



ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ

ΣΧΟΛΗ ΝΑΥΠΗΓΩΝ ΜΗΧΑΝΟΛΟΓΩΝ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ

Δ.Π.Μ.Σ. ΝΑΥΤΙΚΗ ΚΑΙ ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΕΠΙΣΤΗΜΗ

ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΥΠΟΘΑΛΑΣ- ΣΙΩΝ ΦΑΡΑΓΓΙΩΝ (CANYONS) ΚΑΙ Ο ΡΟΛΟΣ ΤΟΥΣ ΣΤΗ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑ ΤΗΣ ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΕΣΗΣ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

Ταντάνη Άννα

ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ:

Ρουσάκης Π. Γρηγόριος

Δρ. Γεωλόγος και Κύριος Ερευνητής στο
Ινστιτούτο Ωκεανογραφίας του Ελληνικού
Κέντρου Θαλασσίων Ερευνών

ΑΘΗΝΑ, ΝΟΕΜΒΡΙΟΣ 2017

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Η συγκεκριμένη διπλωματική εργασία με τίτλο «Γεωμορφολογικά Χαρακτηριστικά των Υποθαλάσσιων Φαραγγιών (Canyons) και ο Ρόλος τους στη Διαδικασία της Ιζηματογένεσης» πραγματοποιήθηκε στο πλαίσιο του Διαπανεπιστημιακού Προγράμματος Μεταπτυχιακών Σπουδών «Ναυτική και Θαλάσσια Τεχνολογία και Επιστήμη».

Η ολοκλήρωσή της δε θα ήταν εφικτή χωρίς την πολύτιμη συμβολή κάποιων ανθρώπων, στους οποίους θα ήθελα να εκφράσω την ευγνωμοσύνη μου.

Αρχικά, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον επιβλέποντα καθηγητή της εργασίας αυτής, Δρ. Ρουσάκη Γρηγόριο, Γεωλόγο και Κύριο Ερευνητή στο Ινστιτούτο Ωκεανογραφίας του Ελληνικού Κέντρου Θαλασσίων Ερευνών, ο οποίος με εμπιστεύθηκε για την εκπόνηση της παρούσας εργασίας. Ήταν πάντα πρόθυμος να με βοηθήσει άμεσα με τις οργανωτικές του ικανότητες, ως προς την εγκατάσταση του απαραίτητου για την υλοποίηση της εργασίας λογισμικού *ArcGIS* και ως προς την απόκτηση των δεδομένων (*data*) μέσω των οποίων πραγματοποιήθηκε η μελέτη των υποθαλάσσιων περιοχών στα ΝΔ της Κρήτης και στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου. Ωστόσο, η σημαντικότερη συμβολή του ήταν η απαλλαγμένη από πίεση και άγχος καθοδήγησή του.

Ακολούθως, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Δρ. Καψιμάλη Βασίλειο, Θαλάσσιο Γεωλόγο – Ιζηματολόγο, Διευθυντή Ερευνών στο Ινστιτούτο Ωκεανογραφίας του Ελληνικού Κέντρου Θαλασσίων Ερευνών, ο οποίος από την πρώτη στιγμή μου προμήθευσε την απαραίτητη και στοχευμένη βιβλιογραφία χαρίζοντάς μου πολύτιμο χρόνο και με καθοδήγησε με ήρεμο και διακριτικό τρόπο.

Εν συνεχεία, θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον κ. Σακελλαρίου Μιχαήλ, Ομότιμο Καθηγητή της Σχολής Αγρονόμων και Τοπογράφων Μηχανικών του Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου, ο οποίος από την πρώτη στιγμή που μου γνωστοποιήθηκε η συμμετοχή του στην τριμελή επιτροπή της διπλωματικής μου εργασίας, ανταποκρίθηκε άμεσα τόσο παρέχοντάς μου τις πολύτιμες συμβουλές του και σχετικό υλικό όσο και στηρίζοντάς με.

Επιπροσθέτως, θα ήθελα να εκφράσω την εκτίμησή μου στις κυρίες Δρακοπούλου Παρασκευή και Λουκαΐδη Βασιλική του τμήματος *GIS*, στο Ινστιτούτο Ωκεανογραφίας του Ελληνικού Κέντρου Θαλασσίων Ερευνών για την πολύτιμη βοήθεια τους ως προς την εγκατάσταση του λογισμικού *ArcGIS*, την παροχή άδειας για τη λειτουργία αυτού και για τη μηνιαία ανανέωσή του.

Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω τους κυρίους Μόρφη Ιωάννη και Δρ. Παναγιωτόπουλο Ιωάννη του τμήματος πολυδεσμικής βαθυμετρικής απεικόνισης (*swath bathymetry*) στο Ινστιτούτο Ωκεανογραφίας του Ελληνικού Κέντρου Θαλασσίων Ερευνών για την παραχώρηση των βαθυμετρικών δεδομένων (*data*) μέσω αρχείων της μορφής *ASCII* για τις θαλάσσιες περιοχές στα ΝΔ της Κρήτης και στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένειά μου που είναι πάντα δίπλα μου σε οποιοδήποτε εγχείρημά μου και με στηρίζει με υπομονή και αμέριστη και ανιδιοτελή αγάπη.

