν και που συνετέλεσαν στην αρμονική φοίτηση μας.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η μελέτη της φύσης και των χαρακτηριστικών των κυμάτων βαρύτητας (τσουνάμι) επιτρέπει την καλύτερη κατανόηση της σημασίας τους ως φυσικά φαινόμενα καθώς και των επιπτώσεων που μπορούν να προκαλέσουν στην ολοένα αυξανόμενη σε πληθυσμό παράκτια ζώνη. Η παρούσα μελέτη στοχεύει στο να προσεγγίσει, κατά το δυνατόν, τις πτυχές του φαινομένου.

Στα πλαίσια αυτού του προβληματισμού καθώς και της επιστημονικής προσέγγισης σε ένα επιστημονικό πεδίο με πρωτότυπες μεθόδους ανάλυσης, μας ανατέθηκε από τον Επίκουρο Καθηγητή Κοσμά Παυλόπουλο, στα πλαίσια της πτυχιακής μας εργασίας για την ολοκλήρωση των προπτυχιακών σπουδών στο τμήμα Γεωγραφίας, του Χαροκόπειου Πανεπιστημίου. Το θέμα που μας ανατέθηκε είναι, «Τα κύματα βαρύτητας (τσουνάμι) στην Ελλάδα. Μελέτη περίπτωσης ο νότιος Κορινθιακός Κόλπος». Τμήμα αυτής της εργασίας και των πρωτότυπων ερευνητικών αποτελεσμάτων αποτελεί και μέρος του ευρωπαϊκού προγράμματος 3HAZ όπου και συμμετέχει το Τμήμα Γεωγραφίας του Χαροκοπέιου Πανεπιστημίου μαζί με το INGV (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia).

Τα αποτελέσματα που παρουσιάζονται στην πτυχιακή εργασία αποτελούν μέρος ενός συνόλου ερευνητικών εργασιών μιας ευρύτερης ερευνητικής ομάδας και κατά συνέπεια είναι πρωτότυπα και μη δημοσιεύσιμα μέχρι την ολοκλήρωση και παρουσίαση αυτού του προγράμματος.

Η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε αφορά τη συλλογή ελληνικής και διεθνούς βιβλιογραφίας που αφορά τα κύματα βαρύτητας ως φαινόμενο και ως μελέτες περίπτωσης. Μέσα από την ανάλυση της φύσης των τσουνάμι έγινε προσπάθεια να γίνει κατανοητό πως μπορούν να εντοπιστούν οι αποθέσεις αυτών στη στρωματογραφία της παράκτιας ζώνης. Η μελέτη περίπτωσης αφορά την αναζήτηση στοιχείων στη στρωματογραφία των περιοχών Άκολης και Αλυκής στο νότιο Κορινθιακό κόλπο, ώστε να διαπιστωθεί αν οι περιοχές αυτές έχουν πληγεί από τσουνάμι τους τελευταίους αιώνες και να συνδεθούν, αν αυτό είναι δυνατόν, με σεισμικά και κατολισθητικά φαινόμενα.

Τα αποτελέσματα της εργασίας δείχνουν ότι υπάρχουν σοβαρές ενδείξεις ότι η περιοχή της Άκολης (Άβυθος) έχει πληγεί τουλάχιστον από ένα τσουνάμι τον τελευταίο αιώνα , όπως προκύπτει από τις εργαστηριακές αναλύσεις δειγμάτων από την περιοχή. Τέλος στην συζήτηση που ακολουθεί γίνεται προσπάθεια να προταθούν ορισμένοι μηχανισμοί για την εκτίμηση της τρωτότητας και την τυποποίηση της μεθοδολογίας της έρευνας πεδίου μετά την εμφάνιση ενός τσουνάμι.

ABSTRACT

The study of the nature and characteristics of the tsunami waves allows better understanding of their significance as natural phenomena as well as their impact on the constantly increasing populations in littoral zones. This study aspires to approach, in feasible terms, the aspects of the phenomenon.

Within the context of scientific approach as well as innovative analysis methods, the pre-graduate thesis with subject “Tsunami Waves in Greece. Case Study: The Southern Corinth Gulf” was assigned to us by the Assistant Professor in the Department of Geography of Harokopeio University, Mr. Kosmas Pavlopoulos. Part of this study belongs to the European project “3HAZ”, as the Harokopeio University and the INGV (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia) are main partners.

The results stated in this thesis are part of a wider range of work done by a broad research team. Therefore, these results are original and are bound not to be published until the completion of the project.

The methodology followed in the study involved the gathering of Greek and International references on the subject of tsunami waves both as phenomena as well as case studies. The analysis of the nature of the tsunami waves is an attempt for better understanding of the ways that tsunami deposits can be pinpointed within the littoral zone. The case study involves the search of indications in the stratigraphy of the Aliko and Akoli areas of the southern Corinth Gulf. This was pursued in order to clarify whereas these locations have been affected by tsunamis in the last century, and if possible to correlate these events with seismic and marine land sliding activity.

The results of this study suggest that the Akoli area has been affected by at least one tsunami during the last century, a result backed by the laboratory analysis of core samples from the area. Ending up, the final discussion attempts to propose certain mechanisms of estimating the tsunami vulnerability of areas, plus a standard methodology of post-tsunami field research.

1. Εισαγωγή

Τα κύματα βαρύτητας είναι μια ακολουθία θαλάσσιων κυμάτων (train waves), που δημιουργούνται στο σώμα του νερού, εξαιτίας μιας σφοδρής διαταραχής, που προκαλεί την κατακόρυφη μετατόπιση της υπερκείμενης στήλης του νερού.

Από το 1963 για τα κύματα βαρύτητας υιοθετήθηκε, και χρησιμοποιείται έκτοτε, στη διεθνή βιβλιογραφία και ορολογία ο όρος τσουνάμι (tsunami). Η λέξη τσουνάμι είναι μια ιαπωνική - σύνθετη λέξη, η μετάφραση της οποίας αποδίδεται ως «κύμα στο λιμάνι». Στο παρελθόν, τα κύματα βαρύτητας αποκαλούνταν είτε «παλιρροϊκά κύματα» από την κοινή γνώμη είτε «σεισμικά θαλάσσια κύματα» από την επιστημονική κοινότητα. Η χρήση και των δύο παραπάνω όρων θεωρείται εσφαλμένη καθώς τα παλιρροϊκά κύματα είναι αποτέλεσμα κυρίως των βαρυτικών επιδράσεων της σελήνης του ήλιου και των πλανητών. Όμως τα τσουνάμι, αν και τα χαρακτηριστικά τους επηρεάζονται από το ύψος της παλίρροιας όταν πλήττουν μια παράκτια περιοχή, η δημιουργία τους δε σχετίζεται καθόλου με τα αίτια που προκαλούν τις παλίρροιας. Όσον αφορά στον όρο σεισμικά θαλάσσια κύματα, ο προσδιορισμός «σεισμικά» αποδίδει τον μηχανισμό γένεσης των τσουνάμι αποκλειστικά στους σεισμούς. Όμως, όπως έχει αποδειχθεί, μη σεισμικά γεγονότα όπως μεγάλης έκτασης υποθαλάσσιες κατολισθήσεις, ηφαιστειακές εκρήξεις ακόμα και πτώση μετεωριτών είναι δυνατόν να προκαλέσουν τσουνάμι. Σίγουρα και ο όρος τσουνάμι δεν ανταποκρίνεται πλήρως στα κύματα βαρύτητας καθώς αυτά δεν πλήττουν μόνο λιμάνια αλλά κάθε είδους παράκτιες ζώνες. Όμως με τον όρο αυτό υποδεικνύεται η σημασία των επιπτώσεων ενός τσουνάμι στις ανθρώπινες δραστηριότητες στην παράκτια ζώνη, χωρίς φυσικά να υποσκελίζεται η σημασία της οικολογικής επιβάρυνσης.

Αν και η εμφάνιση των τσουνάμι είναι αρκετά σπάνια, οι επιπτώσεις αυτών όταν συμβαίνουν είναι εξαιρετικά σημαντικές. Όταν προσκρούσουν στις ακτές μπορούν να δημιουργήσουν σημαντικά προβλήματα στις ανθρώπινες δραστηριότητες, σε εγκαταστάσεις, δίκτυα, υποδομές και να προκαλέσουν καταστροφές στα παράκτια οικοσυστήματα.

Τα τσουνάμι εμφανίζονται με μεγαλύτερη συχνότητα στο Βόρειο Ατλαντικό Ωκεανό πλήττοντας κυρίως την Αλάσκα και την Ιαπωνία καθώς και στις δυτικές ακτές τις Βόρειας Αμερικής πλήττοντας κυρίως τις ακτές της Χιλής.

Πίνακας 1. Τα πιο θανατηφόρα τσουνάμι στον κόσμο		
Θάνατοι	Περιοχή	Έτος
228,000-310,000	Indian Ocean earthquake with tsunami, (Indonesia, India, Sri Lanka, Thailand, Somalia, Myanmar, and other countries)	2004
100,000	1755 Lisbon earthquake, tsunami, earthquake and fire	1755
70,000	Messina, Italy, earthquake and tsunami	1908
40,000	South China Sea, 1782, including deaths in Taiwan	1782
36,000	Krakatoa volcano explosion	1883
30,000	Tokaido-Nankaido, Japan	1707
27,000	Japan	1826
25,674	Chile	1868
22,070	Sanriku, Japan	1896
15,030	caused by Mount Unzen, outhwest Kyushu, Japan,	1792
13,486	Ryukyu Trench	1771
5,233	Tokaido-Kashima, Japan	1703
5,000	Nankaido, Japan	1605
5,000	Moro Gulf, Philippines	1976
4,000	Borneo, Indonesia	1952
3,000	Papua New Guinea	1998
3,008	Sanriku, Japan	1993
2,000	Great Chilean Earthquake, deaths in Chile, U.S. (Hawaii), Philippines and Japan	1960
2,000	Bristol Channel floods, possible tsunami, United Kingdom	1607
165	Aleutian Island earthquake, deaths in Hawaii and Alaska, U.S.	1946
122	Good Friday Earthquake, Alaska and Hawaii, U.	1964
27 or 51	Placentia Bay, Newfoundland, Canada	1929
23	Nice, France	1979
Πηγή: http://en.wikipedia.org/wiki/List_of_natural_disasters_by_death_toll#Tsunami		

Ένα τσουνάμι μπορεί να δημιουργηθεί από οποιαδήποτε αιτία η οποία είναι ικανή να διαταράξει με σφοδρότητα και να προσδώσει υψηλή ενέργεια στις υδάτινες μάζες. Η πιο συνηθισμένη αιτία είναι οι υποθαλάσσιοι σεισμοί που ξεπερνούν τις 6,5 μονάδες της κλίμακας Richter (Bryant, 2001). Όμως είναι δυνατό σεισμοί μικρότερης έντασης να προκαλέσουν υποθαλάσσιες κατολισθήσεις ικανές να δημιουργήσουν τσουνάμι.

Όπως αναφέρθηκε, ένα τσουνάμι σχηματίζεται όταν ο θαλάσσιος πυθμένας αιφνίδια παραμορφωθεί μετατοπίζοντας με κατακόρυφες κινήσεις το νερό. Τέτοιες ισχυρές ενεργειακά κινήσεις στη λιθόσφαιρα, συμβαίνουν εκεί όπου εμφανίζονται όρια πλακών, και προκαλούνται τσουνάμι εκεί όπου οι ωκεάνιες πλάκες υποβυθίζονται κάτω από τις ηπειρωτικές (subduction process) (Scripps Institution of Oceanography, 2006).

Σε σχέση με ότι πιστεύονταν νωρίτερα, το 1950 διαπιστώθηκε πως και τα μεγάλα τσουνάμι μπορούν να δημιουργηθούν από υποθαλάσσιες κατολισθήσεις, από την έκρηξη καθώς και από την κατάρρευση της δομής των ηφαιστείων (Jiang and LeBlond, 1994). Αυτά τα φαινόμενα μετατοπίζουν μεγάλο όγκο υδάτων καθώς η δυναμική ενέργεια από τα καταρρέοντα υλικά μεταφέρεται στις μάζες των υδάτων. Τα τσουνάμι που παράγονται από αυτούς του μηχανισμούς, σε αντίθεση με αυτά που συμβαίνουν σε μεγάλες θάλασσες και ωκεανούς, εξασθενούν γρήγορα και σπάνια επηρεάζουν ακτογραμμές που βρίσκονται σε σχετικά μεγάλες αποστάσεις από την πηγή δημιουργία τους.

Ένα τσουνάμι μπορεί να γίνει αντιληπτό σαν μια επιτιθέμενη παλίρροια η οποία με μεγάλες ταχύτητες διεισδύει στην ενδοχώρα. Οι μεγαλύτερες καταστροφές προκαλούνται από την μάζα του νερού που ακολουθεί το πρώτο κυματικό μέτωπο. Το βάρος του νερού είναι αρκετό για να καταστρέψει εμπόδια που βρίσκονται στο δρόμο του, να κατεδαφίσει κτίρια ακόμα και να μετακινήσει μεγάλους ογκόλιθους και να διαβρώσει το μητρικό πέτρωμα, αφού πρώτα παρασύρει το έδαφος (Bryant, 2001).

Τα τσουνάμι συμπεριφέρονται πολύ διαφορετικά από τα τυπικά ανεμογενή κύματα. Είναι φαινόμενα τα οποία επιδρούν με τον βυθό των ωκεανών ακόμα και σε πολύ μεγάλα βάθη και διανύουν μεγάλες αποστάσεις

με ελάχιστη απώλεια ενέργειας. Κατά συνέπεια μπορεί να προκαλέσει ζημιές σε απόσταση χιλιάδων χιλιομέτρων από την πηγή δημιουργίας του γεγονότος που σημαίνει ότι μπορούν να μεσολαβήσουν αρκετές ώρες από τη γέννησή τους μέχρι την άφιξή του στην ακτή.

Στους βαθείς ωκεανούς, το τσουνάμι χαρακτηρίζεται από μεγάλο μήκος κύματος και ύψος που δεν ξεπερνά το μισό μέτρο. Έτσι δεν γίνεται αντιληπτό και δεν ενέχει κίνδυνο. Όταν όμως προσεγγίσει την ακτή το μέτωπο γίνεται πιο απότομο και ψηλό, το μήκος κύματός του μικραίνει και το ύψος του μπορεί να ξεπεράσει τα 20 μέτρα και να γίνει ιδιαίτερα καταστροφικό (Smith, 2004).

Τέλος τοπικές γεωγραφικές ιδιομορφίες μπορούν να δημιουργήσουν φαινόμενα όπως η διάθλαση, περίθλαση, ο συντονισμός και τα στάσιμα κύματα και να εντείνουν ή να ελαττώσουν τον αντίκτυπο του τσουνάμι στην ακτή.

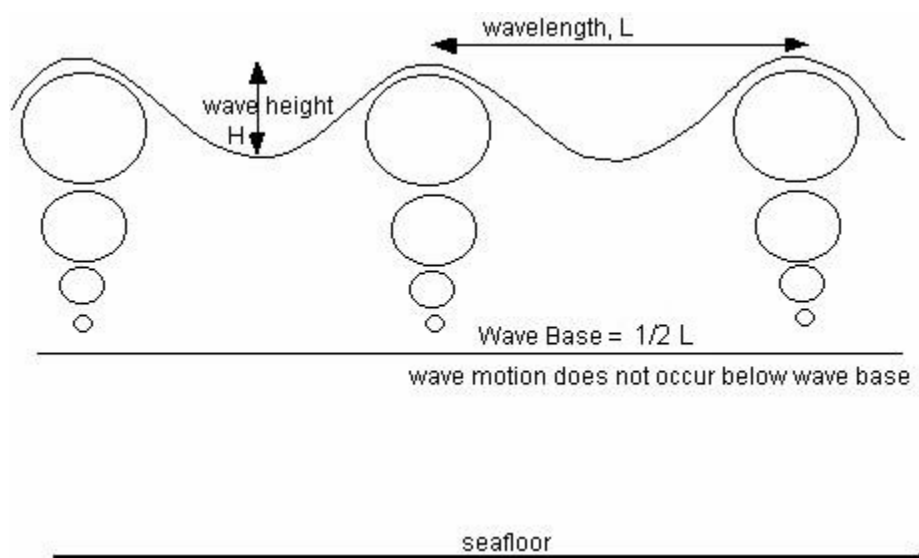
2. Χαρακτηριστικά των Τσουνάμι

2.1. Εισαγωγή

Η ορολογία που έχει επικρατήσει να χρησιμοποιείται για να αποδώσει τα χαρακτηριστικά ενός τσουνάμι είναι η ίδια που χρησιμοποιείται για τα συνήθη ανεμογενή κύματα. Ένα τσουνάμι προσδιορίζεται από το μήκος κύματος (wavelength), το ύψος κύματος (wave height) και την περίοδο κύματος (wave period). Το μήκος κύματος ορίζεται σαν η οριζόντια απόσταση μεταξύ δύο διαδοχικών κορυφών (wave crest). Η περίοδος είναι το χρονικό διάστημα που απαιτείται για το πέρασμα δύο διαδοχικών κορυφών του κύματος από το ίδιο σημείο και το ύψος κύματος είναι η κάθετη απόσταση μεταξύ του υψηλότερου και χαμηλότερου σημείου του κύματος (USGS, 2006). Ακόμα, σε κάθε κύμα, όπως και στα τσουνάμι, εμφανίζονται τα φαινόμενα της ανάκλασης, της διάθλασης, της περίθλασης της σύγκλισης και της απόκλισης. Η περίοδος είναι μια σημαντική παράμετρος που προσδιορίζει τη φύση κάθε κύματος. Τα τσουνάμι συνήθως εμφανίζουν περίοδο μεταξύ 1.6 και 33 λεπτών που στη διεθνή βιβλιογραφία

ονομάζεται «tsunami window». Κύματα με τέτοια περίοδο ταξιδεύουν στους ωκεανούς με ταχύτητες 600-900 km/h, όταν προσεγγίσουν την υφαλοκρηπίδα η ταχύτητα τους ελαττώνεται στα 100-300 Km/h, ενώ προσεγγίζοντας την ακτογραμμή η ταχύτητα τους ανέρχεται περίπου στα 36 km/h. Εξαιτίας του πεπερασμένου βάθους των ωκεανών και του μηχανισμού που οι σεισμοί παράγουν τσουνάμι, η απόσταση δύο διαδοχικών κορυφών ενός τσουνάμι κυμαίνεται μεταξύ 10-500 km, ένα χαρακτηριστικό που το κάνει να διαφέρει από τα ανεμογενή κύματα και τα κύματα καταιγίδας (Bryant,2001).

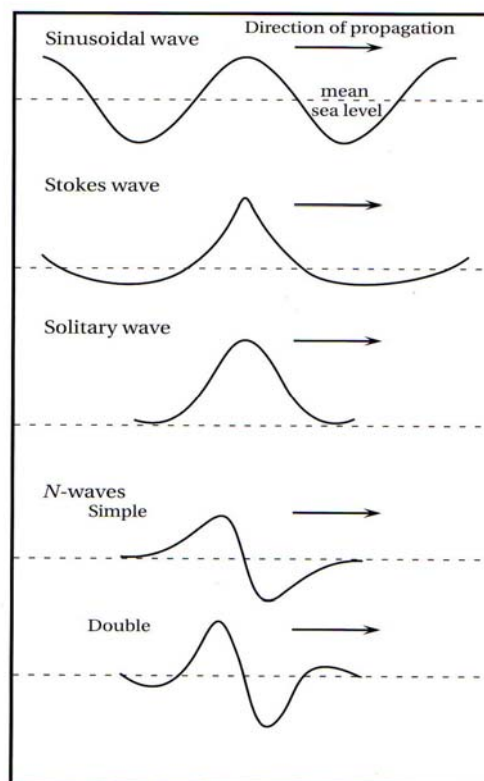
Το κύμα μπορεί να περιγραφεί ως μια ημιτονοειδής ταλάντωση, στην οποία τα σωματίδια του νερού εκτελούν μία κλειστή κυκλική κίνηση. Έτσι, κατά τη διέλευση του κύματος δεν παρατηρείται μετακίνηση μάζας. Η διάμετρος των τροχιών που διαγράφουν τα σωματίδια μειώνεται με την αύξηση του βάθους μέχρι ένα συγκεκριμένο επίπεδο κάτω από το οποίο το νερό παραμένει ανεπηρέαστο. Το βάθος αυτό ονομάζεται βάση του κύματος (wave base) και ισούται με το $\frac{1}{2}$ του μήκους κύματος. (Bryant, 2001).



Εικόνα 1. Τα χαρακτηριστικά της ταλάντωσης των θαλάσσιων κυμάτων.
Πηγή:<http://www.nipissingu.ca/faculty/ingridb/geology/Tsunami%202004.htm>

Όταν ένα τσουνάμι βρίσκεται σε μεγάλα βάθη εμφανίζει ημιτονοειδές σχήμα. Όταν όμως διέρχεται από την υφαλοκρηπίδα, τότε οι κορυφές του οξύνονται, τα σωματίδια του νερού παύουν να εκτελούν κλειστές τροχιές και

παρουσιάζεται μετακίνηση μάζας νερού διαμέσου της στήλης του νερού από την οποία διέρχεται το κύμα. Όταν τα κύματα που προηγούνται της ακολουθίας προσεγγίσουν την ακτογραμμή μειώνουν σημαντικά την ταχύτητά τους με αποτέλεσμα τα κύματα που έπονται, και έχουν μεγαλύτερη ταχύτητα, να προσκρούουν στα πρώτα και να δημιουργούν ένα μεμονωμένο κύμα (solitary wave). Το μεμονωμένο κύμα είναι ένας ιδιαίτερος τύπος κύματος που δεν είναι ταλάντωση, αποτελείται από μία μόνο κορυφή και δεν μπορεί να περιγραφεί με χαρακτηριστικά των κυμάτων ταλάντωσης όπως η περίοδος και το μήκος κύματος (Komar, 1998). Τέλος, λίγο πριν συμβεί η θραύση του κύματος, αυτό παίρνει τη μορφή N σχηματίζοντας έναν υδάτινο τοίχο του οποίου συνήθως προηγείται μια κυματική κοιλία με βάθος ίδιο με το ύψος του κύματος (Bryant, 2001). Τα κύματα τύπου N μπορούν να πάρουν την μορφή είτε απλού κύματος τύπου N είτε διπλού όπως φαίνεται στο σχήμα που ακολουθεί.



Εικόνα 2. Οι ιδανική μορφή των κυματομορφών του τσουνάμι κατά τα διάφορα στάδια της διάδοσης του από την ανοικτή θάλασσα προς την υφαλοκρηπίδα και την ακτή.
Πηγή: Bryant, 2001.

2.2. Η Θεωρία των τσουνάμι

Το σχήμα του ημιτονοειδούς κύματος είναι αντίστοιχο με αυτό της καμπύλης του ημίτονου και τα χαρακτηριστικά του μπορούν να περιγραφούν μαθηματικά από γραμμικές και τριγωνομετρικές συναρτήσεις μέσω της θεωρίας του Airy (Αλμπανάκης, 1999). Οι γενικές εξισώσεις της ταχύτητας και του μήκους κύματος υπολογίζονται από τους εξής τύπους:

$$C=(gL/2\pi)\tan H[2\pi(d/L)]$$

$$L=(gT^2/2\pi)\tan H[2\pi(d/L)]$$

Όπου, C η ταχύτητα του κύματος, L το μήκος κύματος, H το ύψος του κύματος.

Αυτή η θεωρία μπορεί να περιγράψει τη διάδοση των τσουνάμι σε βάθη μεγαλύτερα των 50 μέτρων, όμως δεν ισχύει όταν το κύμα βρεθεί σε ρηχά νερά (Bryant, 2001). Η εξίσωση που περιγράφει την ταχύτητα ενός ημιτονοειδούς κύματος σχετίζεται άμεσα με το αν το κύμα διαδίδεται σε βαθιά ή ρηχά νερά. Ένα κύμα χαρακτηρίζεται ως μεγάλου βάθους όταν το βάθος των νερών στα οποία διαδίδεται είναι μικρότερο του μισού του μήκους κύματος του. Έτσι καθώς τα τσουνάμι δεν διαδίδονται σε ωκεανούς με βάθη μεγαλύτερα των πέντε χιλιομέτρων συμπεριφέρονται ως κύματα ρηχών νερών και η ταχύτητα τους προκύπτει από τον τύπο:

$$C = (gd)^{0.5}$$

Όπου, C η ταχύτητα του κύματος σε m/s, g η επιτάχυνση της βαρύτητας και d το βάθος.

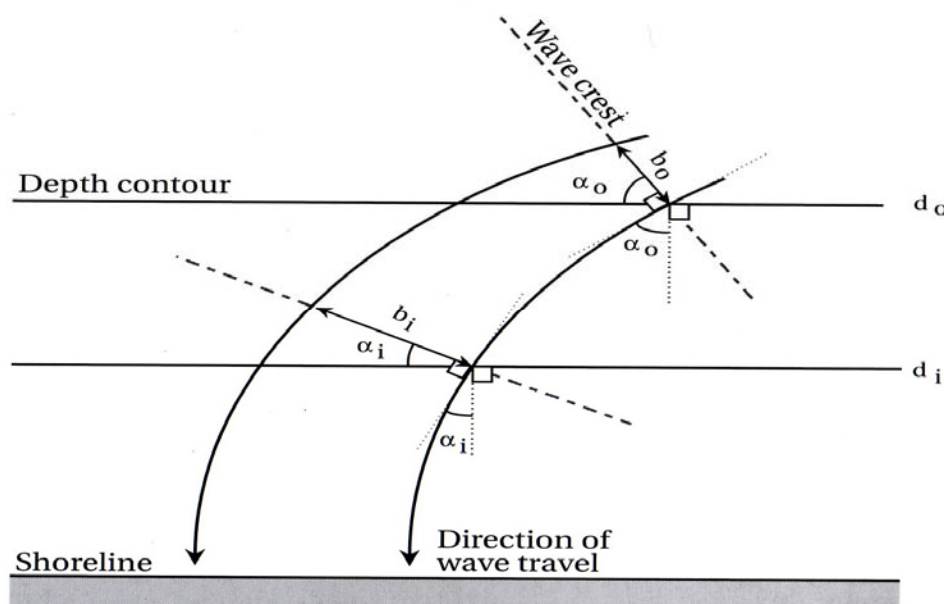
Όλα τα κύματα της ακολουθίας δεν έχουν την ίδια περίοδο, και συνεπώς δεν έχουν και την ίδια ταχύτητα. Αυτά που έχουν την μεγαλύτερη περίοδο ξεπερνούν σε ταχύτητα αυτά με τη μικρότερη με αποτέλεσμα να είναι τα πρώτα που προσεγγίζουν την ακτή. Το φαινόμενο αυτό είναι γνωστό

ως διασπορά (dispersion) (Bryant, 2001). Το μήκος κύματος του τσουνάμι περιγράφεται και αυτό με μια απλή εξίσωση της ταχύτητας:

$$L=CT$$

Όπου L το μήκος κύματος και T η περίοδος.

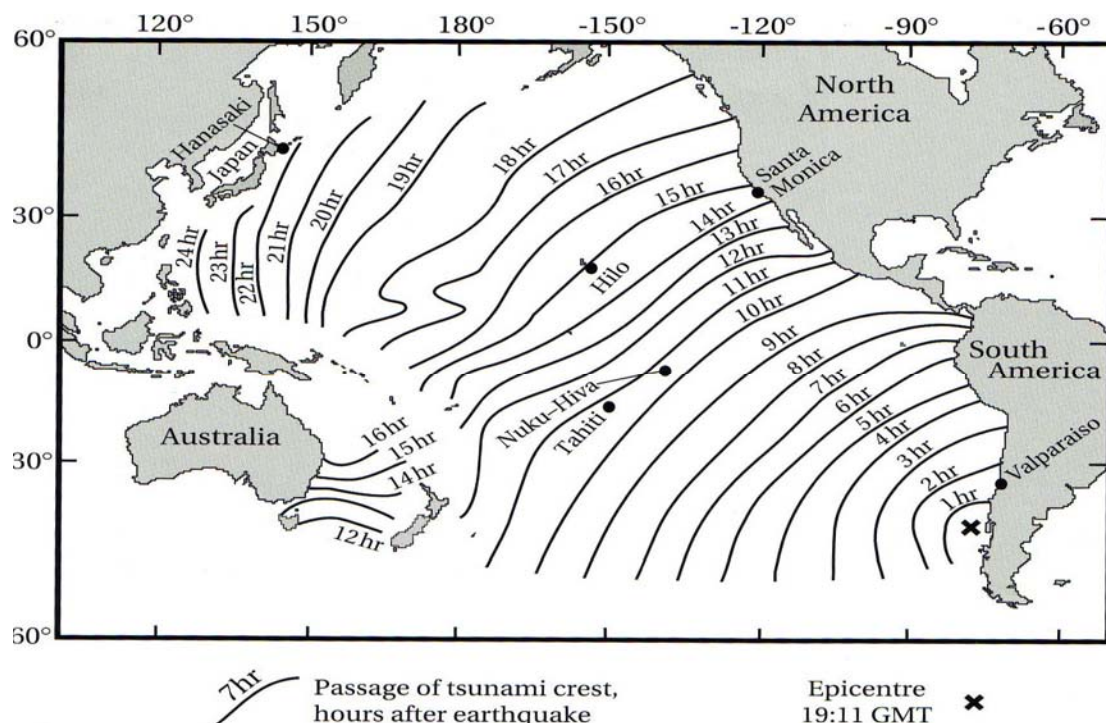
Καθώς τα τσουνάμι είναι κύματα ρηχών νερών, τα χαρακτηριστικά τους επηρεάζονται από την τοπογραφία του βυθού, έτσι εμφανίζεται το φαινόμενο της διάθλασης όταν τα κύματα συναντούν ρηχότερα νερά. Ο βαθμός της διάθλασης μπορεί να μετρηθεί κατασκευάζοντας ισοκαμπύλες κάθετες στην κορυφή του κύματος. Οι καμπύλες αυτές ονομάζονται ακτίνες κύματος. Καθώς τα κύματα διαθλώνται βάσει της τοπογραφίας του βυθού, η απόσταση μεταξύ δύο διαδοχικών κορυφών δύναται να μεταβληθεί. Έτσι η διάθλαση μπορεί να μετρηθεί με το λόγο της απόστασης των ακτινών σε δύο διαφορετικά βάθη (Komar, 1998).



Εικόνα 3. Η διάθλαση της κορυφής του τσουνάμι καθώς πλησιάζει την ακτή. Ο λόγος των αποστάσεων b_i/b_o προσδιορίζει τον βαθμό διάθλασης του κύματος.
Πηγή: Bryant, 2001.

Σε έναν μεγάλο ωκεανό εμπόδια όπως νησιωτικά συμπλέγματα, ωκεάνιες ράχες και γενικά ωκεάνια υβώματα, μπορούν να διαθλάσουν ένα

τσουνάμι έτσι ώστε η πορεία του να αλλάξει και η ενέργεια του να συγκεντρωθεί σε μια ακτή στην οποία δεν θα κατευθυνόταν αν δεν είχε υποστεί διάθλαση. Έτσι βάσει της σύγκλισης που θα υποστεί το κύμα, λόγω των ανυψώσεων του πυθμένα, η ενέργεια του τσουνάμι μπορεί να συγκεντρωθεί σε μικρότερο εύρος και να του προσδώσει μεγαλύτερη ταχύτητα. Αυτό το φαινόμενο, ονομάζεται τηλεσεισμικό (teleseismic) τσουνάμι καθώς μπορεί να πλήξει πολύ μακρινές ακτογραμμές από την εστία δημιουργίας του. Για παράδειγμα, οι ακτές της Ιαπωνίας έχουν πληγεί από τηλεσεισμικά τσουνάμι που προέρχονται από τις δυτικές ακτές της Αμερικής, παρότι η εστία δημιουργίας του τσουνάμι βρίσκεται στην άλλη πλευρά του ημισφαιρίου. Αντίθετα, βυθίσματα του θαλάσσιου πυθμένα όπως τάφροι, συμβάλλουν ώστε η ενέργεια να διασκορπίζεται σε μεγαλύτερες περιοχές. Αυτή η διαδικασία ονομάζεται απόκλιση (defocusing). Για παράδειγμα η Ταϊτή προστατεύεται από μεγάλα τσουνάμι που δημιουργούνται στον Ειρηνικό ωκεανό λόγω της ύπαρξης της μεσωκεάνειας τάφρου του Ειρηνικού (Bryant, 2001).



Εικόνα 4. Το τηλεσεισμικό τσουνάμι που δημιουργήθηκε μετά το σεισμό της 22^{ας} Μαΐου. Το κύμα διήνυσε τον Ειρηνικό ωκεανό και σε 24 ώρες έπληξε τις ανατολικές ακτές της Ιαπωνίας και των Φιλιππίνων.

Πηγή: Bryant, 2001.

Η περίθλαση και η απόκλιση είναι φαινόμενα που μειώνουν την ενέργεια του κύματος και ελαττώνουν το πλάτος του τσουνάμι. Ακόμα, το τσουνάμι σε ρηχά νερά, όπως η υφαλοκρηπίδα, χάνει ενέργεια λόγω της τριβής με τον πυθμένα. Η τριβή μπορεί να υπολογιστεί μέσω του συντελεστή De Chezy (C_f) και του συντελεστή τραχύτητας του Manning (n). Ο συντελεστής του Manning στα παράκτια ύδατα συνήθως παίρνει την τιμή 0.03. Ο συντελεστής De Chezy μπορεί να εκφραστεί είτε συναρτήσει της ταχύτητας του κύματος είτε συναρτήσει της τραχύτητας Manning:

$$C_f = g^{0.5} C^{-1}$$

$$C_f = g n^2 (d + H_t)^{-0.333}$$

Όπου, H_t το ύψος κύματος του τσουνάμι.

