

## Γεωγραφίες

Αρ. 26 (2015)

Γεωγραφίες, Τεύχος 26, 2015



### ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΤΡΩΤΟΤΗΤΑΣ ΤΗΣ ΝΗΣΟΥ ΑΣΤΥΠΑΛΛΙΑΣ (ΝΑ ΑΙΓΑΙΟ) ΣΤΑ ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΚΥΜΑΤΑ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ

*Μαρία Παπούλια*

# ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΤΡΩΤΟΤΗΤΑΣ ΤΗΣ ΝΗΣΟΥ ΑΣΤΥΠΑΛΛΙΑΣ (Ν.Α. ΑΙΓΑΙΟ) ΣΤΑ ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΚΥΜΑΤΑ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ

Μαρία Παπούλια\*

## Περίληψη

Για την εκτίμηση της τρωτότητας της παράκτιας ζώνης της νήσου Αστυπάλλαιας στα θαλάσσια κύματα βαρύτητας, η μεθοδολογία η οποία ακολουθήθηκε περιλαμβάνει τρία στάδια: αυτό της αναγνώρισης της ζώνης κατάκλυσης, τη συλλογή δεδομένων και τον υπολογισμό της τρωτότητας πληθυσμού, κτηρίων, χρήσεων γης και προστατευόμενων περιβαλλοντικά περιοχών καθώς και την αποτύπωση της τρωτότητας. Το τελευταίο θαλάσσιο κύμα βαρύτητας που έπληξε την Αστυπάλλαια είναι αυτό του 1956, όπου το κύμα αναρρίχησης έφτασε τα 10m στις βόρειες ακτές του νησιού και τα 3m στις νότιες. Με βάση αυτές τις ενδείξεις εκτιμήθηκε η ζώνη κατάκλυσης. Προέκυψε ότι κυρίως οι οικισμοί που πλήττονται, είναι τα Λιβάδια, ο Πέρα Γιάλος, το Έξω Βαθύ και η Μάλτεζάνα, ενώ οι υπόλοιπες περιοχές του νησιού είναι λιγότερο ευάλωτες. Τέλος, η πληθυσμιακή πυκνότητα εντός των ζωνών κατάκλυσης είναι 13.53 κάτοικοι/km<sup>2</sup>, σε σύνολο 1334

## Assessment of the vulnerability of the Astypalaea island (s.e. Aegean sea) to tsunamis

Maria Papoulia

## Abstract

The methodology that was followed in order to assess the vulnerability of the coastal zone of Astypalaea Island to tsunamis, consists of three steps: the identification of the Inundation zone, data collection and calculation of the vulnerability of people and buildings and the potential flooding of different land uses and environmentally protected areas. To identify the inundation zone, the worst case scenario is being used. The greatest wave height that has ever been recorded in the island is that of 1956 event, where the run-up was 10m along locations of the north part of the island and 3m on the south. Based on these indications, the inundation zone was. The villages being affected are Livadia, Pera Gialos, Exo Vathi and Maltezana, while the rest of the island is less vulnerable. The population density within the inundation zones is 13.53 inhabitants per km<sup>2</sup>, out of a total of 1334 residents.

## Εισαγωγή

Ο κυματισμός αποτελεί έναν από τους σημαντικότερους παράγοντες που δρουν στη παράκτια ζώνη. Τα κύματα που προσπίπτουν στην ακτή μπορούν να προκαλέσουν διάβρωση, μεταφορά ή και απόθεση ιζήματος κατά μήκος της ακτογραμμής διαμορφώνοντας τα γεωμορφολογικά της χαρακτηριστικά.

Τα θαλάσσια κύματα βαρύτητας ή τσουνάμι είναι μεγάλα, μερικές φορές γιγαντιαία, κύματα που δημιουργούνται από διάφορους μηχανισμούς (υποθαλάσσιοι σεισμοί, παράκτιες ή υποθαλάσσιες ηφαιστειακές εκρήξεις κ.α.) και συχνά προκαλούν τεράστιες καταστροφές στις παράκτιες περιοχές. Τα τσουνάμι βρίσκονται πολύ υψηλά στη λίστα των φυσικών καταστροφών, εφόσον από το 1850 έως το 2006 ευθύνονται για την απώλεια 420000 ανθρώ-

(\* Γεωγράφος, ΜΔΕ Πρόληψη και Διαχείριση Φυσικών Καταστροφών, papoulia.m@gmail.com)

πων και την καταστροφή παράκτιων οικισμών και φυσικού περιβάλλοντος αξίας δισεκατομμυρίων δολαρίων, σε ολόκληρο τον κόσμο (Bernard κ.ά 2006).

Το Αιγαίο και το Ιόνιο Πέλαγος στην Ελλάδα, αλλά και η ανατολική Μεσόγειος γενικότερα, αποτελούν τις πλέον τσουναμογενείς περιοχές της Ευρώπης, κάτι που επιβεβαιώνεται από ιστορικές καταγραφές και από έρευνες για παλαιοτσουνάμι. Οι περιοχές με αυξημένη πιθανότητα εκδήλωσης τσουνάμι στον ελληνικό χώρο είναι τρεις: 1) το βόρειο Αιγαίο, 2) η τάφος της Κρήτης και το ηφαιστειακό νησιωτικό τόξο και 3) η ελληνική τάφος (Parazachos και Dimitriou 1991).

Ο κίνδυνος απωλειών από ενδεχόμενο τσουνάμι στην Ελλάδα και ιδιαίτερα στο Νότιο Αιγαίο Πέλαγος είναι σημαντικός, εφόσον η Κρήτη αλλά και τα νησιά του Αιγαίου αποτελούν σημαντικές οικονομικά περιοχές για την Ελλάδα, κυρίως λόγω της τουριστικής τους αξιοποίησης. Αν και η εμφάνιση των θαλασσιών κυμάτων βαρύτητας στην Ελλάδα είναι πολύ μικρότερη σε σχέση με την εμφάνιση αυτών στον Ειρηνικό και στον Ινδικό Ωκεανό, πρέπει, να λαμβάνεται υπόψη ο κίνδυνος αυτός για το σχεδιασμό των χρήσεων γης και την τροποποίηση της τρωτότητας, με στόχο τη μείωση των επιπτώσεων του φυσικού αυτού κινδύνου.

Τα μεγαλύτερα θαλάσσια κύματα βαρύτητας που έχουν πλήξει τον ελληνικό χώρο έχουν σημειωθεί στο Κορινθιακό κόλπο, στο Μαλιακό κόλπο, στη Κρήτη, στα Δωδεκάνησα, στις Κυκλάδες και στις ακτές της Δυτικής Ελλάδας (Παπαζάχος και Παπαζάχου 2003). Το τελευταίο μεγάλο θαλάσσιο κύμα βαρύτητας που έπληξε τη περιοχή του Αιγαίου, συνέβη στις 9 Ιουλίου του 1956 και προκλήθηκε από έναν σεισμό 7.5 βαθμών και έναν μετασεισμό 7.0 βαθμών.

Σκοπός της παρούσης μελέτης είναι η εκτίμηση της τρωτότητας της νήσου Αστυπάλαιας (Ν.Α. Αιγαίο) στα θαλάσσια κύματα βαρύτητας, μέσω της αξιο-

ποίησης της τεχνολογίας των Συστημάτων Γεωγραφικών Πληροφοριών.

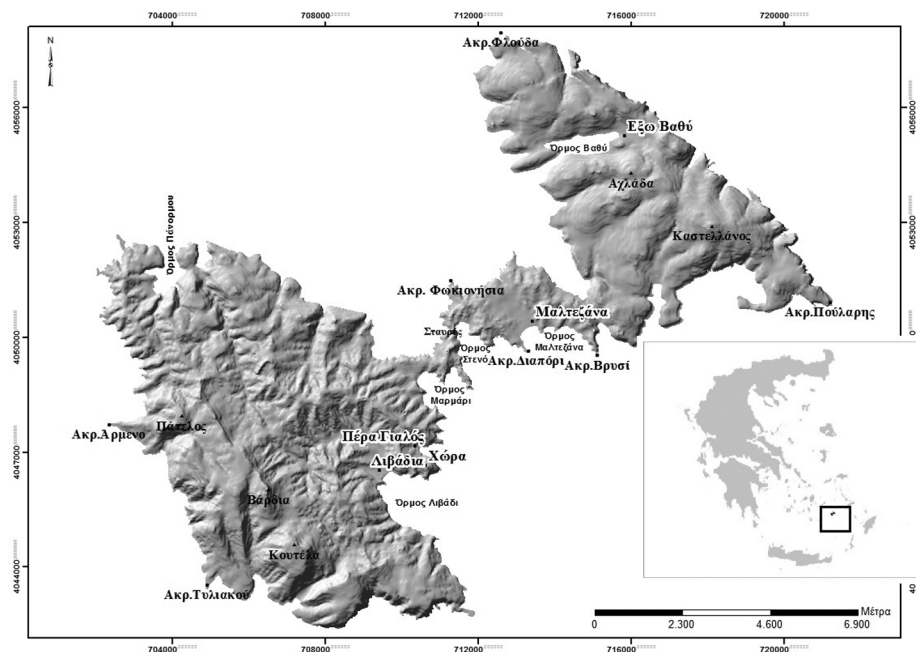
### Περιοχή Μελέτης

Η Αστυπάλαια αποτελεί το δυτικότερο νησί των Δωδεκανήσων. Διοικητικά, αποτελεί τμήμα του Δήμου Αστυπάλαιας (εικόνα 1), ο οποίος πέραν της νήσου αυτής περιλαμβάνει πολλές ακατοίκητες νησίδες. Ανήκει στη Περιφέρεια Νοτίου Αιγαίου και πιο συγκεκριμένα στη Περιφερειακή Ενότητα Καλύμνου. Ο πληθυσμός, σύμφωνα με την απογραφή του 2011 της Ελληνικής Στατιστικής Αρχής, ανέρχεται σε 1334 μόνιμους κατοίκους.