Περιεχόμενα

| | |
|--|----|
| ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ | 0 |
| ΠΕΡΙΛΗΨΗ | 7 |
| ΣΚΟΠΟΣ..... | 10 |
| 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ..... | 11 |
| 1.1. ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΑ ΦΑΡΑΓΓΙΑ (Submarine Canyons) | 14 |
| 1.1.1. Ορισμός και Περιγραφή ενός Υποθαλάσσιου Φαραγγιού | 14 |
| 1.1.2. Γεωμορφολογικά Χαρακτηριστικά ενός Υποθαλάσσιου Φαραγγιού | 16 |
| 1.1.3. Τύποι Υποθαλάσσιων Φαραγγιών..... | 18 |
| 1.1.4. Προέλευση και Εξέλιξη των Υποθαλάσσιων Φαραγγιών..... | 20 |
| 1.1.5. Υδροδυναμικό Καθεστώς εντός ενός Υποθαλάσσιου Φαραγγιού | 25 |
| 1.1.6. Στατιστικά Στοιχεία των Υποθαλάσσιων Φαραγγιών ανά Ηπειρωτικό Περιθώριο..... | 28 |
| 1.1.7. Στατιστικά Στοιχεία για τα Γεωμορφολογικά Χαρακτηριστικά ενός Υποθαλάσσιου Φαραγγιού | 30 |
| 1.2. Η ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑ ΤΗΣ ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΕΣΗΣ ΕΝΤΟΣ ΕΝΟΣ ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΟΥ ΦΑΡΑΓΓΙΟΥ | 34 |
| 1.2.1. Ροές που ενεργοποιούνται από Καταρρεύσεις | 34 |
| Περιστατικό ροής που έχει ενεργοποιηθεί από κατάρρευση σχετιζόμενη με σεισμό – Gaoping Canyon 2006..... | 35 |
| Περιστατικό ροής που έχει ενεργοποιηθεί από κατάρρευση μη σχετιζόμενη με σεισμό – Var Canyon 1979..... | 35 |
| 1.2.2. Ροές που ενεργοποιούνται μέσα σε υποθαλάσσια φαράγγια από ωκεανογραφικές διεργασίες όπως η έντονη κυματική δράση, τα εσωτερικά κύματα, οι παλίρροιες, οι καταιγίδες, οι τυφώνες | 36 |
| Monterey Canyon, offshore California..... | 37 |
| Eel Canyon, offshore California..... | 41 |
| 1.2.3. Ροές που σχετίζονται με ποτάμια συστήματα που συνδέονται με υποθαλάσσια φαράγγια..... | 42 |
| Typhoon Morakot, Taiwan,2009 | 42 |
| 2. ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΜΕΛΕΤΗΣ..... | 45 |
| 2.1. ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΟ ΦΑΡΑΓΓΙ ΤΗΣ ΣΑΜΑΡΙΑΣ (ΝΔ ΚΡΗΤΗ)..... | 45 |
| 2.1.1. Φυσιογραφία..... | 45 |
| 2.1.2. Τεκτονική - Γεωλογία..... | 48 |
| 2.2. ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΑ ΥΠΟΦΑΡΑΓΓΙΑ ΤΟΥ ΔΥΤΙΚΟΥ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ | 51 |
| 2.2.1. Φυσιογραφία..... | 51 |
| 2.2.2. Τεκτονική - Γεωλογία..... | 54 |

| | |
|--|-----|
| 2.2.3. Ιζήματα..... | 58 |
| 3. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ..... | 59 |
| 3.1. Γεωμορφομετρική Ανάλυση | 59 |
| 3.2. Δεδομένα | 62 |
| 3.3. Επεξεργασία Δεδομένων | 62 |
| 3.3.1. Surface Tools..... | 65 |
| 3.3.2. Hydrology Tools..... | 67 |
| 3.3.3. Ψηφιακή Καταγραφή των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγιών και των Αξόνων τους | 68 |
| 3.3.4. Δημιουργία Μηκοτομών (Longitudinal Profiles, Normalized Longitudinal Profiles) και Slope Profiles..... | 71 |
| 3.3.5. Δημιουργία Πινάκων Καταγραφής Γεωμορφολογικών Χαρακτηριστικών των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγιών..... | 73 |
| 3.3.6. Δημιουργία Διατομών (Cross – Sections) | 77 |
| 3.4. Ιζηματολογική Ανάλυση | 79 |
| 4. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ – ΣΥΖΗΤΗΣΗ | 80 |
| 4.1. ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΟ ΦΑΡΑΓΓΙ ΤΗΣ ΣΑΜΑΡΙΑΣ | 80 |
| 4.1.1. Surface Tools..... | 80 |
| 4.1.2. Hydrology Tools..... | 82 |
| 4.1.3. Ψηφιακή Καταγραφή των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγιών και των Αξόνων τους | 85 |
| 4.1.4. Γεωμορφολογικά Χαρακτηριστικά των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγιών | 89 |
| 4.1.5. Longitudinal Profiles | 94 |
| 4.1.6. Normalized Longitudinal Profiles | 100 |
| 4.1.7. Slope Profiles..... | 106 |
| 4.1.8. Μελέτη του Κύριου Άξονα..... | 110 |
| 4.1.9. Διατομές (Εγκάρσιες Τομές - Cross – Sections) επί των Αξόνων των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγιών..... | 113 |
| 4.1.10. Η Διαδικασία της Ιζηματογένεσης | 120 |
| 4.2. ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΑ ΥΠΟΦΑΡΑΓΓΙΑ ΣΤΟ ΝΔ ΠΕΡΙΘΩΡΙΟ ΤΟΥ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ..... | 127 |
| 4.2.1. Surface Tools..... | 127 |
| 4.2.2. Hydrology Tools..... | 129 |
| 4.2.3. Ψηφιακή Καταγραφή των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγιών και των Αξόνων τους | 132 |
| 4.2.4. Γεωμορφολογικά Χαρακτηριστικά των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγιών | 135 |
| 4.2.5. Longitudinal Profiles | 138 |
| 4.2.6. Normalized Longitudinal Profiles | 144 |