Ακόμα η εξασθένηση από την τριβή εξαρτάται από την κλίση και το μήκος της υφαλοκρηπίδας. Μεγάλες κλίσεις της τάξης του 0.6 είναι χαρακτηριστικές σε περιθώρια ειρηνικού τύπου όπως στις νοτιανατολικές ακτές της Αυστραλίας, όπου το μήκος της υφαλοκρηπίδας είναι 12-14 km. Αντίθετα χαμηλές κλίσεις μικρότερες του 0.045 είναι χαρακτηριστικές σε υφαλοκρηπίδες στα περιθώρια Ατλαντικού τύπου που ξεπερνούν τα 165 km σε μήκος, όπως οι ανατολικές ακτές των ΗΠΑ. Στις πιο απότομες υφαλοκρηπίδες με κλίση 0.4 ή μεγαλύτερη, η μείωση του ύψους του τσουνάμι από την τριβή είναι περίπου 3.1%. Αυτή η τιμή είναι αντίστοιχη ενός κοινού ωκεάνιου κύματος. Στις πιο ρηχές υφαλοκρηπίδες, όπως αυτές που βρίσκονται στις ανατολικές ακτές των ΗΠΑ, η τριβή αυξάνεται σημαντικά και ανέρχεται σε εξασθένηση κατά 20% του κυματικού ύψους (Bryant, 2001). Έτσι οι ακτές που είναι περισσότερο ευάλωτες στα τσουνάμι είναι αυτές που ανήκουν στα περιθώρια ειρηνικού τύπου, όπως οι ανατολικές ακτές της Ιαπωνίας και οι ακτές της Αυστραλίας. Στον πίνακα που ακολουθεί παρουσιάζεται το ποσοστό μείωσης του ύψους του κύματος σε συνάρτηση με την κλίση της υφαλοκρηπίδας.

Πίνακας 2. Συγκριτικός πίνακας της εξασθένησης των κυμάτων τσουνάμι και των ανεμογενών κυμάτων όταν διέρχονται την υφαλοκρηπίδα επί τοις εκατό

	Ύψος κύματος Τσουνάμι στην πηγή δημιουργίας του (%)				Ύψος κύματος ωκεάνιων ανεμογενών κυμάτων, T=10sec (%)		
Κλίση	1.0m	2.0m	3.0m		1.0m	2.0m	3.0m
0.6°	2.1	2.0	1.9		3.1	2.8	2.4
0.5°	2.5	2.4	2.3		3.8	3.3	2.9
0.4°	3.1	3.0	2.9		4.7	4.1	3.6
0.3°	4.1	4.0	3.8		6.6	5.3	4.7
0.2°	6.0	5.9	5.7		9.6	7.8	6.9
0.1°	12.2	11.9	11.5		20.0	16.8	14.0
0.05°	23.5	24.2	24.6		38.9	34.5	30.0

Πηγή: Bryant, 2001.

2.3. Η σχέση των τσουνάμι με τα στάσιμα κύματα (standing waves)

Η μορφολογία της ακτογραμμής είναι ακόμα ένας παράγοντας που είναι δυνατόν να επηρεάσει την εξασθένηση της ενέργειας του κύματος, καθώς αυτή καθορίζει τη θραύση του κύματος. Ο συντελεστής θραύσης του κύματος μπορεί να υπολογιστεί από τον εξής τύπο:

$$\Sigma = H_b \omega^2 (2g \tan^2 B)^{-1}$$

Όπου, Σ ο συντελεστής θραύσης του κύματος, H_b : το ύψος του κύματος στο σημείο θραύσης και B η κλίση του βυθού σε μοίρες.

Εάν ο συντελεστής θραύσης του κύματος πάρει τιμές μεγαλύτερες του 20, τότε η ενέργεια του κύματος εξασθενεί εντελώς. Στα ανεμογενή κύματα αυτό συμβαίνει κατά μήκος των επίπεδων ακτογραμμών, έτσι το κύμα θραύεται πριν φτάσει στην ακτογραμμή. Εάν ο συντελεστής θραύσης του κύματος

είναι μικρότερος του 2.5, τότε η ενέργεια του κύματος ανακλάται στην ακτογραμμή. Στα ανεμογενή κύματα αυτό συμβαίνει στις απόκρημνες ακτές. Έτσι φτάνοντας το κύμα χωρίς να θραυτεί στην ακτογραμμή, η ενέργειά του ανακλάται πίσω προς τη θάλασσα και η ενέργεια παγιδεύεται κατά μήκος της ακτής. Αυτό το είδος της μορφολογίας ονομάζεται ανακλαστική (reflective) (Bryant, 2001). Καθώς το τσουνάμι είναι κύμα με μεγάλη περίοδο, η μορφοδυναμική της ακτής σε κάθε περίπτωση έχει ανακλαστική δράση ανεξάρτητα από την κλίση της ακτής και το ύψος του κύματος. Έτσι το τσουνάμι θα απολέσει όλη του την ενέργεια στην ακτή και θα έχει υψηλή ανακλαστικότητα στην υφαλοκρηπίδα. Αυτή η διαδικασία τείνει να μεταβάλει την κυματομορφή του τσουνάμι και να σχηματίσει στάσιμα κύματα κατά μήκος της ακτής. Τα στάσιμα κύματα είναι κύματα που ταλαντώνονται κατακόρυφα. Δημιουργούνται από την ανάκλασή τους στην ακτογραμμή, την επιστροφή τους με κατεύθυνση την ανοικτή θάλασσα, την διάθλασή τους και την αλλαγή πορείας τους ξανά προς την ακτογραμμή (Komar, 1998). Το ύψος ενός στάσιμου κύματος μειώνεται εκθετικά στην ακτογραμμή. Το πλάτος ενός στάσιμου κύματος που προήλθε από τσουνάμι μπορεί να έχει έως και το 70% του πλάτους του και διπλάσια περίοδο από τσουνάμι που το δημιούργησε (Bryant, 2001).

2.4. Συντονισμός (resonance)

Τα τσουνάμι, έχοντας μεγάλη περίοδο, μπορούν να εμφανίζουν μεγάλα ύψη κύματος μέσα σε λιμάνια και κόλπους αν η συχνότητά τους είναι ίδια με την ιδιοσυχνότητα της λεκάνης. Λόγω αυτού του φαινομένου, προέκυψε η Ιαπωνική λέξη tsunami, που σημαίνει «κύμα στο λιμάνι». Μέσα σε λεκάνες τα κύματα του τσουνάμι μπορούν να ταλαντεύονται μπρος και πίσω για πάνω από 24 ώρες. Η ταλάντωση αυτή αποκαλείται περιοδική ταλάντωση κύματος λεκάνης (seiches), που προέρχεται από μια γερμανική λέξη η οποία περιγράφει αυτό το φαινόμενο που συνήθως συμβαίνει στις αλπικές λίμνες της Ελβετίας. Το φαινόμενο της περιοδικής ταλάντωσης κύματος σε λεκάνη, είναι ανεξάρτητο από το αίτιο δημιουργίας του τσουνάμι

και οφείλεται στην γεωμετρία της λεκάνης ή του λιμανιού. Η περίοδος του φαινομένου σε μία λεκάνη υπολογίζεται βάση του τύπου:

$$\text{Κλειστή λεκάνη: } T_s = 2L_b(gd)^{-0.5}$$

$$\text{Ανοικτή λεκάνη: } T_s = 4L_b(gd)^{-0.5}$$

Όπου, T_s η περίοδος της ταλάντωσης κύματος σε λεκάνη και L_b το μήκος του λιμανιού ή του κόλπου.

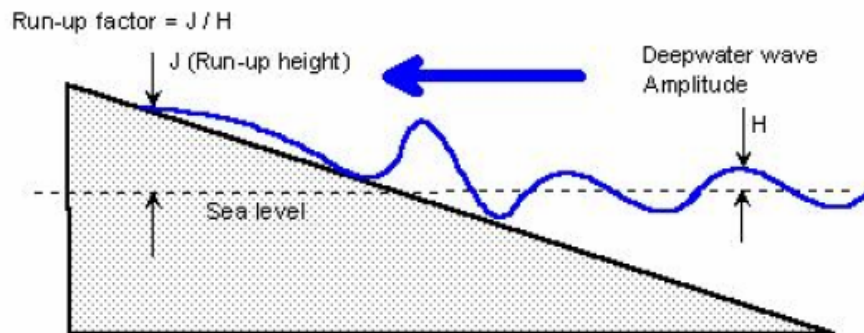
Για παράδειγμα, μία πισίνα ολυμπιακών διαστάσεων μήκους 50 μέτρων και βάθους 2 μέτρων έχει ιδιοπερίοδο 22 δευτερολέπτων, που σημαίνει ότι κάθε δόνηση με περίοδο 22 δευτερολέπτων θα μπορούσε να προκαλέσει την κίνηση των νερών προς τα μπρος και πίσω (seiching) κατά μήκος της πισίνας. Η διατήρηση αυτής της ταλάντωσης μπορεί να προκαλέσει υπερχείλιση της πισίνας (Bryant, 2001).

Επίσης έχει παρατηρηθεί ότι κύματα ατμοσφαιρικής πίεσης που δημιουργούνται από τις εκρήξεις ηφαιστείων, μπορούν να προκαλέσουν το φαινόμενο seiching. Για παράδειγμα κατά την έκρηξη του ηφαιστείου Krakatau, προκλήθηκε seiche ύψους μισού μέτρου στη λίμνη Ταυρο (Bryant, 2001). Ακόμα, το φαινόμενο αυτό μπορεί να προκληθεί λόγω της απότομης μεταβολής της βαρομετρικής πίεσης της ατμόσφαιρας είτε από την αλλαγή στην θαλάσσια πίεση αλλοιώνοντας τα δεδομένα των παλιρροιογράφων και των οργάνων που χρησιμοποιούνται για τη μέτρηση του ύψους των ανεμογενών κυμάτων και των κυμάτων τσουνάμι (Farreras, 2000).

2.5. Υψόμετρο διεξόδου των πλημμυρικών ροών (run-up heights)

Μία σημαντική παράμετρος εκτίμησης του μεγέθους ενός τσουνάμι είναι το μέγιστο υψόμετρο διεξόδου των πλυμμηρικών ροών που ορίζεται ως η κάθετη απόσταση του σημείου στην ενδοχώρα μέχρι το οποίο

εκτείνονται οι πλυμμηρικές ροές από τη μέση στάθμη της θάλασσας (Farreras, 2000). Τα τσουνάμι εμφανίζουν ικανότητα διείσδυσης σε υψόμετρα που ξεπερνούν πολλές φορές και το διπλάσιο του ύψους κύματος πριν αυτό θραυτεί. Υπάρχουν πολλά παραδείγματα στον Ειρηνικό ωκεανό, όπου τσουνάμι δημιούργησαν πλημμυρικές ροές που ξεπέρασαν τα 100 μέτρα υψόμετρο (Bryant, 2001).



Εικόνα 5. Κάθετη τομή που παρουσιάζει την ερμηνεία του υψομέτρου διείσδυσης των πλημμυρικών ροών του τσουνάμι.

Όπως έχει ειπωθεί, όταν ένα τσουνάμι προσεγγίζει την υφαλοκρηπίδα, παίρνει τη μορφή μεμονωμένου κύματος και διατηρείται η ενέργειά του. Έτσι λόγω της υψηλής κινητικής ενέργειας, ένα μεμονωμένο κύμα μπορεί να επιφέρει μεγάλα υψόμετρα διείσδυσης, που υπολογίζονται από τον τύπο:

$$H_{rmax}=2.83(\cot\beta)^{0.5}H_s^{1.25}$$

Όπου, H_{rmax} είναι το μέγιστο υψόμετρο διείσδυσης των πλημμυρικών ροών, και H_s το ύψος κύματος πριν αυτό θραυτεί.

Αν, όπως έχει αναφερθεί, το τσουνάμι διέλθει από υφαλοκρηπίδα μεγάλου μήκους, τότε το κύμα πριν θραυτεί σχηματίζει κύμα τύπου N, που μπορεί να έχει δύο μορφές, την απλή και την διπλή. Το υψόμετρο διείσδυσης για αυτά τα δύο είδη κύματος υπολογίζεται από τον τύπο:

$$\text{Για τα απλά κύματα τύπου N: } H_{rmax}=3.86(\cot\beta)^{0.5}H_s^{1.25}$$

Για τα διπλά κύματα τύπου N: $H_{rmax}=4.55(\cot B)^{0.5}H_s^{1.25}$

Το υψόμετρο διείσδυσης επίσης εξαρτάται από τον συνδυασμό του τύπου της ακτής, τη διάθλαση, το συντονισμό των κυμάτων, τη γένεση των στάσιμων κυμάτων και την ενέργεια των κυμάτων τσουνάμι. Όλα τα παραπάνω έχουν ως αποτέλεσμα να προκαλούν χωρικές διαφοροποιήσεις στο υψόμετρο διείσδυσης ανάλογα με τις τιμές που παίρνουν αυτές οι παράμετροι.

Ακόμα, τοποθεσίες που είναι φαινομενικά προστατευμένες από τις επιπτώσεις των τσουνάμι εμφανίζουν τρωτότητα λόγω της διείσδυσης των πλημμυρικών ροών. Μοντέλα προσομοίωσης έχουν δείξει πως οι ταχύτητες των ροών διείσδυσης μπορεί να αυξηθούν έως και τρεις φορές την ταχύτητα τους όταν βρεθούν στην ενδοχώρα. Για παράδειγμα, οι πλημμυρικές ροές που προκλήθηκαν από το τσουνάμι της 12^{ης} Ιουλίου 1993, στη νήσο Okushiri στην Ιαπωνία, έφτασαν στο πίσω μέρος του νησιού έχοντας ταχύτητα μεγαλύτερη από την αρχική και προκάλεσαν πολλούς θανάτους (Bryant, 2001).

Ένα ακόμα χαρακτηριστικό των τσουνάμι, όπως έχει διαπιστωθεί τα τελευταία χρόνια από βίντεο που τραβήχτηκαν την στιγμή που ένα τσουνάμι συνέβαινε, είναι η διάσπασή του σε μικρότερα μέτωπα την ώρα που προσεγγίζει την ακτή. Τα μέτωπα αυτά χαρακτηρίζονται από την αναταραχή των νερών που προηγείται του κύματος. Τα κύματα αυτά εμφανίζουν μια παράδοξη ιδιότητα, καθώς θα αναμενόταν ότι θα έχαναν γρήγορα την ενέργεια τους λόγω των αναταράξεων και της τριβής. Στην πραγματικότητα όμως, διατηρούν την ενέργειά τους ακόμα και κατά τη διείσδυση τους στην ξηρά και είναι ιδιαίτερα καταστροφικά. Λεπτομερείς αναλύσεις έχουν δείξει ότι τέτοιου είδους κύματα μεταφέρουν ορμή στη μάζα του νερού που προηγείται διπλασιάζοντας την ταχύτητά της και αυξάνουν τις αναταράξεις σε αυτήν. Οι αναταράξεις γίνονται αιτία ιζήματα από την παράκτια ζώνη να παρασυρθούν και να μεταφερθούν στην ενδοχώρα όπου και θα αποτεθούν (Bryant, 2001).

2.6. Διείσδυση στην ενδοχώρα (inland penetration)

Θεωρητικά η επιφάνεια της χέρσου που θα πλημμυρίσει είναι περίπου ίση με την επιφάνεια που βρίσκεται κάτω από τι ύψωμα που δημιουργεί το κύμα. Επομένως, όσο μεγαλύτερο μήκος κύματος έχει το τσουνάμι, τόσο μεγαλύτερος είναι ο όγκος του νερού που θα μεταφερθεί και θα πλημμυρίσει την ενδοχώρα. Η μέγιστη απόσταση της διείσδυσης στην ενδοχώρα μπορεί να υπολογιστεί από τον παρακάτω τύπο:

$$X_{\max}=(H_s)^{1.33}n^{-2}k$$

Όπου, $X_{\max}$ η μέγιστη απόσταση διείσδυσης στην ξηρά, k μια σταθερά με τιμή 0.06, και το n ο συντελεστής τριβής του Manning.

Σε επίπεδα εδάφη που καλύπτονται από λάσπη, ο συντελεστής Manning παίρνει τιμή 0.015, σε περιοχές με δόμηση την τιμή 0.03, ενώ σε περιοχές με πυκνή δενδρώδη βλάστηση την τιμή 0.07 και ο συντελεστής k έχει εκτιμηθεί ότι σε κάθε περίπτωση παίρνει την τιμή 0.06. Βάσει αυτών των τιμών, σε επίπεδα εδάφη, ένα τσουνάμι ύψους 10 μέτρων μπορεί να διεισδύσει έως και 1.4 χιλιόμετρα στην ενδοχώρα, ενώ ένα μεγάλο τσουνάμι ύψους 40 ή 50 μέτρων, μπορεί να φτάσει έως και 12 χιλιόμετρα στο εσωτερικό της χέρσου. Ακόμα σε θεωρητική βάση, σε καλλιεργήσιμα εδάφη, κύματα ύψους 10 μέτρων μπορούν να διεισδύσουν έως και 5.8 χιλιόμετρα, ενώ κύματα ύψους 40 ή 50 μέτρων, μπορούν να φτάσουν έως και 50 χιλιόμετρα στην ενδοχώρα. Τέλος σε τύπους εδαφών που χαρακτηρίζονται από πυκνή δενδρώδη βλάστηση, η απόσταση διείσδυσης για κύμα ύψους 10 μέτρων φτάνει τα 260 μέτρα, ενώ για κύμα 40 ή 50 μέτρων δεν ξεπερνάει τα 2.3 χιλιόμετρα (Bryant, 2001).

2.7. Η ταχύτητα των ροών διείσδυσης

Η ταχύτητα των ροών διείσδυσης είναι συνάρτηση του βάθους που έχουν τα νερά στην περιοχή όπου έχει κατακλυστεί από αυτά και δίνεται από τον τύπο:

$$U_r = 2(gd)^{0.5}$$

Όπου, U_r η ταχύτητα των πλημμυρικών ροών και d το ύψος των ροών.

Όμως οι ταχύτητες των πλημμυρικών ροών μπορούν να προσεγγιστούν σε καλύτερο βαθμό συμπεριλαμβάνοντας σαν παραμέτρους την κλίση του εδάφους και τον συντελεστή τριβής του Manning. Έτσι ο παραπάνω τύπος μετασχηματίζεται στον:

$$U_r = H_s^{0.7} [\tan(\beta_w)]^{0.5} n^{-1}$$

Όπου β_w η κλίση της επιφάνειας του νερού σε μοίρες

Αν και η γωνία κλίσης της επιφάνειας του νερού είναι δύσκολο να εκτιμηθεί, μπορεί να μετρηθεί κατά την έρευνα πεδίου από τις γραμμές που έχουν αποτυπωθεί στα κτίρια και στα δέντρα από αντικείμενα και φυτικά υπολείμματα θαλάσσιας προέλευσης που μεταφέρθηκαν με τις πλημμυρικές ροές (Farreras, 2000). Γενικά, η κλίση της επιφάνειας των πλημμυρικών ροών κυμαίνεται μεταξύ 0.001 και 0.0025 μοιρών, αλλά αυξάνεται όσο αυξάνεται η κλίση του εδάφους. Για παράδειγμα στη Ιαπωνία έχει αποδειχθεί ότι με το συντελεστή του Manning να παίρνει τιμή 0.023, οι ταχύτητες των πλημμυρικών ροών κυμαίνονται μεταξύ 1.9 και 5.6 m/s (Bryant, 2001). Αυτές οι ταχύτητες έχουν τη δυνατότητα να μετακινήσουν αποθέσεις και να διαβρώσουν το μητρικό πέτρωμα, αφήνοντας γεωμορφές που παραμένουν αμετάβλητες στο πέρασμα του χρόνου, οι οποίες είναι ένδειξη ότι ένα τσουνάμι έχει εμφανιστεί στην περιοχή.

3. Αποθέσεις Τσουνάμι

3.1. Εισαγωγή

Περίπου 20 χρόνια πριν η μελέτη των τσουνάμι εντασσόταν στην επιστημονική δικαιοδοσία των σεισμολόγων, των γεωφυσικών και των αρχαιολόγων. Οι αρχαιολόγοι κυρίως κατείχαν ιδιαίτερα σημαντικό ρόλο καθώς για αρκετά χρόνια ήταν αρμόδιοι να παρέχουν τεκμηριωμένα αποτελέσματα για την εμφάνιση των παλαιοτσουνάμι ανά τον κόσμο. Έτσι, οι ειδικευμένοι ερευνητές των τσουνάμι περιορίζονταν μόνο στον υπολογισμό του μεγέθους και της συχνότητας εμφάνισης του κινδύνου.

Από το 1987 και μετά, στις Η.Π.Α. ξεκίνησε η συστηματική έρευνα και καταγραφή σεισμικών προϊστορικών γεγονότων. Στα πλαίσια αυτής της έρευνας συμπεριλαμβάνονταν και μελέτες για την παράκτια στρωματογραφία. Έτσι για πρώτη φορά επίπεδα ιζημάτων στην στρωματογραφία ερμηνεύονταν σαν αποθέσεις παλαιοτσουνάμι - «τσουναμίτες» όπως ονομάζονται στην επιστημονική ορολογία. Το 1988, οι Dawson et al. περιέγραψαν ένα ασυνήθιστο στρώμα άμμου το οποίο εμπεριέχονταν σε ανορθωμένα ιζήματα σε ακτές της Σκοτίας. Σύμφωνα με τους ερευνητές, ήταν αποτέλεσμα απόθεσης ενός παλαιοτσουνάμι που προκλήθηκε από μια ευρεία υποθαλάσσια κατολίσθηση που συνέβη 7100 χρόνια πριν, όπως έδειξε η χρονολόγηση με την μέθοδο του ^{14}C (Dawson and Shi, 2000).

Σε αυτές τις πρώτες μελέτες οι ερευνητές αντιμετώπιζαν ουσιαστικές δυσκολίες καθώς η συσχέτιση των αποτελεσμάτων τους για τα παλαιοτσουνάμι με μελέτες για σύγχρονα τσουνάμι ήταν αδύνατη επειδή έως τότε δεν είχαν διεξαχθεί αντίστοιχες έρευνες. Η διαδικασία συστηματοποίησης της έρευνας πεδίου μετά το τσουνάμι, ξεκίνησε το 1993 στο Τόκυο όπου έγινε η 14^η διάσκεψη του International Coordination Group for the Tsunami Warning system in the Pacific (ICG/ITSU) υπό την αιγίδα της UNESCO (Farreras, 2000). Η μελέτη λοιπόν των αποθέσεων παλαιοτσουνάμι

είναι ένα νέο σχετικά ερευνητικό πεδίο. Κατά τη διάρκεια όμως των δύο τελευταίων δεκαετιών σε μια πλειάδα επιστημονικών δημοσιεύσεων καταγράφονται και ταξινομούνται ως γεγονότα τόσο τα ίδια τα τσουνάμι όσο και οι αποθέσεις αυτών. Η πλειοψηφία των δημοσιευμένων ερευνών για τις αποθέσεις των παλαιοτσουνάμι αφορούν κυρίως μελέτες περιπτώσεων στις περιοχές των ανατολικών και δυτικών και δυτικών ακτών του Ατλαντικού Ωκεανού (Dawson and Shi, 2000), τις περιοχές κατά μήκος των ανατολικών ακτών του Ειρηνικού (Cantalamessa and Di Celma, 2005, Keslex et al., 2002) καθώς και περιοχές της μεσογείου (Dominey - Howes, 1996, Cita and Rimoldi, 1997, Dominey - Howes et al., 1999, Stiros, 2001, Kontopoulos and Avramidis, 2003,).

3.2. Αναμόχλευση των ιζημάτων και ροές απόσυρσης (sedimentation reworking and backwash flow).

Η απόθεση και η διατήρηση των τσουναμιτών εξαρτάται από την επάρκεια της παροχής των ιζημάτων από τις nearshore και offshore ζώνες. Για παράδειγμα, οι παράκτιες αμμώδεις θίνες που βρίσκονται σε μια ακτή η οποία έχει πληγεί από τσουνάμι, είναι συνήθως η αιτία στην στρωματογραφία να εμφανίζεται ένα ευρύ στρώμα άμμου (Dawson and Shi, 2000).

Πολλές φορές όμως, είναι δυνατό η αιτία προέλευσης των ιζημάτων που θεωρούνται τσουνάμι να συγχέονται με αποθέσεις κυμάτων καταιγίδας ή και με αποθέσεις που προέρχονται από την διάβρωση παλαιότερων ιζημάτων. Διαδοχικά κύματα τσουνάμι πολλές φορές ευθύνονται για την διάβρωση υφισταμένων τσουναμιτών με αποτέλεσμα συχνά να παρουσιάζουν πλήρη μετατόπιση. Ακόμα, η ιζηματογένεση που οφείλεται στην απόσυρση των νερών (backwash flow), που έπεται της πλημμύρας, στη παράκτια ζώνη, μετά από ένα τσουνάμι, γίνεται αιτία παρανόησης της προέλευσης των ιζημάτων. Οι ταχύτητες της απόσυρσης των νερών συνδέονται άμεσα με την παράκτια τοπογραφία και συνήθως είναι ο κύριος παράγοντας που καθορίζει

την ποσότητα και την ποιότητα του ιζήματος που θα μετακινηθεί και θα εναποτεθεί. Κατά τη διαδικασία απόσυρσης οι ροές παρασύρουν και εμπεριέχουν χερσαία ιζήματα που συμπεριλαμβάνουν φυτικά μικροαπολιθώματα αποπροσανατολίζοντας έτσι την ερμηνεία του παλαιοπεριβάλλοντος (Dawson and Shi, 2000).

Κάθε «τσουναμίτης» δεν αποδεικνύει μόνο ότι ένα παλαιοτσουνάμι έχει συμβεί, αλλά μπορεί να καταδείξει και μια σειρά από γεγονότα όπως η διάβρωση, η μεταφορά και απόθεση ιζημάτων που προκάλεσε κάθε ένα κύμα από τη ακολουθία κυμάτων τσουνάμι. Έτσι θεωρητικά, σε έναν «τσουναμίτη» μπορεί να αναγνωριστεί η διάβρωση που προκάλεσε το τελευταίο κύμα, από τη ακολουθία, στα ιζήματα που αποτέθηκαν από τα προηγούμενα κύματα. Λεπτομερείς μελέτες της κοκκομετρίας καθώς και της δομής των ιζημάτων μπορούν να παρέχουν πληροφορίες για τον αριθμό των κυμάτων της ακολουθίας των τσουνάμι που διάβρωσαν και απέθεσαν στην παράκτια ζώνη. Σύμφωνα με τους Dawson και Shi (2000), ο Shi (1995) σε μια έρευνα για τις αποθέσεις που σχετίζονται με την Second Storegga Slide, στη Βορειο-Ανατολική Σκωτία, παρατήρησε την παρουσία, σε ένα σημαντικό αριθμό τοποθεσιών (πάνω από πέντε), λεπτομερών ακολουθιών ιζημάτων που υποστηρίζει ότι προέρχονται από διαφορετικά κύματα της ακολουθίας του τσουνάμι.

3.3. Αποθέσεις τσουνάμι και εκτίμηση του υψομέτρου διείσδυσης των πλημμυρικών ροών

Τα τσουνάμι χαρακτηρίζονται ακόμα από την ικανότητα τους να προκαλούν πλημμύρες σε παράκτιες ζώνες που το υψόμετρο τους ξεπερνάει πολλές φορές, κατά πολύ, το διπλάσιο του ύψους του ίδιου του κύματος, όταν αυτό θραύεται στην ακτογραμμή. Σε περιοχές του Ειρηνικού ωκεανού, από το 1900 και μετά, έχουν παρατηρηθεί σαράντα ένα τσουνάμι που προκάλεσαν υψόμετρα διείσδυσης πάνω από 6 μέτρα και πέντε συμβάντα που επέφεραν ροές διείσδυσης που έφτασαν τα 51 έως και 115 μέτρα

(Bryant, 2001). Το μεγαλύτερο υψόμετρο διείσδυσης έχει καταγραφεί στην περιοχή του Lituya Bay στην Αλάσκα, όταν στις 9 Ιουλίου του 1958 όταν μια κατολίσθηση που προκλήθηκε από σεισμό δημιούργησε ένα τσουνάμι ύψους μεταξύ 30 και 50 μέτρων που επέφερε πλημμυρικές ροές που διείσδυσαν στη χέρσο σε υψόμετρο 524 μέτρων πάνω από το ύψος της στάθμης της θάλασσας (Bryant, 2001).

Όπως έχει αποδειχθεί από ένα σημαντικό αριθμό ερευνών, δε θα πρέπει να υπάρχει απόλυτος συσχετισμός μεταξύ των αποθέσεων ενός τσουνάμι και του μέγιστου υψομέτρου διείσδυσης των υδάτων που αυτό προκάλεσε (Dawson and Shi, 2000). Για παράδειγμα, στην περιοχή του Alganre στην Πορτογαλία, οι αποθέσεις του τσουνάμι του 1755 εμφανίζονται σαν ένα συνεχές στρώμα που ξεπερνά τα 600 μέτρα στο εσωτερικό της χέρσου και συνεχίζονται στα ενδότερα σαν ένα ασυνεχές επίπεδο έως ότου αυτές οι αποθέσεις παύουν να εμφανίζονται. Τα παραπάνω όμως έρχονται σε αντίθεση με τις ιστορικές μαρτυρίες που αναφέρουν ότι οι πλημμυρικές ροές ξεπέρασαν κατά πολύ το υψόμετρο που ανιχνεύτηκαν οι αποθέσεις του συγκεκριμένου τσουνάμι (Dawson and Shi, 2000). Όμοια, οι Shi et al., (1993, 1995) σε μελέτη τους για τα ιζήματα του τσουνάμι Flores, τον Δεκέμβριο του 1992, παρατηρούν την ύπαρξη συνεχών και ασυνεχών στρωμάτων αποθέσεων που εμφανίζονται έως και 10 μέτρα κάτω από το ανώτερο υψόμετρο διείσδυσης των πλημμυρικών ροών. Κατά συνέπεια, οι αποθέσεις των παλαιοτσουνάμι δεν μπορούν να παρέχουν ασφαλείς πληροφορίες για τα όρια της διείσδυσης των υδάτων, προσφέρουν όμως πολύτιμες πληροφορίες για τα χαρακτηριστικά του κύματος και για τις επιπτώσεις που επέφερε στην παράκτια ζώνη (Dawson and Shi, 2000).

3.4. Αποθέσεις ογκολίθων (boulder deposits)

Ένα επιπλέον χαρακτηριστικό των τσουνάμι, που υποδηλώνει ότι είναι κύματα υψηλής ενέργειας, είναι η ικανότητά τους να αποσπών, να μεταφέρουν και να αποθέτουν μεγάλους σε μέγεθος ογκόλιθους κατά μήκος

της παράκτιας ζώνης. Ωστόσο, η ερμηνεία της διαδικασίας απόθεσης των ογκόλιθων πολλές φορές παραμένει αρκετά σύνθετη και ελάχιστα κατανοητή, καθώς η αποκόλληση τους μπορεί να οφείλεται τόσο σε ένα τσουνάμι όσο και στη διαβρωτική δράση των κυμάτων καταιγίδας.

Τα κύματα καταιγίδας διαφέρουν από αυτά των τσουνάμι στο ότι δαπανούν όλη τους την ενέργειά τους στη ζώνη θραύσής του (surf zone). Σε αντίθεση τα τσουνάμι δαπανούν την ενέργεια τους στην ακτή, απόδειξη αυτού είναι η ικανότητα τους να μεταφέρουν κολοσσιαίους ογκόλιθους πάνω στην παράκτια ζώνη. Σύμφωνα με τον Nott (2004), εκτιμάται πως αρκεί ένα τσουνάμι να έχει το ένα τέταρτο του μεγέθους ενός κύματος καταιγίδας ώστε να καταφέρει να μετακινήσει τέτοιου μεγέθους ογκόλιθους. Για παράδειγμα, το τσουνάμι της 26^{ης} Μαΐου του 1983, στην Ιαπωνία, που είχε ύψος 14 μέτρων ήταν ικανό να μεταφέρει ένα συμπαγή ογκόλιθο, βάρους 1.000 τόνων, και να τον αποθέσει 150 μέτρα από την αρχική του θέση, πάνω σε μια θίνη ύψους 7 μέτρων (Bryant, 2001).

Σε ιδιαίτερες περιπτώσεις, έχει παρατηρηθεί απόθεση ογκόλιθων, σαν μεμονωμένα μπλοκ, με μορφή στοίχισης στα ανώτερα όρια της διείσδυσης των υδάτων. Κάποιες μάλιστα από αυτές τις στοιχίσεις ογκόλιθων εμφανιστεί έως και 20 μέτρα πάνω από την στάθμη της θάλασσας. Όμως, όπου η μεταφορά μεγακλαστικών κινήσεων εμποδίζεται από την τοπογραφία της παράκτιας ζώνης ή από έναν παράκτιο κρημνό τότε οι ογκόλιθοι μπορούν να αποτελέσουν ένα συμπαγές σώμα το οποίο παρουσιάζει υψηλή αντοχή στις υδραυλικές πιέσεις. Ακόμα, η γεωμετρία αυτών των σωμάτων των ογκόλιθων συνδέεται άμεσα και αντικατοπτρίζει την τοπογραφία της περιοχής στην οποία αυτά έχουν αποτεθεί (Felton and Crook, 2003). Επίσης, στην επιφάνεια μεμονωμένων ογκόλιθων, έχουν παρατηρηθεί κοιλότητες που οφείλονται σε βιολογικούς παράγοντες, όπως τα μαλάκια (Bryant, 2001).

3.5. Αποθέσεις τσουνάμι μικροπανίδα (foraminifera) και θαλάσσια διάτομα (marine diatoms)

Οι πλέον χονδρόκοκκες αποθέσεις τσουνάμι (ιλύς και άμμος) πολλές φορές είναι δυνατό να περιέχουν ίχνη μικροπανίδας καθώς και θαλάσσια διάτομα. Η μικροπανίδα είναι μικροσκοπικοί μονοκύτταροι οργανισμοί, που έχουν συνήθως το μέγεθος ενός κόκκου άμμου και αναπτύσσονται σε ένα κέλυφος ανθρακικού ασβεστίου. Τα θαλάσσια διάτομα είναι μονοκύτταροι φυτικοί οργανισμοί, ίδιου μεγέθους με τη μικροπανίδα, που περιβάλλονται από ένα κέλυφος πυριτίου (silica). Και τα δύο είδη οργανισμών ποικίλουν σε μέγεθος και ζουν είτε σε αιώρηση μέσα στο νερό είτε στο βυθό των θαλασσών. Υπό κανονικές καιρικές συνθήκες, τα μεγαλύτερα σε μέγεθος διάτομα που βρίσκονται στο βυθό μεταφέρονται και αποτίθενται στην ακτή μέσω της δράσης των κυμάτων. Τα μικρότερα διάτομα και το πλαγκτόν που βρίσκεται εν αιώρηση συνήθως αποτίθενται σε σημεία χαμηλής ενέργειας, όπως τα όρια του αιγιαλού, κυρίως κατά το στάδιο της απόσυρσης των υδάτων (Bryant, 2001).