Έχει έκταση 96km<sup>2</sup> και μήκος ακτών 143,5 km.

Μια μικρή λωρίδα χέρσου πλάτους περίπου 100m, χωρίζει το νησί σε δύο τμήματα (εξού και η ονομασία νησί-πεταλούδα), το μέσα και το έξω νησί. Το πεδινό τμήμα του νησιού βρίσκεται στο κέντρο γύρω από αυτή τη λωρίδα ξηράς. Η υψηλότερη κορυφή βρίσκεται στο δυτικό τμήμα του νησιού με υψόμετρο 487m. Μορφολογικά, το νησί χαρακτηρίζεται από ήπιο ανάγλυφο στο κεντρικό τμήμα του και από έντονο στο δυτικό και ανατολικό.

### Γεωλογία-Γεωμορφολογία Νήσου Αστυπάλαιας



Εικόνα 1: Τοποθεσία και Μορφολογία Περιοχής Μελέτης

Γεωλογικά η Αστυπάλαια, δομείται τόσο από αλπικούς, όσο και μεταλλικούς σχηματισμούς. Οι αλπικοί σχηματισμοί ανήκουν στη γεωτεκτονική ενότητα Τριπόλεως και είναι ηλικίας Ανώτερου Ιουρασικού –Ανώτερου Ηώκαινου/Ολιγόκαινου (Χριστοδούλου 1966, Marnelis 1977, Ring 2001). Σύμφωνα με το γεωλογικό χάρτη του ΙΓΜΕ (1986) και τον Χατζάρα (2010), η Αστυπάλαια δομείται από ασβεστόλιθους Ανώτερου Ιουρασικού πάχους 250m οι οποίοι είναι επωθημένοι πάνω στο φλύσχη, από παχυστρωματώδεις ρουδιστοφόρους ασβεστόλιθους Σενώνιου-Μαιστρίχτιου (κυρίως στο ανατολικό τμήμα του νησιού), από νουμμουλιτοφόρους ασβεστόλιθους Παλαιόκαινου-Μέσου Ηώκαινου, οι οποίοι χαρακτηρίζονται από επεισόδια λιμνοθαλάσσιας φάσης και από φλύσχη ηλικίας Αν. Ηώκαινου-Ολιγόκαινου, ο οποίος καταλαμβάνει το μεγαλύτερο μέρος του δυτικού τμήματος του νησιού και αποτελείται από ψαμμίτες, ιλυόλιθους και κροκαλοπαγή (Χατζάρας 2010). Στην Αστυπάλαια, όπως και σε άλλα νησιά του συμπλέγματος των Δωδεκανήσων, οι αλπικοί αυτοί σχηματισμοί έχουν υποστεί σημαντική παραμόρφωση.

Οι μεταλλικοί σχηματισμοί ανήκουν στο Τεταρτογενές. Σε πολλές θέσεις στο κεντρικό τμήμα του νησιού εμφανίζεται ο πόρος. Αποτελείται κυρίως από ασβεσταρενίτες με θαλάσσια και ηπειρωτική πανίδα. Έχει πάχος 2-3m και είναι αιολικής προέλευσης. Πλευρικά κορήματα, σύγχρονες αλλουβιακές αποθέσεις, προσχώσεις χειμάρρων και παράκτιες αποθέσεις αποτελούν τους υπόλοιπους μεταλλικούς σχηματισμούς που παρατηρούνται στη νήσο (ΙΓΜΕ 1986).

Γεωμορφολογικά το 93,6% της ακτογραμμής της Αστυπάλαιας, καταλαμβάνεται από παράκτιους κρημνούς (Parouliia κ.α. 2013). Το 14,22% καταλαμβάνεται από κρημνούς με κλίση μεγαλύτερη από 30 μοίρες, το 46,8% από κρημνούς με κλίση από 10 ως 30 μοίρες και το υπόλοιπο από κρημνούς με κλίση μικρότερη των 10 μοιρών. Οι παράκτιοι κρημνοί εντοπίζονται σε όλο σχεδόν το νησί, με μικρότερη έκταση στους όρμους Βαθύ, Μαλτεζάνα, Λιβιάδι και Πάνορμος. Οι κρημνοί μεγάλης κλίσης έχουν αναπτυχθεί σε ασβεστολιθικά κυρίως πετρώματα και εντοπίζονται κυρίως στο ανατολικό και στο νότιο και νοτιοανατολικό τμήμα του δυτικού τμήματος του νησιού. Κρημνοί έχουν αναπτυχθεί και σε σχηματισμούς του φλύσχη (φωτογραφία 1).

Έχουν μέτρια μορφολογική κλίση και μικρότερο ύψος σε σχέση με τους κρημνούς που αναπτύσσονται σε ασβεστολιθικά πετρώματα. Τέλος, παράκτιοι κρημνοί έχουν αναπτυχθεί και στο σχηματισμό του πόρου.



Φωτογραφία 1: Παράκτιος Κρημνός σε φλύσχη στη περιοχή του Στενού

Εκτός από την παρουσία των παράκτιων κρημνών, κατά μήκος των ακτών στο ανατολικό κυρίως τμήμα του νησιού, παρατηρούνται και θαλάσσια σπήλαια και παράκτιοι πάγκοι (Parouliia κ.ά. 2013).

Όσον αφορά τους αιγιαλούς, σχεδόν όλοι οι αιγιαλοί στην Αστυπάλαια είναι σε μυχούς κόλπων (rocket beaches) και χαρακτηρίζονται από χαλικώδες και ανάμεικτο υλικό. Rocket beaches εντοπίζονται κυρίως στους όρμους Μαλτεζάνα, Λιβιάδι και Πάνορμος.

#### Μεθοδολογία

Εδώ και 40 χρόνια περίπου, αρκετοί επιστήμονες έχουν συλλέξει δεδομένα και έχουν δημοσιεύσει καταλόγους σεισμών και τσουνάμι για την ευρύτερη περιοχή της Αν. Μεσογείου. Από αυτούς τους καταλόγους είναι δυνατή η εξαγωγή της επαναληψιμότητας γεγονότων τσουνάμι διαφορετικού μεγέθους. Από την ανάλυση μερικών από αυτά τα δεδομένα (Papazachos και Papazachou 1997, Dominey Howes 2002) προκύπτει ότι ένα τσουνάμι στην Ελλάδα, έντασης  $\geq$  III σύμφωνα με τη κλίμακα Ambraseys-Sieberg (Ambraseys 1962), συμβαίνει κάθε 4 χρόνια κατά μέσο όρο, για ένταση IV ή και μεγαλύτερη, ο χρόνος επανάληψης είναι 26 χρό-

νια και για ένταση  $\geq V$  είναι 170 χρόνια. Τσουνάμι με ένταση IV ή και μεγαλύτερη, συμβαίνουν κατά μέσο όρο κάθε 1100 χρόνια. Αντίστοιχης σημαντικότητας είναι και το πιθανό ύψος του κύματος που θα πλήξει την ακτογραμμή. Στο πίνακα 1 που ακολουθεί, παρουσιάζονται το ύψος κύματος και ο ρυθμός επαναληψιμότητας για διάφορες εντάσεις τσουνάμι.

Ένταση (Κο)	Ύψος Κύματος (m), σύμφωνα με Soloviev (1978)	Ύψος Κύματος (m), σύμφωνα με Papadopoulos (1998)	Χρόνοι Επανάληψης (έτη)	Πλήθος γεγονότων
III	2	1,6	4	55
IV	4	4,8	26	25
V	8	11,5	170	10
VI	16	20	1100	2

Πίνακας 1: Ύψος κύματος και χρόνοι επανάληψης για τα τσουνάμι στην Ελλάδα (πηγή: Soloviev 1978, Papadopoulos 1998)

Από τα παραπάνω προκύπτει ότι ένα τσουνάμι με μέγιστο ύψος κύματος 5m ή και περισσότερο, μπορεί να συμβεί κάθε 25 χρόνια. Δεδομένου ότι οι παράκτιες περιοχές της Ελλάδας έχουν τα τελευταία 40 χρόνια αξιοποιηθεί πάρα πολύ και ότι δεν έχει συμβεί ένα μεγάλης έντασης τσουνάμι, αυξάνει τις πιθανότητες για απώλειες ζωνών και εκτεταμένες καταστροφές.

Αρκετοί επιστήμονες έχουν ασχοληθεί με το κίνδυνο των τσουνάμι για τις παράκτιες περιοχές της Ελλάδας. Οι παλαιότερες μελέτες αφορούσαν μόνο την αναγνώριση των ευάλωτων στον φυσικό αυτό κίνδυνο περιοχών, των ζωνών που θα κατακλυστούν από ένα τσουνάμι. Οι νεότερες μελέτες, ωστόσο, περιλαμβάνουν και τη μελέτη της τρωτότητας (κοινωνική και οικονομική). Έτσι εξετάζονται, επιπλέον, το πλήθος των κτηρίων εντός της περιοχής κατάκλυσης που θα υποστούν βλάβες, οι υποδομές και οι γραμμές ζωής (π.χ. οδικό δίκτυο, νοσοκομεία, χώροι απόθεσης απορριμμάτων), η πληθυσμιακή πυκνότητα εντός αυτής της περιοχής, η απόσταση από την ακτογραμμή, το υλικό κατασκευής και η ηλικία των κτηρίων, το πλήθος των ορόφων, η κατάσταση του ισογείου, οι χρήσεις γης, οι προστατευόμενες περιβαλλοντικά περιοχές, και ο αριθμός των κατοίκων ανά κτήριο.