| | |
|--|-----|
| 4.2.7. Slope Profiles..... | 148 |
| 4.2.8. Μελέτη του Κύριου Άξονα της Τεκτονικής Λεκάνης του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου | 152 |
| 4.2.9. Διατομές (Εγκάρσιες Τομές - Cross – Sections) επί των Αξόνων των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγίων..... | 157 |
| 4.2.10. Η Διαδικασία της Ιζηματογένεσης | 164 |
| Επιπτώσεις της Μετακίνησης Ιζημάτων στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο – Αποσταθεροποίηση Πρανών | 180 |
| Επιπτώσεις της Μετακίνησης Ιζημάτων σε ανθρώπινες κατασκευές | 186 |
| 5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ..... | 189 |
| 5.1. Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς | 189 |
| 5.2. Υποθαλάσσια Υποφάργγια στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου | 192 |
| 6. ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ | 196 |
| 7. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ..... | 198 |
| 7.1. Ξενόγλωσση Βιβλιογραφία | 198 |
| 7.1.1 Ηλεκτρονική Βιβλιογραφία..... | 198 |
| 7.1.2. Έντυπη Βιβλιογραφία..... | 216 |
| 7.2. Ελληνόγλωσση Βιβλιογραφία..... | 216 |
| 7.2.1. Ηλεκτρονική Βιβλιογραφία..... | 216 |
| 7.2.2. Έντυπη Βιβλιογραφία..... | 216 |
| 8. ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ | 217 |
| 8.1. Ευρετήριο Εικόνων | 217 |
| 8.2. Ευρετήριο Πινάκων..... | 229 |

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Τα υποθαλάσσια φαράγγια είναι ελικοειδείς κοιλότητες με απότομα τοιχώματα και τομές σχήματος V μέσω των οποίων μετακινούνται ρευστές και στερεές μάζες, οργανικές και ανόργανες ουσίες και θαλάσσιοι οργανισμοί από την παράκτια ζώνη, την υφαλοκρηπίδα και το υφαλοπρανές προς βαθύτερα νερά (ηπειρωτική κύρτωση, περιφερειακή τάφρος, ωκεάνια λεκάνη). Είναι ασταθείς σχηματισμοί και με αφορμή κάποιο αίτιο (π.χ. σεισμό, τεκτονικές κινήσεις, αύξηση πίεσης του υγρού των πόρων ενός ιζηματογενούς στρώματος) είναι πιθανό στα πλευρικά τους τοιχώματα να παρατηρηθούν υποθαλάσσιες κατολισθήσεις και άλλες βαρυτικές μετακινήσεις μαζών με αποτέλεσμα να διαφοροποιούν την υφή των ιζημάτων στις υποθαλάσσιες λεκάνες που καταλήγουν.

Με βάση τη γεωμορφολογική ανάλυση που πραγματοποιείται για λεκάνες απορροής με χρήση του πληροφοριακού γεωγραφικού συστήματος (*GIS*) εξάγονται συμπεράσματα για το μήκος, την κλίση, το βάθος και το υδρογραφικό δίκτυο των υποθαλάσσιων φαραγγιών. Μέσω του υδρογραφικού δικτύου υποδεικνύεται ο τρόπος δημιουργίας τους και καθορίζεται αν είναι Τύπου 1 (*shelf-incising, associated with river*), Τύπου 2 (*shelf-incising, not associated with river*) ή Τύπου 3 (*blind*). Από τη μελέτη των μηκοτομών τους (*slightly concave, very concave or convex longitudinal profiles*) και των διατομών τους (*U-shaped or V-shaped*) λαμβάνονται πληροφορίες για τη διαδικασία της ιζηματογένεσης, οι οποίες συγκρίνονται με τα αποτελέσματα αναλύσεων πυρήνων ιζημάτων που έχουν ανασυρθεί από τις περιοχές μελέτης, από σεισμικές καταγραφές και από παρακολούθηση με οχήματα *ROV*.

Οι περιοχές μελέτης της παρούσας εργασίας είναι το υποθαλάσσιο φαράγγι της Σαμαριάς, νοτιο - δυτικά της Κρήτης και τα υποθαλάσσια υποφαράγγια στο νοτιο – δυτικό περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου.

Το υποθαλάσσιο φαράγγι της Σαμαριάς αποτελείται από 15 υποφαράγγια στην κατωφέρεια της ΝΔ Κρήτης, με προσανατολισμό από βόρεια προς νότια, λίγο ελικοειδή, με μέσο μήκος 11.85 Km, μέση βαθυμετρική διαφορά 1706.4 m, κλίση 11.2⁰ και από 4 υποφαράγγια στην κατωφέρεια της Γαύδου, με προσανατολισμό από νότια προς βόρεια, λιγότερο ελικοειδή από εκείνα της κατωφέρειας της ΝΔ Κρήτης, με μέσο μήκος 12.58 Km, μέση βαθυμετρική διαφορά 1587.6 m, κλίση 4.9⁰.

Όλα τα υποφαράγγια καταλήγουν στον κύριο άξονα του φαραγγιού, μήκους 40 Km και διεύθυνσης από ανατολικά προς δυτικά. Η πλειοψηφία των υποφαραγγιών είναι Τύπου 1 και τα προφίλ των μηκοτομών τους είναι κυρίως γραμμικά και κοίλα (*concave*). Το σχήμα τους κυρίως είναι V. Υποδεικνύεται έντονη διάβρωση ιζημάτων και βαρυτικές καταρρεύσεις μαζών που ενεργοποιούν τουρβιδιτικές ροές με μεγάλη περιεκτικότητα σε χονρόκοκκες αποθέσεις που καταλήγουν μέσω του κύριου άξονα στην τάφρο που βρίσκεται δυτικά.

Στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου είναι έντονη η παρουσία χαραδρώσεων που συντελούν στην αποσταθεροποίηση του πρανούς. Αποτυπώνονται 18 υποθαλάσσια υποφαράγγια που καταλήγουν στη βαθύτερη τεκτονική λεκάνη του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου σε βάθος περίπου 800 m. Το μέσο μήκος τους είναι 4.68 Km. Έχουν αρκετά απότομα τοιχώματα και δεν είναι ιδιαίτερα ελικοειδή. Είναι Τύπου 1 ή 2. Τα Τύπου 1 συνδέονται με τα ποτάμια της Βόρειας Πελοποννήσου. Η πλειοψηφία των υποφαραγγιών είναι σχήματος V και τα προφίλ τους είναι κυρίως γραμμικά και κοίλα. Τουρβιδιτικά ρεύματα λόγω κατολισθήσεων που σχετίζονται συνήθως με κάποιο σεισμό και μπορεί να προκαλέσουν παλιρροιακό κύμα (*tsunami*) και υπέρπυκνες ροές συμβάλλουν στη διαδικασία της ιζηματογένεσης και στην οπισθοχώρηση της παράκτιας ζώνης.

Abstract

Submarine canyons are steep-walled, sinuous valleys with V-shaped cross-sections, through which, masses of fluids and solids, organic and inorganic substances and marine organisms are driven from shallow waters (offshore coastal zone, continental shelves, continental slopes) to deeper waters (continental rises, trenches and ocean basins). However, they are, also, important sources of material since their adrupt slopes often collapse after a strong earthquake or high pore-water pressure of the sediments.

The length, the slope, the depth range and the stream network of submarine canyons are examined, based on the geomorphological analysis for drainage basins using GIS. Depending on how they were created, i.e. through river erosion during glacial periods of the Quaternary, gravity collapsing slopes or retrogressive erosion of continental margins, are characterized as Type 1 (shelf-incising, associated with river), Type 2 (shelf-incising, not associated with river) or Type 3 (blind).

Information about the sedimentation process is obtained by studying the longitudinal profiles (slightly concave, very concave, convex) and the cross-sections (U or V-shaped). This information is compared with the existing results of sediment cores analysis, seismic reflection profiles or ROV's images.

Samaria's submarine canyon in the southwestern Crete and the submarine subcanyons in the southwestern margin of Corinthian gulf are the areas of interest for the present thesis.

Samaria's submarine canyon is consisted by 15 subcanyons, located across the Crete's southwestern continental slope, oriented from north to south, with small sinuosity, mean length 11.85 Km, mean depth range 1706.4 m, slope 11.2° and 4 subcanyons, located across Gavdos continental slope, oriented from south to north, with small sinuosity, mean length 12.58 Km, mean depth range 1587.6 m, slope 4.9°. All of them end to the main axis of the canyon, which is linear and oriented from east to west. Its length is 40 Km. Most of them are characterized as Type 1 and V-shaped. Their longitudinal profiles are slightly or very concave. Submarine mass movements, that trigger coarse-grained turbidity flows driven through the main axis to the west, where a trench exists, are indicated.

A plethora of crevices and channels, which exist across the southwestern margin of Corinthian gulf, conduce to the continental slope's destabilization. 18 submarine subcanyons, oriented from south to north, end to the deepest tectonic basin of the western Corinthian gulf up to a depth of 800 meters. Their mean length is 4.68 Km and they have steep walls and small sinuosity. They are characterized as Type 1 or Type 2. Some of them connected with rivers that exist in the northern Peloponnese. In general, the subcanyons have linear or concave longitudinal profiles and V-shaped cross-sections. Turbidity currents are created by submarine landslides, which are usually associated with an earthquake and may cause tsunamis and coastal erosion. Turbidity currents and density flows contribute to the sedimentation process.

ΣΚΟΠΟΣ

Σκοπός της παρούσας εργασίας είναι η μελέτη των γεωμορφολογικών χαρακτηριστικών του Υποθαλάσσιου Φαραγγιού της Σαμαριάς, στη θάλασσα περιοχή νότιο-δυτικά της Κρήτης και των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγιών του νότιου – δυτικού περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου και ο ρόλος τους στη διαδικασία της ιζηματογένεσης.

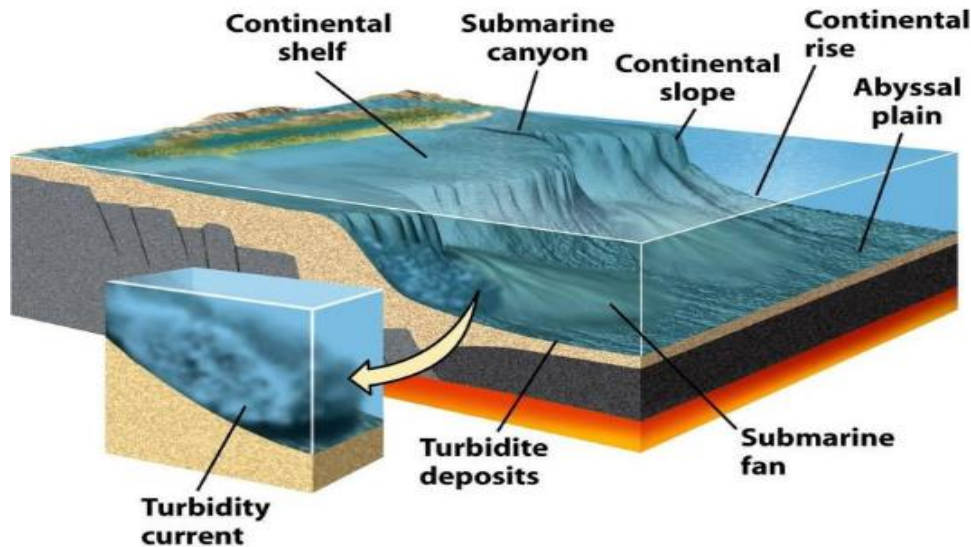
Μέσω της γεωμορφομετρικής ανάλυσης, που πραγματοποιήθηκε με χρήση του πληροφορικού γεωγραφικού συστήματος *GIS*, επιχειρείται να αποτυπωθούν τα χαρακτηριστικά των φαραγγιών όπως το μήκος τους, η κλίση τους, η βαθυμετρική διαφορά ανάμεσα στο ανώτερο και το κατώτερο σημείο, το πόσο ελικοειδή είναι, το σχήμα τους και η ροή κατά μήκος τους.