Συνήθως, τα μικροαπολιθώματα που βρίσκονται στις αποθέσεις ενός τσουνάμι χαρακτηρίζονται από хаοτική κατανομή στο μέγεθος και στο είδος αφού καθώς το κύμα τσουνάμι κινείται οι υδάτινες μάζες αυτού συναντώνται με πολλά ενδιαιτήματα καθώς διέρχονται από πολλά περιβάλλοντα, όπως ο βυθός, οι περιοχές του μεσοπαλιρροιακού εύρους και τα χερσαία οικοσυστήματα. Ένας σημαντικός αριθμός από αυτά τα απολιθώματα ανακαλύπτονται θρυμματισμένα σε σφαιρικά κομμάτια λόγω της διάβρωσης που έχουν υποστεί (Bryant, 2001). Οι Dawson et al. (1996b) σε μελέτη τους για τα θαλάσσια διάτομα που περιέχονταν στις αποθέσεις του τσουνάμι του Grand Banks, διαπίστωσαν πως η πλειοψηφία των μικροαπολιθωμάτων άνηκε στο είδος *Paralia sulcata* και πως τα περισσότερα από αυτά ήταν σπασμένα (Dawson and Shi, 2000).

Η Hemphill-Haley θεωρεί πως τα θαλάσσια διάτομα και η μικροπανίδα μπορούν να μελετηθούν όχι μόνο για να ταυτοποιηθούν οι αποθέσεις ενός τσουνάμι αλλά και για να εκτιμηθεί το ανώτερο όριο της πλημμύρας που δημιούργησε η διείσδυση των υδάτων (Dawson and Shi, 2000). Ακόμα οι

Kelsey et al. (2002), σε μελέτη τους για τους σεισμούς και τα τσουνάμι στο βόρειο Oregon, διακρίνοντας τα διάτομα σε θαλάσσιας προέλευσης ή γλυκού νερού κατάφεραν να εκτιμήσουν τις μεταβολές της στάθμης της θάλασσας καθώς και τη μέση παλαιοπαλίρροια. Όμοια, οι Williams and Hutchinson (2000) ελέγχοντας το είδος των διατόμων συμπέραναν ότι η περιοχή μελέτης που βρισκόταν στα όρια ενός έλους είχε μικρή επιρροή από τη θαλάσσια παλίρροια.

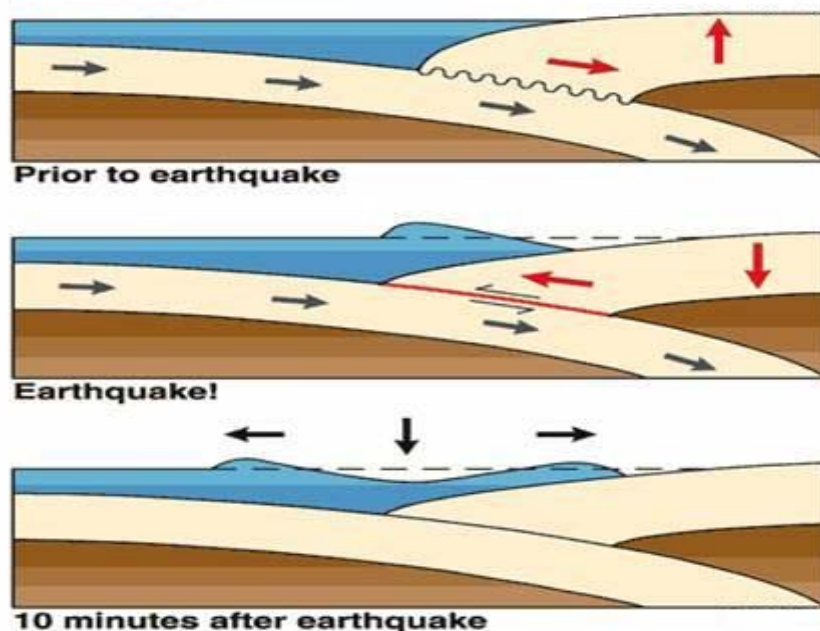
Η μελέτη της μικροπανίδας και των θαλάσσιων διατόμων έχει αρκετές φορές χρησιμοποιηθεί για την ταυτοποίηση παλαιοτσουνάμι. Οι Dawson and Shi (2000) αναφέρουν πως ο Dominey-Howes (1996) σε ερέυνα του σε αποθέσεις στη δυτική Κρήτη παρατήρησε μια ποικιλία από είδη μικροπανίδας, τα οποία υπό κανονικές συνθήκες ζουν στο βυθό της θάλασσας και οδηγήθηκε στο συμπέρασμα ότι ένα τσουνάμι είχε συμβεί στην περιοχή κατά τον πρώτο αιώνα μ.Χ., όπως έδειξε η χρονολόγηση.

4. Οι αιτίες δημιουργίας Τσουνάμι

4.1 Σεισμική δραστηριότητα

Η πιο συχνή αιτία δημιουργίας τσουνάμι είναι η σεισμική δραστηριότητα. Οι υποθαλάσσιοι σεισμοί που προκαλούν τσουνάμι συνήθως συμβαίνουν σε εστιακά βάθη μικρότερα των 100 χιλιομέτρων και έχουν ένταση μεγαλύτερη των 6.5 βαθμών της κλίμακας Richter. Οι σεισμοί αυτοί συμβαίνουν εκεί όπου υπάρχουν διαρρήξεις κατά μήκος ενεργών ρηγμάτων. Μόνο τριών ειδών ρήγματα μπορούν να προκαλέσουν τσουνάμι. Τα οριζόντιας μετατόπισης (strike-slip), τα κανονικά (dip-slip) και τα ανάστροφα (thrust-dip). Από τους τρεις τύπους ρηγμάτων, τα οριζόντιας μετατόπισης σπάνια γεννούν τσουνάμι. Από τους άλλους δύο τύπους, παρότι λογικά θα αναμενόταν τα κανονικά ρήγματα να δημιουργούν μεγάλες μετατοπίσεις στη μάζα του νερού αυτό δεν συμβαίνει καθώς το τμήμα που ανυψώνεται εξισορροπείται με αυτό που βυθίζεται. Τα ανάστροφα ρήγματα,

που χαρακτηρίζουν τη ζώνη υποβύθισης, και βρίσκονται σε βάθος μέχρι 30 χιλιόμετρα είναι κυρίως υπεύθυνα για τη γένεση τσουνάμι. Περίπου το 90% των σεισμών σε παγκόσμιο επίπεδο συμβαίνουν στις ζώνες υποβύθισης, γεγονός που τις καθιστά κύρια γενεσιουργό πηγή των τσουνάμι.



Εικόνα 6. Τα ανάστροφα ρήγματα στις ζώνες υποβύθισης είναι αυτά που συνήθως δημιουργούν μεγάλα σε ένταση τσουνάμι. Στο σχήμα παρουσιάζεται ο τρόπος με τον οποίο αυτά τα ρήγμα παράγουν τσουνάμι.

Πηγή: http://www.ga.gov.au/image_cache/GA5600.gif

Το μήκος και η διεύθυνση του ρήγματος παίζουν σημαντικό ρόλο στη διαμόρφωση των χαρακτηριστικών του τσουνάμι. Το μήκος συσχετίζεται με μέγεθος του τεμάχους του θαλάσσιου πυθμένα που μετατοπίζεται. Έχει υπολογιστεί ότι το πλάτος του τσουνάμι είναι ανάλογο του τετραγώνου του μήκους του ρήγματος.

Για την δημιουργία τσουνάμι από ρήγματα έχουν αναπτυχθεί δύο θεωρίες. Η πρώτη θεωρία αντιμετωπίζει τα τσουνάμι σαν αποτέλεσμα της διάδοσης της ταλάντωσης του φλοιού στην θαλάσσια μάζα. Αυτή η θεωρία επιτρέπει την αναγνώριση του επικέντρου και των στοιχείων του σεισμού από τα ίδια τα χαρακτηριστικά του κύματος, ακόμα και στην περίπτωση των τηλεσεισμικών τσουνάμι.

Η δεύτερη θεωρία αντιμετωπίζει τα τσουνάμι σαν γραμμικά κύματα βαρύτητας τα οποία διεγείρονται από την μετατόπιση ενός μεγάλου όγκου

νερού. Αυτή η διαδικασία προκαλείται από τη κάθετη μετατόπιση του θαλάσσιου πυθμένα, αρκεί το μήκος του ρήγματος να είναι τρεις ή τέσσερις φορές μεγαλύτερο από το βάθος του ωκεανού. Το μέγεθος αυτής της μετατόπισης μπορεί να υπολογιστεί θεωρητικά από τα χαρακτηριστικά του σεισμού όπως αυτά καταγράφονται από τους σειсмоγράφους. Όσο αυξάνεται το εστιακό βάθος του σεισμού, τόσο μειώνεται το μέγεθος της μετατόπισης του πυθμένα. Αν ο σεισμός συμβεί σε πυθμένα με απότομη κλίση τότε πρέπει να ληφθεί υπόψη και η οριζόντια μετατόπιση του πυθμένα. Το τσουνάμι που δημιουργείται διατρέχει τη θαλάσσια μάζα με χαρακτηριστικά που περιγράφονται από τη γραμμική θεωρία των κυμάτων. Βάσει αυτής μπορούν να εκτιμηθούν πολλές παράμετροι του σεισμού, από τις μετρήσεις των παλιρροιογράφων και των οργάνων καταγραφής του ύψους του κυματισμού.

Λόγω της μεγάλης συχνότητας εμφάνισης τσουνάμι στην Ιαπωνία έχει αναπτυχθεί ένα σύστημα πρόγνωσης των χαρακτηριστικών και του μεγέθους των τσουνάμι. Από τους Imamura-Iida, έχει αναπτυχθεί η ομώνυμη κλίμακα που προσεγγίζει το μέγεθος ενός τσουνάμι βάσει εκατοντάδων αντίστοιχων φαινομένων που συνέβησαν μεταξύ του 1700 και 1960. Η κλίμακα Imamura-Iida υπολογίζεται από τον εξής τύπο:

$$m_{II} = \log_2 H_{rmax}$$

Όπου, m_{II} είναι η κλίμακα μεγέθους τσουνάμι Imamura-Iida, και H_{rmax} είναι το μέγιστο υψόμετρο διείσδυσης.

Σύμφωνα με τον Bryant (2001), ο Solonvien πρότεινε μια πιο γενική μορφή του τύπου ώστε να μπορεί να χρησιμοποιηθεί σε παγκόσμια βάση, που έχει ως εξής:

$$i_s = \log_2 (1.4 H_r)$$

Όπου, i_s η ένταση του τσουνάμι και H_r το μέσο υψόμετρο των ροών διείσδυσης.

4.2. Κατολισθήσεις

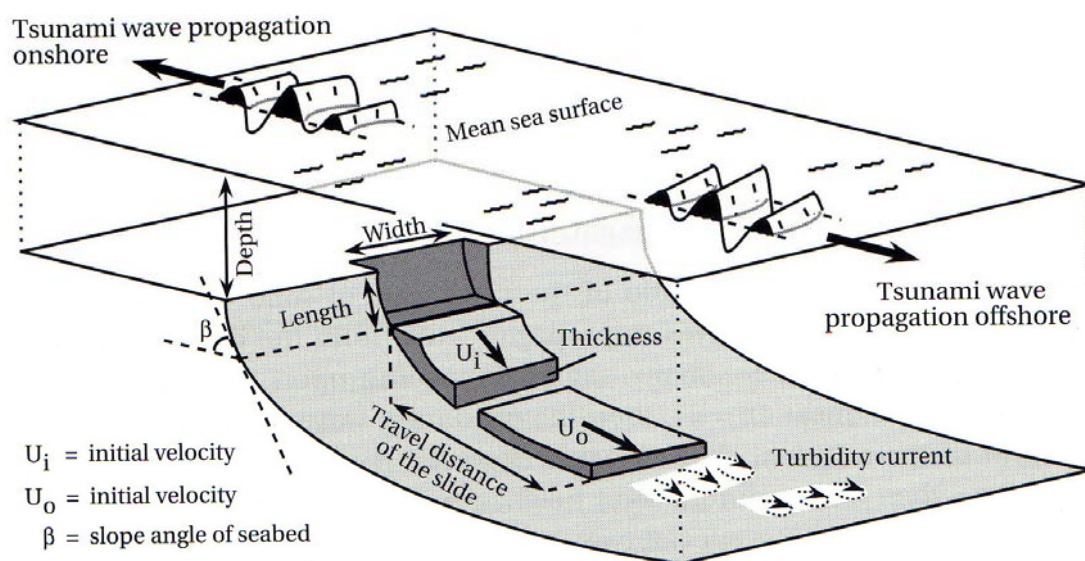
Περίπου το 70% της επιφάνειας της γης καλύπτεται από ωκεανούς και θάλασσες που περιέχουν τεκτονικά και ηφαιστειακά ενεργές περιοχές, συνήθως εκεί που εμφανίζονται ζώνες υποβύθισης. Ακόμα, κατά μήκος των υφαλοκρηπίδων εμφανίζονται απότομες κλίσεις στις οποίες παρουσιάζονται κινήσεις ιζημάτων λόγω της βαρύτητας. Μεγάλος όγκος ιζημάτων μετακινείται έως τον πυθμένα του ωκεανού μέσω λασποροών και τουρβιδιτικών ρευμάτων.

Οι υποθαλάσσιες κατολισθήσεις είναι μετακινήσεις τεμαχών χωρίς σημαντική καταστροφή της εσωτερικής δομής των στρωμάτων, κατά μήκος μιας επιφάνειας διάρρηξης (Αλμπανάκης, 1999). Μπορούν να πάρουν τη μορφή μιας ανάμεικτης μάζας από βράχους και ιζήματα η οποία μετακινείται προς το βυθό ή μιας περιστρεφόμενης μάζας τεμαχών που αποκολλάται από το πέτρωμα. Οι περιστροφικές κατολισθήσεις συνήθως δημιουργούν κατακόρυφες διαρρήξεις στο τέμαχος που αποκολλήθηκε αυξάνοντας την επικινδυνότητα να συμβεί μια δεύτερη κατολίσθηση (Bryant, 2001).

Οι σεισμοί είναι πολύ πιθανό να διεγείρουν μια κατολίσθηση να συμβεί και ιδιαίτερα τις υποθαλάσσιες που συχνά σχετίζονται με τσουνάμι. Τα χαρακτηριστικά του τσουνάμι που δημιουργούνται από τις κατολισθήσεις είναι διαφορετικά από αυτά που παράγονται από τις μετατοπίσεις του πυθμένα από σεισμούς. Μια σημαντική διαφορά είναι ότι η διεύθυνση της διάδοσης του κύματος που προκλήθηκε από κατολίσθηση είναι περισσότερο εστιασμένη. Το τέμαχος που ολισθαίνει παράγει δύο αντίρροπες συστοιχίες κυμάτων. Η μία έχει διεύθυνση παράλληλη με αυτή της κίνησης της ολισθαίνουσας μάζας, ενώ η άλλη αντίθετη. Έτσι, ενώ τα τσουνάμι που προκλήθηκαν από σεισμούς είναι συμμετρικά κοντά στην πηγή που τα δημιούργησε, αυτά που δημιουργήθηκαν από κατολίσθηση είναι κύματα μορφής N. Το πρώτο κύμα της ακολουθίας χαρακτηρίζεται από πολύ χαμηλό πλάτος και ακολουθείται από μια κοιλία που το βάθος της μπορεί να είναι και τριπλάσιο του πλάτους του πρώτου κύματος. Το δεύτερο κύμα έχει το ίδιο πλάτος με αυτό της κοιλίας που προηγείται αλλά με το πέρασμα του χρόνου εξασθενεί και μετατρέπεται σε τρία ή τέσσερα ξεχωριστά κύματα

ελαττώνοντας την περίοδό του. Η διαφορά μεταξύ του πλάτους του πρώτου κύματος και του δεύτερου κύματος μπορεί να παράγει μεγάλα υψόμετρα διείσδυσης στις ακτές, ιδιαίτερα όταν η ενέργεια του παγιδευτεί μέσα σε μια στενή λεκάνη, όπως τα φιορδ (Jiang and LeBlond, 1994).

Η γένεση των τσουνάμι από κατολίσθηση εξαρτάται από τον όγκο του και την ταχύτητα του υλικού που θα μετακινηθεί καθώς και από το βάθος της βύθισης. Ο όγκος του ολισθαίνοντος τεμάχους μπορεί να προσδιοριστεί γνωρίζοντας το ύψος και το οριζόντιο μήκος του. Η αρχική ταχύτητα της κατολίσθησης εξαρτάται από τον μηχανισμό που θα την διεγείρει. Εάν ο μηχανισμός είναι ένας σεισμός τότε η μάζα που ολισθαίνει αποκτά την ταχύτητά της ακαριαία. Όμως στην περίπτωση που η κατολίσθηση οφείλεται στην θραύση της συνοχής του πετρώματος, αποκτά μια επιταχυνόμενη ταχύτητα που εξαρτάται από τη μάζα και την πυκνότητα της μάζας που ολισθαίνει και την κλίση του πρανούς από το οποίο αποκολλήθηκε (Bryant, 2001).



Εικόνα 7. Η κατεύθυνση που μεταδίδονται τα κύματα τσουνάμι που δημιουργούνται από κατολισθήσεις είναι παράλληλη στη διεύθυνση ολίσθησης που τα προκαλεί. Στη γραφική αναπαράσταση περιγράφονται οι παράμετροι γέννησης τσουνάμι από υποθαλάσσια κατολίσθηση.

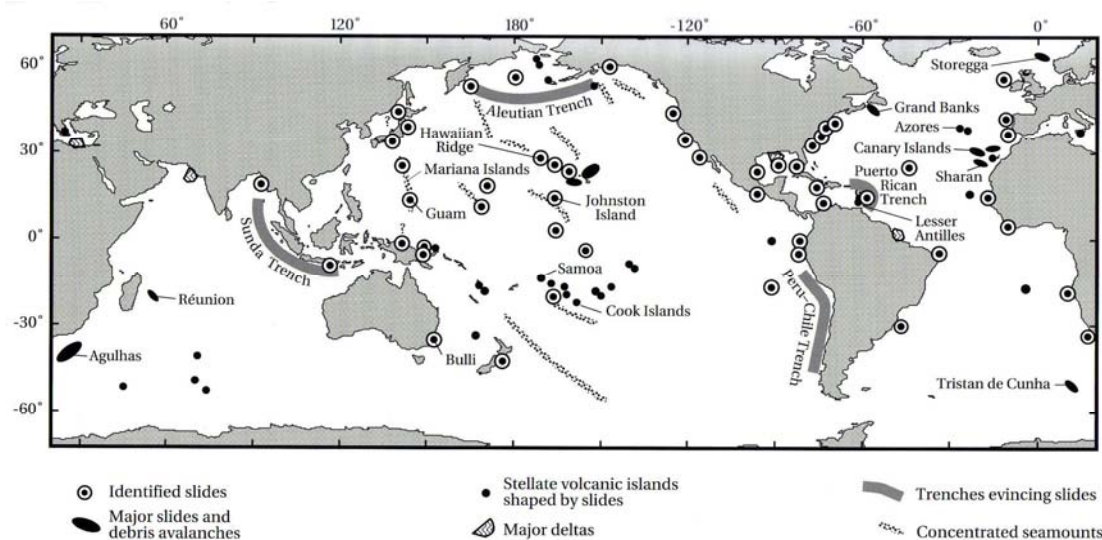
Πηγή: Bryant, 2001.

Τα μήκη κύματος και η περίοδος των τσουνάμι που προκαλούνται από υποθαλάσσιες κατολισθήσεις κυμαίνονται μεταξύ ενός και δέκα χιλιομέτρων και ενός έως πέντε λεπτών αντίστοιχα, τιμές μικρότερες από τις αντίστοιχες των τσουνάμι που παράγονται από σεισμούς. Η περίοδος των κυμάτων

τσουνάμι από υποθαλάσσιες κατολισθήσεις, είναι συνάρτηση του όγκου της ολισθαίνουσας μάζας και της κλίσης, και ανεξάρτητη από το βάθος της μετατόπισης και τη μάζα του τεμάχους, καθώς και από το βάθος στο οποίο συμβαίνει η κατολίσθηση (Bryant, 2001).

4.3. Ηφαιστειακή δραστηριότητα

Η ηφαιστειακή δραστηριότητα οφείλεται για το 4.6% των τσουνάμι που έχουν συμβεί στους ιστορικούς χρόνους, προκαλώντας το 9.1 % των θανάτων από τσουνάμι. Απαριθμούνται 10 μηχανισμοί με τους οποίους οι ηφαιστειακές εκρήξεις μπορούν να προκαλέσουν τσουνάμι. Το πιο συχνό από τα συνωδά φαινόμενα που οφείλονται στη γέννηση τσουνάμι είναι η σεισμική δραστηριότητα που προηγείται ή έπεται μιας ηφαιστειακής έκρηξης. Για παράδειγμα, το τσουνάμι που προκλήθηκε από τη σεισμική δραστηριότητα που προηγήθηκε της έκρηξης του Βεζούβιου στις δυτικές ακτές της Ιταλίας το 79 μ.Χ. (Bryant, 2001).



Εικόνα 8. Χάρτης στον οποίο παρουσιάζονται οι υποθαλάσσιες κατολισθήσεις που έχει πιστοποιηθεί πως έχουν συμβεί καθώς και οι περιοχές με υποθαλάσσια τοπογραφία που τις καθιστά επιρρεπείς στις κατολισθήσεις.

Πηγή: Bryant, 2001.

Οι πυροκλαστικές ροές δημιουργούνται από την πτώση λόγω βαρύτητας των νεφών στάχτης που εκτοξεύονται κατακόρυφα από τον

κρατήρα του ηφαιστείου. Όταν οι πυροκλαστικές ροές έρθουν σε επαφή με τη θαλάσσια μάζα μετατοπίζουν ποσότητες νερού μεταφέροντας ενέργεια σε αυτές και γεννούν τσουνάμι. Το μέγεθος του τσουνάμι εξαρτάται από την πυκνότητα αυτών των ροών. Εάν η πυκνότητα είναι μικρότερη από αυτή του νερού, τότε η στάχτη επιπλέει στο νερό και δημιουργεί ένα μικρό κύμα. Αντίθετα, αν οι ροές είναι πυκνότερες η στάχτη βυθίζεται στον πυθμένα του ωκεανού ωθώντας υδάτινες μάζες. Δεδομένου του ότι οι πυροκλαστικές ροές μπορούν να ταξιδέψουν για αρκετά χιλιόμετρα στον θαλάσσιο πυθμένα, μπορούν να προκαλέσουν τσουνάμι αρκετά μακριά από το σημείο της έκρηξης (Bryant, 2001). Για παράδειγμα, από την έκρηξη του ηφαιστείου Tambora στην Ινδονησία το 1885, οι πυροκλαστικές ροές δημιούργησαν ένα τσουνάμι ύψους 2 έως 4 μέτρων παρόλο που το ηφαίστειο απέιχε 15 χιλιόμετρα από την ακτή (McCoy and Heiken, 2000).

Ακόμα υποθαλάσσιες ηφαιστειακές εκρήξεις, που δεν ξεπερνούν τα 500 μέτρα σε βάθος μπορούν να προκαλέσουν διαταράξεις στη στήλη της θαλάσσιας μάζας ικανές να προκαλέσουν τσουνάμι. Κάτω από αυτό το βάθος το βάρος και ο όγκος του νερού καθιστούν αδύνατη τη δημιουργία τσουνάμι. Αυτός ο παράγοντας προκαλεί τσουνάμι που σπάνια μπορούν να ξεπεράσουν τα 150 χιλιόμετρα από το σημείο της έκρηξης (Bryant, 2001).

Ο σχηματισμός της καλδέρας, κατά τη διάρκεια του τελευταίου σταδίου της ηφαιστειακής έκρηξης, μπορεί να προκαλέσει λόγω πιέσεων ώθηση στην υδάτινη μάζα. Αυτή η διαδικασία, μπορεί να σχηματίσει μια ακολουθία κυμάτων που θα αρχίσει να διαδίδεται μέσα πέντε λεπτά από τον σχηματισμό της καλδέρας. Παρότι αρχικά το ύψος του κύματος κοντά στη καλδέρα μπορεί να είναι αρκετά μεγάλο, στην πραγματικότητα ο όγκος του νερού που μετατοπίζεται είναι μικρός. Ακόμα εξαιτίας της μείωσης του ύψους ανάλογης της τετραγωνικής ρίζας της απόστασης, η ένταση του τσουνάμι, μειώνεται με ταχείς ρυθμούς από την εστία δημιουργίας του.

Οι ολισθήσεις υλικών από τον ηφαιστειακό κώνο, είναι ακόμα μια αιτία πρόκλησης τσουνάμι. Τα καταρρέοντα υλικά μπορούν να σχηματίσουν μια στοιβάδα η οποία μπορεί να ολισθήσει με ταχύτητες 100 m/s. Κάποιες από αυτές τις στοιβάδες μπορεί να έχουν όγκο 20 κυβικά χιλιόμετρα και να ταξιδέψουν έως και 100 χιλιόμετρα από την ηφαιστειακή εστία (Bryant,

2001). Για παράδειγμα κατά τη διάρκεια της έκρηξης του ηφαιστείου Unzen στην Ιαπωνία το 1792, 0.34 κυβικά χιλιόμετρα υλικών κατέρρευσαν σχηματίζοντας μια ολισθαίνουσα μάζα που ταξίδευσε 6.5 χιλιόμετρα έως ότου να φτάσει στη θάλασσα. Το τσουνάμι που σχηματίστηκε, έπληξε την χερσόνησο Shimabara, 77 χιλιόμετρα μακριά από το ηφαίστειο, και δημιούργησε πλημμυρικές ροές που έφτασαν τα 35-55 μέτρα σε υψόμετρο.

Τέλος εκρήξεις από πλάγιους πόρους του ηφαιστειακού κώνου, οι πτώσεις ογκόλιθων που εκτοξεύονται από τον κρατήρα και η λάβα που εισέρχεται στην υδάτινη μάζα μπορούν να προκαλέσουν τσουνάμι. Για παράδειγμα, η λάβα από το ηφαίστειο Matavanu στη Σαμόα, το 1907, ημιούργησε ένα τσουνάμι ύψους 3-3.6 μέτρων όταν εισήλθε στη θάλασσα (Bryant, 2001).

4.4 Σύγκρουση με κομήτες ή μετεωρίτες

Υπάρχουν δύο τύποι ουράνιων αντικειμένων, οι αστεροειδείς και οι κομήτες, που η τροχιά της κίνησής τους μπορεί να διασταυρωθεί με αυτή της γης και να συμβεί μια σύγκρουση με ολέθριες συνέπειες. Εκτιμάται ότι από την εποχή που εμφανίστηκαν οι ανθρωπίδες έως τη σύγχρονη εποχή, περίπου 200 έως 500 σώματα τέτοιου είδους έχουν συγκρουστεί με τη γη. Διακρίνονται τέσσερις τύποι εξωγήινων αντικειμένων που ταξινομούνται βάσει της πυκνοτητάς τους. Οι κομήτες, με πυκνότητα περίπου 1g/cm^3 , τα ανθρακοφόρα σώματα (carbonaceous bodies) με πυκνότητα 2.2g/cm^3 , οι πετρώδεις (stony) αστεροειδείς με πυκνότητες 3.5g/cm^3 , και οι σιδηρούχοι (iron) αστεροειδείς με πυκνότητες 7.9g/cm^3 . Οι κομήτες ταξιδεύουν με ταχύτητες 25-50 km/s ενώ οι αστεροειδείς με λιγότερο από 15 km/h. Κάθε ουράνιο σώμα που ταξιδεύει με αυτές τις ταχύτητες και έχει διάμετρο μεγαλύτερη του ενός χιλιομέτρου, κατά την είσοδο του στην ατμόσφαιρα της γης δεν εκρήγνυται και προσκρούει με ελάχιστη απώλεια της μάζας του.

Από τους μετεωρίτες ή κομήτες που προσκρούουν στη γη, περίπου το 70% από αυτούς χτυπά τους ωκεανούς. Με ταχύτητες μεγαλύτερες των 20 km/s τα αντικείμενα αυτά εκρήγνυνται με την επαφή τους στις θάλασσες και

τους ωκεανούς εκτοξεύοντας υδάτινες μάζες, δημιουργώντας μια ακολουθία κυμάτων τσουνάμι. Το ύψος του τσουνάμι εξαρτάται από τη μετατόπιση του νερού από τον υδάτινο κρατήρα της πρόσκρουσης προς τον ωκεανό. Επειδή το νερό απορροφά την περισσότερη από την ενέργεια του μετεωρίτη, δεν υπάρχει δημιουργία κρατήρα στον πυθμένα. Αυτή η διαδικασία είναι παρόμοια με τη βολή μιας πέτρας στο νερό. Έτσι δημιουργείται ένα κύμα που διαδίδεται προς όλες τις κατευθύνσεις και ταλαντώνει την υδάτινη στήλη, δημιουργώντας μια ακολουθία τεσσάρων κορυφών η οποία διαδίδεται απομακρυνόμενη από το σημείο πρόσκρουσης. Όσο το κύμα απομακρύνεται από την εστία της πρόσκρουσης, χάνει την ενέργεια του και το ύψος του ελαττώνεται.

Ακόμα το ύψος του τσουνάμι αυξάνεται ανάλογα με τη διάμετρο του μετεωρίτη. Για παράδειγμα, ένας σιδηρούχος μετεωρίτης διαμέτρου 100 μέτρων μπορεί να παράγει ένα τσουνάμι 27.1 μέτρων σε ύψος, στα 50 χιλιόμετρα από την εστία πρόσκρουσης. Το ύψος του θα ελαττωθεί στα 2.7 μέτρα στα 500 χιλιόμετρα από την εστία και στα 0.7 μέτρα στα 2000 χιλιόμετρα. Οι ροές διείσδυσης ενός τέτοιου τσουνάμι θα μπορούσαν να φτάσουν μέχρι και τα 890 μέτρα στην ενδοχώρα, σε οποιοδήποτε σημείο που βρίσκεται εντός της ακτίνας των 2000 χιλιομέτρων από την εστία πρόσκρουσης.

Οι μετεωρίτες που ξεπερνούν το ένα χιλιόμετρο σε διάμετρο, μπορούν να δημιουργήσουν καταστροφικά τσουνάμι σε οποιαδήποτε θάλασσα προσκρούσουν. Αν και τέτοια σώματα έχουν μια συχνότητα εμφάνισης περίπου μια στα 10 εκατομμύρια χρόνια, η πρόσκρουση ενός μετεωρίτη τέτοιων διαστάσεων στην υδάτινη μάζα θα είχε σαν αποτέλεσμα τη δημιουργία τσουνάμι ύψους πάνω από 45 μέτρα σε απόσταση 1000 χιλιομέτρων από την εστία, και 22 μέτρων σε ακτίνα 2000 χιλιομέτρων. Τέλος, οι μετεωρίτες που ξεπερνούν τα 5 χιλιόμετρα σε διάμετρο, μπορούν να δημιουργήσουν τσουνάμι που ξεπερνούν τα 30 μέτρα ακόμα και στις πιο προστατευμένες ακτογραμμές.

5. Τα τσουνάμι στην Ελλάδα

5.1 Εισαγωγή

Η Ελλάδα είναι επιρρεπής στην εμφάνιση τσουνάμι εξαιτίας του τεκτονικού της καθεστώτος. Ο Ελληνικός χώρος βρίσκεται στα όρια σύγκλισης της Αφρικανικής και Ευρασιατικής λιθοσφαιρικής πλάκας και χαρακτηρίζεται από τρεις ζώνες που εντείνουν την εμφάνιση τεκτονικών εξάρσεων. Οι ζώνες αυτές είναι:

Η Ελληνική τάφρος, η οποία αποτελείται από θαλάσσιες λεκάνες βάθους μέχρι 5 km και μικρότερες παράλληλες γραμμικές τάφρους. Διασχίζει την περιοχή από τα νοτιοανατολικά της ρόδου, νότια της Κρήτης, μέχρι την περιοχή ανατολικά του Ιονίου. Το Ελληνικό τόξο, που αποτελείται από το εξωτερικό ιζηματογενές τόξο και συνδέει τις Δυναρικές Άλπεις (Ελληνίδες οροσειρές, Ιόνια νησιά, Κρήτη, Ρόδος) με τις Τουρκικές Ταυρίδες, και το εσωτερικό ηφαιστειακό τόξο (Σουσάκι, Μέθανα, Μήλος, Σαντορίνη, Νίσυρος) το οποίο βρίσκεται σε μια μέση παράλληλη απόσταση 120 km από το ιζηματογενές και τέλος η τάφρος του βορείου Αιγαίου, με βάθος περίπου 1500 m (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 1989).

Από την αρχαιότητα έως σήμερα πολλά καταστροφικά τσουνάμι έχουν πλήξει τα νησιά και την ηπειρωτική Ελλάδα. Ο μηχανισμός γέννησης των τσουνάμι στον ελληνικό χώρο είναι οι σεισμοί, οι κατολισθήσεις που οφείλονται σε σεισμούς, οι κατολισθήσεις που οφείλονται στην υψηλή στερεοπαροχή των υδρογραφικών δικτύων και η ηφαιστειακή δραστηριότητα.