Στη παρούσα μελέτη, η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε για την εκτίμηση της τρωτότητας της παρά-

κτίας ζώνης της νήσου Αστυπάλαιας στο τσουνάμι ήταν η εξής:

Αναγνώριση της Ζώνης Κατάκλυσης και του Μέγιστου Ύψους Κύματος (Run-up).

Τα τελευταίο θαλάσσιο κύμα βαρύτητας που έπληξε την Αστυπάλεια είναι αυτό του 1956, όπου το κύμα αναρρίχησης έφτασε τα 10m στη βόρεια πλευρά του νησιού και τα 3m στη νότια. Η περιοχή κατάκλυσης, επομένως, μπορεί να εκτιμηθεί ως η περιοχή μεταξύ της ακτογραμμής και της ισοΰσους των 3m για το νότιο τμήμα του νησιού και μεταξύ της ακτογραμμής και της ισοΰσους των 10m για το βόρειο τμήμα του νησιού. Τα ύψη αυτά είναι τα μεγαλύτερα που έχουν καταγραφεί.

Το ύψος κύματος εξαρτάται από διάφορους παράγοντες, μεταξύ των οποίων η τοπογραφία και βαθυμετρία, καθιστώντας πολύ δύσκολο τον υπολογισμό του για την εκτίμηση της πραγματικής ζώνης κατάκλυσης. Η χρησιμοποίηση του μέγιστου καταγεγραμμένου ύψους αποτελεί μια ασφαλή επιλογή για την μελέτη της τρωτότητας της παράκτιας ζώνης.

Ωστόσο, επειδή η Αστυπάλεια βρίσκεται σε περιοχή με ενεργή τεκτονική αποφασίστηκε στα πλαίσια της παρούσης μελέτης να γίνει εκτίμηση της τρωτότητας της περιοχής μεταξύ της ακτογραμμής και της ισοΰσους των 20m, θεωρώντας ότι μέχρι το υψόμετρο των 20m οι περιοχές είναι ευάλωτες σε κατάκλυση λόγω ενός τσουνάμι.

Συλλογή δεδομένων, αναγνώριση των παραγόντων που επηρεάζουν της τρωτότητα - Υπολογισμός της τρωτότητας των κτηρίων και των χρήσεων γης εντός της ζώνης κατάκλυσης.

Παράγοντες οι οποίοι φαίνεται να καθορίζουν την τρωτότητα των κτηρίων είναι η ηλικία και το υλικό κατασκευής, το πλήθος των ορόφων (για τη δυνατότητα διαφυγής) και η κατάσταση του ισογείου ( αντικείμενα που μπορούν να μετακινηθούν). Λόγω έλλειψης λεπτομερών δεδομένων για αυτούς τους παράγοντες, αποφασίστηκε να μη ληφθούν υπόψη αλλά να υπολογιστεί το πλήθος των κτηρίων εντός της περιοχή κατάκλυσης. Αξιοποιήθηκαν τα τοπογραφικά διαγράμματα κλίμακας 1:5000 έκδοσης Ο.Κ.Χ..Ε, έτους 1986, οι αε-

Θεματικό Επίπεδο	Μορφή	Περιγραφικά χαρακτηριστικά	Πηγή δεδομένων
run-up	σημείο	κωδικός, υψόμετρο (m)	Okal κ.ά 2009, Dominey Howes κ.ά. 2000, επιτόπια έρευνα
υποδομές	σημείο	κωδικός, περιγραφή	Επιτόπια έρευνα και αποτύπωση με χρήση GPS, Google Earth
δημόσια κτίρια	σημείο	κωδικός, περιγραφή	Επιτόπια έρευνα και αποτύπωση με χρήση GPS, Google Earth
οικισμοί	πολύγωνο	κωδικός, ονομασία, έκταση	Ορθοφωτοχάρτες Κτηματολόγιο ΑΕ
κτίρια	σημείο	κωδικός, έτος	Τοπογραφικά Διαγράμματα 1:5000, Αεροφωτογραφία 1:40000, Google Earth
κάλυψη γης	πολύγωνο	κωδικός, έκταση, περίμετρος, νομός, περιγραφή	www.geodata.gov.gr/ Corine 2000, επιτόπια έρευνα
περιοχές natura	πολύγωνο	κωδικός, θέση, νομός, έκταση, μήκος	www.geodata.gov.gr/δίκτυο natura 2000
καταφύγιο άγριας ζωής	πολύγωνο	κωδικός, θέση, νομός, έκταση, μήκος	www.geodata.gov.gr/καταφύγιο άγριας ζωής

Πίνακας 2: Τα χωρικά δεδομένα της περιοχής μελέτης που αξιοποιήθηκαν για την εκτίμηση της τρωτότητας στο ενδεχόμενο τσουνάμι

ροφωτογραφίες έκδοσης Υπουργείου Αγρ. Ανάπτυξης και Τροφίμων, έτους 1996 και η εφαρμογή Google Earth (λήψη εικόνων το 2010) για την ψηφιοποίηση όλων των κτηρίων (κατοικίες, κτήρια βιομηχανικής χρήσης κ.ο.κ.). Υπολογίστηκε το πλήθος εντός της ζώνης κατάκλυσης για κάθε έτος χωριστά, δίνοντας τη δυνατότητα εκτίμησης της διαχρονικής οικιστικής ανάπτυξης της περιοχής σε σχέση με το κίνδυνο ενός ενδεχόμενου τσουνάμι.

Όσον αφορά τη κοινωνική τρωτότητα, υπολογίστηκε ο πληθυσμός εντός της περιοχής κατάκλυσης (3, 10 και 20m) για κάθε ένα από τα έτη 1986, 1995, 2011, με σκοπό την μελέτη της εξέλιξης του πληθυσμού διαχρονικά εντός της περιοχής υψηλής επικινδυνότητας. Για το σκοπό αυτό έγινε χρήση των δεδομένων της Στατιστικής Αρχής από τις απογραφές των ετών 1986, 1991 και 2011.

Επιπλέον μέσω των δυνατοτήτων των Συστημάτων Γεωγραφικών Πληροφοριών έγινε υπολογισμός των κάλυψης γης και των προστατευόμενων περιοχών που πρόκειται να πλημμυρήσουν από ένα θαλάσσιο κύμα αντίστοιχο με αυτό του 1956 αλλά και ενός κύματος μεγαλύτερου ύψους (20m).

Στον πίνακα 2 που ακολουθεί απεικονίζονται τα χωρικά δεδομένα που αφορούν την περιοχή μελέτης και τη πηγή προέλευσής τους.

Αποτύπωση της τρωτότητας.

Κατασκευάστηκαν θεματικοί χάρτες απεικόνισης της τρωτότητας της παράκτιας ζώνης σε σχέση με τη συνολική έκταση του νησιού, τη κάλυψη γης και τις προστατευόμενες περιοχές, για διαφορετικά run up. Μέσω των εργαλείων του λογισμικού ArcGis 10.3 και της εφαρμογής ArcMap έγινε εξαγωγή χρήσιμων στατιστικών δεδομένων.

### *Αποτελέσματα ερευνών για την ισχύ του τσουνάμι της 9ης Ιουλίου 1956 στην Αστυπάλεια*

Στις 9 Ιουλίου 1956 και ώρα 03:11:40.0, ένας ισχυρός σεισμός μεγέθους 7.5 βαθμών της κλίμακας Richter, σημειώθηκε στο νότιο Αιγαίο Πέλαγος. Το επίκεντρό του ήταν 36°70'N και 25°80'E και το εστιακό βάθος 10km, σύμφωνα με το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών. 13 λεπτά αργότερα σημειώθηκε ισχυρός μετασεισμός μεγέθους 7.0 βαθμών, με επίκεντρο 36°60'N και 25°70'E και βάθος 10km. Το σεισμικό αυτό συμβάν οφείλεται στη δραστηριοποίηση της ρηξιγενούς ζώνης Β.Α. – Ν.Δ. διεύθυνσης που αποτελεί το Β.Δ. όριο της τάφρου της Αμοργού (Dominey Howes και Cundy 2001).

Από τον πολύ ισχυρό σεισμό των 7.5 βαθμών αλλά και τον μετασεισμό των 7.0 βαθμών, ο οποίος ακολούθησε, προκλήθηκε ένα θαλάσσιο κύμα βαρύτητας, το οποίο είναι και το πλέον πρόσφατο μεγάλο τσουνάμι που έπληξε το Αιγαίο.

Τα κύματα προκλήθηκαν από μια σειρά υποθαλάσσιων ολισθήσεων ιζημάτων στις πλευρές της τάφρου. Ήδη από τα πρώτα χρόνια που ακολούθησαν το περιστατικό της Αμοργού, διάφορες έρευνες πρότειναν το σενάριο της υποθαλάσσιας ολίσθησης σαν αιτία δημιουργίας του τσουνάμι του 1956. Θεωρήθηκε ότι ο σεισμός της 9ης Ιουλίου πυροδότησε μία εκτεταμένη υποθαλάσσια ολίσθηση ιζημάτων, γεγονός που οδήγησε στην δημιουργία του τσουνάμι (Γαλανόπουλος 1957, Ambraseys 1962, Antonopoulos 1978, Perissoratis και Papadopoulos 1999).