Απώτερος στόχος είναι η διαπίστωση του κατά πόσο οι διαφορές στα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά των φαραγγιών υποδεικνύουν διαφοροποιήσεις στη διαδικασία της ιζηματογένεσης. Για παράδειγμα, από το σχήμα ενός φαραγγιού μπορεί να διατυπωθεί μία άποψη για το ρυθμό με τον οποίο αποτίθενται ιζήματα σε αυτό αλλά και για τις διεργασίες διάβρωσης κατά μήκος του. Μελετώντας την καμπυλότητα της μηκοτομής του άξονα ενός υποθαλάσσιου φαραγγιού είναι πιθανή η εξαγωγή συμπερασμάτων για τον τρόπο με τον οποίο τα ιζήματα αποτίθενται κατά μήκος του (προσχώσεις, αναβαθμίδες) και το κατά πόσο ιζήματα εξέρχονται από αυτό μέσω τουρβιδιτικών ρευμάτων ή άλλων ροών.

Η ερμηνεία των αποτελεσμάτων που προέκυψαν από τη γεωμορφολογική ανάλυση οδήγησε σε κάποια συμπεράσματα για τη διαδικασία της ιζηματογένεσης στις δύο περιοχές μελέτης, τα οποία θεωρήθηκε σκόπιμο να συγκριθούν με υπάρχουσες ιζηματολογικές έρευνες ώστε να ελεγχθεί η εγκυρότητά τους.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η μελέτη των υποθαλάσσιων φαράγγιων στα ηπειρωτικά περιθώρια αλλά κυρίως της ιδιότητάς τους να μεταφέρουν ιζήματα και άλλα υλικά, που φτάνουν σε αυτά ή δημιουργούνται εντός τους, προς βαθύτερες περιοχές (Εικ.1), φαίνεται να είναι υπό εξέλιξη τα τελευταία χρόνια.



Εικόνα 1: Τα Υποθαλάσσια Φαράγγια ως «διάδρομοι» μεταφοράς Ιζημάτων. Πηγή: Grotzinger J., Jordan T., 2010, *Understanding Earth, 6th Edition*, W.H. Freeman and Company

Το ενδιαφέρον των επιστημόνων για τα υποθαλάσσια φαράγγια έγκειται αρχικά στην ανάγκη κατανόησης της γεωλογικής εξέλιξης των ηπειρωτικών περιθωρίων και της διαδικασίας της ξηματογένεσης στην οποία φαίνεται ότι συμμετέχουν. Η παράκτια διάβρωση είναι αρκετά έντονη σε περιοχές όπου απαντώνται υποθαλάσσια φαράγγια και ερευνάται ο ρόλος που παίζουν σε αυτή. Ενδεχομένως η παρουσία τους να συμβάλλει στην αποσταθεροποίηση των πρηνών και στην εκδήλωση κατολισθήσεων είτε με αφορμή κάποιο σεισμό είτε όχι.

Η πόντιση καλωδίων και αγωγών στον πυθμένα της θάλασσας (Piper et al., 1999), η αγκύρωση κατασκευών όπως πλατφόρμες εξαγωγής πετρελαίου, η εγκατάσταση τεχνητών υφάλων απαιτούν τη σαφή γνώση των γεωμορφολογικών χαρακτηριστικών των υποθαλάσσιων φαράγγιων που πιθανόν να υπάρχουν στην ηπειρωτική κατωφέρεια και της διαδικασίας της ξηματογένεσης στην οποία αυτά συμμετέχουν. Για παράδειγμα, στους υποθαλάσσιους αγωγούς χρειάζεται να γίνουν επισκευές (Εικ.2) που δε θα είναι εύκολο να πραγματοποιηθούν αν αυτοί έχουν ταφεί από ιζήματα.



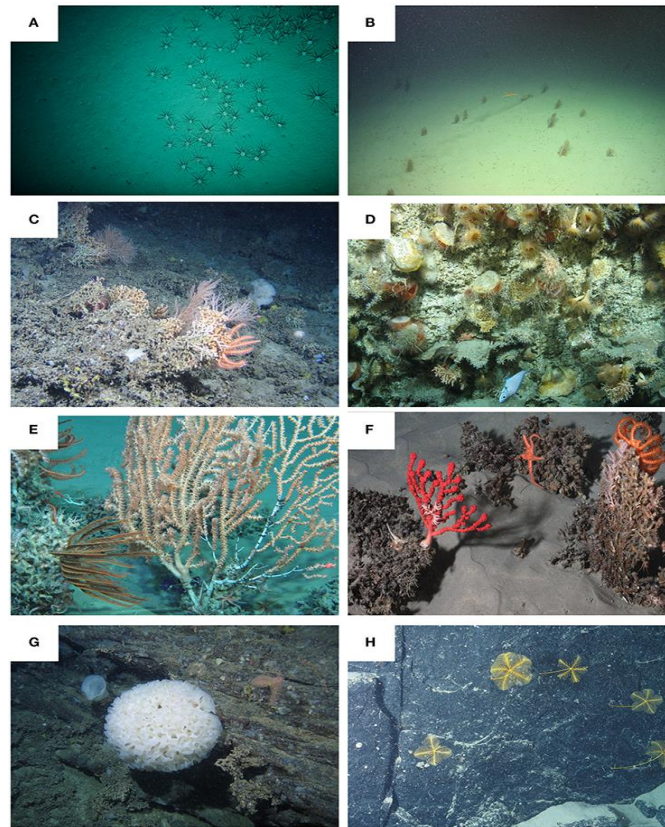
Εικόνα 2: Επίσκεψη Υποθαλάσσιου Αγωγού. Πηγή: <http://summiteam.gr/>

Επίσης εξαιτίας της εκδήλωσης παλιρροιακών κυμάτων (*tsunamis*) στην παράκτια ζώνη περιοχών που υπάρχουν υποθαλάσσια φαράγγια (*Matsuyama et al., 1999*), γεννήθηκε η ανάγκη κατανόησης του υδροδυναμικού καθεστώτος που επικρατεί σε αυτά (*Heezen et al., 1964; Shepard and Dill, 1996; Piper, 2005*) και εξέτασης του κατά πόσο η παρουσία τους ενισχύει ή όχι τα παλιρροιακά κύματα (*tsunamis*).