Κατά τη διάρκεια των τελευταίων δεκαετιών γίνεται προσπάθεια από πολλούς ερευνητές να καταγραφούν οι σεισμοί και τα τσουνάμι στον ελληνικό χώρο και να δημοσιευθούν κατάλογοι με αυτά τα γεγονότα (Ambraseys, 1962, Papadopoulos, 2000, Stiros, 2001). Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν για να συνταχθούν αυτοί οι κατάλογοι προέρχονται από πηγές όπως αρχαιολογικά ευρήματα, συγγράμματα, μύθοι, τοπικές και διεθνής βιβλιοθήκες, δημόσια και ιδιωτικά αρχεία και συλλογές, ινστιτούτα, πανεπιστήμια και μοναστήρια (Dominey-Howes, 2002). Η μεθοδολογία που

χρησιμοποιείται για την συμπλήρωση των καταλόγων περιλαμβάνει τρία στάδια. Πρώτον, την συλλογή των διαθέσιμων και ταυτόχρονα αξιόπιστων δεδομένων, στα οποία εμφανίζονται στοιχεία και περιγραφές για την εμφάνιση σεισμού ή τσουνάμι. Δεύτερον, την ανάλυση αυτών των πληροφοριών και την προσπάθεια να εκτιμηθεί ποιο από τα δεδομένα είναι αξιόπιστο και ταυτόχρονα χρήσιμο για την καταγραφή του γεγονότος που συνέβη σε κάποια συγκεκριμένη περιοχή. Τέλος, στο τρίτο στάδιο, τον συσχετισμό της σεισμικότητας και της υποθαλάσσιας μορφολογίας ώστε να εκτιμηθεί αν αυτή η περιοχή δύναται να παράγει ένα τσουνάμι (Ambraseys, 1962). Ακόμα, για να χρονολογηθεί η εμφάνιση ενός τσουνάμι χρησιμοποιούνται πολλές φορές αρχαιολογικά ευρήματα, όπως νομίσματα, που βρέθηκαν σε κατεστραμμένες περιοχές (Stiros, 2001).

Σύμφωνα με τον Stiros (2001), οι ιστορικές και αρχαιολογικές ενδείξεις εκδήλωσης ενός σεισμού ή εμφάνισης ενός τσουνάμι, μπορεί να είναι άμεσες, δομικές (structural) ή έμμεσες. Οι άμεσες ενδείξεις προέρχονται από κείμενα και επιγραφές που αναφέρουν σαφώς ότι η αιτία των καταστροφών στα κτίρια ή η εγκατάλειψη των πόλεων είναι ένας σεισμός ή ένα τσουνάμι. Οι δομικές ενδείξεις προέρχονται από κατασκευές που αλλοιώθηκαν από τη σεισμική δραστηριότητα ή από την εμφάνιση τσουνάμι, όπως μετατοπίσεις τειχών ρήγματα και βύθιση λιμανιών από την επίκληση της θάλασσας. Τέλος, οι έμμεσες ενδείξεις προέρχονται από αναφορές αρχαίων συγγραφέων για καταστροφές και εκκενώσεις πόλεων και κτιρίων που οι σύγχρονοι ερευνητές αποδίδουν σε σεισμούς ή τσουνάμι.

Ο Dominey-Howes (2002) θεωρεί ότι ο πιο λεπτομερής, εκτεταμένος, αξιόπιστος και ενημερωμένος κατάλογος με τα τσουνάμι στον ελληνικό χώρο είναι αυτός που εξέδωσε ο Παπαδόπουλος το 1998. Η σύνταξη του καταλόγου χρηματοδοτήθηκε από την Ευρωπαϊκή Ένωση και αποτελεί τμήμα του ενοποιημένου Ευρωπαϊκού καταλόγου για τα τσουνάμι. Για την συνταγή του χρησιμοποιήθηκαν πληροφορίες από αυθεντικά ιστορικά κείμενα, ήδη υπάρχοντες καταλόγους, επιστημονικές μελέτες, βιβλία, καθώς και από έρευνα πεδίου που πραγματοποιήθηκε από τον συντάκτη και τους συνεργάτες του. Ο κατάλογος περιλαμβάνει 159 περιπτώσεις τσουνάμι που συνέβησαν, μεταξύ του 1628 π.Χ. και του 1996 μ.Χ.. Από αυτές τις

περιπτώσεις, οι πέντε σχετίζονται με ηφαιστειακή δραστηριότητα, 112 σχετίζονται με σεισμούς που το μέγεθος τους έχει προσδιοριστεί, 28 με σεισμούς που το μέγεθος τους δεν έχει εκτιμηθεί, τρεις σχετίζονται με μετακινήσεις μαζών ιζημάτων ενώ για τα υπόλοιπα 11 γεγονότα δεν υπάρχουν επαρκείς πληροφορίες για τον μηχανισμό γέννησης τους. Ακόμα, ο Dominey-Howes (2002) αναφέρει πως σύμφωνα με αυτόν τον κατάλογο μεταξύ του 1628 π.Χ. και του 550 π.Χ. έχουν ταυτοποιηθεί δύο γεγονότα τσουνάμι, από το 550 π.Χ. μέχρι το 300 μ.Χ. 14 τσουνάμι, από το 300 μ.Χ. έως το 1550 μ.Χ. 29 τσουνάμι, από το 1550 έως το 1845 μ.Χ. 37 τσουνάμι και τέλος από το 1847 μ.Χ. έως τη στιγμή που δημοσιεύτηκε ο κατάλογος αναφέρονται 77 περιπτώσεις τσουνάμι. Από τα παραπάνω προκύπτει ότι το 71,8 % όλων των περιπτώσεων τσουνάμι συνέβησαν κατά τη διάρκεια του τελευταίου 12,3% της χρονικής περιόδου που καλύπτει ο κατάλογος.

Οι εκάστοτε καταγραφές των γεγονότων είναι άμεσα συνυφασμένες με την υποκειμενική ερμηνεία των πρωτογενών δεδομένων από τον συντάκτη. Σαν αποτέλεσμα αυτού είναι η ύπαρξη πολλών διαφοροποιημένων καταλόγων. Έτσι, γεγονότα που καταγράφονται σε έναν κατάλογο ενδέχεται να μην συμπεριλαμβάνονται σε έναν άλλο. Ακόμα, μπορούν να προκύψουν σφάλματα στον προσδιορισμό των περιοχών που έχουν πληγεί από ένα τσουνάμι και λάθη στην εκτίμηση των επιπτώσεων που αυτό προκάλεσε.

Ταυτόχρονα με όσα αναφέρθηκαν προηγουμένως, εμπόδιο στις έρευνες αποτελεί η περιορισμένη διατήρηση των αποθέσεων παλαιοτσουνάμι στη παράκτια ζώνη. Αυτό οφείλεται: α) στην περιορισμένη παροχή ιζήματος που θα κάλυπτε τις αποθέσεις του τσουνάμι και θα τις προστάτευε από την διαβρωτική δράση της θάλασσας, β) στη ύπαρξη ελάχιστων παράκτιων περιβαλλόντων ικανών να διατηρήσουν τις αποθέσεις, όπως λιμνοθάλασσες και έλη, γ) στην έντονη διάβρωση που υφίστανται οι αποθέσεις λόγω των έντονων εποχιακών βροχοπτώσεων, δ) στην τεκτονική βύθιση ή ανύψωση των παράκτιων περιοχών με αποτέλεσμα την κάλυψη των αποθέσεων από τη θάλασσα και την κατά βάθος διάβρωση τους αντίστοιχα, και ε) στις έντονες κλίσεις του χερσαίου και του υποθαλάσσιου ανάγλυφου του ελληνικού χώρου που περιορίζουν το μέγιστο υψόμετρο των ροών διείσδυσης (Dominey-Howes, 2002).

5.2. Το τσουνάμι του 17^{ου} αιώνα π.Χ. από την έκρηξη του ηφαιστείου στη νήσο Θήρα

Η Θήρα είναι ένα από τα κυριότερα ηφαιστειακά κέντρα της Μεσογείου και αποτελεί τμήμα του ηφαιστειακού τόξου του νοτίου Αιγαίου. Είναι ένα νησιωτικό συγκρότημα που αποτελείται από πέντε νησιά. Τα τρία εξ αυτών - η Θήρα, η Θηρασία και το Ασπρονήσι - πριν την έκρηξη του ηφαιστείου κατά την Ύστερη Εποχή του Χαλκού συγκροτούσαν ένα ενιαίο νησί. Τα υπόλοιπα δύο - η Παλαιά και Νέα Καμένη - οφείλουν τη δημιουργία τους στην πρόσφατη ηφαιστειακή δραστηριότητα (McCoy and Heiken, 2000). Η δραστηριότητα του ηφαιστείου χαρακτηρίζεται από δώδεκα ισχυρές εκρήξεις και αρκετές μικρότερες (Dominey-Howes, 2002).

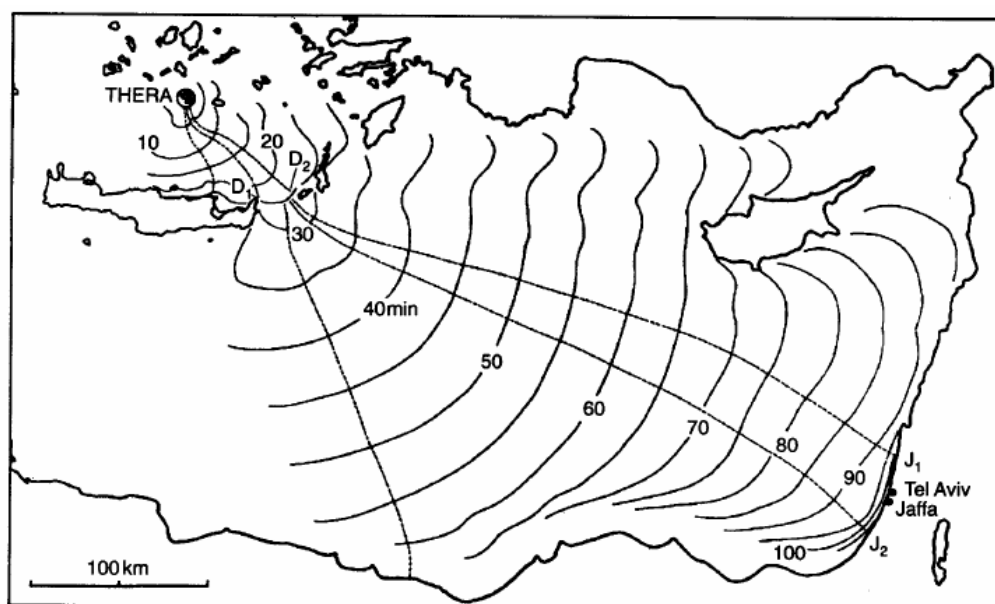
Η έκρηξη του ηφαιστείου κατά την Ύστερη Εποχή του Χαλκού θεωρείται πιθανότατα η μεγαλύτερη που βεβαιώνεται από ανθρώπινες μαρτυρίες. Σχετίζεται με την αποδυνάμωση του Μινωικού πολιτισμού στην Κρήτη (Bryant, 2001) και με την κυριαρχία του Μυκηναϊκού πολιτισμού δύο αιώνες μετά την έκρηξη (McCoy and Heiken, 2000). Η χρονολόγηση αυτού του γεγονότος βρίσκεται ακόμα υπό συζήτηση. Ο Bryant (2001) συσχετίζει την έκρηξη του ηφαιστείου με ιζήματα στάχτης που βρέθηκαν σε πυρήνες γεωτρήσεων στη Γροιλανδία που χρονολογούνται γύρω στο 1450 και 1470 π.Χ.. Σύμφωνα με τους McCoy και Heiken (2002) και αρκετούς Έλληνες επιστήμονες, όπως ο Παπαδόπουλος (Η Καθημερινή, 13/05/2006), η έκρηξη του ηφαιστείου φαίνεται ότι έγινε κατά τη διάρκεια του 17^{ου} αιώνα π.Χ. και πιθανώς γύρω στο 1630 π.Χ..

Το τσουνάμι που έπληξε τις ακτές της ανατολικής Μεσογείου πιστεύεται ότι δημιουργήθηκε σε δύο φάσεις. Το πρώτο τσουνάμι δημιουργήθηκε από την πτώση των πυροκλαστικών ροών, από ύψος 400 μέτρων που κατά την είσοδό τους στη θάλασσα δημιούργησαν το κύμα που διαδόθηκε περιμετρικά του ηφαιστείου (McCoy and Heiken, 2000). Ο δεύτερος μηχανισμός γέννησης του τσουνάμι ήταν η κατάρρευση του ηφαιστειακού κώνου κατά την τελευταία φάση της έκρηξης. Θεωρείται πως μετά την εκτίναξη μεγάλων ποσοτήτων ηφαιστειακού υλικού ο κώνος του ηφαιστείου άδειασε και κατέρρευσε δημιουργώντας μια μεγάλη καλδέρα. Η

κατάρρευση του κώνου μέσα στη θάλασσα εξώθησε τις υδάτινες μάζες προκαλώντας ένα τσουνάμι που διαδόθηκε προς τα βόρεια και νοτιανατολικά του νησιού (McCoy and Heiken, 2000, Bryant, 2001).

Ενδείξεις για τις αποθέσεις αυτού του τσουνάμι έχουν εντοπιστεί τόσο στη Θήρα όσο και σε άλλες ακτές της ανατολικής Μεσογείου. Στην περιοχή του Πορί στις ανατολικές ακτές της Σαντορίνης εντοπίστηκε ένα στρώμα, πάχους 3.5 μέτρων, από αποθέσεις κλαστικών ιζημάτων ηφαιστειακής προέλευσης. Το στρώμα αυτό θεωρείται ότι αποτελείται από τέφρα που έχει υποστεί την επίδραση των κυμάτων τσουνάμι. Αυτό προκύπτει από το μέγεθος και το σχήμα της κοκκομετρίας του συγκεκριμένου ιζήματος, από την ιζηματολογική του δομή καθώς και από τη χαοτική κατάσταση που αυτό βρέθηκε (McCoy and Heiken, 2000).

Ακόμα, αποθέσεις - ένδειξη για το χτύπημα ενός τσουνάμι - βρέθηκαν στις ανατολικές ακτές της νήσου Ανάφης. Εκεί, σε ύψος 40-50 μέτρων, από τη σημερινή μέση στάθμη της θάλασσας, βρέθηκαν ηφαιστειακά ιζήματα που θεωρείται ότι δημιουργήθηκαν στον πυθμένα της θάλασσας. Επιπλέον, αποθέσεις τσουνάμι έχουν εντοπισθεί στις βόρειες ακτές της Κρήτης και στις δυτικές ακτές της Κύπρου και του Ισραήλ (Bryant, 2001).



Εικόνα 9. Ισοχρονικές καμπύλες διάδοσης του τσουνάμι που προκλήθηκε κατά την έκρηξη του ηφαιστείου της Θήρας στην ανατολική Μεσόγειο κατά την Ύστερη Εποχή του Χαλκού. Πηγή: McCoy and Heiken, 2000.

Ο πιο χαρακτηριστικός τύπος ιζημάτων, που σχετίζεται με το τσουνάμι, εντοπίστηκε στον πυθμένα της θάλασσας της ανατολικής Μεσογείου. Οι «ομογενίτες» (Homogenites), όπως ονομάζονται και οφείλουν το όνομά τους στην ομοιοχρωμία τους, είναι ιζήματα που περιέχουν μικροαπολιθώματα διαφόρων περιόδων, αποτελούνται από άμμο ή ιλύ και δεν σχετίζονται με την πελαγική ιζηματογένεση. Η ύπαρξη των ομογενητών στον πυθμένα στα νοτιοανατολικά της Κρήτης οφείλεται στην ενεργειακή κατανομή του τσουνάμι λόγω της διάθλασης (McCoy and Heiken, 2000, Bryant, 2001).

Σύμφωνα με τα στοιχεία των ερευνών, εκτιμάται ότι τα ύψη το τσουνάμι κυμάνθηκαν μεταξύ 15 και 30 μέτρων στη Θήρα και στη βόρεια Κρήτη. Υπολογίζεται ότι στη βόρεια Κρήτη το κύμα έφτασε σε περίπου 30 λεπτά από τη γέννηση του, σε 70 λεπτά στη δυτική Κύπρο και μετά από περίπου δύο ώρες στις ακτές του Τελ Αβίβ και της Χάιφα στο Ισραήλ (McCoy and Heiken, 2000).

5.3. Το τσουνάμι που σχετίζεται με το σεισμό του 365 μ.Χ. στην Κρήτη

Από πρόσφατες γεωλογικές μελέτες προκύπτει ότι υπήρξε μια περίοδος σεισμικής έξαρσης από το δεύτερο μισό του 4^{ου} μέχρι το πρώτο μισό του 6^{ου} μ.Χ. αιώνα. Αυτές οι ενδείξεις συμπληρώνονται και από πληροφορίες που υπάρχουν σε αρκετές αρχαιολογικές πηγές, κυρίως αρχαία κείμενα.

Οι γεωλογικές μελέτες έδειξαν ότι σε αυτή την περίοδο υπήρξαν σημαντικές τεκτονικές εξάρσεις με κυριότερη αυτή της τεκτονικής ανύψωσης της Κρήτης. Συγκεκριμένα η τεκτονική ανύψωση ανέρχεται στα 9 μέτρα σε μήκος περίπου 100 χιλιομέτρων, ενώ από την χρονολόγησή της προκύπτει ότι συνέβη γύρω στο 353 μ.Χ. (+80 χρόνια) (Stiros, 2001).

Ακόμα, πολλά αρχαιολογικά κείμενα του 5^{ου} και 6^{ου} μ.Χ. αιώνα αναφέρουν την εκδήλωση ενός μεγάλου σεισμικού γεγονότος στην

ανατολική Μεσόγειο, στις 21 Ιουλίου 365 μ.Χ.. Επιπλέον αναφέρεται, πως ο σεισμός αυτός σχετιζόταν με ένα πολύ μεγάλο κύμα τσουνάμι που ακολούθησε και δημιούργησε πολύ μεγάλες καταστροφές. Από τις αρχαίες πηγές υπολογίζεται ότι ο σεισμός πρέπει να ήταν μεγέθους τουλάχιστον 8 βαθμών της κλίμακας Richter. Το κύμα τσουνάμι που ακολούθησε τον σεισμό μπορεί να προκλήθηκε είτε από τεκτονική ρήξη στη ζώνη υποβύθισης νοτιοδυτικά της Κρήτης είτε από κάποια υποθαλάσσια κατολίσθηση η οποία διεγέρθηκε από τις σεισμικές δονήσεις. Τόσο ο σεισμός όσο και το τσουνάμι έπληξαν αρκετές περιοχές με πολύ μεγάλες καταστροφές. Παρακάτω αναφέρονται οι επιπτώσεις του γεγονότος στην περιοχή της ανατολικής Μεσογείου, όπως προκύπτουν από τις αρχαίες πηγές.

Στη νήσο Κρήτη, ένα αρχαίο κείμενο αναφέρει την καταστροφή τουλάχιστον 100 πόλεων τόσο από τον σεισμό όσο και από το τσουνάμι. Υπάρχουν επίσης και πολλές λογοτεχνικές αναφορές οι οποίες περιγράφουν φαινόμενα που σχετίζονται με την σεισμική έξαρση, όπως τεκτονικές ανυψώσεις.

Πολλές αρχαιολογικές ανασκαφές στις βορειοανατολικές ακτές της Λιβύης δείχνουν καταρρεύσεις κτιρίων την ώρα που οι κάτοικοι βρισκόντουσαν μέσα σε αυτές. Από τα αρχαιολογικά ευρήματα φαίνεται ότι οι καταρρεύσεις συνέβησαν την χρονική περίοδο μεταξύ 364 και 378 μ.Χ.

Όσον αφορά την Ελλάδα, πολλοί αρχαίοι συγγραφείς μιλούν για καταστροφές σε όλο το μήκος της κεντρικής και νότιας Ελλάδας, που οφείλονται στην εκδήλωση σεισμού και κύματος τσουνάμι. Επίσης, στο Ναύπλιο βρέθηκε μια επιγραφή η οποία αναφέρει την εκτέλεση επισκευαστικών εργασιών την περίοδο μεταξύ 375 και 378 μ.Χ. για την προστασία των κτιρίων από σεισμούς και απότομες ανυψώσεις της θάλασσας.

Στην Κύπρο υπάρχουν πολλές αναφορές σε αρχαία κείμενα για καταστροφές το 365 μ.Χ.. Φαίνεται πως η πόλη της Πάφου καταστράφηκε ολοσχερώς πριν το 368 μ.Χ.. Επιπλέον, αρχαιολογικές ανασκαφές δείχνουν την ολική καταστροφή της πόλης Κούριον, στην οποία τα τελευταία νομίσματα που τυπώθηκαν ήταν μεταξύ 384 και 365 μ.Χ.

Για τις περιοχές δυτικά της Ελλάδας οι πληροφορίες δεν είναι τόσο σαφείς. Όμως υπάρχουν πολλές αναφορές για καταστροφές από μεγάλα κύματα στις περιοχές της Αδριατικής και της Σικελίας.

Στην περιοχή της Αιγύπτου δεν υπάρχουν άμεσες αναφορές σε αρχαία κείμενα. Αυτό όμως δεν σημαίνει πως οι ακτές της Αιγύπτου δεν επηρεάστηκαν από τον σεισμό του 365 μ.Χ.. Όπως φαίνεται, από γεωφυσικές μελέτες στην περιοχή της Αλεξάνδρειας, οι κολώνες από κτίρια έχουν καταρρεύσει με έναν συγκεκριμένο προσανατολισμό κάτι που συχνά προκαλείται από τις σεισμικές δονήσεις. Είναι πιθανό αυτού του είδους η κατάρρευση να οφείλεται στον σεισμό του 365 μ.Χ. (Stiros, 2001).

Όπως φαίνεται από τα παραπάνω, πέρα από τις γεωλογικές μελέτες για την αναζήτηση των σεισμικών γεγονότων του παρελθόντος, μπορούν να αξιοποιηθούν και οι αρχαιολογικές πηγές. Αυτές μπορεί να είναι άμεσες, όπως για παράδειγμα αρχαιολογικά κείμενα που αναφέρουν συγκεκριμένα γεγονότα και τις επιπτώσεις τους καθώς και το πως οι άνθρωποι εκείνης της εποχής τα αντιμετώπισαν. Μπορεί επίσης να είναι έμμεσες, όπως έγγραφα και αναφορές για επισκευές κτιρίων, καταστροφές εγκαταστάσεων κτλ στα οποία αν και δεν αναφέρεται το αίτιο της καταστροφής, η μόνη λογική εξήγηση που μπορεί να αποδοθεί είναι ότι οφείλονται σε κάποιο σεισμικό φαινόμενο. Τέλος, τα αρχαιολογικά ευρήματα μπορούν να δώσουν πληροφορίες για σεισμικά γεγονότα του παρελθόντος μέσα από τη μελέτη του τρόπου με τον οποίο οι ανθρώπινες κατασκευές έχουν παραμορφωθεί ή καταρρεύσει (Stiros, 2001).

5.4. Το τσουνάμι του 1956 στο Αιγαίο πέλαγος

Την 9^η Ιουλίου 1956 τα νησιά του Αιγαίου επλήγησαν από το πιο καταστροφικό κύμα τσουνάμι της σύγχρονης ελληνικής ιστορίας. Ο σεισμός που συνδέεται με το κύμα τσουνάμι συνέβη στις 03:11.38 GMT με επίκεντρο στις 36°54'Β, 26°00'Α και είχε μέγεθος 7.5 βαθμών Richter και ακολουθήθηκε από έναν ισχυρό μετασεισμό στις 03:24.05 GMT μεγέθους 7

βαθμών, με επίκεντρο στις 36° 48' Β, 25° 12' Α (Ambraseys, 1960). Πρόσφατες μελέτες δείχνουν ότι το ρήγμα που προκάλεσε τον σεισμό είναι ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης, βρίσκεται στο νοτιοδυτικό άκρο της τάφρου της Αμοργού και έχει διεύθυνση από βορειοανατολικά προς νοτιοδυτικά (Dominey-Howes, 2000). Από τα χαρακτηριστικά του κύματος προκύπτει ότι το τσουνάμι πιθανότατα δημιουργήθηκε από υποθαλάσσια κατολίσθηση ή σειρά υποθαλάσσιων κατολισθήσεων, αποτέλεσμα των σεισμικών δόνησεων. Ακόμα, προκύπτει πως το μέγεθος του κύματος δεν ήταν το ίδιο σε όλες τις περιοχές, αλλά υπήρχαν διαφορές σε κάθε τοποθεσία που έπληξε. (Ambraseys, 1960).

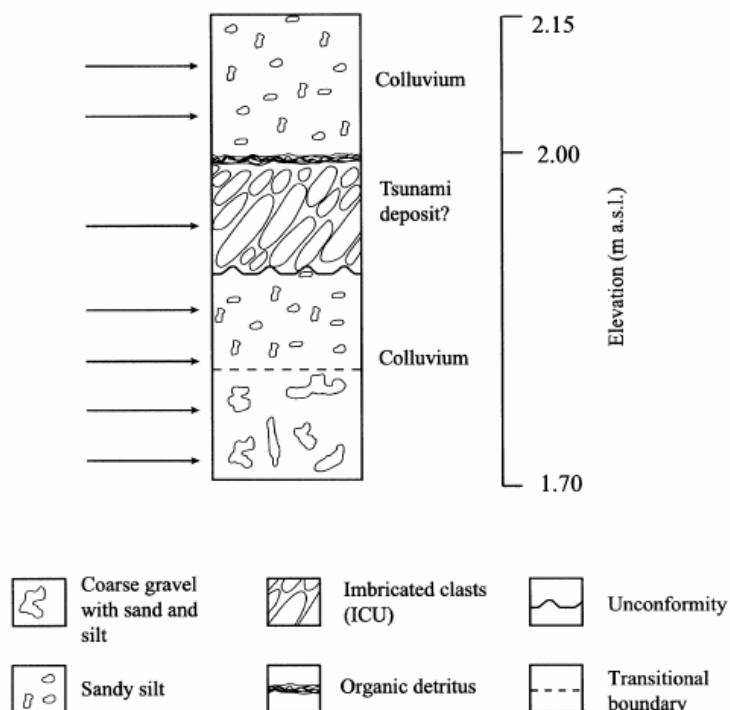
Για παράδειγμα, στην νήσο Αστυπάλαια οι μαρτυρίες αναφέρουν ότι στην περιοχή του Πόρτο-Σκάλα, το πρώτο κύμα ήταν 16 πόδια (4.8 μέτρα) σε ύψος και έφτασε μέχρι τις 400 γιάρδες (364.5 μέτρα) μέσα στην πόλη, ενώ προκάλεσε σοβαρές ζημιές σε πολλά μέρη του νησιού (Ambraseys, 1960).

Οι Dominey-Howes et al. (2000) μελέτησαν τις επιπτώσεις του τσουνάμι της 9^{ης} Ιουλίου 1956 στη νήσο Αστυπάλαια. Μέσα από μια σειρά επιστημονικών προσεγγίσεων όπως, η στρωματογραφία και η έρευνα πεδίου, προσπάθησαν να δείξουν πως υπήρξε μια υπερεκτίμηση των επιπτώσεων του τσουνάμι από προγενέστερες επιστημονικές μελέτες.

Στην Αστυπάλαια, όπως και στα υπόλοιπα Δωδεκάνησα, το τσουνάμι είχε σημαντικό αντίκτυπο. Για το συγκεκριμένο νησί, υπάρχουν αναφορές για ύψη κύματος από τέσσερα έως είκοσι μέτρα. Η περιοχή μελέτης των Dominey-Howes et al. (2000) αφορά την περιοχή Λιβάδια, η οποία βρίσκεται στο νότιο τμήμα του νησιού σε απόσταση περίπου δύο χιλιομέτρων από την πόλη της Αστυπάλαιας και την περιοχή Σταυρός που βρίσκεται στη βόρεια ακτή του νησιού σε απόσταση 6.5 χιλιομέτρων από την πόλη της Αστυπάλαιας. Στην έρευνα πεδίου χαρτογραφήθηκαν και αποτυπώθηκαν οι εμφανείς στρωματογραφικές μονάδες που συνδέονται με τις αποθέσεις του τσουνάμι. Ακόμη, έγινε λήψη δειγμάτων με σκοπό την ανάλυση μικροπανίδας και την ραδιομετρική ανάλυση για την χρονολόγηση των ιζημάτων.

Στην περιοχή των Λιβαδίων προκύπτουν τέσσερα διακριτά στρωματογραφικά επίπεδα. Από αυτά, το ένα στρώμα αποτελείται από

αποθέσεις καλά αποστρογγυλωμένων κλαστικών ψαμμιτικών ιζημάτων, με συνδετικό υλικό αμμώδη ιλύ. Η άνω επιφάνεια αυτού του στρώματος αποτελείται από δειτρίτικά (detrital) και οργανικά υλικά και περιέχει μεγάλο αριθμό υπολειμμάτων που προέρχονται από πλαστικές συσκευασίες. Τα στρώματα άνω και κάτω των κλαστικών ιζημάτων αποτελούνται από αμμώδη ιλύ η οποία είναι χαρακτηριστική της περιοχής. Αν και στο στρώμα των κλαστικών ιζημάτων αναγνωρίστηκαν έξι διαφορετικά είδη τρηματοφόρων, αυτό δεν συμβαίνει στα στρώματα αμμώδους ιλύος που βρίσκονται πάνω και κάτω από αυτό. Τα είδη των τρηματοφόρων που βρέθηκαν μπορούν να βρεθούν στη θάλασσα μέχρι και σε 2000 μέτρα βάθος. Αυτό το γεγονός πιστοποιεί ότι το στρώμα των κλαστικών ιζημάτων είναι θαλάσσια απόθεση από κάποιο γεγονός μεγάλης ενέργειας. Ακόμη, η επαφή του στρώματος με αυτό κάτωθεν του εμφανίζει απότομη αλλαγή συνθηκών και μια πιθανή διαδικασία διάβρωσης πριν την απόθεση του κλαστικού ιζήματος. Αυτά τα χαρακτηριστικά του στρώματος συχνά θεωρούνται χαρακτηριστικά αποθέσεων παλαιοτσουνάμι (Dominey-Howes, 2000).



Εικόνα 10. Η στρωματογραφία των αποθέσεων στην περιοχή Λιβάδια. Το δεύτερο στρώμα, που αποτελείται από αποστρογγυλωμένα κλαστικά ιζήματα, πιστεύεται ότι είναι αποθέσεις του τσουνάμι του 1956.

Πηγή: Dominey-Howes et al., 2000.

Οι μέθοδοι χρονολόγησης έδειξαν πως το στρώμα κάτω από το στρώμα των κλαστικών ιζημάτων πρέπει να έχει αποτεθεί πριν το 1954. Αντίθετα το στρώμα πάνω από αυτό φαίνεται να έχει αποτεθεί μετά το 1954. Όσον αφορά τα υπολείμματα πλαστικών συσκευασιών που βρέθηκαν στο άνω όριο του στρώματος με τα κλαστικά ιζήματα, λόγω της πολύ κακής τους κατάστασης δεν μπόρεσε να προσδιοριστεί κάποια πιθανή χρονολογική προέλευση. Παρ' όλα αυτά επειδή οι πλαστικές συσκευασίες εμφανίστηκαν από το 1945 και μετά, η απόθεση των κλαστικών ιζημάτων πιθανότατα έγινε μετά από αυτή τη χρονιά. Έτσι οι μέθοδοι χρονολόγησης δεν μπορούν να καθορίσουν με ακρίβεια την πραγματική χρονολογία που αποτέθηκε το στρώμα, όμως σε συνδυασμό με τις ενδείξεις από τα τρηματοφόρα φαίνεται ότι πιθανότατα αποτέθηκε από το τσουνάμι του 1956 (Dominey-Howes et al., 2000).

Στην περιοχή του Σταυρού βρέθηκαν αρκετά στρωματά από καλά αποστρογγυλεμένους χάλικες οι οποίοι έχουν αποτεθεί ανομοιόμορφα στους παράκτιους βράχους που βρίσκονται περίπου σε τέσσερα μέτρα υψόμετρο. Οι χάλικες διαφέρουν από τα γωνιώδη υλικά που χαρακτηρίζουν την περιοχή, καλύπτουν επιφάνειες έως και 250m^2 και το μέγιστο υψόμετρο που αυτοί εντοπίζονται ανέρχεται στα 10 μέτρα. Επίσης βρέθηκε μεγάλος αριθμός από διάφορα είδη θαλάσσιων μαλακίων τα οποία σχετίζονται με το στρώμα από χάλικες, και επιχειρήθηκε να χρονολογηθούν με την μέθοδο του άνθρακα 14. Η χρονολόγηση δεν απέφερε κάποια σαφή πληροφορία για την χρονική στιγμή απόθεσης των χάλικων (Dominey-Howes et al., 2000).

Από τις παραπάνω παρατηρήσεις προκύπτει ότι η διείσδυση των πλημμυρικών ροών ξεπέρασε τα 2 μέτρα στην περιοχή Λιβάδια και τα 10 μέτρα για στην περιοχή Σταυρός. Αυτές οι τιμές είναι πολύ μικρότερες από αυτές που αναφέρονται σε παλαιότερες δημοσιεύσεις για το τσουνάμι του 1956, όπως αυτή των Papazachos et. al το 1986 η οποία, σύμφωνα με τους Dominey-Howes et al. (2000) αναφέρει ότι το ύψος κύματος του τσουνάμι ήταν 20 μέτρα στη Βόρεια Αστυπάλεια και 4 στη νότια. Είναι όμως πιθανό το υψόμετρο των πλημμυρικών ροών να είναι υψηλότερο από το μέγιστο υψόμετρο των αποθέσεων του κύματος. Επιπλέον, ο Ambraseys το 1960 και

ο Antonopoulos το 1980 αναφέρουν ότι οι πλημμυρικές ροές στην ενδοχώρα έφτασαν στην πόλη της Αστυπάλειας τις 500 και 1000 γιάρδες (457.2 και 914.4 μέτρα) αντίστοιχα. Όμως δεδομένης της τοπογραφίας της περιοχής σε απόσταση 350 μέτρων από την ακτή το υψόμετρο φτάνει τα 100 μέτρα, πολύ περισσότερο δηλαδή από τα ύψη των πλημμυρικών ροών που αναφέρουν οι παλαιότερες μελέτες. Έτσι φαίνεται ότι οι προγενέστερες αναφορές είχαν υπερεκτιμήσει το υψόμετρο διείσδυσης των πλημμυρικών ροών. Τέλος τα αποτελέσματα της μελέτης των Dominey-Howes et al. (2000) συμφωνούν με τα αποτελέσματα του αριθμητικού μοντέλου προσομοίωσης των Pedersen et al. το 1995 τα οποία αναφέρουν μικρότερες τιμές διείσδυσης του τσουνάμι από αυτές που αναφέρονται στις παλαιότερες μελέτες.