Η σταθερότητα των χαλαρών θαλάσσιων ιζημάτων εξαρτάται από πολλές φυσικές παραμέτρους, όπως η κλίση των πρανών, ο ρυθμός απόθεσης των ιζημάτων, η διατμητική αντοχή, η κοκκομετρία, η περιεχόμενη υγρασία και η παρουσία ρηγμάτων. Οι λεκάνες του Αργολικού Κόλπου και της Αμοργού, που ανήκουν στη

Τάφρο της Κρήτης, είναι επιρρεπής σε μεγάλης κλίμακας υποθαλάσσιες ολισθήσεις ιζημάτων (Perissoratis και Papadopoulos 1999).

Τα ύψη των κυμάτων που καταγράφηκαν στις ακτές των γύρω περιοχών διέφεραν σημαντικά ανάλογα με τη τοπική βαθυμετρία και τη μορφολογία των ακτών. Αυτό είχε σαν αποτέλεσμα, να μην πληγούν όλες οι περιοχές το ίδιο.

Στην Αστυπάλαια, όπως και στα υπόλοιπα Δωδεκάνησα, το τσουνάμι είχε σημαντικές επιπτώσεις. Για το συγκεκριμένο νησί υπάρχουν αναφορές για ύψη κύματος από τέσσερα ως και είκοσι μέτρα (Γαλανόπουλος 1957).

Ο Dominey Howes D.T.M. (1996) ήταν ο πρώτος που ασχολήθηκε με τις επιπτώσεις του τσουνάμι στην Αστυπάλαια. Μελέτησε αποθέσεις ιζημάτων στις θέσεις Λιβιάδια (ή Λιβιάδι) και Σταυρός και οδηγήθηκε στο συμπέρασμα ότι ταιριάζουν περισσότερο σε ένα γεγονός τσουνάμι παρά στην απόθεση θαλάσσιων υλικών λόγω της ανύψωσης του επιπέδου της θαλάσσιας επιφάνειας λόγω καταγίδων ή γενικότερα εφήμερων μετεωρολογικών συνθηκών. Οι Dominey Howes κ.ά. (2000) και οι Okal κ.ά. (2009) επιβεβαίωσαν την πρόβλεψη των ιζημάτων, ενώ υποστήριξαν ότι υπήρξε μια υπερεκτίμηση των επιπτώσεων του τσουνάμι από προγενέστερες επιστημονικές μελέτες (Γαλανόπουλος 1957, Ambraseys 1962, Papazachos κ.ά. 1986).

Η περιοχή μελέτης των Dominey Howes κ.ά. (2000), αφορούσε την περιοχή Λιβιάδια, στο νότιο τμήμα του νησιού και την περιοχή Σταυρός στα βόρεια. Χαρτογράφησαν και αποτύπωσαν τις εμφανείς αποθέσεις ιζημάτων που συνδέονται με το τσουνάμι και συνέλλεξαν δείγματα με σκοπό τη ανάλυση της μικροπανίδας και τη ραδιομετρική ανάλυση για τη χρονολόγηση των ιζημάτων. Η έρευνα πεδίου έγινε το Μάιο του 1995 και τον Ιούλιο του 1998.

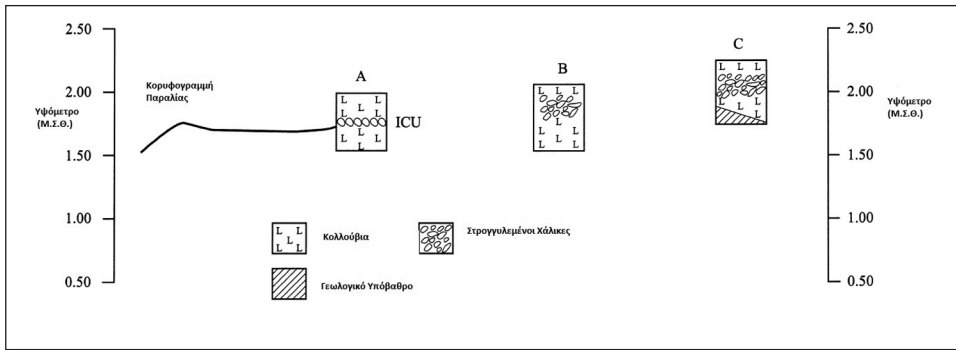
Μια δεύτερη ερευνητική ομάδα (Okal κ.ά. 2009), επισκέφτηκε περισσότερες περιοχές στο νησί (συνολικά 7), με σκοπό τη δημιουργία μιας ποσοτικής βάσης δεδομένων ζώνης κατάκλυσης και ύψους κύματος πάνω από τη μέση στάθμη της θάλασσας (run-up) για διάφορες περιοχές του Αιγαίου που επλήγησαν από το τσουνάμι που προκάλεσε το συγκεκριμένο σεισμικό γεγονός. Η έρευνα πεδίου έγινε το Ιούλιο του 2004.

Στη περιοχή Λιβιάδια, η μελέτη των Dominey Howes κ.ά. (2000) που περιέλαβε κυρίως την εκσκαφή μικρής τάφρου, οδήγησε στην αποτύπωση τεσσάρων

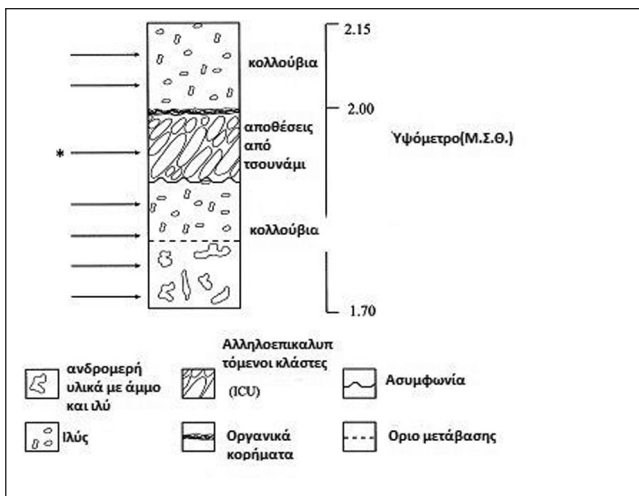
διακριτών στρωμάτων ιζημάτων. Από αυτά, το ένα στρώμα αποτελείται από αποθέσεις καλά αποστρωγγλωμένων κλαστικών αμμωδών ιζημάτων, με συνδετικό υλικό αμμώδη ήλυ. Η άνω επιφάνεια αυτού του στρώματος αποτελείται από κλαστικά και οργανικά υλικά. Τα στρώματα άνω και κάτω των κλαστικών ιζημάτων αποτελούνται από αμμώδη ήλυ, που είναι χαρακτηριστική για τη περιοχή της παράκτιας πεδιάδας των Λιβυαδίων. Στο στρώμα κλαστικών ιζημάτων αναγνωρίστηκαν έξι είδη τρηματοφόρων, ενώ στα στρώματα αμμώδους ήλως δεν βρέθηκαν αντίστοιχα είδη. Τα είδη των τρηματοφόρων που βρέθηκαν μπορούν να βρεθούν στη θάλασσα μέχρι και το βάθος των 2000m. Αυτό το γεγονός πιστοποιεί ότι το στρώμα των κλαστικών ιζημάτων είναι θαλάσσια απόθεση από κάποιο γεγονός μεγάλης ενέργειας. Επιπλέον, η επαφή του στρώματος με το υποκείμενο εμφανίζει χαρακτηριστικά διάβρωσης και σηματοδοτεί μια απότομη αλλαγή συνθηκών πριν την απόθεση του κλαστικού ιζήματος. Συχνά, παρόμοια χαρακτηριστικά, θεωρούνται ενδεικτικά αποθέσεων παλαιοτσουνάμι.

Οι μέθοδοι χρονολόγησης με  $^{137}\text{Cs}$  και  $^{210}\text{Pb}$  που χρησιμοποίησαν έδειξαν πως το στρώμα κάτω από τις αποθέσεις των κλαστικών ιζημάτων (κροκαλών) πιθανά έχει αποθεθεί πριν το 1956. Αντίθετα το στρώμα πάνω από αυτό φαίνεται να έχει αποθεθεί μετά το 1956. Οι μέθοδοι χρονολόγησης που χρησιμοποιήθηκαν δε μπόρεσαν με ακρίβεια να καθορίσουν την απόθεση του στρώματος. Ωστόσο σε συνδυασμό με τις ενδείξεις από τα τρηματοφόρα, φαίνεται ότι πιθανότατα αποτέθηκε από το τσουνάμι του 1956 (εικόνες 2-3).