Από ωκεανογραφικές μελέτες, έχει διαπιστωθεί ότι η παρουσία εσωτερικών κυμάτων που παγιδεύονται στην ακτή, ο μετασχηματισμός ρευμάτων από το κάτω μέρος της υφαλοκρηπίδας στο πάνω μέρος της κατωφέρειας και η παρουσία εσωτερικών παλιρροιών, προκαλούν την ανάμειξη των νερών εντός ενός υποθαλάσσιου φαραγγιού και την ανάβλυση (*upwelling*) κρύων νερών, πλούσια σε θρεπτικά συστατικά (*Hickey, 1997; Sobarzo et al., 2001*).

Υποθαλάσσια φαράγγια που εκτείνονται κατά μήκος της ηπειρωτικής κατωφέρειας και πλησιάζουν την ακτή συλλαμβάνουν πλούσια σε οργανικά υλικά ιζήματα που μεταφέρονται κατά μήκος της κατωφέρειας. Για παράδειγμα, η κεφαλή του υποθαλάσσιου φαραγγιού *Scripps* είναι πλούσια σε οργανική ύλη η οποία μεταφέρεται καθοδικά και παρέχει τροφή σε ποικίλη και άφθονη μικροπανίδα (*Vetter and Dayton, 1998; 1999*).

Πρόσφατα το ενδιαφέρον εστιάστηκε στους βενθικούς βιότοπους που σχετίζονται με υποθαλάσσια φαράγγια (Εικ.3), ειδικά με τις κεφαλές των υποθαλάσσιων φαραγγιών Τύπου 1 που χαρακτηρίζονται από απότομες προεξοχές βράχων πάνω στους οποίους αναπτύσσονται βιοκοινότητες (*Cooper et al., 1987; Yoklavich et al., 2000; Brodeur, 2001; De Mol et al., 2010*).



Εικόνα 3: Φωτογραφίες που δείχνουν την βιοποικιλότητα εντός των υποθαλάσσιων φαραγγιών. Α)εχινοειδή Β)πεδίο από τη θαλάσσια στήλη *Korbobelempnon* C)Κοράλλια D)Δίθυρα και Κοράλλια E)κοινότητα κοραλλιών F)κοινότητα κοραλλιών G)Εξοκρινοειδής Σπόγγος H)stalked crinoid. Πηγή: Fernandez – Arcaya U. et al.,2017, *Ecological Role of Submarine Canyons and Need for Canyon Conservation*, *Front. Mar. Sci*

Οι Gage *et al.* (1995) ανέφεραν ότι βρέθηκε γρασίδι σε βάθος νερού 3400 m στη βάση του υποθαλάσσιου φαραγγιού *Setubal* στην Πορτογαλία. Συνεπώς κάποια υποθαλάσσια φαράγγια μπορεί να χαρακτηριστούν ως ευαίσθητα θαλάσσια οικοσυστήματα (*Vulnerable Marine Ecosystems- VMEs*) και προστατευόμενες περιοχές (*Marine Protected Areas*) με σκοπό να προφυλαχθούν από ανθρώπινες δραστηριότητες όπως για παράδειγμα κάποιες καταστροφικές πρακτικές αλιείας (τράτα-*trawling*).

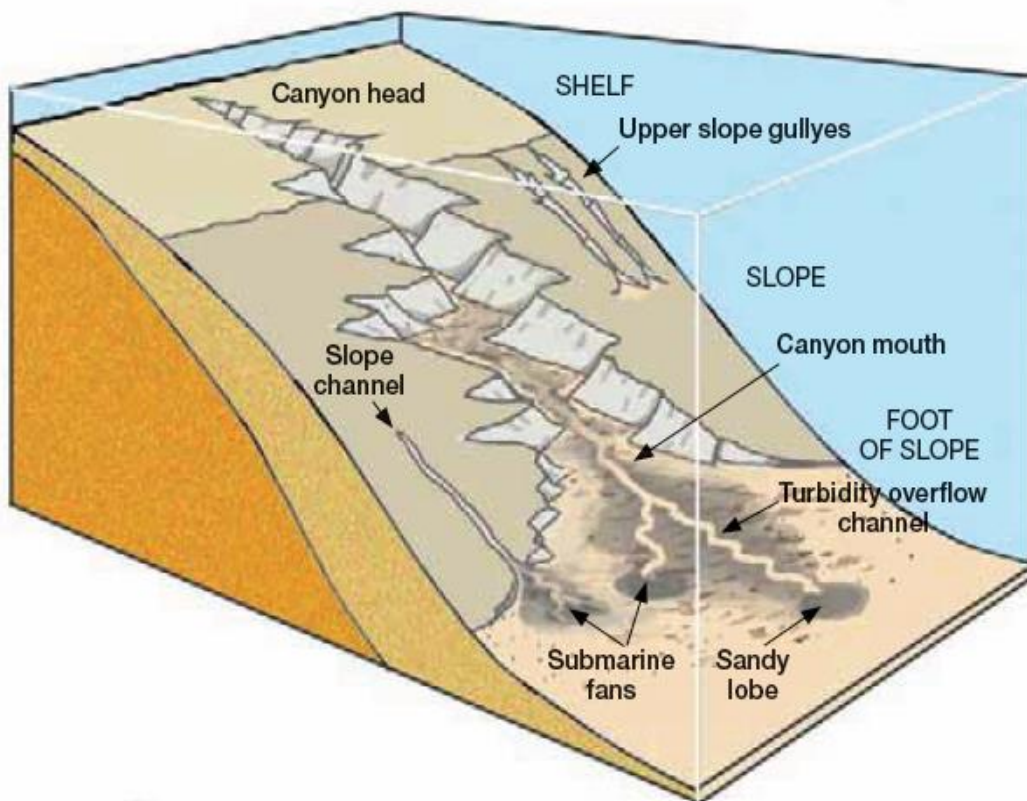
Ένας ακόμα λόγος που δικαιολογεί το ενδιαφέρον των επιστημόνων για τα υποθαλάσσια φαράγγια και τη συμπεριφορά τους είναι η ανάγκη έρευνας και μελέτης των αποτιθέμενων υποθαλάσσιων ριπιδίων στα βαθιά νερά. Όπως πριν εκατομμύρια χρόνια που οργανική ύλη (φυτικοί και ζωικοί οργανισμοί) καταπλακώθηκε και μετατράπηκε σε αποθέματα πετρελαίου και αερίου, των οποίων η εξόρυξη είναι αντικείμενο οικονομικής εκμετάλλευσης στις μέρες μας πιστεύεται ότι και κάποια ριπίδια έχουν παρόμοιο ενδιαφέρον (Clark *et al.*, 1992; Walker 1992).