Όσον αφορά τις επιπτώσεις του τσουνάμι του 1956 στα υπόλοιπα νησιά των Δωδεκανήσων, ο Ambraseys (1960) αναφέρει τα εξής:

Στην πόλη της Καλύμνου ο αντίκτυπος του κύματος ήταν ο μεγαλύτερος που καταγράφηκε και οι ζημιές που προκλήθηκαν ήταν πολύ μεγάλες. Στην πόλη της Ποθέας η θάλασσα αποσύρθηκε και μετά ανασηκώθηκε με τη μορφή κύματος 8 ποδιών (2.4 μέτρα) που πλημμύρισε ολόκληρη την πόλη. Το κύμα ήταν ιδιαίτερα ισχυρό και επέφερε σημαντικές ζημιές στο λιμάνι καθώς και στις ναυπηγικές εγκαταστάσεις που βρίσκονται σε απόσταση 100 γιάρδες (91.5 μέτρα) από την ακτή. Το φαινόμενο επαναλήφθηκε τρεις φορές στην πρώτη ώρα μετά τον σεισμό και μετέφερε συντρίμια μέχρι και 1 μίλι (1609 μέτρα) από την ακτή, ενώ προκάλεσε τον θάνατο τριών ανθρώπων και την καταστροφή καλλιεργήσιμων εκτάσεων.

Στην Καταπόλα της Αμοργού, το κύμα έφτασε τα 9 πόδια (2.7 μέτρα) σε ύψος και προκάλεσε αρκετές ζημιές στο λιμάνι και στα σπίτια κοντά στην ακτογραμμή. Πολλά ιστιοπλοϊκά μεταφέρθηκαν και καταστράφηκαν στην προκυμαία της πόλης. Στη κοντινή παράλια αποτέθηκαν κομμάτια από δέντρα ενώ οι καλλιεργήσιμες εκτάσεις καταστράφηκαν. Στο νοτιοανατολικό τμήμα του νησιού τα κύματα έφτασαν μέχρι και τα 100 πόδια (30.5 μέτρα) σε ύψος. Όμως το τμήμα αυτό του νησιού είναι αραιοκατοικημένο και οι οικισμοί είναι κτισμένοι σε υψηλές περιοχές με αποτέλεσμα να μην υπάρξουν προβλήματα από το κύμα.

Στην Αντίπαρο, η θάλασσα πλημμύρισε την πόλη Κάστρο και τις ακτές στο βόρειο άκρο του νησιού. Οι ζημιές σε κτίρια κοντά στην ακτογραμμή ήταν μικρές αλλά η προκυμαία της πόλης καταστράφηκε και πολλά τμήματα της προβλήτας βυθίστηκαν. Πολλές βάρκες παρασύρθηκαν στην ξηρά από την ορμή του κύματος.

Στους Λειψούς η θάλασσα προχώρησε 700 γιάρδες (640 μέτρα) στην ενδοχώρα και δημιούργησε ζημιές σε πολλά σπίτια. Στην Σοκόρα, ένας μεγάλος αριθμός από βοοειδή παρασύρθηκαν και πνίγηκαν. Στο λιμάνι των Λειψών η προβλήτα και η προκυμαία καταστράφηκαν, ενώ προκλήθηκαν ζημιές στις εγκαταστάσεις του λιμανιού.

Κοντά στην Λάκη στη Λέρο, η θάλασσα υποχώρησε και στη συνέχεια πλημμύρισε την περιοχή στην ακτογραμμή με ένα κύμα που αν και δεν ξεπέρασε τα τέσσερα πόδια (1.5 μέτρα), πλημμύρισε πολλά χωριά στο νησί, ενώ προκάλεσε ζημιές σε αρκετά σπίτια γύρω από το λιμάνι και κατέστρεψε πολλές ψαρόβαρκες.

Στην Φοινίκη στην Κάρπαθο, το κύμα ήταν τόσο σφοδρό που κατεδάφισε τον κυματοθραύστη και το αγκυροβόλιο του λιμανιού. Το ύψος του κύματος ήταν πάνω από 20 πόδια (6 μέτρα) και πλημμύρισε πολλά χωριά και προκάλεσε σημαντικές ζημιές σε οικισμούς.

Στο νοτιοδυτικό ακρωτήριο της Ρόδου, η βραχονησίδα Πρασσόνησος συνδεόταν με το νησί από μία στενή λωρίδα γης 1000 ποδιών (304 μέτρα) σε μήκος. Λίγο μετά τον σεισμό, η λωρίδα αυτή βυθίστηκε κατά 30 πόδια (9 μέτρα), και έτσι αποκολλήθηκε από το νησί. Δεν είναι σαφές αν η αποκόλληση οφείλεται στην στη σεισμική δόνηση, όμως φαίνεται ότι ο ισθμός της Πρασσόνησου βυθίστηκε λόγω της κατάρρευσης των χαλαρών υλικών από τα οποία αποτελείτο.

6. Μελέτη περίπτωσης: Μελέτη παλαιοτσουνάμι στον Κορινθιακό κόλπο, περιοχές Άκολης και Αλικής

6.1. Εισαγωγή

Ο Κορινθιακός κόλπος αποτελεί μια από τις πιο σεισμικά ενεργές περιοχές της Ελλάδας και του κόσμου. Είναι μια από τις ταχύτερα τεκτονικά διανοιγόμενες τάφρους, με ρυθμό ενός cm/έτος (Papadopoulos, 2003). Έχει δημιουργηθεί από κανονικά ρήγματα που έχουν διεύθυνση ανατολή-δύση και προκαλούν την ανύψωση των νότιων ακτών του Κορινθιακού και τη βύθιση των βόρειων, όπως προκύπτει και από την μορφολογία των δύο ακτογραμμών (Παπαναστασίου Δ. και Γάκη - Παπαναστασίου, 1998). Το νότιο τμήμα παρουσιάζει πολυσχιδή μορφή με φαράγγια και χερσονήσους, ενώ το βόρειο τμήμα χαρακτηρίζεται από απότομες κλίσεις και ευθύγραμμες ακτογραμμές. Οι ακτογραμμές του νότιου κορινθιακού κόλπου αποτελούνται από πολλά σημαντικά σε έκταση δελταϊκά ριπίδια (Σελινούντα, Βουραϊκού κ.α.) δημιουργώντας ομαλές ακτές με μικρή κλίση. Τα ιζήματα των ακτών αυτών αποτελούνται κυρίως από κροκάλες, και παράλληλα στα άκρα των ριπιδίων αυτών συχνά δημιουργούνται παράκτια έλη. Πολλά από τα υδρογραφικά δίκτυα που εκβάλουν στο νότιο Κορινθιακό έχουν δημιουργήσει φαράγγια εξαιτίας της έντονης κατά βάθος διάβρωσης από την τεκτονική ανύψωση της βόρειας Πελοποννήσου. Αντίθετα με τις ακτές του βόρειου Κορινθιακού κόλπου, όπου τα υδρογραφικά δίκτυα δεν δημιουργούν φαράγγια και τα αλλουβιακά τους ριπίδια είναι μικρά σε ανάπτυξη. Οι ακτογραμμές είναι απόκρημνες δημιουργώντας μικρούς κόλπους με κροκάλες και χάλικες και πολύ σπάνια με άμμο. Τα ρήγματα μπορούν να δώσουν σεισμούς μεγέθους πάνω από 7 βαθμούς της κλίμακας Richter, ενώ σεισμοί με μέγεθος 6.0 και 6.5 συμβαίνουν κάθε 20 και 80 χρόνια αντίστοιχα (Papadopoulos, 2003). Η σεισμογενής ζώνη καλύπτει

έκταση μήκους 130 χιλιομέτρων και 30 χιλιομέτρων πλάτους, έχοντας δημιουργήσει ένα ενεργό τεκτονικό βύθισμα μήκους 100 χιλιομέτρων και πλάτους 25 χιλιομέτρων, με βάθη που μπορούν να φτάσουν και τα 850 μέτρα (Parathoma and Dominey-Howes, 2003).

Στον Κορινθιακό κόλπο έχουν υπάρξει αρκετές αναφορές για γεγονότα τσουνάμι που σχετίζονται τόσο με τη σεισμικότητα της περιοχής (Papadopoulos, 2002) όσο και με τις υποθαλάσσιες κατολισθήσεις που προκαλούνται από το συνδυασμό της υψηλής στερεοπαροχής των υδρογραφικών δικτύων του νότιου τμήματος του Κορινθιακού κόλπου μετά από έντονη βροχόπτωση, των απότομων κλίσεων του θαλάσσιου πυθμένα και των σεισμών (Papadopoulos, 2002, Parathoma and Dominey-Howes, 2003). Παρά τη μικρή έκταση της περιοχής, έχει αναφερθεί ένας μεγάλος αριθμός από τσουνάμι από τον 4^ο π.Χ. αιώνα έως σήμερα. Παρότι τα τσουνάμι που συμβαίνουν στον Κορινθιακό κόλπο χαρακτηρίζονται ως τοπικά φαινόμενα μικρής έκτασης, ορισμένα από αυτά έχουν προκαλέσει σημαντικές καταστροφές. Όπως αναφέρουν οι Parathoma και Dominey-Howes (2003), τα περισσότερα και ισχυρότερα γεγονότα τσουνάμι, περίπου το 45% αυτών, έχουν καταγραφεί στο δυτικό τμήμα του κόλπου. Όσον αφορά στη χρονική κατανομή εμφάνισης των τσουνάμι, η εκδήλωσή τους δεν ακολουθεί κάποια διακριτή συχνότητα εμφάνισης. Αντίθετα, η πιθανή ένταση των τσουνάμι είναι δυνατόν να εκτιμηθεί καθώς υπάρχουν έγκυρες ιστορικές βάσεις δεδομένων που δίνουν σαφείς περιγραφές για το μέγεθος αυτών.

Βάσει του καταλόγου που έχει εκδώσει ο Παπαδόπουλος (Papadopoulos, 2003), έχουν καταγραφεί 17 γεγονότα τσουνάμι από το 373 π.Χ. έως το 1996 μ.Χ.. Σύμφωνα με αυτόν τον κατάλογο, η πιο συχνή αιτία γέννησης τσουνάμι είναι οι υποθαλάσσιοι σεισμοί μικρού εστιακού βάθους, χωρίς όμως να είναι γνωστό αν οι ίδιοι προκάλεσαν το τσουνάμι ή αν διέγειραν κάποιον άλλο μηχανισμό, όπως οι κατολισθήσεις, που με τη σειρά τους δημιούργησαν κύμα τσουνάμι. Τέσσερις περιπτώσεις τσουνάμι προκλήθηκαν από παράκτιες κατολισθήσεις που διεγέρθηκαν από σεισμούς το 1794, 1861, 1965 και 1984. Ακόμα, τα γεγονότα του 1963 και 1996 προκλήθηκαν από βαρυτικές υποθαλάσσιες κατολισθήσεις (gravitational

marine slides) χαλαρών ιζημάτων. Από τα παραπάνω προκύπτει ότι, η συχνότερη αιτία που σχετίζεται με τη δημιουργία τσουνάμι είναι οι υποθαλάσσιες κατολισθήσεις που προκαλούνται από σεισμούς ή από την υψηλή παροχή ιζημάτων στις απότομες υποθαλάσσιες κλιτύες.

Πίνακας 3. Κατάλογος γεγονότων τσουνάμι στον Κορινθιακό Κόλπο		
Έτος	Μηχανισμός Δημιουργίας	Περιοχή
-373	Υποθαλάσσιος Σεισμός	Δυτικός Κορινθιακός Κόλπος
1402	Υποθαλάσσιος Σεισμός	Κεντρικός Κορινθιακός Κόλπος
1742	Υποθαλάσσιος Σεισμός	Δυτικός Κορινθιακός Κόλπος
1748	Υποθαλάσσιος Σεισμός	Δυτικός Κορινθιακός Κόλπος
1769	Υποθαλάσσιος Σεισμός	Ανατολικός Κορινθιακός Κόλπος
1794	Παράκτια Κατολίσθηση που Οφείλεται σε Σεισμό	Δυτικός Κορινθιακός Κόλπος
1817	Υποθαλάσσιος Σεισμός	Δυτικός Κορινθιακός Κόλπος
1861	Παράκτια Κατολίσθηση που Οφείλεται σε Σεισμό	Δυτικός Κορινθιακός Κόλπος
1887	Υποθαλάσσιος Σεισμός	Δυτικός Κορινθιακός Κόλπος
1888	Υποθαλάσσια Κατολίσθηση που Οφείλεται σε Σεισμό	Δυτικός Κορινθιακός Κόλπος
1898	Σεισμός	Κορινθιακός Κόλπος
1963	Υποθαλάσσια Βαρυτική Κατολίσθηση	Δυτικός Κορινθιακός Κόλπος
1965	Παράκτια Κατολίσθηση που Οφείλεται σε Σεισμό	Δυτικός Κορινθιακός Κόλπος
1981	Υποθαλάσσιος Σεισμός	Ανατολικός Κορινθιακός Κόλπος
1984	Υποθαλάσσια Κατολίσθηση που Οφείλεται σε Σεισμό	Δυτικός Κορινθιακός Κόλπος
1995	Παράκτια Κατολίσθηση που Οφείλεται σε Σεισμό	Δυτικός Κορινθιακός Κόλπος
1996	Υποθαλάσσια Βαρυτική Κατολίσθηση	Δυτικός Κορινθιακός Κόλπος
Πηγή: Papadopoulos, 2003		

Από τα καταγεγραμμένα γεγονότα τσουνάμι στον κατάλογο, το 12% αυτών οφείλεται σε μη σεισμικά αίτια. Έτσι, οι σεισμοί παραμένουν η κύρια αιτία γέννησης των τσουνάμι στην περιοχή και οφείλονται στον μεγάλο αριθμό κανονικών ρηγμάτων που υπάρχουν στον κόλπο. Αυτό σε συνδυασμό με το γεγονός ότι τα ρήγματα έχουν διευθύνσεις σχεδόν παράλληλες με τις ακτές του βόρειου και του νότιου Κορινθιακού έχει σαν αποτέλεσμα τα τσουνάμι να διαδίδονται και προσεγγίζουν κάθετα τις ακτογραμμές. Επιπλέον, λόγω του απότομου υποθαλάσσιου ανάγλυφου τα τσουνάμι συνήθως εμφανίζουν πολύ μεγάλα ύψη κύματος πριν τη θραύση τους (Paradopoulos, 2003).

6.2. Σκοπός

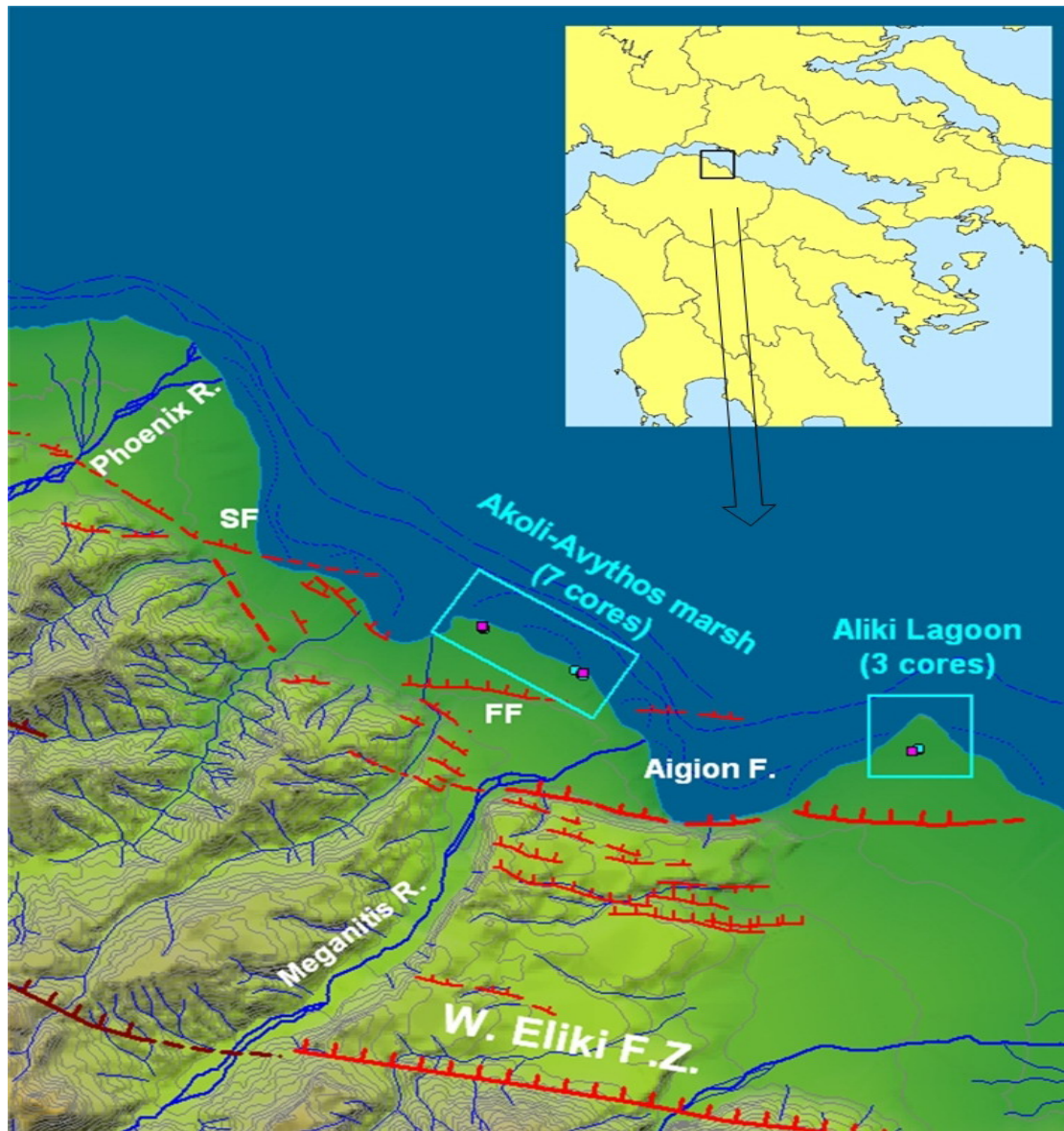
Ο Κορινθιακός κόλπος λόγω της τεκτονικής του ιδιαιτερότητας αποτελεί περιοχή μελέτης πολλών επιστημονικών προγραμμάτων. Μεταξύ αυτών συγκαταλέγεται και το πρόγραμμα “3Haz”. Ο σκοπός του 3Haz είναι η μέτρηση, η δημιουργία μοντέλων και η πρόγνωση των επιπτώσεων τριών φυσικών κινδύνων, των σεισμών, των παράκτιων και υποθαλάσσιων κατολισθήσεων και των τσουνάμι. Το πρόγραμμα εστιάζει στο δυτικό τμήμα του Κορινθιακού κοντά στις πόλεις της Πάτρας και του Αιγίου, όπου η επικινδυνότητα από τους τρεις κινδύνους είναι ιδιαίτερα υψηλή, λόγω της ύπαρξης σημαντικών πληθυσμών στις πόλεις αυτές καθώς και της υψηλής συχνότητας εμφάνισης των τριών κινδύνων που μελετώνται.

Στα πλαίσια αυτού του προγράμματος ανατέθηκε από το INGV (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia) στο Τμήμα Γεωγραφίας του Χαροκόπειου Πανεπιστημίου Αθηνών η έρευνα, για τον εντοπισμό αποθέσεων παλαιο-τσουνάμι στο νότιο τμήμα του Κορινθιακού κόλπου. Η επιστημονική ομάδα αποτελείται από τους Κοσμά Παυλόπουλο Επίκουρο Καθηγητή, επιστημονικό υπεύθυνο του προγράμματος και τους φοιτητές Γεράσιμο Βούλγαρη και Δημήτρη Βασίλη Μπατζάκη. Στην επιστημονική ομάδα επίσης συμμετέχουν τα τμήματα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών, με την Επίκουρο

Καθηγήτρια Μαρία Τριανταφύλλου, και του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, με το Λέκτορα Κωνσταντίνο Βουβαλίδη. Σημαντική είναι και η συμμετοχή του Δρ. Γεωλόγου Παναγιώτη Καρκάνα στη μικρομορφολογική ανάλυση των δειγμάτων.

6.3. Μεθοδολογία

Όπως έχει προαναφερθεί (βλ. Κεφ. 5.1) στις περισσότερες ελληνικές παράκτιες ζώνες είναι πολύ δύσκολη η διατήρηση εμφανών αποθέσεων τσουνάμι (Paradopoulos, 2003). Για το λόγο αυτό, κατά την έρευνα πεδίου επιλέχθηκαν τοποθεσίες, σε παράκτια περιβάλλοντα, που προστατεύονται από τις αποθέσεις και τη διάβρωση των κοινών ανεμογενών κυμάτων και ταυτόχρονα επιτρέπουν την απόθεση ιζημάτων από κύματα υψηλής ενέργειας, όπως τα τσουνάμι. Τέτοια περιβάλλοντα χαρακτηρίζονται από την ύπαρξη παρακτίου φράγματος (barrier), στο μέτωπο της ακτογραμμής, πίσω από το οποίο συχνά αναπτύσσεται μια λιμνοθάλασσα ή ένα έλος (Komar, 1998). Για τους σκοπούς της έρευνας θεωρήθηκαν ως ιδανικές οι τοποθεσίες της Αλυκής και της Άκολης (Άβυθος), όπου πραγματοποιήθηκαν τρεις και επτά δειγματοληπτικές γεωτρήσεις αντίστοιχα.



Εικόνα 11. Στον Χάρτη παρουσιάζονται οι περιοχές όπου έγιναν οι δειγματοληπτικές γεωτρήσεις στις περιοχές της Άκολης και της Αλυκής

Οι δειγματοληπτικές γεωτρήσεις έγιναν με χρήση φορητού δειγματοληπτικού γεωτρήσανου τύπου «Cobra». Τα δείγματα συλλέχθηκαν σε πλαστικούς δειγματοληπτικούς σωλήνες (πυρήνες), μήκους ενός μέτρου, ώστε να διατηρηθούν τα χαρακτηριστικά της ιζηματολογίας ακέραια για το χρονικό διάστημα που θα έμεναν αποθηκευμένα. Μετά την ολοκλήρωση της δειγματοληψίας τα δείγματα μεταφέρθηκαν στα εργαστήρια του INGV και του Χαροκόπειου Πανεπιστημίου. Η ερευνητική ομάδα από το Χαροκόπειο Πανεπιστήμιο ανέλαβε να αναλύσει τους πυρήνες από τις γεωτρήσεις Akoli 02, 03, 04, 06, 08 και Aliko 02, 03, 04.

Η ανάλυση των πυρήνων κάθε γεώτρησης πραγματοποιήθηκε σε πέντε φάσεις. Πρώτον, οι πυρήνες ανοίχτηκαν σε δύο τμήματα με τη βοήθεια τροχού κοπής και ελαστικού νήματος και τοποθετήθηκαν στον εργαστηριακό πάγκο με τη σειρά των βαθών από όπου συλλέχθηκαν. Φωτογραφήθηκαν ώστε να αποτυπωθούν σε ψηφιακή μορφή και αρχειοθετήθηκαν. Ακολούθησε σε δεύτερη φάση η περιγραφή της στρωματογραφίας κάθε γεώτρησης. Ο διαχωρισμός των διακριτών στρωματογραφικών ενοτήτων έγινε με βάση τα μακροσκοπικά κοκκομετρικά χαρακτηριστικά και το χρώμα του κάθε ορίζοντα σύμφωνα με το χρωματολόγιο του Munsell.

Η τρίτη φάση περιελάμβανε τη συλλογή επιμέρους δειγμάτων από τα στρώματα που κρίθηκαν ότι αποτύπωναν σημαντικές αλλαγές στο περιβάλλον απόθεσης. Συγκεκριμένα, συλλέχθηκαν δείγματα για τη μελέτη της μικροπανίδας (microfauna) οστρακωδών και τρηματοφόρων, τα οποία αναλύθηκαν στα εργαστήρια Παλαιοντολογίας του τμήματος Γεωλογίας του Πανεπιστημίου Αθηνών. Παράλληλα πραγματοποιήθηκε και δειγματοληψία για μελέτη της μικρομορφολογίας των ιζημάτων, με ειδικές μικροσκοπικές τεχνικές, η ανάλυση των οποίων βρίσκεται ακόμη σε εξέλιξη στο Χαροκόπειο Πανεπιστήμιο. Ακόμα, όπου ήταν δυνατόν έγινε λήψη οργανικών υλικών με σκοπό τη χρονολόγησή τους με τη μέθοδο του ^{14}C , η οποία επίσης βρίσκεται σε εξέλιξη σε εργαστήρια ραδιοχρονολόγησης στην Πολωνία.

Στην τέταρτη φάση, τα τεμάχια που εξετάστηκαν συσκευάστηκαν με σκοπό την προστασία τους από αλλοιώσεις των ιδιοτήτων τους και αποθηκεύτηκαν για το ενδεχόμενο περαιτέρω ανάλυσης.

Κατά την τελευταία φάση τα αποτελέσματα της ανάλυσης εισήχθησαν σε λογισμικό με σκοπό τη γραφική αναπαράσταση της στρωματογραφίας και τη δημιουργία βάσης δεδομένων με τον τύπο και τα βάθη των επιμέρους δειγμάτων.

6.4. Αποτελέσματα

Οι αποθέσεις σε λιμνοθάλασσες και ελώδη περιβάλλοντα είναι κυρίως ιλυώδεις και αργιλώδεις (Kontopoulos and Avramidis, 2003). Κάθε απότομη

αλλαγή της κοκκομετρίας από λεπτομερέστερη σε αδρομερέστερη ερμηνεύεται ως απόθεση μιας υψηλότερης ενεργειακά αποθετικής διεργασίας.

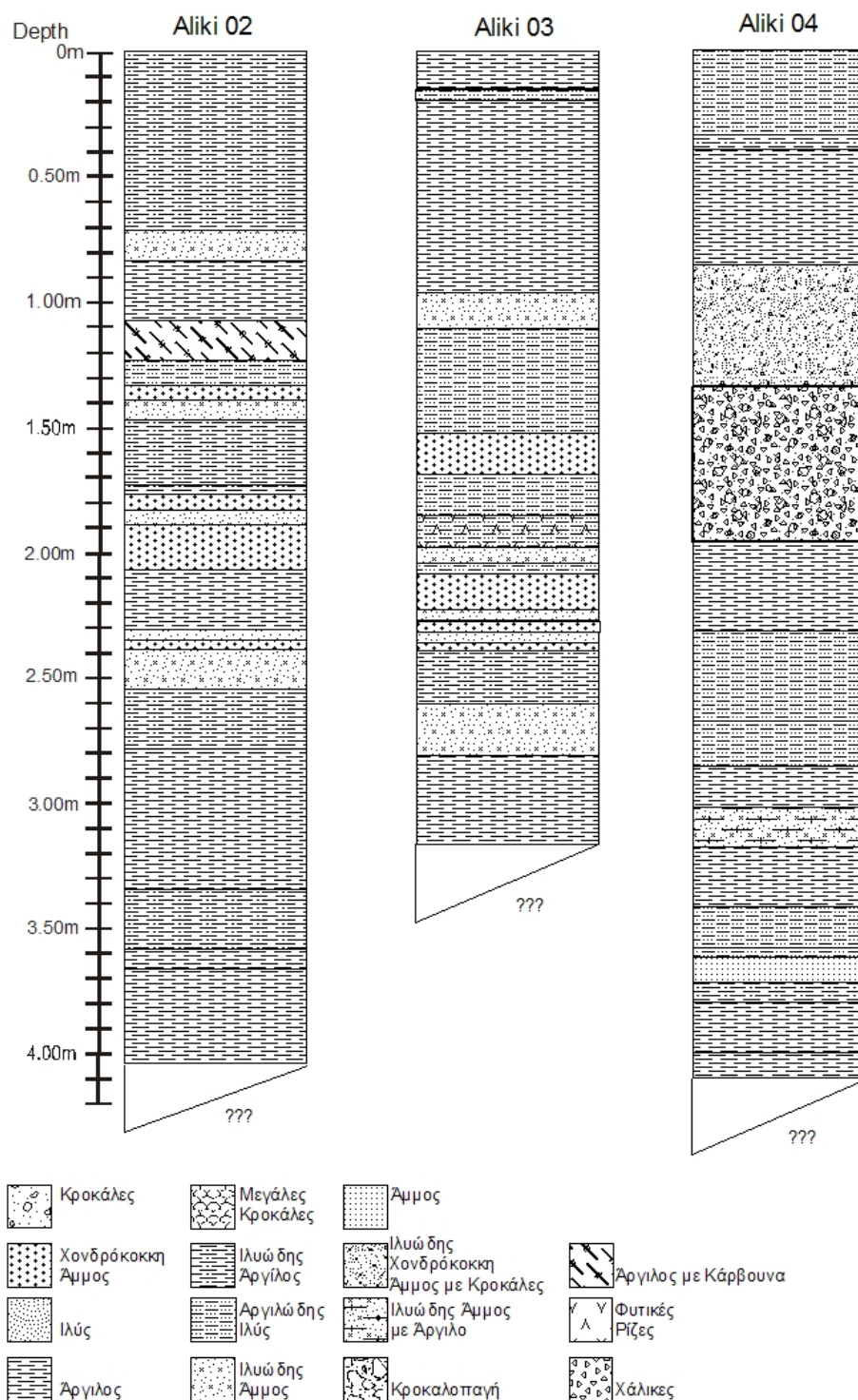
Για να προσδιοριστεί η ακολουθία των ιζημάτων του Ολοκαίνου στις αλουβιακές πεδιάδες της Άκολης και της Αλυκής έγινε η γραφική απεικόνιση της στρωματογραφίας όπως προέκυψε από την ανάλυση των δειγμάτων που συλλέχθηκαν από τις δύο τοποθεσίες.

Από τη σειρά γεωτρήσεων που πραγματοποιήθηκαν στην περιοχή της Άκολης ιδιαίτερο ενδιαφέρον, ως προς τις απότομες ιζηματολογικές μεταβολές που εμφανίζονται στη στρωματογραφία, παρουσιάζουν οι γεωτρήσεις Akoli 02, 03, 04, 06, 08. Συγκεκριμένα στη γεώτρηση Akoli 02 εμφανίζεται απότομη ιζηματολογική αλλαγή στα βάθη μεταξύ 1.31 - 1.39 μέτρων, όπου οι αποθέσεις ιλυώδους άμμου διακόπτονται από ένα στρώμα χονδρόκοκκης άμμου που περιέχει κροκάλες. Στην Akoli 04, εμφανίζονται δύο στρώματα σε βάθη 1.80-1.87 μέτρων και 2.46-3.04 μέτρων. Στο πρώτο στρώμα εντοπίστηκε χονδρόκοκκη άμμος η οποία βρίσκεται μεταξύ ενός στρώματος ιλυώδους άμμου και ενός στρώματος αργιλώδους ιλύος. Το δεύτερο στρώμα, που εντοπίστηκε, αποτελείται από πολύ χονδρόκοκκη άμμο και βρίσκεται μεταξύ δύο στρωμάτων ιλυώδους αργίλου. Στην Akoli 06, ενδιαφέρουσα είναι μια λεπτή στρώση από κροκάλες σε βάθος, 0.60-0.65 μέτρων, που βρίσκεται μέσα σε στρώμα αργιλώδους ιλύος. Τέλος, η γεώτρηση Akoli 08 εμφανίζει δύο στρώματα απότομης αλλαγής. Στο βάθος 0.88-1.67 μέτρων, όπου εμφανίζεται ένα στρώμα ιλυώδους αργίλου με κροκάλες που βρίσκεται ανάμεσα σε ένα στρώμα ιλύος και ένα στρώμα ιλυώδους αργίλου. Το δεύτερο βρίσκεται σε βάθος από τα 2.90 μέτρα μέχρι το τέλος της γεώτρησης, όπου η στρώση αργίλου που βρίσκεται ανωθέν του διακόπτεται από αποθέσεις ιλυώδους άμμου με κροκάλες.

Για την μικροπαλαιοντολογική ανάλυση συλλέχθηκαν 25 δείγματα από τους ορίζοντες οι οποίοι παρουσίαζαν απότομες μεταβολές στη στρωματογραφία και πιθανόν συνδέονται με αλλαγές στο περιβάλλον απόθεσης. Η ανάλυση έγινε από την Επικ. Καθηγήτρια κ. Τριανταφύλλου, στα εργαστήρια τομέα Παλαιοντολογίας του τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος. Από την εξέταση των δειγμάτων προέκυψε ότι στις

γεωτρήσεις Akoli 02 και Akoli 04 τα δείγματα δεν παρουσίαζαν μικροπαλαιοντολογικό ενδιαφέρον. Αντίθετα, στην γεώτρηση Akoli 06 στο δείγμα των 0.55-0.60 μέτρων που αναλύθηκε εντοπίστηκαν πλαγκτονικά τρηματοφόρα (Planktonic foraminifera) του γένους *Neoglobobulimina* *acostaensis* καθώς και θραύσματα από βενθονικά τρηματοφόρα (benthonic foraminifera) το είδους *Bulimina* *acumuleata*, τα οποία είναι τρηματοφόρα που ζουν ελεύθερα ή προσκολλημένα στο θαλάσσιο βυθό. Από τα δείγματα της γεώτρησης Akoli 08, μόνο στο δείγμα που συλλέχθηκε από βάθος 0.71-0.78 μέτρων βρέθηκαν πλαγκτονικά τρηματοφόρα του γένους *Neoglobobulimina* *acostaensis*. Από την εξέταση της μικροπανίδας στα παραπάνω δείγματα προκύπτει ότι οι αποθέσεις στα συγκεκριμένα βάθη προέρχονται από θαλάσσιο περιβάλλον βαθέων νερών.