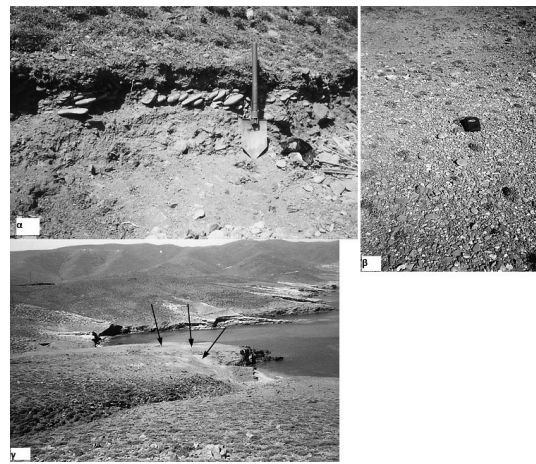
Στη περιοχή του Σταυρού (βόρεια ακτή, περίπου 6.5 km από τη Χώρα της Αστυπάλαιας), βρέθηκαν αρκετές αποθέσεις από καλά αποστρωγγυλεμένους χάλικες, οι οποίοι έχουν αποθεθεί ανομοιόμορφα στους παράκτιους κρημνούς που βρίσκονται σε τέσσερα μέτρα υψόμετρο. Οι χάλικες διαφέρουν από ταγωνιώδη υλικά που χαρακτηρίζουν τη περιοχή, καλύπτουν επιφάνειες έως και 250m<sup>2</sup> και το μέγιστο υψόμετρο που εντοπίζονται ανέρχεται στα 10m. Επίσης βρίσκονται σε απόσταση ως και 45m από την ακτή. Επιπλέον βρέθηκε μεγάλος αριθμός από διάφορα είδη θαλασσιών μαλακίων τα οποία σχετίζονται με τις αποθέσεις χάλικων (εικόνα 4).



Εικόνα 2: Η στρωματογραφία των αποθέσεων στις θέσεις/τομές A, B & C στα Λιβάδια. Η οριζόντια απόσταση από τη παραλία ως τη τομή C είναι 40m (πηγή: Dominey Howes κ.ά. 2000)



Εικόνα 3: Η στρωματογραφία των αποθέσεων στη περιοχή Λιβάδια. Στο δεύτερο στρώμα που αποτελείται από αποστρωγγυλωμένα κλαστικά ιζήματα, πιστεύεται ότι είναι αποθέσεις του τσουνάμι του 1956. (πηγή: Dominey Howes κ.ά. 2000)



Εικόνα 4: α) Λιβάδια. Είναι ευδιάκριτη η στρώση από κροκάλες εντός των κολλούβιων αποθέσεων, β) Σταυρός. Αποστρωγγυλεμένοι θαλάσσιοι χάλικες που έχουν αποτεθεί στην επιφάνεια παράκτιων κρημών. Η θήκη της φωτογραφικής μηχανής είναι 12cm σε μήκος, γ) Παράκτιος Κρημνός στο Σταυρό (Α-Δ). Τα βέλη δείχνουν τις θέσεις των αποστρωγγυλεμένων χάλικων (πηγή: Dominey Howes κ.ά. 2000).

Η χρονολόγηση σε διάφορα είδη μαλακίων δεν έδωσε κάποια πληροφορία για τη χρονική στιγμή απόθεσης των χάλικων.

Από τις παραπάνω παρατηρήσεις, οι ερευνητές κατέληξαν στη διαπίστωση ότι η διείσδυση του θαλάσσιου νερού από το τσουνάμι ξεπέρασε τα 2m στη περιοχή Λιβάδια και τα 10m στη περιοχή Σταυρός. Αυτές οι εκτιμήσεις είναι πολύ μικρότερες από αυτές που αναφέρονται σε παλαιότερες δημοσιεύσεις (Γαλανόπουλος 1957, Parazachos κ.ά. 1986) για το εν λόγω τσουνάμι.

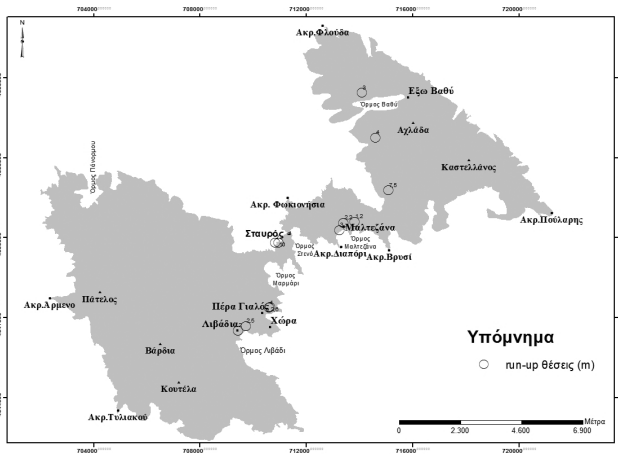
Οι Okal κ.ά. (2009), επιχείρησαν κυρίως μέσω προφορικών συνεντεύξεων με μάρτυρες του γεγονότος και

κλαστικών τοπογραφικών μεθόδων να επαναπροσδιορίσουν το μέγιστο ύψος (run up) του κύματος. Συνολικά εξέτασαν 14 θέσεις σε 7 περιοχές της Αστυπάλαιας, και συγκεκριμένα στο Σταυρό, τα Λιβάδια, το Βαθύ (Εξω Βαθύ), τον Πέρα Γιαλό, την παραλία Μεγάλο Βάι και την παραλία Μικρό Βάι (εικόνα 5).

Από τις παρατηρήσεις και των δύο παραπάνω ερευνητικών προσεγγίσεων, προκύπτει ότι οι τιμές για το 'run up' του τσουνάμι στην Αστυπάλαια, είναι κατά πολύ μικρότερες από αυτές που είχαν δημοσιευθεί παλαιότερα. Στο βόρειο τμήμα του νησιού το μέγιστο



‘run up’ ήταν 10m στη περιοχή του Σταυρού, ενώ στο νότιο τμήμα ήταν 4m στο Πέρα Γιαλό.



Εικόνα 5: Θέσεις έρευνας πεδίου για τον εντοπισμό του run up του τσουνάμι του 1956 στην Αστυπάλεια (τροποποιημένο από Okal κ.ά. 2009).

### Μετρήσεις

Στο πλαίσιο αυτής της μελέτης επιχειρήθηκε η επαλήθευση των μετρήσεων των δύο παραπάνω ερευνητικών ομάδων, μέσω της εργασίας πεδίου.

Κατά την επίσκεψη στο Πέρα Γιαλό και τη Μαλτεζάνα, δεν ήταν δυνατή η αναγνώριση των ιζημάτων από το τσουνάμι και επομένως ούτε ο προσδιορισμός του κύματος αναρρίχησης. Ως αποτέλεσμα, δεν κατέστη δυνατή η επιβεβαίωση των διαπιστώσεων των Okal κ.ά. (2009). Στις θέσεις Λιβάδια και Σταυρός, ωστόσο, αναγνωρίστηκαν οι αποθέσεις από το τσουνάμι του 1956 και προσδιορίστηκε το ‘run-up’.

Ειδικότερα, στη θέση Σταυρός, δυτικά της εκκλησίας περίπου 500m, ήταν ευδιάκριτες οι αποθέσεις χάλικων που περιγράφουν οι Dominey Howes κ.ά. (2000). Όπως φαίνεται και στις ακόλουθες φωτογραφίες (φωτογραφίες 2<sup>α</sup>-2<sup>γ</sup>), διακρίνονται αποστρωγυλεμένοι χάλικες, οι οποίοι είναι ανομοιομορφα τοποθετημένοι πάνω στους παράκτιους κρημνούς, ύψους ως και 4m. Το μέγιστο υψόμετρο στο οποίο εντοπίζονται αυτοί οι χάλικες είναι περίπου τα 10m, ενώ καταλαμβάνουν έκταση περίπου 350m<sup>2</sup>. Κατά την εργασία υπαίθρου, οι χάλικες αυτοί εντοπίστηκαν και σε άλλους παράκτιους κρημνούς στις θέσεις που περιγράφηκαν αρχικά από τους Dominey Howes κ.ά. (2000) στο Σταυρό, με αποτέλεσμα η συνολική τους έκταση

να είναι μεγαλύτερη από αυτή που αρχικά είχε προσδιοριστεί. Οι χάλικες αυτοί ξεχωρίζουν από τα περιβάλλοντα υλικά που είναι προϊόντα αποσάθρωσης των πετρωμάτων που καταλήγουν στην ακτή και φαίνεται η θαλάσσια προέλευσή τους. Η σημερινή τους θέση δείχνει ότι αποτέθηκαν εκεί λόγω κάποιου γεγονότος πολύ μεγάλης ενέργειας. Μόνο ένα θαλάσσιο κύμα βαρύτητας έχει τη δυνατότητα να μεταφέρει και να αποθέσει θαλάσσια ιζήματα σε τέτοιο ύψος. Στη περιοχή του Αιγαίου, η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης λόγω μετεωρολογικής παλίρροιας είναι πολύ μικρή και δεν ξεπερνά τα 0.5m (IAPSO 1985, Flemming 1992, Zerbini κ.ά. 1996). Επομένως είναι πολύ δύσκολο να μεταφέρει τέτοιων διαστάσεων υλικά στη ξηρά. Αντίθετα, το τσουνάμι του 1956 είχε όλη την απαιτούμενη ενέργεια για να δώσει αυτά τα αποτελέσματα.

Από την έρευνα, προέκυψε ότι στη νότια ακτή του νησιού (Λιβάδια, Πέρα Γιαλός, Μαλτεζάνα), η αναρρίχηση του κύματος (run up), ήταν  $\leq 4m$ . Η περιοχή κατάκλυσης έφτασε τα 285m στα Λιβάδια και 70m στη Μαλτεζάνα. Στη βόρεια πλευρά του νησιού, αναγνωρίστηκαν οι αποθέσεις που περιγράφουν οι Dominey Howes κ.ά. (2000), σε ύψος 10m πάνω από τη μέση στάθμη θάλασσας στη περιοχή του Σταυρού. 5km ανατολικά στον όρμο Βάι, το τσουνάμι διείσδυσε 700m στην ενδοχώρα και έφτασε σε ύψος τα 7.5m. Προς τον όρμο Βαθύ, το κύμα αναρρίχησης μειώνεται, φτάνοντας τα 3 και 4 m.