1.1. ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΑ ΦΑΡΑΓΓΙΑ (*Submarine Canyons*)

1.1.1. Ορισμός και Περιγραφή ενός Υποθαλάσσιου Φαραγγιού

Ο *Shepard* (1973) όρισε τα υποθαλάσσια φαράγγια (*submarine canyons*) ως ελικοειδείς κοιλότητες με απότομα τοιχώματα, τομές σχήματος *V* και ανάγλυφο συγκρινόμενο ακόμα και με αυτό των μεγαλύτερων φαραγγιών της ξηράς. Τα περισσότερα από τα υποθαλάσσια φαράγγια διαθέτουν διακλαδώσεις και τα τοιχώματά τους διαθέτουν άφθονες βραχώδεις κορυφές.

Είναι γεωμορφολογικοί σχηματισμοί που κυρίως απαντώνται στην ηπειρωτική καταφέρεια. Ωστόσο ενδέχεται να διαρρηγνύουν και την υφαλοκρηπίδα. Τα μέρη από τα οποία αποτελούνται τα υποθαλάσσια φαράγγια παρουσιάζονται στην εικόνα 4 σύμφωνα με τους *Cronin et al.* (2005) και περιγράφονται παρακάτω.



Εικόνα 4: Σχηματική Απεικόνιση ενός Υποθαλάσσιου Φαραγγιού (*Submarine Canyon*).
Πηγή: "Mediterranean Submarine Canyons, Ecology and Governance", Maurizio Wurtz, Publication Service IUCN, 2012

Η κεφαλή του υποθαλάσσιου φαράγγιού (*canyon head*), που είναι και το ανώτερο μέρος του υποθαλάσσιου φαράγγιού. Μοιάζει να έχει αμφιθεατρικά χαρακτηριστικά με άφθονα «σκαψίματα» που οφείλονται σε μικρής κλίμακας ρευστοποιήσεις (Green et al., 2007). Είναι ενεργή περιοχή χάρη στη δραστηριότητα των ρευμάτων και τη μεταφορά ιζημάτων που διαβρώνουν την κατωφέρεια (*continental slope*) με φορά προς τα πάνω οπότε τελικά διαβρώνουν και την υφαλοκρηπίδα (*continental shelf*) στην οποία συνήθως βρίσκεται η κεφαλή ενός υποθαλάσσιου φαράγγιού. Συνήθως σε αυτήν την περιοχή παρατηρούνται οι μεγαλύτερες κλίσεις.

Ο άξονας του υποθαλάσσιου φαράγγιού (*canyon axis*), ο οποίος μπορεί να είναι ευθύγραμμος ή ελικοειδής ανάλογα με τις γωνίες κλίσης της περιοχής και τον όγκο των αποτιθέμενων ιζημάτων. Η γενικότερή του πορεία μπορεί να ελεγχθεί και να εκτραπεί από ενεργά ρήγματα, κρημνίσματα λόγω ρηγμάτων και την τεκτονική παραμόρφωση του περιθωρίου (Laurson and Normark, 2002).

Τα τοιχώματα του υποθαλάσσιου φαράγγιού (*canyon walls*), τα οποία συχνά είναι απότομα (30-40⁰) ή ακόμα και κατακόρυφα. Επηρεάζονται από έντονες αστοχίες μαζών και διεργασίες διάβρωσης. Ωστόσο, μπορεί πάνω τους να δημιουργηθούν και περιοχές απόθεσης χάρη στις αναβαθμίδες και σε κάποια περιορισμένα αναχώματα (Babonneau et al., 2004)

Μία περιοχή μετάβασης από τον κύριο άξονα του υποθαλάσσιου φαράγγιού έως την περιοχή που φτάνουν τα ριπίδια (*submarine fans*). Συνήθως ταυτίζεται με το βαθύτερο άκρο της ηπειρωτικής κατωφέρειας (*foot of slope*). Σε αυτή την περιοχή υπάρχει συνήθως το «στόμιο» του υποθαλάσσιου φαράγγιού (*canyon mouth*). Χαρακτηρίζεται από την εμφάνιση δευτερευόντων καναλιών (*turbidity channels*) λόγω τουρβιδιτικών ρευμάτων και ο κύριος άξονας (*main thalweg*) σε αυτήν την περιοχή «χάνει» την καλά σχηματισμένη του τοπογραφική έκφραση (Cronin et al., 2005). Επιπροσθέτως, σε αυτήν την περιοχή παρατηρούνται οι πιο ήπιες κλίσεις και πλέον το υποθαλάσσιο φαράγγι «σβήνει» συγχωνευόμενο με το υπόβαθρο του πυθμένα.