Στην περιοχή της Αλυκής εντοπίστηκαν απότομες μεταβολές στη στρωματογραφία και στις τρεις γεωτρήσεις. Συγκεκριμένα, στην Aliki 02 εντοπίστηκε ένα στρώμα χονδρόκοκκης άμμου σε βάθη από 1.32 έως 1.38 μέτρων, το οποίο παρεμβάλλεται μεταξύ δύο στρωμάτων ιλυώδους αργίλου και ιλυώδους άμμου. Απότομη μεταβολή επίσης εντοπίστηκε σε βάθη 1.77-2.07 μέτρων όπου εναλλαγές χονδρόκοκκης άμμου και ιλυώδους άμμου παρεμβάλλονται σε στρώματα ιλυώδους αργίλου και αργίλου. Στην Aliki 03 απότομη μεταβολή εντοπίστηκε σε βάθη 1.45-1.57 μέτρων, όπου ιλυώδης χονδρόκοκκη άμμος βρίσκεται μεταξύ δύο στρωμάτων αργιλώδους ιλύος. Ακόμα, στα βάθη από 2.00-2.21 μέτρων εμφανίζονται εναλλαγές ιλυώδους άμμου και χονδρόκοκκης άμμου που περιβάλλονται από στρώματα ιλιώδους αργίλου. Τέλος, στην Aliki 04 βρέθηκαν απότομες μεταβολές στα βάθη 0.87 έως 0.96 μέτρων, όπου τα δύο στρώματα ιλυώδους χονδρόκοκκης άμμου με κροκάλες και άμμου με χάλικες και κροκάλες παρεμβάλλονται σε δύο στρωματά ιλύος. Επίσης, σε βάθη 3.63-3.73 μέτρων βρέθηκε ένα στρώμα που περιέχει θραύσματα κοχυλιών, το οποίο παρεμβάλλεται μεταξύ αργιλώδους ιλύος και ιλυώδους αργίλου.



Εικόνα 13. Στρωματογραφικές κολώνες των θέσεων στην Αλυκή όπου έγιναν οι δειγματοληπτικές γεωτρήσεις.

Από την μικροπαλαιοντολογική ανάλυση προκύπτει ότι η γενική εικόνα της περιοχής της Αλυκής είναι αυτή μιας λιμνοθάλασσας η οποία

περιοδικά δέχεται έντονες εισροές γλυκού νερού. Η ύπαρξη μικροπαλεοντολογικής πανίδας του γένους *Ammonia beccarii*, *Cyprideis torosa*, *Loxomoncha elliptica* και *Cyprinotus salinus* ανταποκρίνεται σε ολιγόαλες (oligo haline) έως μεσόαλες (meso haline) βιοφάσεις. Τα βενθικά τρηματοφόρα του γένους *Ammonia beccarii*, που είναι ένα ευρύαλο (eury haline) είδος, ζουν σε ένα εύρος διαφορετικών περιβαλλόντων και χαρακτηρίζουν τα μέρη της λιμνοθάλασσας που επηρεάζονται περισσότερο τα θαλάσσια ύδατα. Η πανίδα οστρακωδών που κυριαρχεί, αποτελείται από τα *Cyprideis torosa*, *Loxomoncha elliptica* και *Cyprinotus salinus*, και προσδιορίζει ένα υφάλμυρο περιβάλλον, περιεκτικότητας σε άλας άνω των 15‰, το οποίο αντιστοιχεί σε ένα ρηχό έλος, που βρισκόταν περίπου στο επίπεδο μια μέσης παλαιοστάθμης της θάλασσας.

6.5. Συμπεράσματα

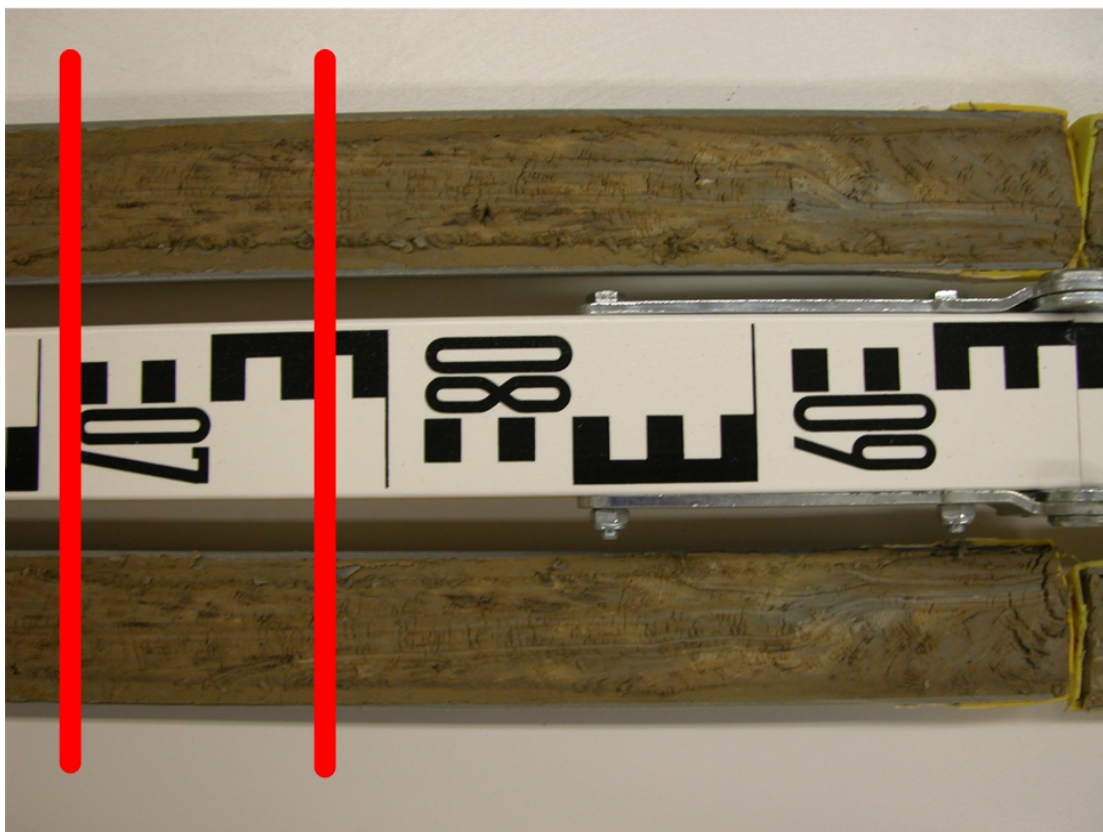
Σύμφωνα με τον Bryant (2001), τα τσουνάμι μπορούν να αποθέσουν στην παράκτια ζώνη χονδρόκοκκα ιζήματα, όπως άμμο, κροκάλες και χάλικες. Επίσης, μια ακολουθία κυμάτων τσουνάμι λόγω της επίδρασης της με τον θαλάσσιο πυθμένα, μπορεί να παρασύρει και να αποθέσει βενθονική μικροπανίδα η οποία θα αποτελέσει δείκτη για την ταυτοποίηση ενός παλαιοτσουνάμι (Dawson and Shi, 2000, Bryant, 2001).

Από τα μέχρι στιγμής αποτελέσματα προκύπτει ότι, σε όλες τις γεωτρήσεις, πλην της Akoli 03, εμφανίζονται απότομες μεταβολές στη στρωματογραφία που οφείλονται στη μετάβαση από περιβάλλοντα χαμηλής σε περιβάλλοντα υψηλής ενέργειας, που θα μπορούσαν να συσχετιστούν με αποθέσεις τσουνάμι. Από το συνδυασμό των παραπάνω με τα αποτελέσματα της μικροπαλαιοντολογικής ανάλυσης των δειγμάτων που ελήφθησαν από τα σημεία των απότομων μεταβολών, ιδιαίτερο ενδιαφέρον φαίνεται να έχουν οι γεωτρήσεις Akoli 06 και Akoli 08. Το ενδιαφέρον εστιάζεται στα βάθη 0.55-0.65 μέτρων της Akoli 06 και 0.71-0.78 μέτρων της Akoli 08, στις οποίες η μικροπανίδα που εντοπίστηκε φαίνεται να προέρχεται από βαθιά νερά θάλασσας. Θεωρείται λοιπόν πολύ πιθανό τα συγκεκριμένα στρώματα να

έχουν αποτεθεί από ένα παλαιότσουνάμι. Το μικρό βάθος στο οποίο βρέθηκαν αυτές οι αποθέσεις θα μπορούσε να συσχετιστεί με ένα πρόσφατο γεγονός τσουνάμι. Το συγκεκριμένο τσουνάμι θα μπορούσε να είναι αυτό που είχε πλήξει την περιοχή του Αιγίου και άλλες περιοχές, που μεταξύ αυτών ήταν και η Άκολη, την 7^η Φεβρουαρίου το 1963 και είχε προκαλέσει σημαντικές καταστροφές (Γαλανόπουλος et al., 1964).



Εικόνα 14. Φωτογραφία με τη θέση απότομης μετάβασης στη στρωματογραφία από την περιοχή της Άκολης. Στα βάθη 0.55-0.65 μέτρων από την μικροπαλαιοντολογική ανάλυση εντοπίστηκε θαλάσσια μικροπανίδα



Εικόνα 15 Φωτογραφία με τη θέση απότομης μετάβασης στη στρωματογραφία από την περιοχή της Άκολης. Στα βάθη 0.71-0.78 μέτρων από την μικροπαλαιοντολογική ανάλυση εντοπίστηκε θαλάσσια μικροπανίδα.

Τέλος, σημειώνεται ότι τα παραπάνω αποτελέσματα θα πρέπει να επιβεβαιωθούν από την μικρομορφολογική ανάλυση που βρίσκεται ακόμα σε εξέλιξη καθώς και να συσχετιστούν με γεγονός τσουνάμι που καταγράφεται στους καταλόγους που έχουν δημοσιευτεί για τον Κορινθιακό κόλπο, βάσει των αποτελεσμάτων που θα δείξει η χρονολόγηση με την μέθοδο του ^{14}C .

7. Επίλογος , Συζήτηση, Συμπεράσματα

Τα τσουνάμι δυνητικά μπορούν να πλήξουν οποιαδήποτε παράκτια περιοχή παγκοσμίως. Είναι ένα φαινόμενο που ακολουθεί άμεσα και σε μικρό χρονικό διάστημα μερικών λεπτών ή ωρών, τους σεισμούς με

υποθαλάσσια επίκεντρα, και τις υποθαλάσσιες κατολισθήσεις ή το συνδυασμό και των δύο.

Αναλογιζόμενοι ότι από τον πληθυσμό του πλανήτη ένα ποσοστό μεγαλύτερο του 70% των ανθρώπων ζει στην παράκτια ζώνη, τα τσουνάμι ανάγονται από ένα φυσικό φαινόμενο σε ένα κίνδυνο που είναι ικανός να προκαλέσει καταστροφές τόσο στις ανθρώπινες δραστηριότητες, ακόμα και με κόστος σε ανθρώπινες ζωές, όσο στα εδάφη και στα παράκτια οικοσυστήματα όπως οι λιμνοθαλάσσιες και οι κοραλλιογενείς υφάλι. Λόγω της μικρής συχνότητας εμφάνισης τσουνάμι, τόσο σε παγκόσμιο όσο και σε τοπικό επίπεδο, αυτός ο κίνδυνος συχνά υποεκτιμάται. Αυτό ενισχύεται από το γεγονός ότι οι πληθυσμοί που είναι τρωτοί στις επιπτώσεις των τσουνάμι δεν έχουν γνώση των πολλαπλών μηχανισμών που μπορούν να τα δημιουργήσουν και δεν έχουν αναπτύξει σχέδια έκτακτης ανάγκης και αντιμετώπισης ανάλογης κρίσης. Επιπλέον, θα μπορούσε να θεωρηθεί ότι οι περιοχές στις οποίες δεν έχουν καταγραφεί από την ανθρώπινη ιστορία τέτοια γεγονότα, θεωρούνται ασφαλείς. Όμως γνωρίζοντας ότι τα τσουνάμι μπορούν να ταξιδέψουν πολύ μεγάλες αποστάσεις χωρίς να χάσουν σημαντικό ποσοστό από την ενέργειά τους, η παραπάνω άποψη καθίσταται σχετικά αβάσιμη.

Από τα παραπάνω, είναι εμφανής η ανάγκη για την λήψη μέτρων προστασίας των παράκτιων περιοχών, ιδιαίτερα αυτών που μπορούν να χαρακτηρισθούν με την επικινδυνότητα που πηγάζει από το φαινόμενο. Δηλαδή σε αυτές τις περιοχές όπου η συγκέντρωση ανθρώπινων δραστηριοτήτων τις καθιστά τρωτές στον κίνδυνο του τσουνάμι.

Τα μέτρα αυτά αφορούν την δημιουργία κατάλληλων σχεδίων μετριασμού των επιπτώσεων που οφείλουν να είναι προσαρμοσμένα στα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά της κάθε περιοχής. Πρωταρχικό στάδιο κάθε σχεδίου μετριασμού των επιπτώσεων είναι η δημιουργία χαρτών ζωνών τρωτότητας.

Μέσα από τη μελέτη περιπτώσεων τσουνάμι που συνέβησαν στο παρελθόν τόσο σε παγκόσμιο επίπεδο όσο και στον ελληνικό χώρο, και ιδιαίτερα στον Κορινθιακό κόλπο γίνεται φανερό ότι τα χαρακτηριστικά και οι επιπτώσεις του τσουνάμι μπορούν να αναζητηθούν μέσω της κοινής

ερευνητικής προσπάθειας ενός σημαντικού αριθμού γεωεπιστημονικών ειδικοτήτων, μεταξύ αυτών η γεωμορφολογία, η ιζηματολογία και η μικροπαλαιοντολογία.

Όσον αφορά στη μελέτη περίπτωσης των περιοχών της Άκολης και της Αλυκής τα έως τώρα δεδομένα ενισχύουν την άποψη ότι κυρίως η περιοχή της Άκολης έχει πληγεί από τσουνάμι, τουλάχιστον μια φορά τον τελευταίο αιώνα. Επομένως, η περιοχή της Άκολης αποτελεί μια περιοχή που χαρακτηρίζεται από υψηλή επικινδυνότητα και κρίνεται απαραίτητη η λήψη μέτρων για την ανάδειξη της τρωτότητας της περιοχής. Οι Parathoma και Dominey-Howes (2003), βάσει του δικού τους μοντέλου προτείνουν χάρτες τρωτότητας για την περιοχή των Σελειανίτικων αλλά και για την περιοχή του δικού μας ενδιαφέροντος, την Άκολη. Οι ερευνητές, από τους καταλόγους των τσουνάμι που έχουν συμβεί στον Κορινθιακό κόλπο εστίασαν σε αυτά τα γεγονότα που αφορούν την περιοχή μελέτης τους. Από αυτά επιλέχθηκε το τσουνάμι της 7^{ης} Φεβρουαρίου 1963 ως σημείο αναφοράς καθώς ήταν αυτό που εμφάνισε τα μεγαλύτερα υψόμετρα διείσδυσης των πλημμυρικών ροών. Οι διαβαθμίσεις των ζωνών τρωτότητας δημιουργήθηκαν με κριτήρια το μέγιστο υψόμετρο διείσδυσης του τσουνάμι του 1963, το οποίο έφτασε τα +5 μέτρα υψόμετρο, και την τοπογραφία της περιοχής. Έτσι για την περιοχή της Άκολης, παρήγαγαν χάρτες που αποτυπώνουν την τρωτότητα των κτιρίων, την ανθρώπινη τρωτότητα, την χωρική κατανομή του πληθυσμού κατά τη διάρκεια της ημέρας την καλοκαιρινή περίοδο και τέλος, την κατανομή των κτιρίων που βρίσκονται σε απόσταση άνω των 50 μέτρων από το οδικό δίκτυο (οι χάρτες παρουσιάζονται στο παράρτημα).

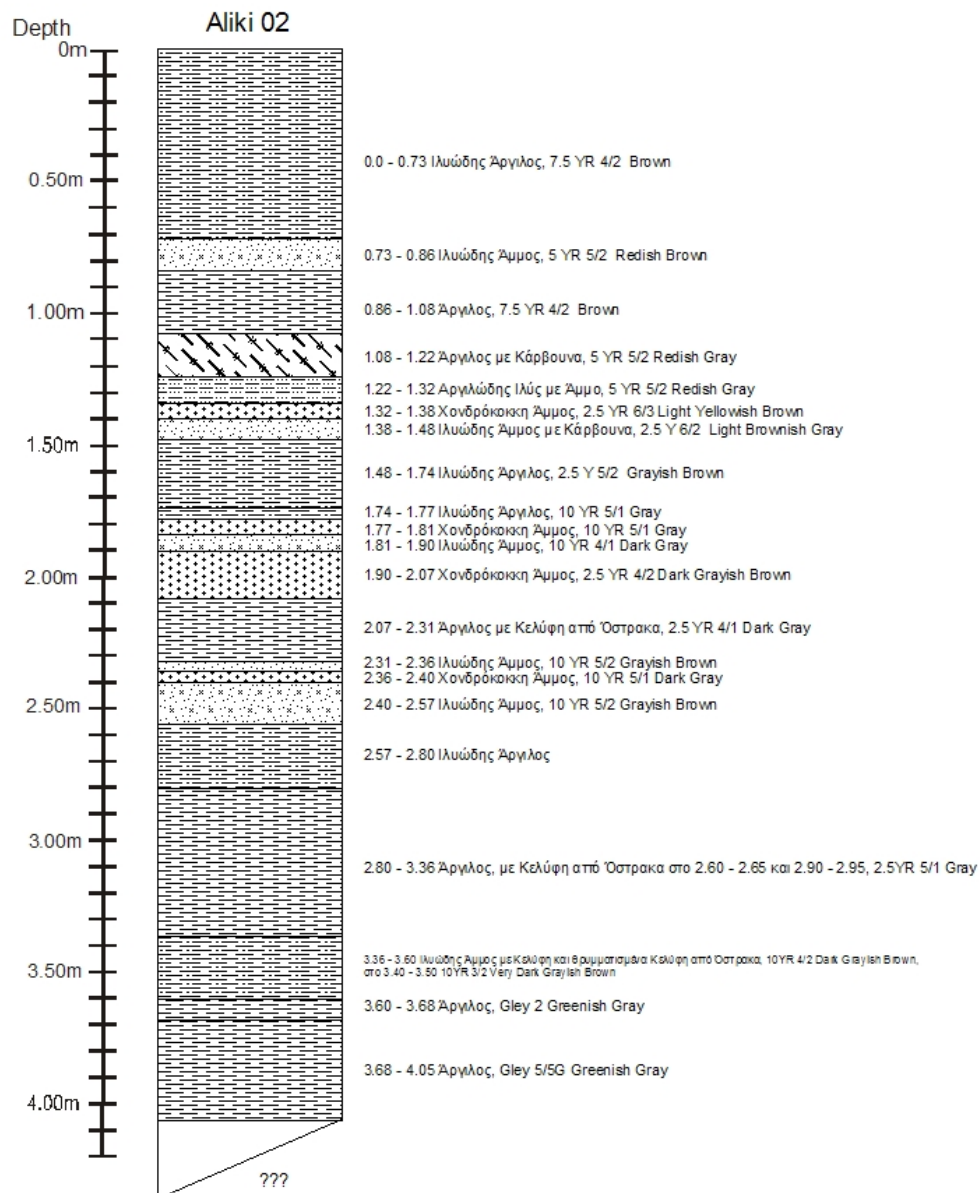
Όπως φαίνεται από την παραπάνω μελέτη, για την παραγωγή χαρτών τρωτότητας είναι απαραίτητη η σωστή καταγραφή των χαρακτηριστικών των τσουνάμι. Αυτό το γεγονός αναδεικνύει την ανάγκη εφαρμογής μιας διαδικασίας αποτύπωσης των χαρακτηριστικών κάθε νέου γεγονότος τσουνάμι. Η διαδικασία αποτύπωσης πρέπει να είναι δομημένη σε τρεις άξονες που είναι απαραίτητοι για την ορθότητα και την εγκυρότητα των αποτελεσμάτων της. Οι άξονες αυτοί είναι το εξειδικευμένο προσωπικό, η επάρκεια του απαραίτητου εξοπλισμού και κυρίως η τυποποίηση της μεθοδολογίας συλλογής και ανάλυσης των στοιχείων (Farreras, 2000).

Η κατανόηση της φύσης και των συνεπειών των κυμάτων βαρύτητας είναι σημαντική για τους οργανισμούς και όλους τους φορείς που είναι επιφορτισμένοι με την ευθύνη να παρέχουν μέτρα για τον σχεδιασμό της διαχείρισης της κρίσης. Είναι λοιπόν απαραίτητη η νομοθετική κάλυψη και η θεμελίωση από την πολιτεία και τις διοικητικές αρχές πολιτικών και σχεδίων δράσης που διέπονται από τους παραπάνω τρεις άξονες.

Τέλος, θεωρούμε ότι οι γεωγράφοι εκτός του ότι είναι ικανοί να συμμετάσχουν ισότιμα στη βασική ερευνητική δουλειά, μπορούν ακόμα να διαδραματίσουν σημαντικό ρόλο (συνθετικό, συντονιστικό και εκτελεστικό) στο σχεδιασμό και την αντιμετώπιση της κρίσης .