Από τη θέση στην οποία βρίσκονται οι αποθέσεις αυτές, προκύπτει ότι το ‘run-up’ του τσουνάμι σε αυτή τη πλευρά του νησιού έφθασε τα 10m. Οι χάλικες αυτοί δεν έχουν σκεπαστεί από άλλα στρώματα ιζημάτων, διευκολύνοντας έτσι τη παρατήρησή τους. Σε κανένα άλλο σημείο του νησιού δεν είναι τόσο εμφανείς και σε τέτοια έκταση.

Στον οικισμό Λιβάδια πραγματοποιήθηκε τομή στα δυτικά των εκβολών του χειμάρρου. Λόγω έντονης ανθρωπογενούς επέμβασης ήταν αδύνατη η πραγματοποίηση της τομής στη θέση των Dominey Howes κ.ά. (2000), ωστόσο και σε αυτή τη θέση επαληθεύτηκαν τα ευρήματα αυτών. Πιο συγκεκριμένα, ο οικισμός Λιβάδια, είναι στη νότια ακτή του νησιού και σε απόσταση περίπου 2km από τη Χώρα της Αστυπάλειας (βλ. εικόνα 1). Η θέση που έγινε η τομή είναι περίπου 50m νοτιοδυτικά από την εκβολή του χειμάρρου Λιβάδι, ο οποίος λόγω του φράγματος που έχει κατασκευαστεί στα ανάντη έχει σταματήσει τη μεταφορά



Φωτογραφία 2<sup>α</sup>-2<sup>γ</sup>: Αποθέσεις ιζημάτων στη θέση Σταυρός. Με μαύρα βέλη σημειώνονται οι χάλικες, που αντιστοιχούν στο τσουνάμι του 1956

ιζήματος και την απόθεση στην ακτή (εικόνα 6), σε υψόμετρο περίπου 1.5m από τη Μ.Σ.Θ. και σε απόσταση περίπου 20m από την ακτογραμμή. Η τομή αυτή

είναι αντίστοιχη της τομής Α που πραγματοποίησαν οι Dominey Howes κ.ά. (2000).

Η κοίτη του χειμάρρου έχει τεχνητά επιχωματωθεί, ενώ στις όχθες του έχουν κτιστεί πολλές κατοικίες και τουριστικά καταλύματα, ιδίως μετά το 2007. Για το λόγο αυτό ήταν αδύνατος ο εντοπισμός των θέσεων των υπόλοιπων τομών των Dominey Howes κ.ά. (2000) αλλά και η πραγματοποίηση οποιασδήποτε τομής σε νέα θέση. Στην φωτογραφία 3, φαίνεται



Εικόνα 6: Θέση τομής. Άποψη από το google earth

τμήμα της τεχνητά επιχωματωμένης κοίτης του χειμάρρου που σήμερα αποτελεί τον κεντρικό δρόμο των Λιβαδιών και τα κτίρια στις όχθες του.

Κατά τη τομή βρέθηκαν καλά αποστρωγγυλεμένες κροκάλες ανάμεσα σε στρώματα κολλούβιων υλικών (φωτογραφία 4). Η θέση και το σχήμα αυτών των κροκαλών δείχνει ότι η προέλευσή τους είναι θαλάσσια και όχι ποτάμια. Επιπλέον, η μετεωρολογική παλίρροια στο νησί δε ξεπερνά τα 0.5 m όπως προαναφέρθηκε καθιστώντας δύσκολη την απόθεση σε αυτό το σημείο πιθανού θαλάσσιου υλικού. Η μοναδικότητα επίσης αυτών των κροκαλών εντός της στρωματογραφικής στήλης, αποδεικνύει ότι δε μπορεί να οφείλεται σε απόθεση έστω και λόγω κάποιας ακραίας μετεωρολογικής παλίρροιας, όπως αυτή του χειμώνα του 1997-1998. Επιπλέον παρόμοιες κροκάλες έχουν θεωρηθεί ως ένδειξη παλαιοτσουνάμι (Goff κ.ά. 1998). Η απόθεση επομένως, έχει γίνει από κάποιο γεγονός πολύ μεγάλης ενέργειας όπως πιθανά το τσουνάμι του 1956. Η ύπαρξη θαλασσιών ιζημάτων εντός χερσαίων αποθέσεων αποτελεί ακόμη μία απόδειξη για την παραπάνω υπόθεση ότι η απόθεση αυτών δηλαδή οφείλεται σε ένα τσουνάμι.

Από τη θέση στην οποία βρίσκονται, προκύπτει ότι το 'run-up' του τσουνάμι στη θέση αυτή ήταν ~2m.



Φωτογραφία 3: Η επιχωματωμένη κοίτη του χειμάρρου Λιβιάδι στα Λιβιάδια.

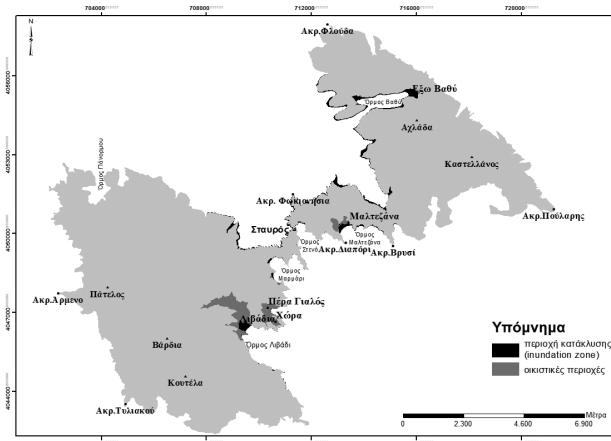


Φωτογραφία 4: Τομή στα Λιβιάδια. Διακρίνεται το στρώμα με τις κροκάλες θαλάσσιας προέλευσης ανάμεσα σε κολλοΐδια.

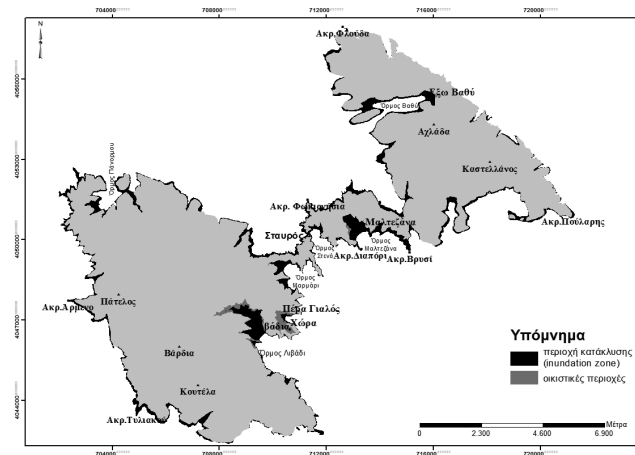
Αυτή η παρατήρηση συμφωνεί με τις παρατηρήσεις των προηγούμενων ερευνητικών ομάδων και όχι με τις παλιότερες δημοσιεύσεις που έκαναν λόγο για 4m run up στα Λιβιάδια.

*Αποτελέσματα*

Οι περιοχές που θα κατακλυσθούν από τσουνάμι με run up 3 και 10m, είναι περιορισμένες σε εκείνα τα τμήματα του νησιού για τα οποία υπάρχουν σαφείς ενδείξεις για τις τιμές αυτές. Αντίθετα, οι περιοχές κατάκλυσης από τσουνάμι με run up 20m καλύπτουν μεγαλύτερη έκταση στο νησί (εικόνες; 7<sup>α</sup>-7<sup>β</sup>).



Εικόνα 7α: Περιοχές Κατάκλυσης από ενδεχόμενο τσουνάμι με run up 3m στη νότια πλευρά και 10m στη βόρεια πλευρά του νησιού.



Εικόνα 7β: Περιοχές Κατάκλυσης από ενδεχόμενο τσουνάμι με run up 20m.

Προκύπτει ότι όσον αφορά τις χρήσεις γης (πίνακας 3), οι περιοχές που καταλαμβάνουν τις ζώνες κατάκλυσης καλύπτονται από σκληροφυλλική βλάστηση και βοσκότοπους. Συνολικά 535km<sup>2</sup> αυτών των δύο κατηγοριών βρίσκονται εντός της περιοχής κατάκλυ-

σης 3 και 10m και 4539km<sup>2</sup> εντός της ζώνης των 20m. Επίσης σημαντική έκταση των περιοχών κατάκλυσης φιλοξενούν σύνθετα συστήματα καλλιέργειας (οικισμοί Λιβάδια και Μαλτεζάνα), ενώ οι περιοχές που χαρακτηρίζονται ως διακεκομμένη αστική δόμηση, αεροδρόμιο και λιβάδια καταλαμβάνουν τη μικρότερη έκταση. Σχετικά με τις προστατευόμενες περιοχές οικολογικού ενδιαφέροντος 600km<sup>2</sup> περίπου βρίσκονται εντός των ζωνών κατάκλυσης.