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

Α. Στρωματογραφία και βάθη δειγμάτων των γεωτρήσεων



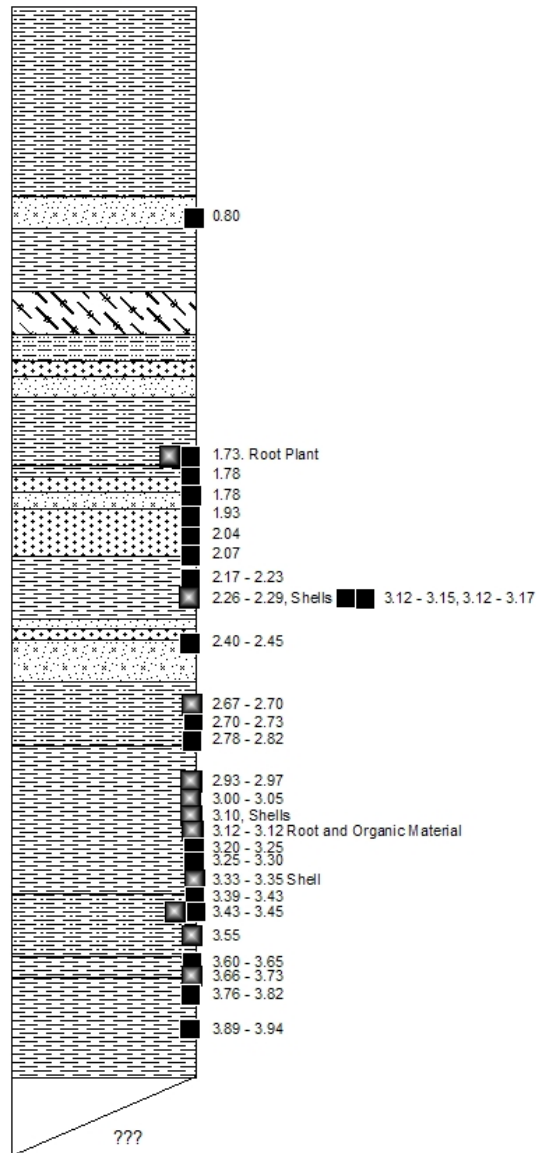
Aliki 02

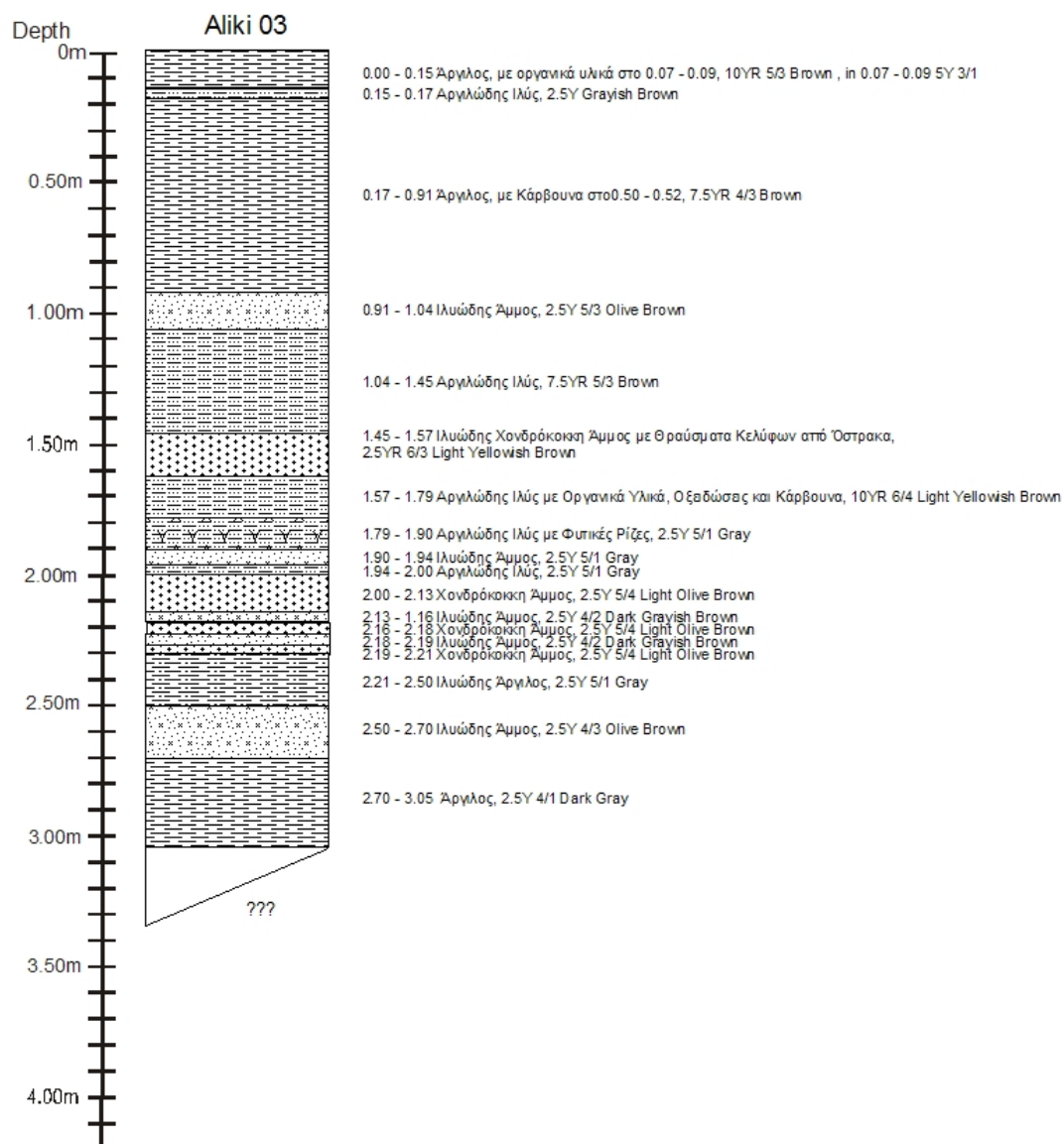


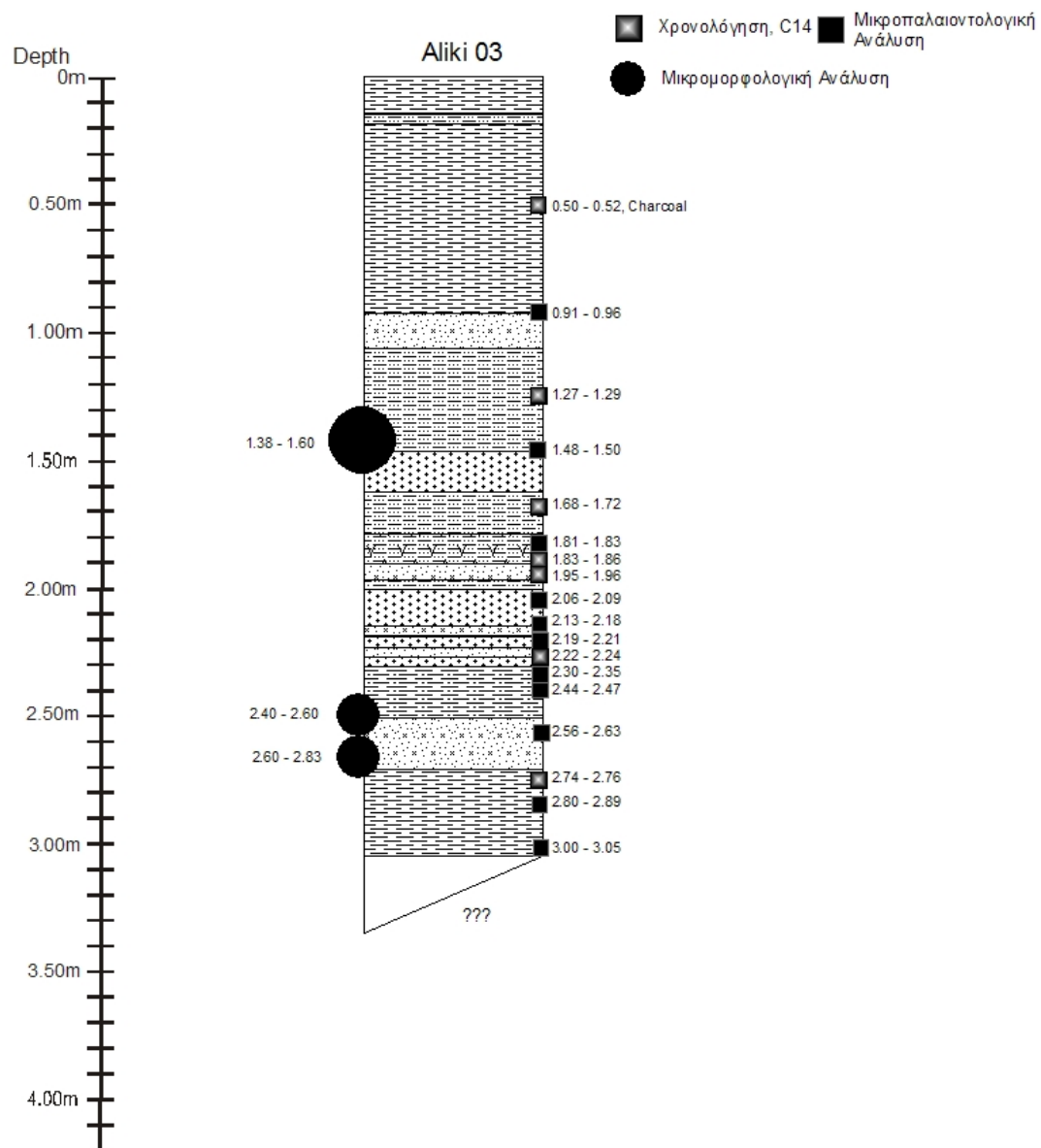
Χρονολόγηση, C14

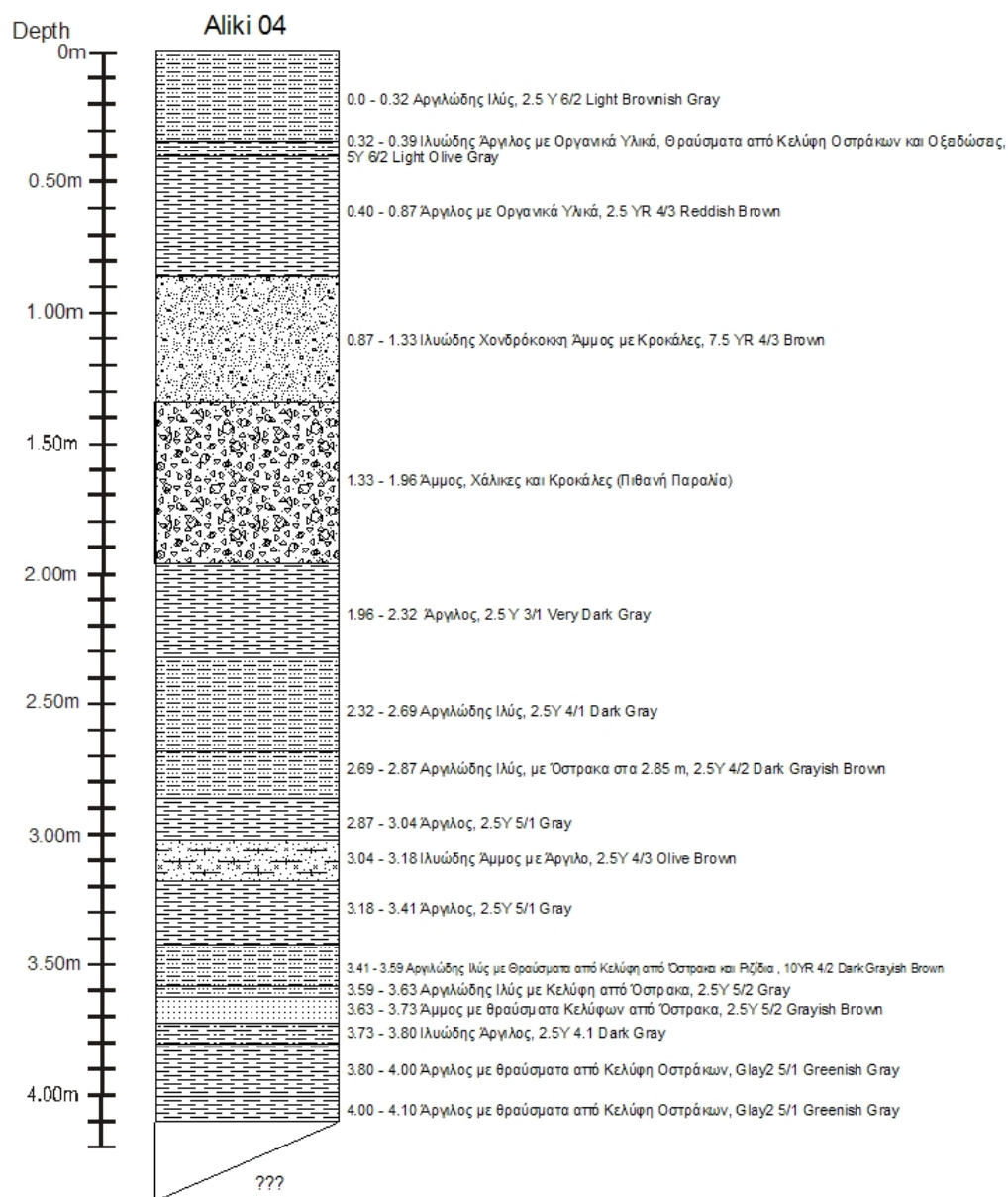


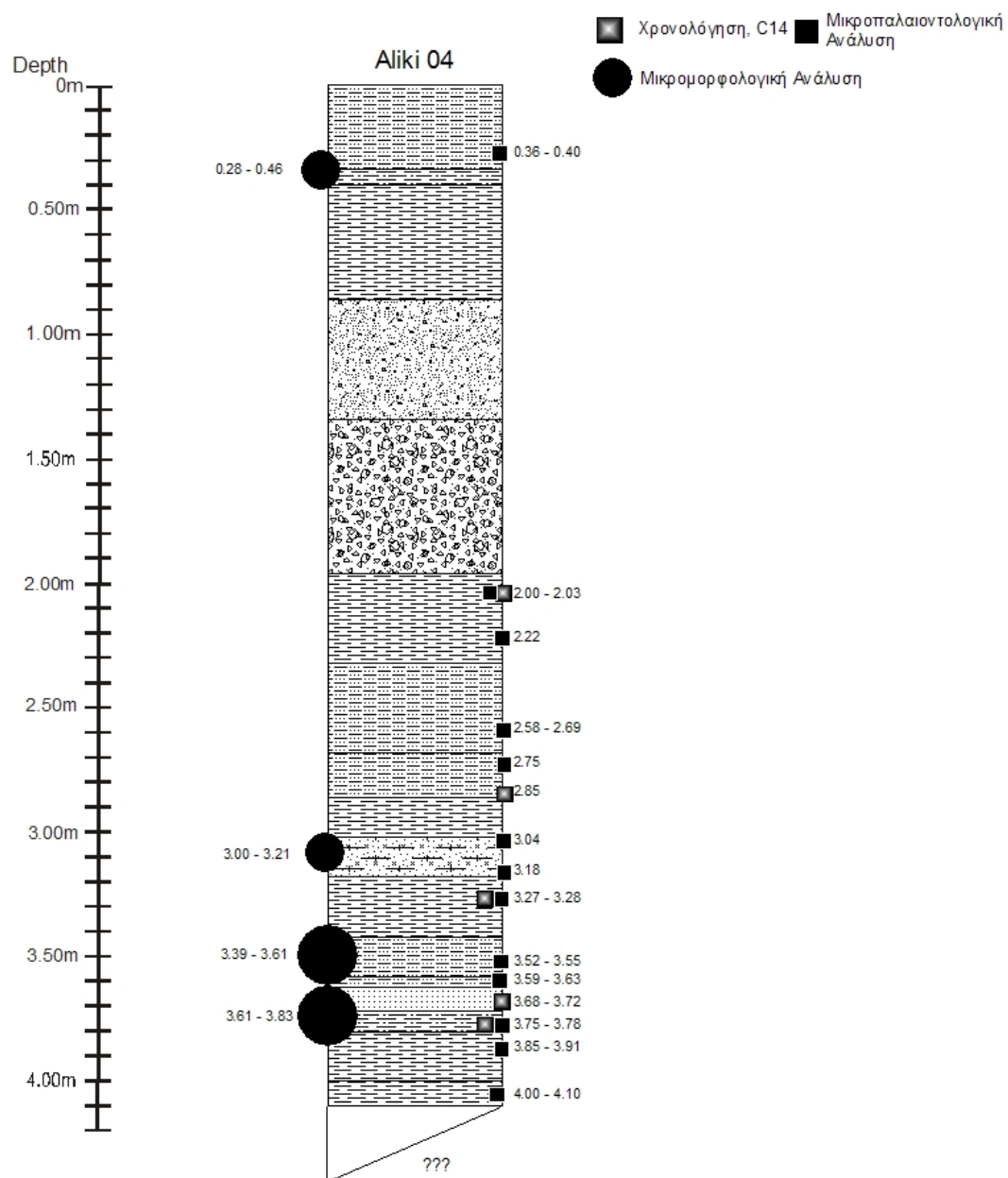
Μικροπαλαιοντολογική
Ανάλυση

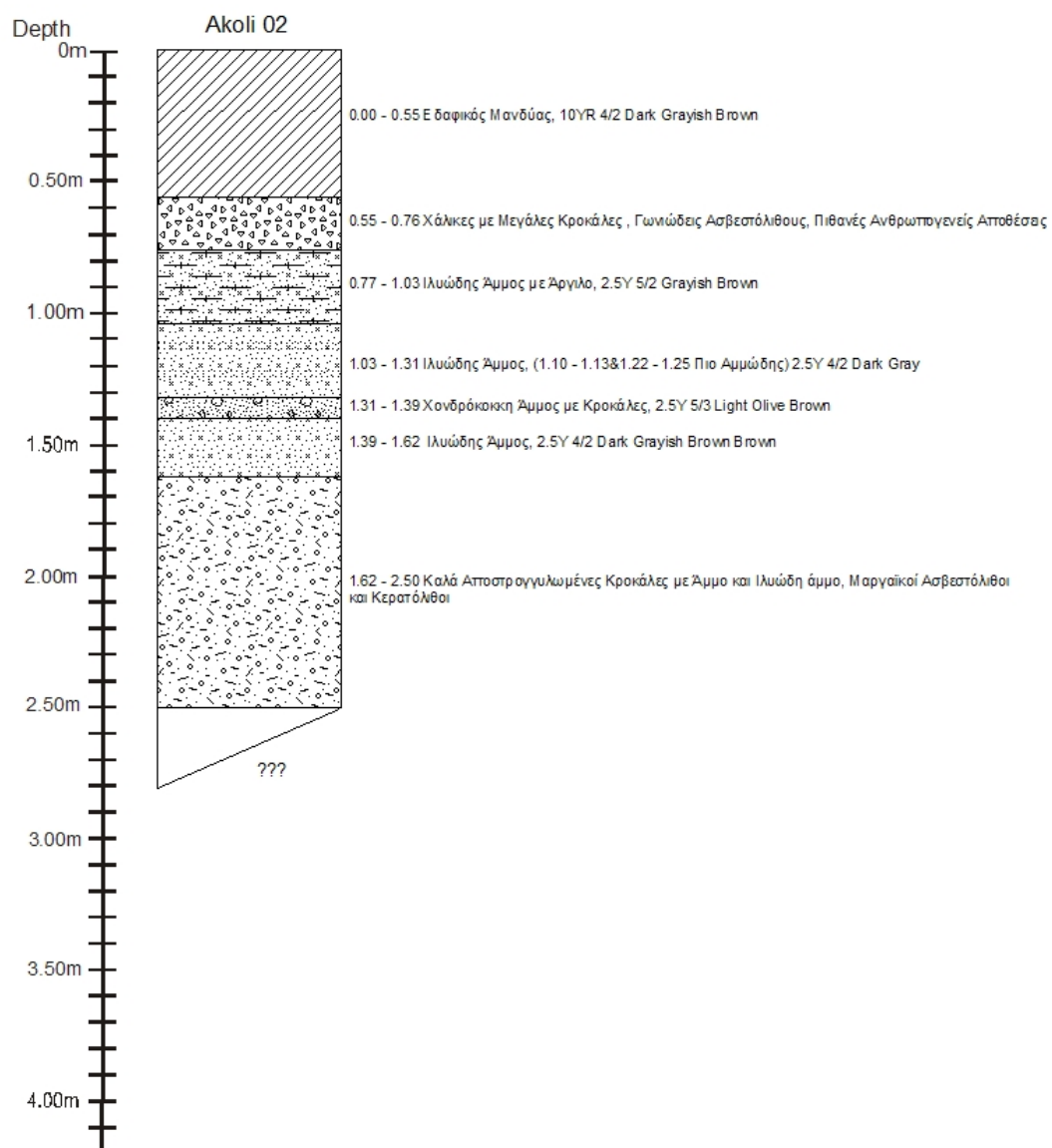


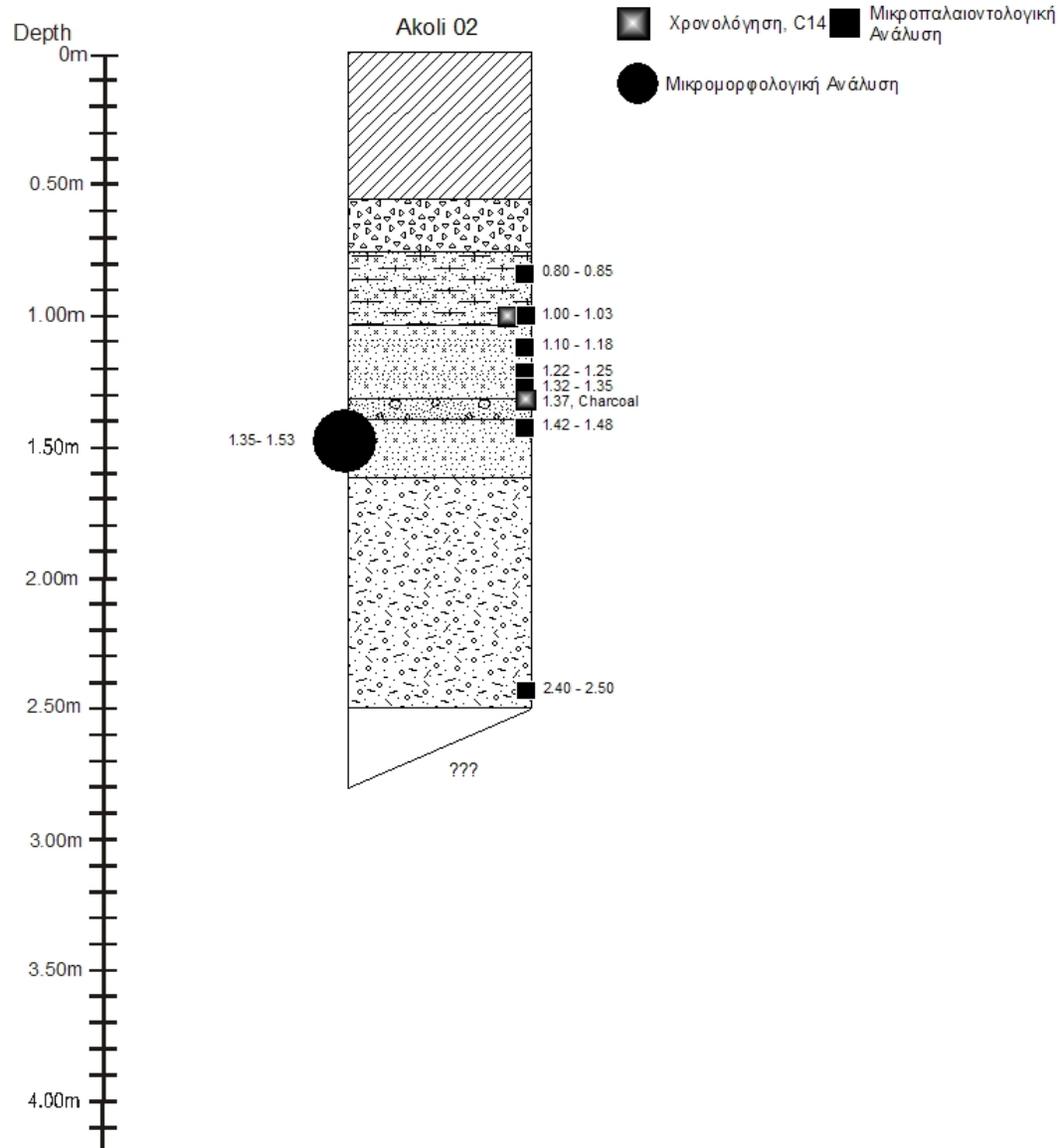


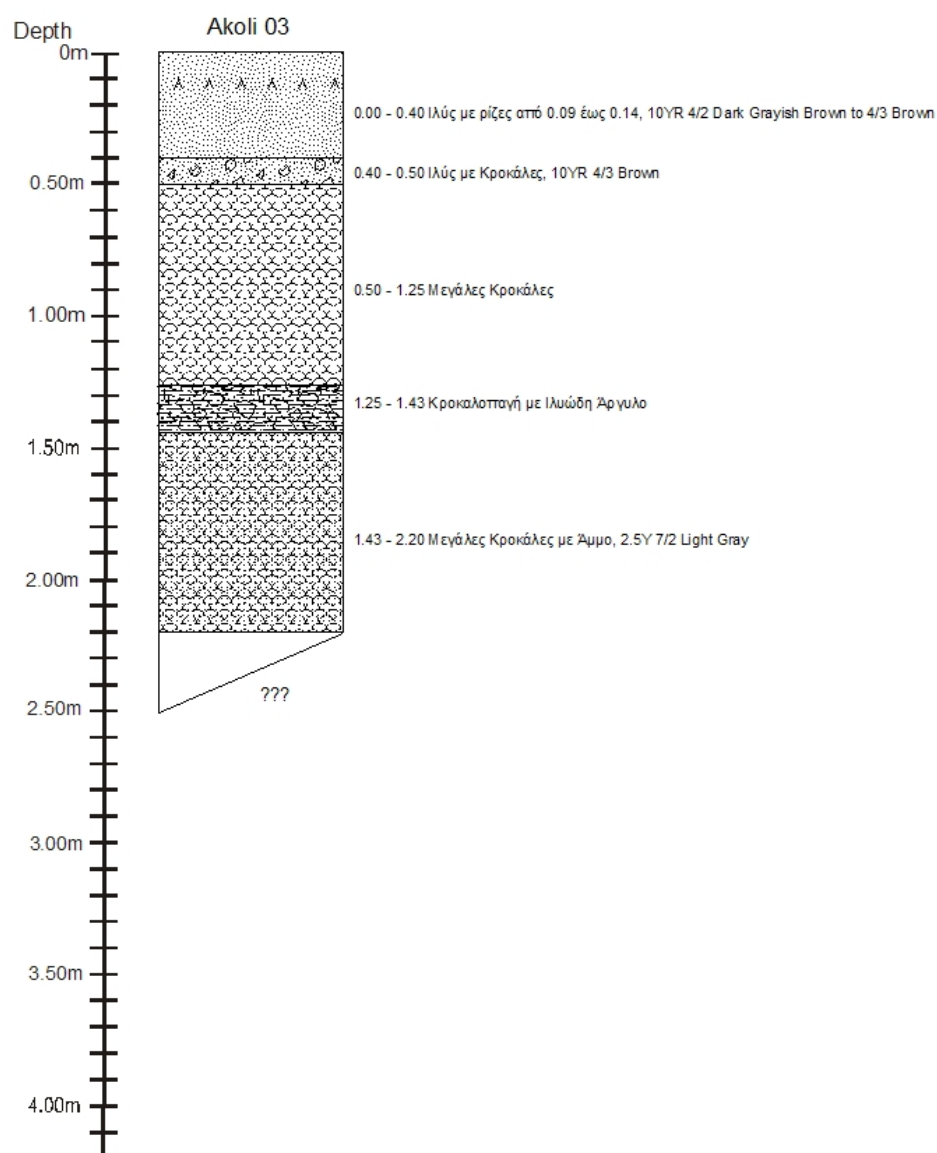


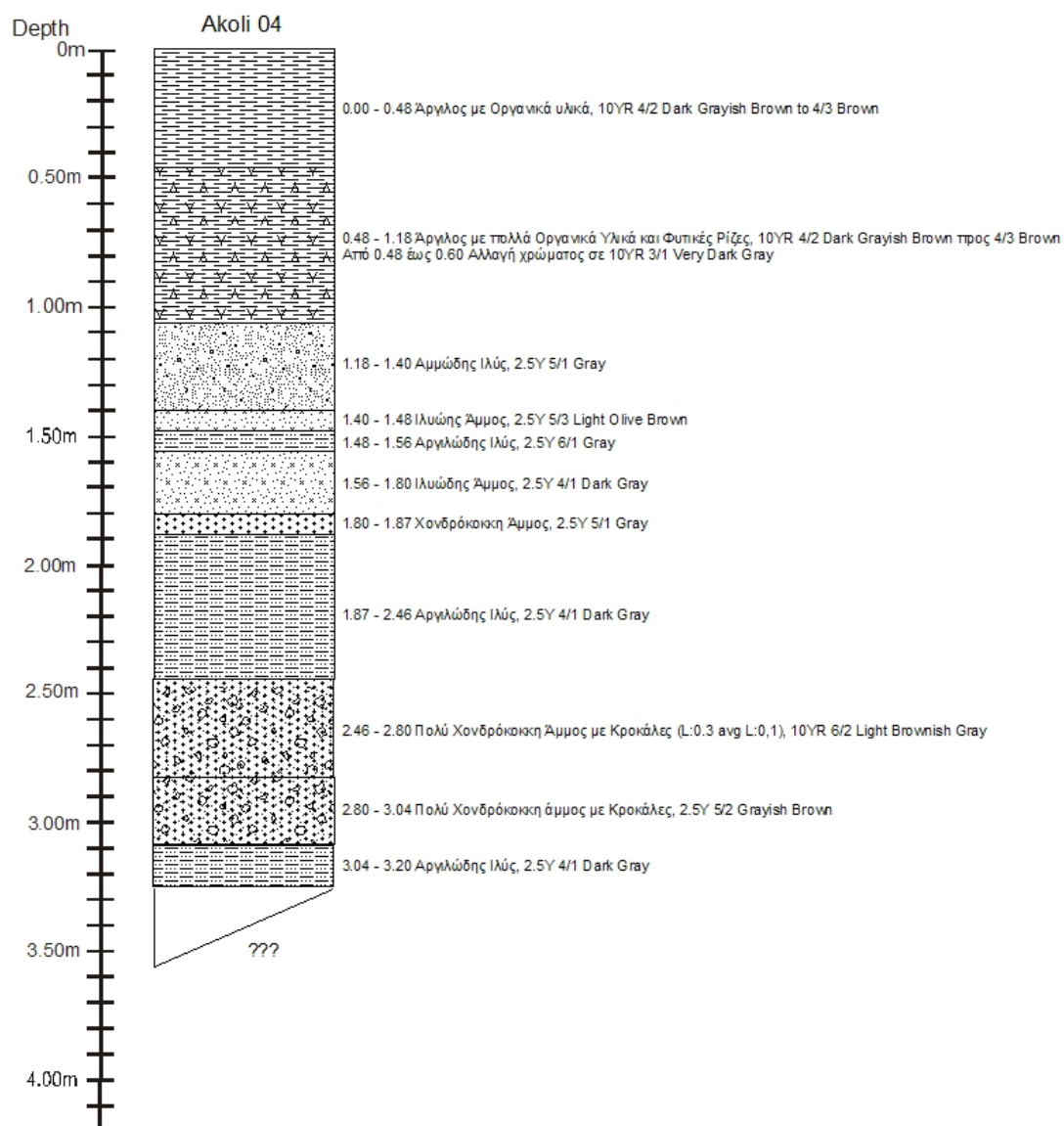


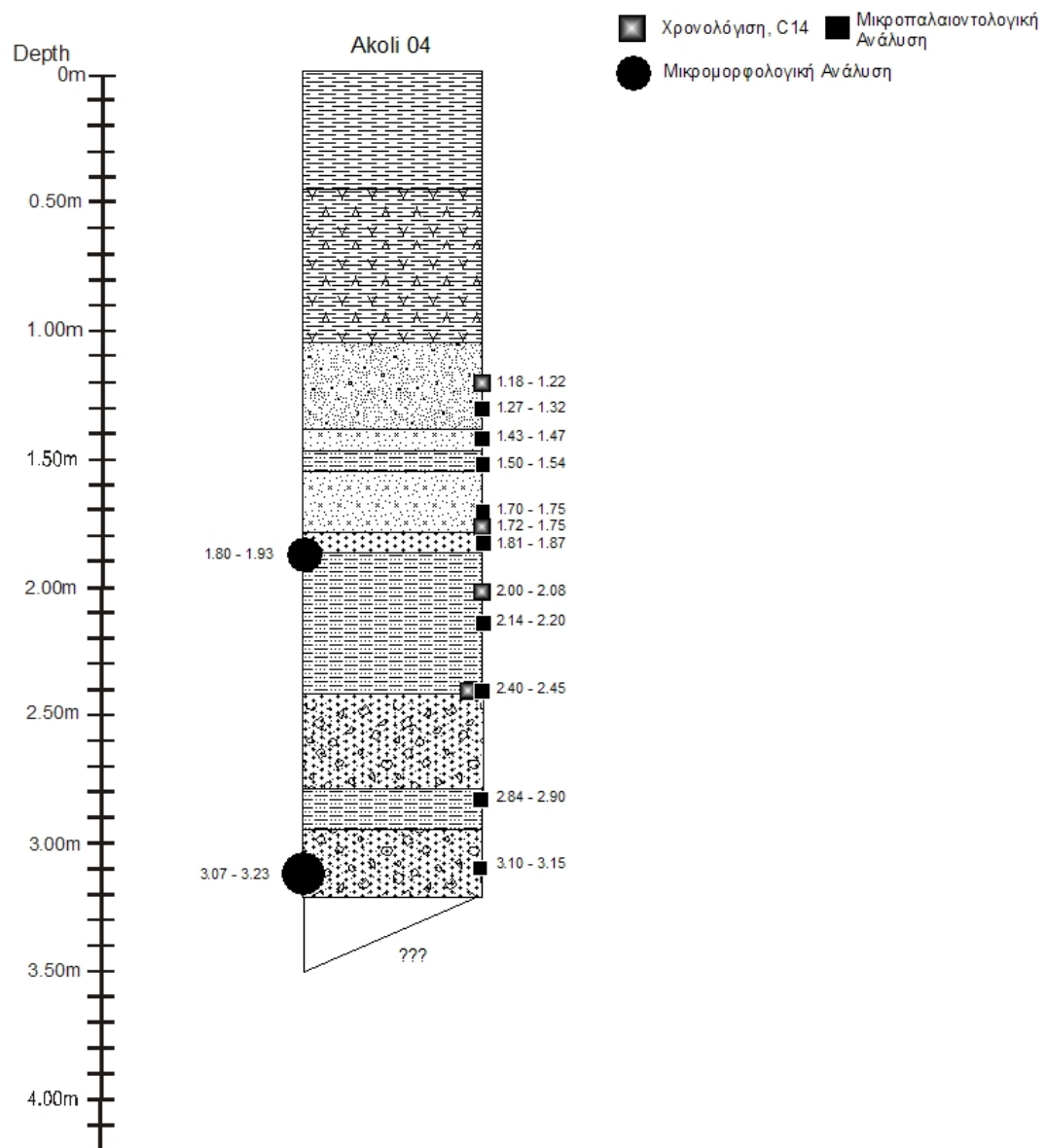


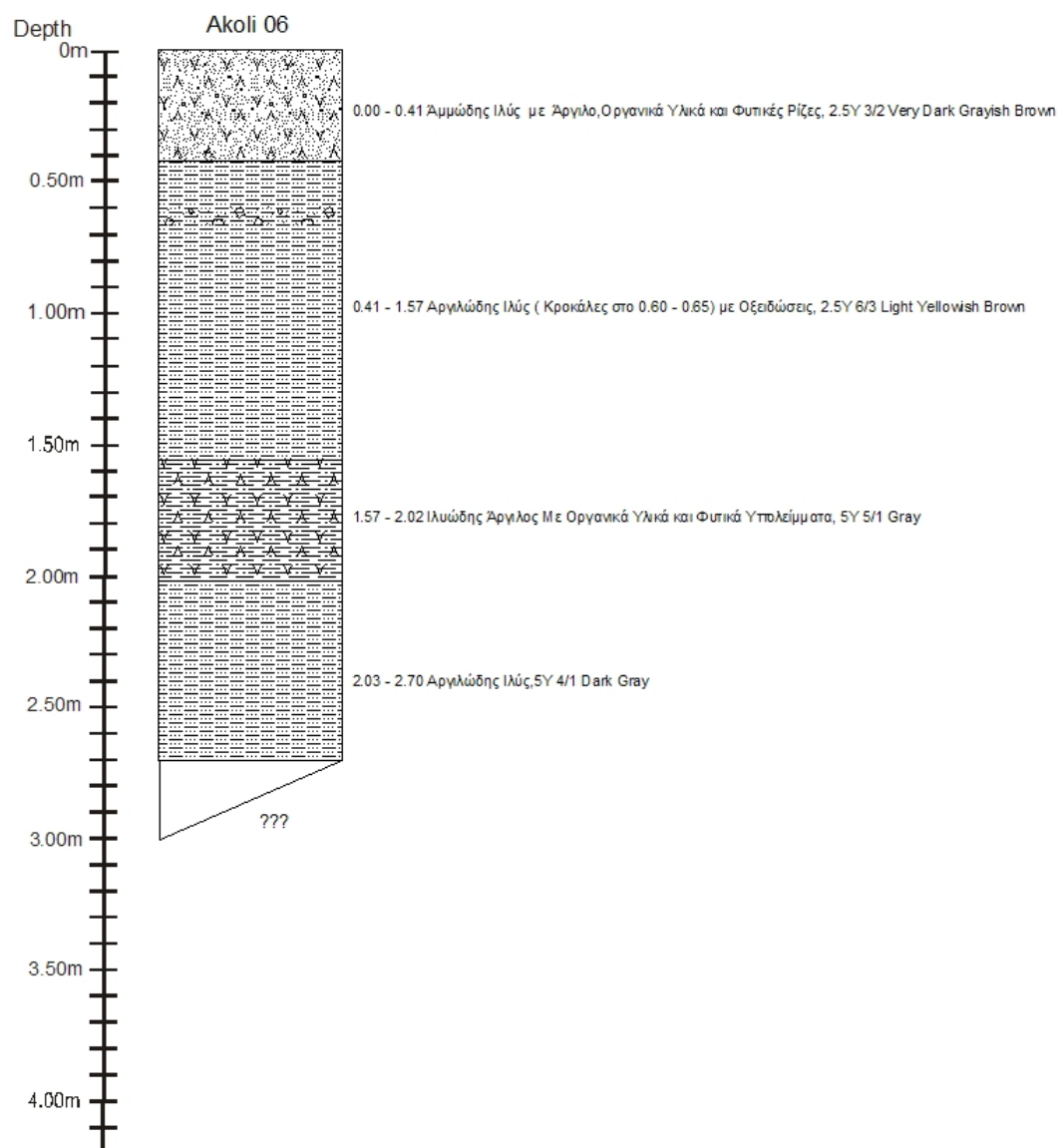


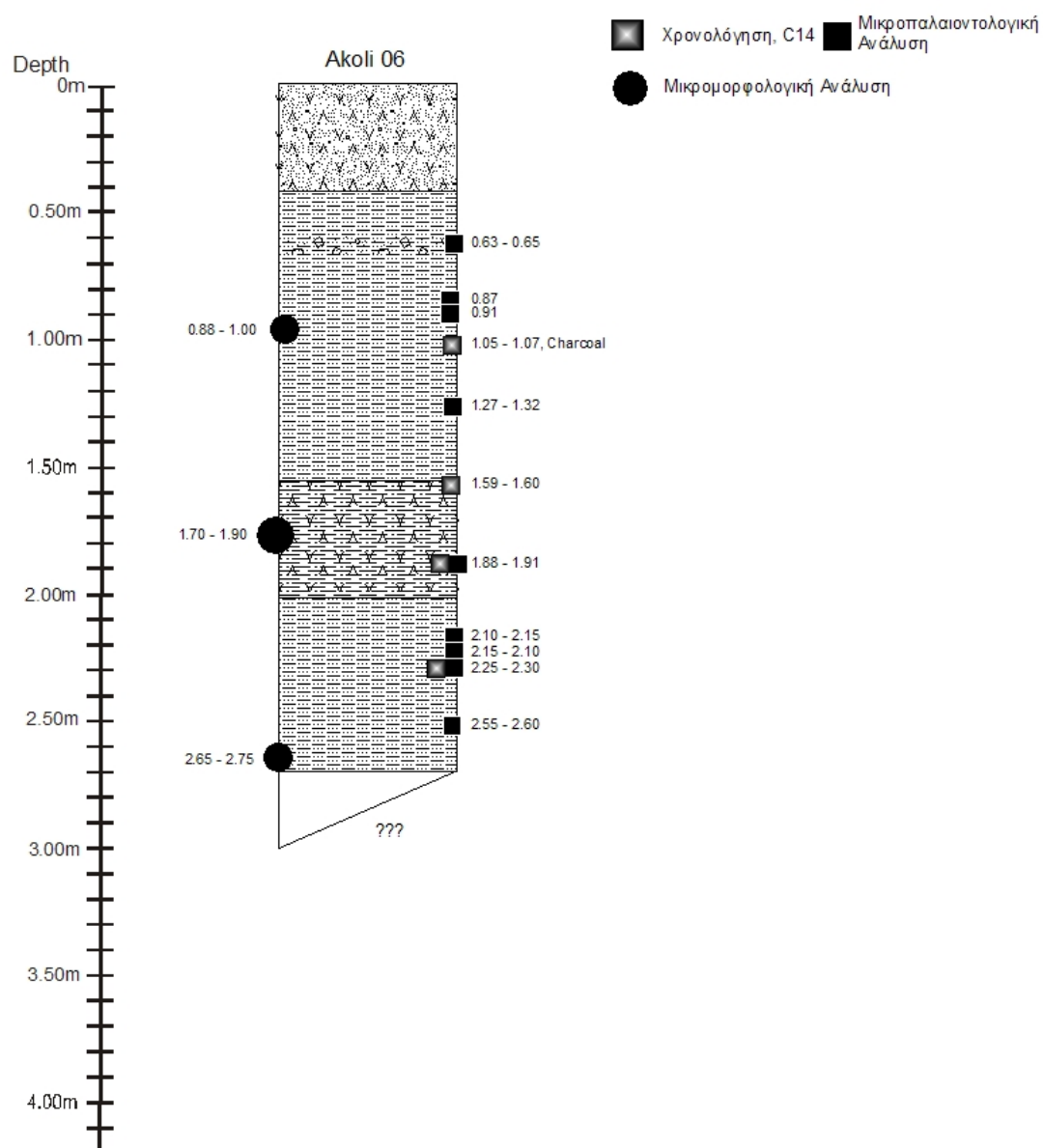


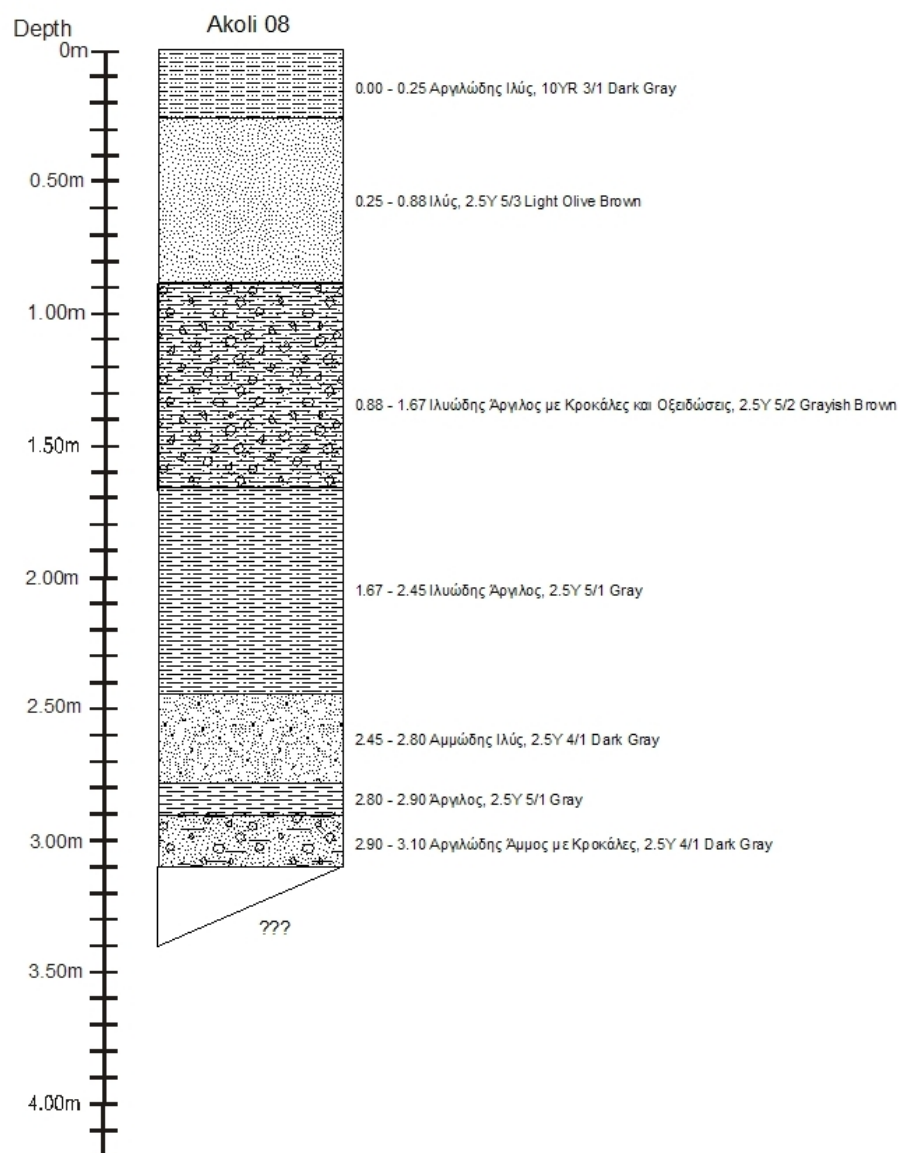


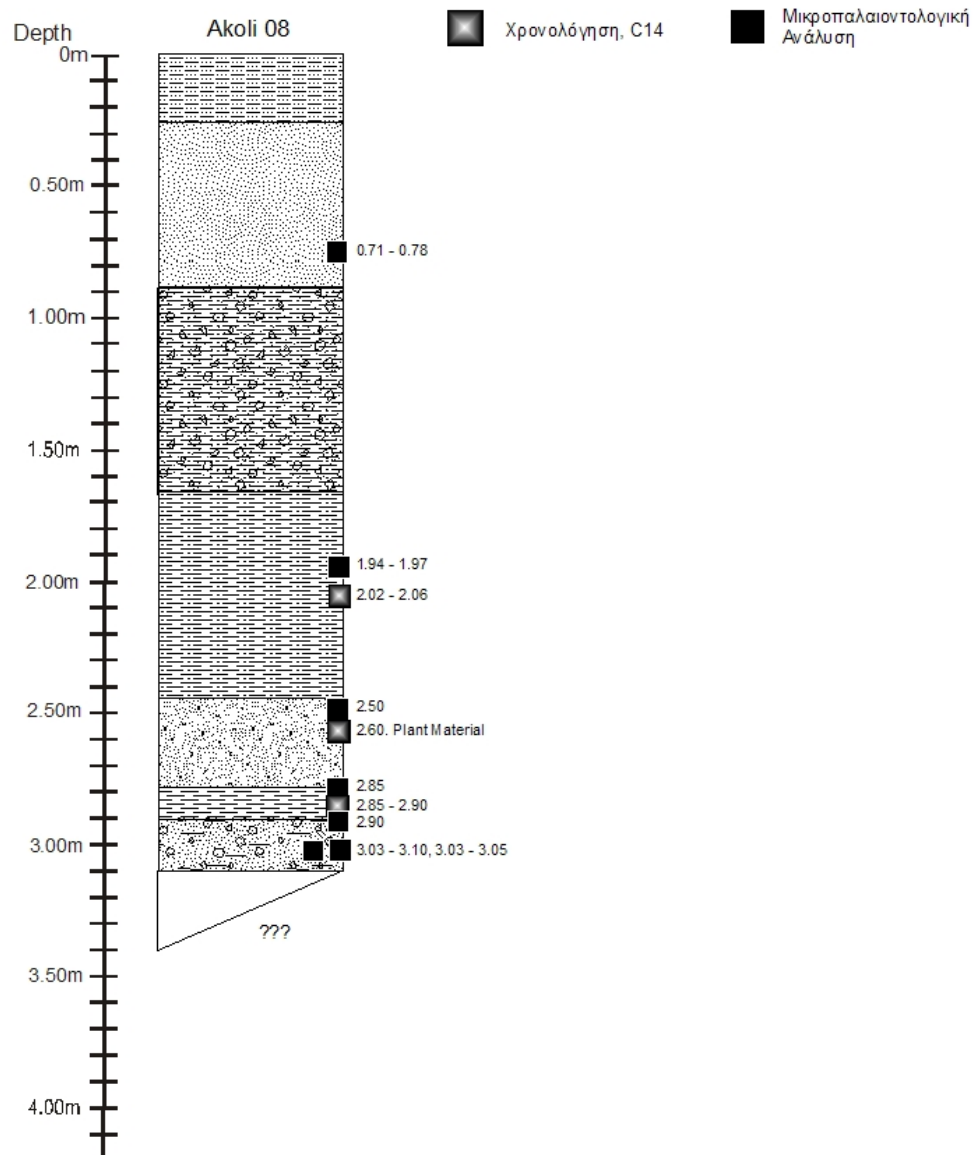












	Άμμος		Καλά Αποστρογγυλωμένες Κροκάλες με Άμμο και Ιλυώδη Άμμο
	Χονδρόκοκκη Άμμος		Αμώδης Ιλύς
	Ιλύς		Αργιλώδης Άμμος
	Άργιλος		Εδαφικός Μανδύας
	Ιλυώδης Άργιλος		
	Αργιλώδης Ιλύς		
	Ιλυώδης Άμμος		
	Ιλυώδης Χονδρόκοκκη Άμμος με Κροκάλες		
	Ιλυώδης Άμμος με Άργιλο		
	Κροκαλοπαγή		
	Άργιλος με Κάρβουνα		
	Φυτικές Ρίζες		
	Κροκάλες		
	Μεγάλες Κροκάλες		
	Χάλικες		