Σε ότι αφορά τα κτήρια, όπως προαναφέρθηκε, μελετήθηκε η οικιστική ανάπτυξη εντός των ορίων των οικισμών για τη περίοδο 1986-2010. Προέκυψε ότι εντός των οικισμών, Λιβάδια, Χώρα Αστυπάλαιας, Πέρα Γιαλός, Μαλτεζάνα, Σχοινιώντας, Έξω και Μέσα

Κάλυψη Γης	Ζώνη Κατάκλυσης	
	3m +10m	20m
διακεκομμένη αστική δόμηση	1,75	38
αγρ. εκτάσεις με σημ. ποσοστά φυσικής βλάστησης	22	146,8
μη αρδευόμενες αγρ. εκτάσεις	119	414
σύνθετα συστήματα καλλιέργειας	198	941,4
σκληροφυλλική βλάστηση	309,5	1039
βοσκότοποι	225,6	3500
αεροδρόμιο	-	1,86915
λιβάδια	-	1,05
<b>Προστατευόμενες Οικολογικά Περιοχές</b>		
Περιοχές Natura 2000	573,75	593
Καταφύγιο Άγριας Ζωής	0,41	7,88

Πίνακας 3: Έκταση (km<sup>2</sup>) κατηγοριών Κάλυψης Γης και Προστατευόμενων Οικολογικά Περιοχών ανά ζώνη κατάκλυσης

έτη	Ζώνη Κατάκλυσης		σύνολο κτηρίων
	3m +10m	20m	
1986	113	121	1612
1995	135	642	1857
2010	150	815	1937

Εδώ Πίνακας 4: Πλήθος κτηρίων ανά έτος και ανά ζώνη κατάκλυσης

Υποδομές και Δημόσια Κτήρια	Ζώνη Κατάκλυσης	
	3m +10m	20m
πλήθος	1	2

Εδώ Πίνακας 5: Πλήθος δημοσίων κτηρίων και υποδομών ανά ζώνη κατάκλυσης

Βαθύ, αλλά και της έκτασης που καταλαμβάνει το camping και η μονάδα παραγωγής ενέργειας της Δ.Ε.Η., πολλά κτήρια είναι ευάλωτα σε ένα ενδεχόμενο θαλάσσιο κύμα βαρύτητας, με run up 3 (ή 10m) και 20m. Το 1986 οι συγκεκριμένες περιοχές είχαν 1612 κτήρια, το 1996 τα κτήρια αυξήθηκαν σε 1857 και το 2010 τα κτήρια έφθασαν τα 1937 (πίνακες 4 & 5). Όσο περισσότερα κτήρια βρίσκονται εντός της ζώνης κατάκλυσης, τόσο μεγαλύτερος είναι ο κίνδυνος για απώλειες ζωνών αλλά και το οικονομικό κόστος από τις υλικές καταστροφές.

Εντός της ζώνης κατάκλυσης των 3 και 10m βρίσκεται επίσης ένας αθλητικός χώρος (γήπεδο) στον Πέρα Γιαλό, ενώ για τη ζώνη των 20m, πλέον του γηπέδου βρίσκεται και ένας χώρος απόθεσης απορριμμάτων στο βόρειο τμήμα του νησιού. Η οικολογική καταστροφή που θα προκληθεί από ένα τσουνάμι, αν κατακλυστεί ο χώρος αυτός θεωρείται σημαντική.

Η εκτίμηση του πληθυσμού που πρόκειται να πληγεί αποτελεί ίσως το πλέον κρίσιμο παράγοντα για την εκτίμηση της τρωτότητας της παράκτιας ζώνης. Οι αναπτυγμένοι κοινωνικοοικονομικά οικισμοί του νησιού βρίσκονται στο νότιο τμήμα αυτού, ενώ και η τουριστική ανάπτυξη των τελευταίων ετών των οικισμών αυτών αυξάνει τη τρωτότητα αυτών των κοινωνιών σε οποιονδήποτε παράκτιο φυσικό κίνδυνο. Η μελέτη επομένως αυτής της παραμέτρου είναι απαραίτητη για την ολοκλήρωση της μελέτης των αρνητικών επιπτώσεων αυτού του φυσικού κινδύνου.

Υπολογίστηκε ότι εντός της ζώνης κατάκλυσης των 3 και 10m, σύμφωνα με την απογραφή του 2011 κατοικούν 20 άνθρωποι, ενώ στη ζώνη των 20m κατοικούν 168, σε συνολικό πληθυσμό 1310 κατοίκων. Το 1991 κατοικούσαν στις αντίστοιχες ζώνες 21 και 178 άνθρωποι σε σύνολο 1385 και το 1986 15 και 132 σε σύνολο 1030. Την περίοδο 1986- 2011, ο συνολικός πληθυσμός του νησιού έχει αυξηθεί. Η τουριστική ανάπτυξη τα τελευταία χρόνια έχει ως αποτέλεσμα το καλοκαίρι περισσότεροι από 18000 άνθρωποι να επισκέπτονται το νησί, αυξάνοντας έτσι τη τρωτότητα κατά τη διάρκεια της θερινής τουριστικής περιόδου. Τα στοιχεία αυτά προκύπτουν από την επικύρωση εισιτηρίων από το αεροδρόμιο και το λιμάνι της Αστυπάλαιας για τη περίοδο Μάιος- Αύγουστος 2012.

Οι οικισμοί οι οποίοι πλήττονται σε πολύ μεγάλο βαθμό σε ένα ενδεχόμενο ύψος κύματος 20m είναι τα Λιβάδια (7,92 km<sup>2</sup> της συνολικής έκτασης του οικισμού), ο Πέρα Γιαλός (6,49 km<sup>2</sup>) και το Έξω Βαθύ (5,82 km<sup>2</sup>), ενώ για τον οικισμό Μαλτεζάνα η έκταση είναι σημαντικά μικρότερη (2,1 km<sup>2</sup>). Η Χώρα της Αστυπάλαιας (πρωτεύουσα του δήμου και μεγαλύτερος οικισμός του νησιού) δεν θεωρείται ιδιαίτερα επιρρεπής καθότι είναι κτισμένη σε ύψωμα. Αντίθετα, σε ένα ύψος κύματος, αντίστοιχο του 1956, πλήττονται σημαντικές εκτάσεις των οικισμών Έξω Βαθύ (6,72 km<sup>2</sup> της συνολικής έκτασης του οικισμού), Μέσα Βαθύ (4,88 km<sup>2</sup>), Πέρα Γιαλός (2,45 km<sup>2</sup>) και Μαλτεζάνα (2,46 km<sup>2</sup>), ενώ για τις υπόλοιπες περιοχές του νησιού οι αρνητικές επιπτώσεις θα είναι λιγότερες.

#### *Συμπεράσματα*

Για την εκτίμηση της τρωτότητας της παράκτιας ζώνης στα θαλάσσια κύματα βαρύτητας (τσουνάμι), αξιοποιήθηκαν οι υπάρχουσες μελέτες για το μέγιστο ύψος αναρρίχησης κύματος (run up) που έχει πλήξει το νησί και με βάση αυτές επιχειρήθηκε η αναγνώριση της πιθανής ζώνης κατάκλυσης και ο υπολογισμός εντός αυτής, της τρωτότητας του πληθυσμού, των κτηρίων, των χρήσεων γης και των περιοχών οικολογικού ενδιαφέροντος. Η χρησιμοποίηση του μέγιστου καταγεγραμμένου ύψους αποτελεί μια ασφαλή επιλογή για την εκτίμηση της τρωτότητας.

Το ύψος αναρρίχησης του κύματος από το τσουνάμι του 1956 έφτασε τα 10m στη βόρεια πλευρά του νησιού και τα 3m στη νότια. Οι τιμές αυτές αποτελούν τις υψηλότερες τιμές που έχουν καταγραφεί. Με βάση αυτές τις τιμές, εκτιμήθηκε η ζώνη κατάκλυσης ως η περιοχή μεταξύ της ακτογραμμής και της ισοΰψους των 3m για το νότιο τμήμα του νησιού και μεταξύ της ακτογραμμής και της ισοΰψους των 10m για το βόρειο τμήμα του νησιού. Ωστόσο, επειδή όλες οι περιοχές με υψόμετρο μικρότερο των 20m θεωρούνται ευάλωτες σε ένα τσουνάμι ανάλογου μεγέθους με αυτό του 1956, έγινε και μια δεύτερη εκτίμηση της τρωτότητας της περιοχής μεταξύ της ακτογραμμής και της ισοΰψους των 20m.

Οι οικισμοί οι οποίοι κυρίως πλήττονται, σε ένα ενδεχόμενο ύψος κύματος 20m, είναι τα Λιβάδια (7,92 km<sup>2</sup> της συνολικής έκτασης του οικισμού), ο Πέρα

Γιαλός (6,49 km<sup>2</sup>) και το Έξω Βαθύ (5,82 km<sup>2</sup>), ενώ ο οικισμός Μαλτεζάνα αντιμετωπίζει πολύ μικρή τρωτότητα (2,1 km<sup>2</sup>). Αντίθετα, σε ένα ύψος κύματος, αντίστοιχο του 1956, πλήττονται οι οικισμοί Έξω Βαθύ (6,72 km<sup>2</sup> της συνολικής έκτασης του οικισμού), Μέσα Βαθύ (4,88 km<sup>2</sup>), Πέρα Γιαλός (2,45 km<sup>2</sup>) και Μαλτεζάνα (2,46 km<sup>2</sup>), ενώ οι υπόλοιπες περιοχές του νησιού είναι λιγότερο ευάλωτες.

Σχετικά με το πληθυσμό που διαμένει εντός της ζώνης κατάκλυσης και στις δύο περιπτώσεις, υπολογίστηκε ότι η πληθυσμιακή πυκνότητα είναι 13.53 κάτοικοι/km<sup>2</sup>, σύμφωνα με την απογραφή του 2011. Λόγω της τουριστικής ανάπτυξης, είναι φανερό ότι το καλοκαίρι ο πληθυσμός που θα αντιμετωπίζει τον ενδεχόμενο κίνδυνο είναι πολύ μεγαλύτερος.

Σχετικά με το πλήθος των κτηρίων εντός της ζώνης κατάκλυσης υπολογίστηκε ότι, για τη ζώνη των 3 και 10m, 150 κτήρια είναι ευάλωτα και για τη ζώνη των 20m, 815, σε σύνολο 1937 κτηρίων (καταγραφή κτηρίων το έτος 2010).

Σχετικά με τις χρήσεις γης, μεγαλύτερη έκταση εντός της ενδεχόμενης περιοχής κατάκλυσης εμφανίζουν οι φυσικοί βοσκότοποι και οι περιοχές που καλύπτονται από σύνθετα συστήματα καλλιέργειας και σκληροφυλλική βλάστηση, ενώ οι περιοχές Natura 2000 καταλαμβάνουν μικρότερη έκταση.

Η εκτίμηση της τρωτότητας αυτής στα θαλάσσια κύματα βαρύτητας, αποτελούν σύνθετα ζητήματα, τα οποία χρειάζονται μια διεπιστημονική προσέγγιση για να μελετηθούν. Η συνεισφορά σύγχρονων μεθόδων και επιστημονικών κλάδων όπως η Γεωπληροφορική και η Τηλεπισκόπηση βοηθούν σε αυτή τη κατεύθυνση.

Από τη παρούσα μελέτη, γίνεται εμφανής η ανάγκη λήψης μέτρων προστασίας των παράκτιων περιοχών. Τα μέτρα αφορούν τη δημιουργία κατάλληλων σχεδίων μετριασμού των επιπτώσεων και οφείλουν να είναι προσαρμοσμένα στο εκάστοτε παράκτιο περιβάλλον. Η δημιουργία χαρτών ζωνών επικινδυνότητας αποτελεί ένα πολύ σημαντικό αρχικό στάδιο για το σχεδιασμό αυτό όπως και ο σωστός σχεδιασμός ή επανασχεδιασμός των χρήσεων γης. Επιπλέον, κρίνεται απαραίτητη η ενημέρωση των κατοίκων για τους παράκτιους φυσικούς κινδύνους με σκοπό τη καλύτερη κατανόηση τους και την ορθότερη διαχείριση της παράκτιας ζώνης από τους αρμόδιους φορείς. Η Αστυπάλαια αποτελεί νησί με μεγάλη τουριστική ανάπτυξη τα τελευταία έτη

και η μελέτη των ενδεχόμενων φυσικών κινδύνων κρίνεται απαραίτητη για την αποφυγή πιθανών αρνητικών επιπτώσεων.

### Βιβλιογραφία

- Ambraseys, N. N. (1960). The seismic sea wave of July 9th 1956 in the Greek Archipelago. *Journal of Geophysical Research*, 65(4), σσ. 1257-1265.
- Ambraseys, N. N. (1962). Data for the investigation of the seismic sea wave in the eastern Mediterranean. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 52(4), σσ. 895-913.
- Antonopoulos, A. (1978). Contribution to the Knowledge of tsunamis in the eastern Mediterranean, from ancient times until the recent. *ANN. GEOL. DES PAYS HELLENIQUES, LE SERIE T. XXIX/2*, σσ. 740-757.
- Bernard, E. N., Mofjeld, H. O., Titov, V., Synolakis, C. E., & Gonzalez, F. L. (2006). Tsunami: scientific frontiers, mitigation, forecasting and policy implications. *Phil.Trans.R.Soc. A.*, 364, σσ. 1989-2007, DOI:10.1098/rsta.2006.189.
- Dominey Howes, D. (1996). Sedimentary deposits associated with the July 9th 1956 Aegean Sea Tsunami. *Phys. Chem. Earth*, 21(12), σσ. 51-55.
- Dominey Howes, D. (1998). Assessment of tsunami magnitude and implications for urban hazard planning in Greece. *Disaster Prevention and Management*, 7(3), σσ. 176-182.
- Dominey Howes, D. (2002). Documentary and geological records of tsunamis in the Aegean Sea region of Greece and their potential value to risk assessment and disaster management. *Natural Hazards*(25), σσ. 195-224.
- Dominey Howes, D., & Cundy, A. (2001). Tsunami Risk in the Aegean Sea and the role of systematic field laboratory and documentary studies: The case of 1956 Tsunami. (G. T. Hebensteit, Επιμ.) *Tsunami research at the critical decade*, σσ. 103-117.
- 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, σσ. 303-315.
- Flemming, N. C. (1992). Predictions of relative sea level change in the Mediterranean based on archaeological, historical and tide-gauge data. Στο I. Jelic, J. D. Milliman, & G. Sestini (Επιμ.), *Climatic Change and the Level of the Seas* (Τόμ. 1: The Mediterranean, σσ. 247-281).
- Goff, J. R., Crozier, F., Sutherland, V., Cochran, U., & Shane, P. (1998). Possible tsunami deposits from the 1855 earthquake, North Island, New Zealand. (I. S. Stewart, & C. Vita Finzi, Επιμ.) *Coastal Tectonics, Geological Society, London, Special Publications*, 146, σσ. 353-374.
- IAPSO. (1985). Changes in relative mean sea-level. *Working party report of the International Association for the Physical Sciences of the Ocean Advisory Committee on Tides and Mean Sea level-EOS, Transactions of the American Geophysical Union*, 66, σσ. 754-756.
- Marnelis, P., & Bonneau, M. (1977). Stratigraphie and structure de l' ile d' Astypalaea (Dodécanèse, Grèce). *6th Aegeiscolathens*, (σσ. 323-332).
- Okal, S. E., Synolakis, C. E., Uslu, B., Kalligeris, N., & Voukoulavalas, E. (2009). The 1956 Earthquake and Tsunami in Amorgos, Greece. *Geophys.J.Int.*, 178, σσ. 1533-1554.
- Papadopoulos, G. A. (1998). A tsunami catalogue of the area of Greece and the adjoining seas. *Institute of Geodynamics, National Observatory of Athens*(8), σ. 17.
- Papazachos, B. C., & Dimitriou, P. P. (1991). Tsunamis in and near Greece and their relation to the earthquake focal mechanisms. *Nat. Hazards*, 4, σσ. 161-170.
- Papazachos, B. C., Koutitas, C., Hatzidimitriou, P. M., Karacostas, B. G., & Papaioannou, C. A. (1986). Tsunami hazard in Greece and the surrounding area. *ANNALES GEOPHYSICALES*, 4 (b1), σσ. 79-90.
- Papazachos, B., & Papazachou, C. (1997). *The earthquakes of Greece*. Editions Ziti, 304pp.
- Papoulia, M., Karymbalis, E., Gaki-Papanastassiou, K., & Maroukian, H. (2013). Assessment of the susceptibility of Astypalaea island to sea-level rise. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, XLVII(1), σσ. 305-314.
- Perissoratis, C., & Papadopoulos, G. (1999). Sediment instability and slumping in the southern aegean sea and the case history of the 1956 tsunami. *Marine Geology*, 161, σσ. 287-305.
- Ring, U. (2001). Structure and Deformation History of Astypalea Island, Aegean Sea. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, vol. XXXIV(1), σσ. 329-335.
- Soloviev, S. L. (1978). Tsunamis, the assessment and the mitigation of earthquake and risk. *UNESCO*, σσ. 118-143.
- Zerbini, S; Plag, H-P; Baker, T; Becker, M; Billiris, H; Burki, B; Kahle, H-G; Marson, I; Pezzoli, L; Richter, B; Romangoli, C; Sztobryn, M; Tomasi, P; Tsimplis, M; Veis, G; Verrone, G. (1996). Sea level in the Mediterranean: a first step towards separating crustal movements and absolute sea-level variations. *Global and Planetary Change*, 14, σσ. 1-48.
- Γ.Υ.Σ. (1973). Τοπογραφικός Χάρτης της Ελλάδας, Φύλλο Νήσος Αστυπάλαια, κλίμακα 1: 50000. Γ.Υ.Σ.
- Γαλανόπουλος, Α. Γ. (1957). Το θαλάσσιον σεισμικόν κύμα της 9 Ιουλίου 1956. *Πρακτικά Ακαδημίας Αθηνών*, 32, σσ. 90-101.
- Ι.Γ.Μ.Ε. (1986). Γεωλογικός Χάρτης της Ελλάδας, Φύλλο Νήσος Αστυπάλαια, κλίμακα 1:50000. Ι.Γ.Μ.Ε.
- Ο.Κ.Χ.Ε. (1986). Τοπογραφικά Διαγράμματα, Νήσος Αστυπάλαια, κλίμακα 1:5000. Ο.Κ.Χ.Ε.
- Παπαζάχος, Β., & Παπαζάχου, Κ. (2003). *Οι σεισμοί της Ελλάδας* (3 εκδ.). Θεσσαλονίκη: Εκδόσεις Ζήτη.
- Χατζάρας, Β. (2010). *Γεωτομή εγκάρσια στις Ελληνίδες μεταξύ δυτικής Κρήτης και νήσων Κυκλάδων (Phd)*. Πάτρα: Πανεπιστήμιο Πατρών, Τμήμα Γεωλογίας, .
- Χριστοδούλου, Γ. (1966). Επί της γεωλογίας της νήσου Αστυπάλαιας. *Επιστημονική Επετηρίς εκδιδόμενη υπό της σχολής των φυσικών και μαθηματικών επιστημών (Α.Π.Θ.)*, 10.