B. Αποτελέσματα Μικροπαλαιοντολογικής Ανάλυσης

Πίνακας 4. Αποτελέσματα Μικροπαλαιοντολογικής Ανάλυσης		
Borehole	Core depth in cm	Micropaleontological content
Akoli 2		
	1.22-1.25	<u>barren</u>
	1.32-1.35	<u>barren</u>
	1.42-1.46	<u>barren</u>
Akoli 4		
	1.27-1.32	<u>barren</u>
	1.43-1.47	<u>barren</u>
	1.50-1.54	<u>barren</u>
	1.70-1.75	<u>barren</u>
	1.84-1.87	<u>barren</u>
	2.14-2.20	<u>barren</u>
	2.40-2.45	<u>barren</u>
	2.84-2.90	<u>barren</u>
	3.10-3.15	<u>barren</u>
Akoli 6		
	0.55-0.60	Planktonic foraminifera (<i>Neogloboquadrina acostaensis</i>) few broken <i>Bulimina aculeate</i> , <i>Bolivina spathulata</i>
	0.87-0.91	<u>barren</u>
	1.27-1.32	<u>barren</u>
	1.88-1.91	<u>barren</u>
	2.10-2.15	<u>barren</u>
	2.15-2.20	<u>barren</u>
	2.25-2.30	<u>barren</u>
	2.55-2.60	<u>barren</u>
Akoli 8		
	0.71-0.78	Planktonic foraminifera (<i>Neogloboquadrina acostaensis</i>)
	2.50	<u>barren</u>
	2.85	<u>barren</u>
	2.90	<u>barren</u>
	3.03-3.05	<u>barren</u>
Akoli 10		

	1.70-1.75	<u>Few fragments of bivalves</u>
	1.75-1.80	<u>Few ostracods, few fragments of bivalves and gastropods</u>
	1.85-1.90	Planktonic foraminifera (<i>Neogloboquadrina acostaensis</i> , <i>Orbulina universa</i>) few specimens of benthic foraminifers <i>Planulina</i> , <i>Nonionella</i>
	2.10-2.15	Planktonic foraminifera (<i>Globigerina</i>) few specimens of benthic foraminifer <i>Elphidium incertum</i> , few ostracods, few <u>fragments of bivalves and gastropods</u>
	2.50-2.55	few specimens of benthic foraminifer <i>Elphidium incertum</i> , few ostracods, few <u>fragments of bivalves and gastropods</u>
	2.70-2.75	Planktonic foraminifera (<i>Globigerina</i> , <i>Neogloboquadrina</i>) few specimens of benthic foraminifer <i>Ammonia</i> , few ostracods, few <u>fragments of bivalves and gastropods</u>
	3.90-4.00	<u>barren</u>
Aliki 2		
	0-80	barren
	1.25-1.30	<u>barren</u>
	1.32-1.38	<u>barren</u>
	1.73	<u>abundant ostracod</u> <i>Cyprideis torosa</i> , <i>Cyprinotus salinus</i> , <i>L.elliptica</i> more oligohaline, fresh input
	1.78	<u>abundant ostracod</u> <i>Cyprideis torosa</i> oligohaline, fresh water input
	1.83-1.85	<u>abundant ostracod</u> <i>Cyprideis torosa</i> oligohaline, fresh water input

	1.93	<u>abundant ostracod</u> <i>Cyprideis torosa</i> <i>oligohaline</i> oligohaline, fresh water input
	2.00-2.04	<u>abundant ostracod</u> <i>Cyprideis torosa</i> oligohaline, fresh water input
	2.04-2.07	<u>abundant ostracod</u> <i>Cyprideis torosa</i> oligohaline, fresh water input
	2.17-2.23	<u>abundant</u> <u>ostracods</u> <i>Cyprideis</i> <i>torosa</i> , <i>Loxoconcha</i> <i>elliptica</i> , <u>benthic</u> <u>foraminifers</u> <i>Ammonia</i> <i>beccarii</i> , <i>Ammonia</i> <i>convexa</i> , <i>Elphidium</i> oligohaline-mesohaline
	2.40-2.45	<u>abundant</u> <u>ostracods</u> <i>Cyprideis</i> <i>torosa</i> , <i>Loxoconcha</i> <i>elliptica</i> , <u>benthic</u> <u>foraminifers</u> <i>Ammonia</i> <i>beccarii</i> , <i>Ammonia</i> <i>convexa</i> , <i>Elphidium</i> oligohaline-mesohaline
	2.70-2.73	<u>abundant</u> <u>ostracods</u> <i>Cyprideis</i> <i>torosa</i> , <i>Loxoconcha</i> <i>elliptica</i> , <u>benthic</u> <u>foraminifers</u> <i>Ammonia</i> <i>beccarii</i> , <i>Ammonia</i> <i>convexa</i> , <i>Elphidium</i> oligohaline-mesohaline
	2.78-2.82	<u>abundant</u> <u>ostracods</u> <i>Cyprideis</i> <i>torosa</i> , <i>Loxoconcha</i> <i>elliptica</i> , <u>benthic</u> <u>foraminifers</u> <i>Ammonia</i> <i>beccarii</i> , <i>Ammonia</i> <i>convexa</i> , <i>Elphidium</i> oligohaline-mesohaline
	3.20-3.25	<u>abundant</u> <u>ostracods</u> <i>Cyprideis</i> <i>torosa</i> , <i>Loxoconcha</i> <i>elliptica</i> , <u>benthic</u> <u>foraminifers</u> <i>Ammonia</i> <i>beccarii</i> , <i>Ammonia</i> <i>convexa</i> , <i>Elphidium</i> oligohaline-mesohaline
	3.25-3.30	<u>abundant</u>

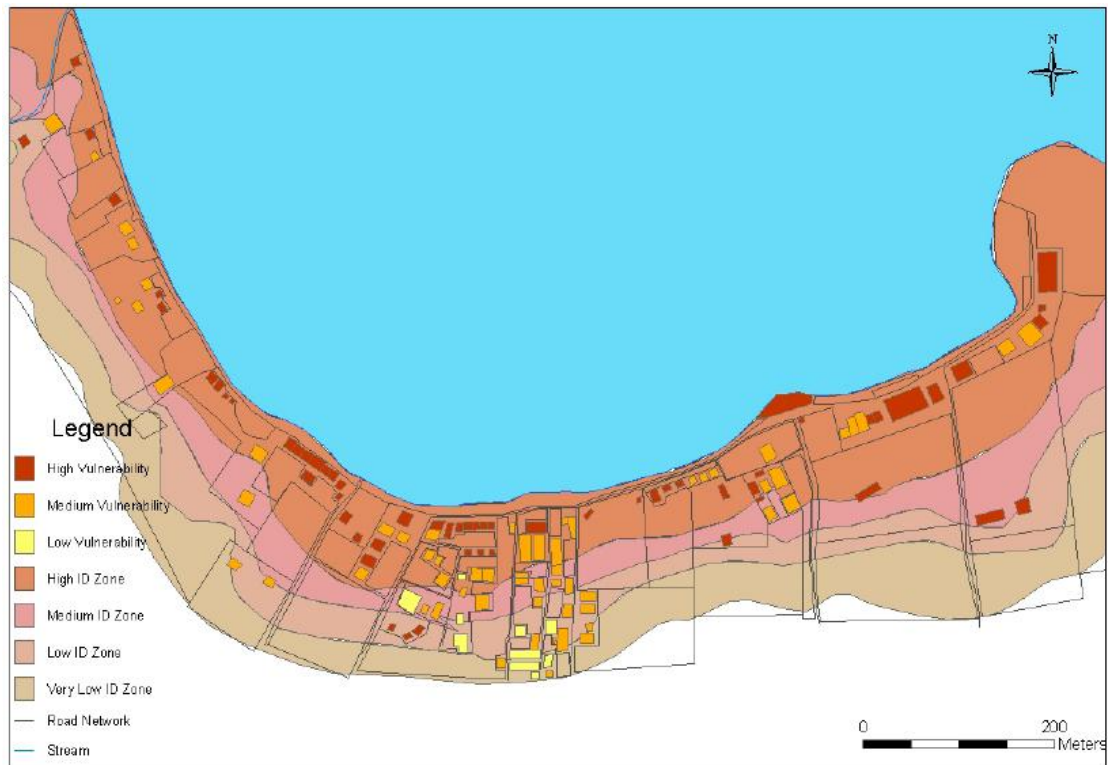
		<u>ostracods</u> <i>Cyprideis torosa</i> , <i>Loxoconcha elliptica</i> , <u>benthic foraminifers</u> <i>Ammonia beccarii</i> , <i>Ammonia convexa</i> , <i>Elphidium</i> oligohaline-mesohaline
	3.39-3.43	<u>abundant</u> <u>ostracods</u> <i>Cyprideis torosa</i> , <i>Loxoconcha elliptica</i> , <u>benthic foraminifers</u> <i>Ammonia beccarii</i> , <i>Ammonia convexa</i> , <i>Elphidium</i> oligohaline-mesohaline
	3.43-3.45	<u>abundant</u> <u>ostracods</u> <i>Cyprideis torosa</i> , <i>Loxoconcha elliptica</i> , <u>benthic foraminifers</u> <i>Ammonia beccarii</i> , <i>Ammonia convexa</i> , <i>Elphidium</i> oligohaline-mesohaline
	3.60-3.65	<u>abundant</u> <u>ostracods</u> <i>Cyprideis torosa</i> , <i>Loxoconcha elliptica</i> , <u>benthic foraminifers</u> <i>Ammonia beccarii</i> , <i>Ammonia convexa</i> , <i>Elphidium</i> oligohaline-mesohaline
	3.76-3.82	<u>abundant</u> <u>ostracods</u> <i>Cyprideis torosa</i> , <i>Loxoconcha elliptica</i> , <u>benthic foraminifers</u> <i>Ammonia beccarii</i> , <i>Ammonia convexa</i> , <i>Elphidium</i> oligohaline-mesohaline
	3.89-3.94	<u>Few ostracods</u> , <u>benthic foraminifers</u> <u>abundant</u> <i>Elphidium</i> oligohaline-mesohaline
Alik 3		
	0.91-0.96	<u>barren</u>
	1.05-1.10	<u>barren</u>
	1.40-1.45	<u>few ostracods</u>
	1.48-1.50	<u>few ostracods</u>
	1.60-1.65	<u>few ostracods</u>
	1.81-1.86	<u>few ostracods</u>
	1.90-1.94	<u>few ostracods</u>
	2.06-2.09	<u>few ostracods</u>
	2.13-2.16	<u>few ostracods</u>

	2.19-2.21	<u>Abundant ostracods</u> <i>Cyprideis torosa</i> , <i>Loxoconcha elliptica</i> , <i>Tyrrhenocythere</i> <i>amnicola</i> , <i>Candona</i> sp., <u>benthic foraminifers</u> <i>Ammonia beccarii</i> , <i>Ammonia convexa</i> <i>Chara</i> sp. More fresh water input
	2.30-2.35	<u>Abundant ostracods</u> <i>Cyprideis torosa</i> , <i>Loxoconcha elliptica</i> , <i>Tyrrhenocythere</i> <i>amnicola</i> , <i>Candona</i> sp., <u>benthic foraminifers</u> <i>Ammonia beccarii</i> , <i>Ammonia convexa</i> <i>Chara</i> sp. More fresh water input
	2.44-2.47	<u>Abundant ostracods</u> <i>Cyprideis torosa</i> , <i>Loxoconcha elliptica</i> , <i>Tyrrhenocythere</i> <i>amnicola</i> , <i>Candona</i> sp., <u>benthic foraminifers</u> <i>Ammonia beccarii</i> , <i>Ammonia convexa</i>
Aliko 4		
	2.00-2.03	<u>Abundant ostracods</u> <i>Cyprideis torosa</i> , <i>Cyprinotus salinus</i> , <i>Tyrrhenocythere</i> <i>amnicola</i> , <u>benthic</u> <u>foraminifers</u> <i>Ammonia</i> <i>beccarii</i> , <i>Ammonia</i> <i>convexa</i> Few gastropods Oligohaline-mesohaline
	2.22-2.26	<u>Abundant ostracods</u> <i>Cyprideis torosa</i> , <i>Cyprinotus salinus</i> , <i>Tyrrhenocythere</i> <i>amnicola</i> , <u>benthic</u> <u>foraminifers</u> <i>Ammonia</i> <i>beccarii</i> , <i>Ammonia</i> <i>convexa</i> Oligohaline-mesohaline
	3.00-3.04	<u>Abundant ostracods</u> <i>Cyprideis torosa</i> , <i>Cyprinotus salinus</i> , <i>Tyrrhenocythere</i> <i>amnicola</i> , <u>benthic</u> <u>foraminifers</u> <i>Ammonia</i> <i>beccarii</i> , <i>Ammonia</i> <i>convexa</i>

		<i>gastropods</i> More fresh water input
	3.04-3.08	<u>Abundant ostracods</u> <i>Cyprideis torosa</i> , <i>Cyprinotus salinus</i> , <i>Tyrrhenocythere</i> <i>amnicola</i> , <u>benthic</u> <u>foraminifers</u> <i>Ammonia</i> <i>beccarii</i> , <i>Ammonia</i> <i>convexa</i>
	3.24-3.28	<u>Abundant ostracods</u> <i>Cyprideis torosa</i> , <i>Cyprinotus salinus</i> , <i>Tyrrhenocythere</i> <i>amnicola</i> , <u>benthic</u> <u>foraminifers</u> <i>Ammonia</i> <i>beccarii</i> , <i>Ammonia</i> <i>convexa</i>
	3.52-3.55	<u>Abundant ostracods</u> <i>Cyprideis torosa</i> , <i>Cyprinotus salinus</i> , <i>Tyrrhenocythere</i> <i>amnicola</i> , <u>benthic</u> <u>foraminifers</u> <i>Ammonia</i> <i>beccarii</i> , <i>Ammonia</i> <i>convexa</i>
	3.59-3.63	<u>Abundant ostracods</u> <i>Cyprideis torosa</i> , <i>Cyprinotus salinus</i> , <i>Tyrrhenocythere</i> <i>amnicola</i> , <u>benthic</u> <u>foraminifers</u> <i>Ammonia</i> <i>beccarii</i> , <i>Ammonia</i> <i>convexa</i> <i>Chara sp</i> <i>Cardium sp.</i> More fresh water input
	3.73-3.78	<u>Abundant ostracods</u> <i>Cyprideis torosa</i> , <i>Cyprinotus salinus</i> , <i>Tyrrhenocythere</i> <i>amnicola</i> , <u>benthic</u> <u>foraminifers</u> <i>Ammonia</i> <i>beccarii</i> , <i>Ammonia</i> <i>convexa</i> <i>Chara sp</i> More fresh water input
	3.75-3.78	<u>Abundant ostracods</u> <i>Cyprideis torosa</i> , <i>Cyprinotus salinus</i> , <i>Tyrrhenocythere</i> <i>amnicola</i> , <u>benthic</u> <u>foraminifers</u> <i>Ammonia</i> <i>beccarii</i> , <i>Ammonia</i> <i>convexa</i> <i>Fragments of bivalves</i>

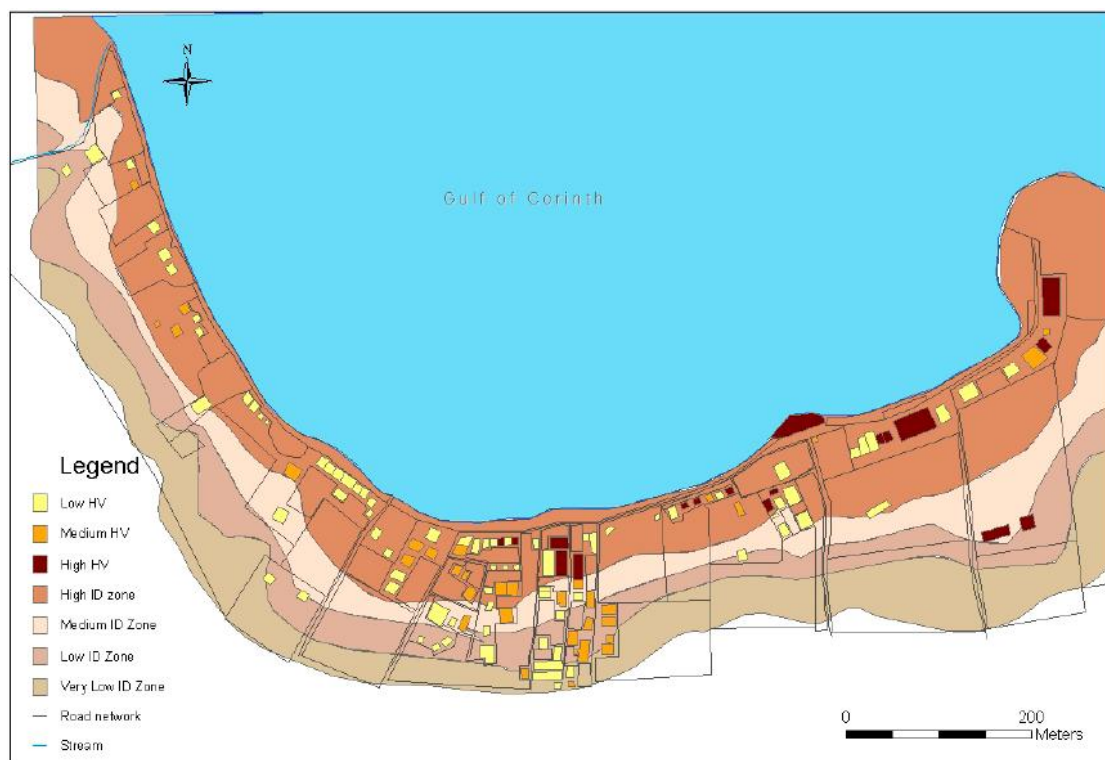
		<i>and gastropods</i> <i>Chara sp</i> More fresh water input
	3.85-3.91	<u>Abundant ostracods</u> <i>Cyprideis torosa</i> , <i>Cyprinotus salinus</i> , <i>Tyrrhenocythere</i> <i>amnicola</i> , <u>benthic</u> <u>foraminifers</u> <i>Ammonia</i> <i>beccarii</i> , <i>Ammonia</i> <i>convexa</i> Fragments of bivalves <i>and gastropods</i> <i>Chara sp</i> More fresh water input

Γ. Χάρτες επικινδυνότητας της μεθόδου Parathoma



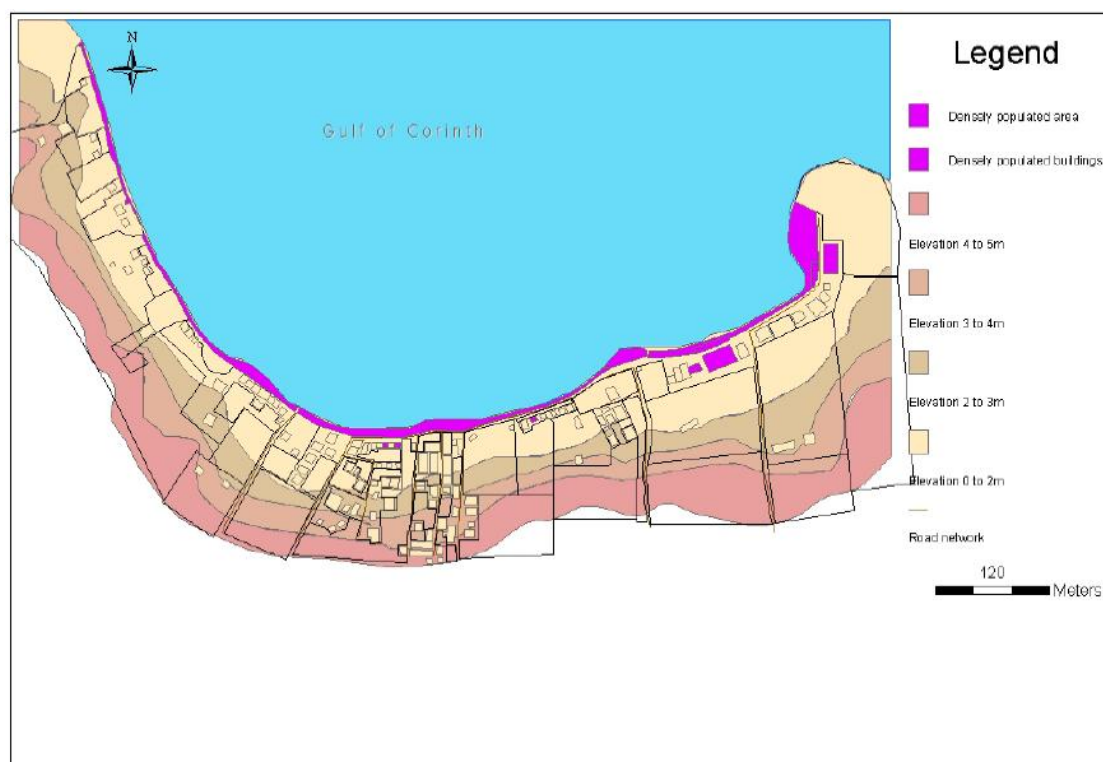
Εικόνα 16. Χάρτης τρωτότητας των κτιρίων στην περιοχή της Άκολης.

Πηγή: Parathoma and Dominey-Howes, 2003



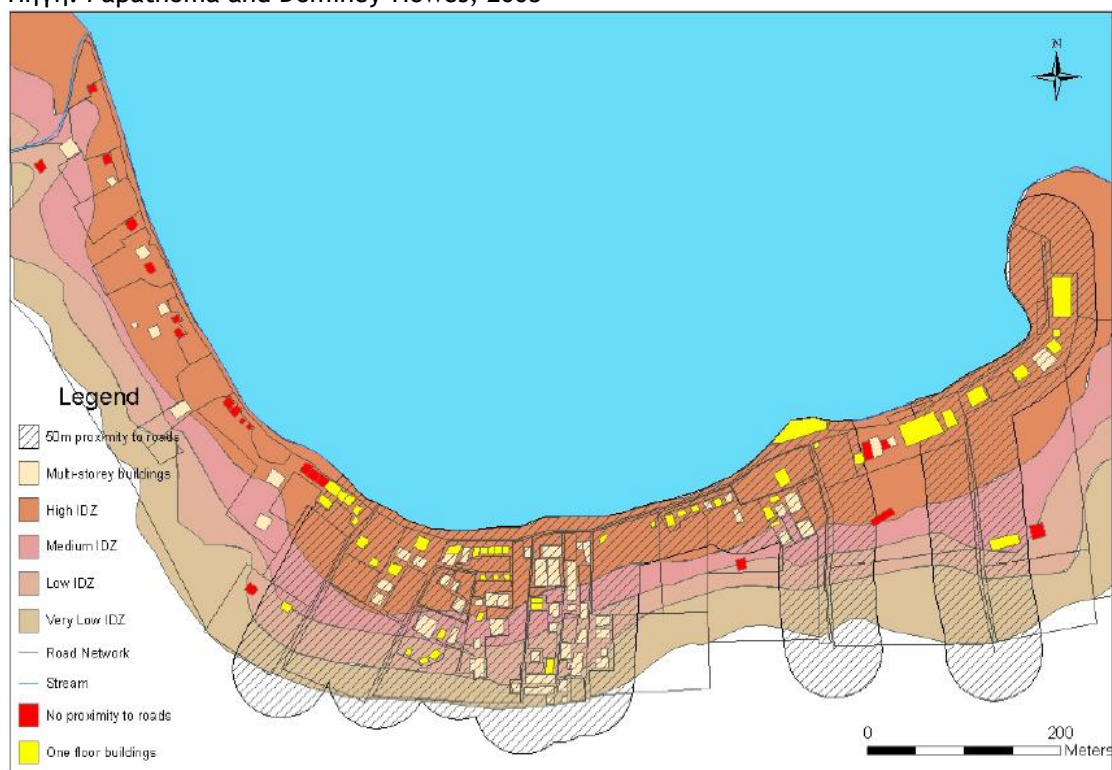
Εικόνα 17. Χάρτης ανθρώπινης τρωτότητας για την περιοχή της Άκολης.

Πηγή: Parathoma and Dominey-Howes, 2003



Εικόνα 18. Χάρτης χωρικής συγκέντρωσης του πληθυσμού κατά την διάρκεια της ημέρας την καλοκαιρινή περίοδο.

Πηγή: Papathoma and Dominey-Howes, 2003



Εικόνα 19. . Χάρτης κατανομής των κτιρίων που βρίσκονται σε απόσταση άνω των 50 μέτρων από το οδικό δίκτυο.

Πηγή: Papathoma and Dominey-Howes, 2003

Βιβλιογραφία - Αναφορές

Αλμπανάκης, Κ., (1999), *Μαθήματα ωκεανογραφίας*, Θεσσαλονίκη: University Studio Press.

Γαλανόπουλος, Α., Δελήμπασης, Ν., Κομνηνάκης, Π., (1964), *Θαλάσσιον κύμα εκ κατολισθήσεως άνευ σεισμικής διεγέρσεως*, Ann. Geol. Pays Helliniques **16**, pp.93-110.

Δερμιτζάκης, Μ., Θεοδώρου, Γ., (1985), *Συμβολή στην ονοματολογία στρωματογραφικών, παλιοντολογικών και παλαιοοικολογικών όρων «Γλωσσάριο επιλεγμένων γεωλογικών εννοιών»*, Αθήνα, 1985.

Λιάλιος, Κ., (2006), «Η πιο «διάσημη» ελληνική έκρηξη νέα επιστημονικά στοιχεία για το ηφαίστειο της Σαντορίνης, το τσουνάμι και τον χρόνο του φοβερού συμβάντος», *Η Καθημερινή*, 13/5/2006, σελ.:7.

Παπάζαχος, Β., Παπαζάχου, Κ., (1989), *Οι σεισμοί της Ελλάδας*, Θεσσαλονίκη: Ζήτη.

Παπαναστασίου, Δ., Γάκη - Παπαναστασίου, Κ., (1998) «Ο σεισμός του Αιγίου (15 - 6 -1995), σεισμοτεκτονικές παρατηρήσεις και γεωμορφικές επιπτώσεις στο φυσικό περιβάλλον», σελ.: 228-239, *Πρακτικά 4^{ου} Πανελλήνιου Γεωγραφικού Συνεδρίου*, 12, 13,14, Οκτωβρίου 1995, Ελληνική Γεωγραφική Εταιρία, Αθήνα, 1998.

Παυλίδης, Σ., Μουντράκης, Δ., (1986), *Νεοτεκτονική, Εισαγωγή στη μελέτη των πρόσφατων γεωλογικών δομών*, Θεσσαλονίκη: Universtity Studio Press.

Ambraseys, N., (1960), *The seismic sea wave of July 9, 1956, in the Greek Archipelago*, Journal of Geophysical Research, Vol.65, No.4, pp. 1257-1265.

Ambraseys, N., (1962), *Data for the investigation of the seismic sea-wave in the eastern Mediterranean*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.52, No.4, pp. 895-913.

Bryant, E., (2001), *Tsunami the underrated hazard*, Cambridge: Cambridge University Press.

Cantalamesa, G., Di Celma, C., (2005), *Sedimentary features of tsunami backwash deposits in a shallow marine Miocene setting, Mejillones Peninsula, northern Chile*, Sedimentary Geology **178**, pp. 259-273, Elsevier Science B.V.

Cita, M., Rimoldi, B., (1997), *Geological and geophysical evidence for a Holocene tsunami deposit in the eastern Mediterranean deep-sea record*, J. Geodynamics, Vol.24, Nos.1-4, pp 293-304, Elsevier Science Ltd.

Dawson, A., Shi, S., (2000), *Tsunami deposits*, Pure Applied Geophysics **157**, pp.875-897, Birkhauser Verlag, Basel.

Dominey-Howes, D., (1996), *Sedimentary Deposits Associated with the July 9th 1956 Aegean Sea tsunami*, Phys. Chem. Earth, Vol.21, No.12, pp 51-55, Elsevier Science Ltd.

Dominey-Howes, D., (2002), *Documentary and geological records of tsunami in the Aegean Sea region of Greece and their potential value to risk assessment and disaster management*, Natural Hazards **25**: 195-224, Kluwer Academic Publishers.

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

Farreras, S., (2000), *Post-tsunami field survey procedures: an outline*, Natural Hazards 21: 207-214, Kluwer Academic Publishers.

Felton, A., Crook, K., (2003), *Evaluating the impacts of huge waves on rocky shorelines: an essay review of the book "Tsunami - The underrated hazard"*, Marine Geology 197, pp.1-12, Elsevier Science B.V.

GeoScience Australia, (2006): http://www.ga.gov.au/image_cache/GA5600.gif

Jianng, L., LeBlond, P., (1994), *Three-Dimensional modeling of tsunami generation due to a submarine mudslide*, Journal of Physical Oceanography, vol.24, pp.559-572, American Meteorological Society.

Kelsey, H., Witter, R., Hemphill-Haley, E., (2002), *Plate-boundary earthquakes and tsunamis of the past 5500 yr, Sixes River estuary, southern Oregon*, GSA bulletin, vol.114, No.3, p.298-314, Geological Society of America.

Komar, P., (1998), *Beach processes and sedimentation, Second edition*, New Jersey: Prentice Hall.

Kontopoulos, N., Avramidis, P., (2003), *A late Holocene record of environmental changes from the Alikí Lagoon, Egion, North Peloponnesus, Greece*, Quaternary International 111, pp.75-90, Elsevier Science Ltd and INQUA.

McCoy, F., Heiken, G., (2000), *Tsunami generated by the Late Bronze Age eruption of Thera (Santorini), Greece*, Pure Applied Geophysics 157: 1227-1256, Birkhauser Verlag, Basel.

Nipissing University, (2006): <http://www.nipissingu.ca/faculty/ingridb/geology/Tsunami%202004.htm>

Nott, J., (2004), *The tsunami hypothesis - comparisons of the field evidence against the effects, on the Western Australian coast, of some of the most powerful storms on Earth*, Marine Geology **208**, pp. 1-12, Elsevier Science B.V.

Papadopoulos, G., (2003), *Tsunami hazard in the eastern Mediterranean: Strong earthquakes and tsunamis in the Corinth Gulf, Central Greece*, Natural Hazards **29**: 437-464, Kluwer Academic Publishers.

Papathoma, M., Dominey-Howes, 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 Science **3**: 733-747, European Geoscience Union.

Smith, K., (2004), *Environmental hazards, assessing risk and reducing disaster*, New York: Routledge.

Stiros, S., (2001), *The AD 365 Crete earthquake and possible seismic clustering during the fourth to sixth centuries AD in the Eastern Mediterranean: a review of historical and archaeological data*, Journal of Structural Geology **23**, pp 545-562, Elsevier Science Ltd.

United States Geological Survey (USGS), (2006), <http://walrus.wr.usgs.gov/infobank/programs/html/school/keypage/wave.html>

Scripps Institution of Oceanography, (2006): http://scrippsnews.ucsd.edu/article_detail.cfm?article_num=717

Wikipedia, The Free Encyclopedia, (2006), <http://en.wikipedia.org/wiki/Tsunamis>

Williams, H., Hutchinson, I., (2000), *Stratigraphic and microfossil evidence for late Holocen tsunamis at Swantown Marsh, Whidbey Island, Washington*, Quaternary Research **54**, pp. 218-227, University of Washington.