1.1.2. Γεωμορφολογικά Χαρακτηριστικά ενός Υποθαλάσσιου Φαραγγιού

Για την περιγραφή ενός υποθαλάσσιου φαραγγιού κρίνεται απαραίτητο να οριστούν τα παρακάτω μετρητικά μεγέθη, τα οποία ορίζουν τη γεωμορφολογία ενός υποθαλάσσιου φαραγγιού:

Το **μήκος** του (*length*), που ορίζεται ως η απόσταση ανάμεσα στην κεφαλή του υποθαλάσσιου φαραγγιού και στο πόδι του μετρούμενη κατά μήκος του κύριου άξονα.

Το **βάθος της κεφαλής** (*head depth*), που ορίζεται ως το βάθος στο οποίο ξεκινάει το υποθαλάσσιο φαράγγι.

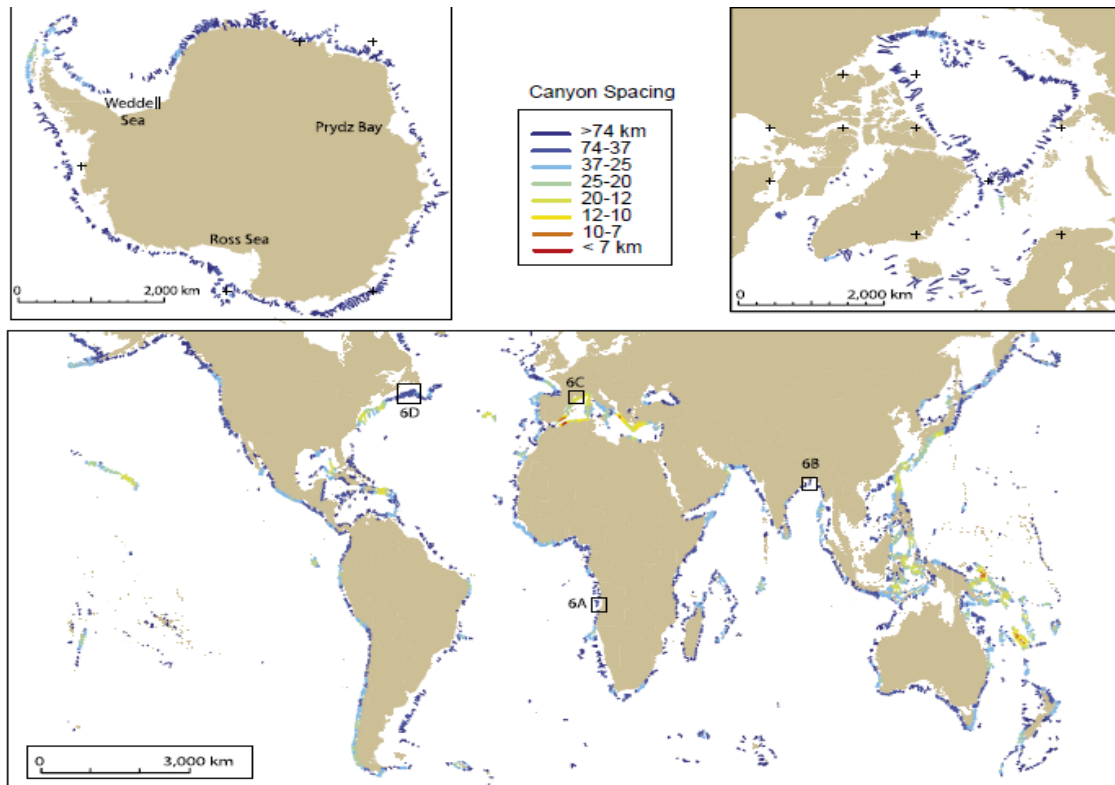
Το **βάθος του ποδιού/ στομίου** (*termination depth*), που ορίζεται ως το βάθος στο οποίο «σβήνει» το υποθαλάσσιο φαράγγι.

Το **εύρος του βάθους** (*depth range*), που ορίζεται ως η διαφορά βάθους από την κεφαλή έως το πόδι.

Η **κλίση** (*slope*), που ορίζεται ως η μετρούμενη γωνία ανάμεσα στην κεφαλή και το πόδι του υποθαλάσσιου φαραγγιού σε σχέση με τον ορίζοντα, λαμβάνοντας το μέσο όρο κλίσης του υποθαλάσσιου φαραγγιού.

Το **spacing**, που ορίζεται ως η απόσταση ανάμεσα στους κύριους άξονες (*thalwegs*) γειτονικών διαδοχικών υποθαλάσσιων φαραγγιών μετρούμενη στο ύψος της ηπειρωτικής κατωφέρειας. Σύμφωνα με το *spacing* των υποθαλάσσιων φαραγγιών ανά τον κόσμο, τα υποθαλάσσια φαράγγια της Μεσογείου χαρακτηρίζονται από μικρό *spacing*, ειδικά στην περιοχή του Κόλπου του Λέοντα (Εικ.5).

Το μέγεθος **sinuosity**, που εκφράζει το πόσο ελικοειδές είναι ένα υποθαλάσσιο φαράγγι και ορίζεται ως ο λόγος του μήκους του υποθαλάσσιου φαραγγιού μετρούμενο ακολουθώντας τον κύριο άξονα (*thalweg*) προς το μήκος του υποθαλάσσιου φαραγγιού διαγράφοντας μία ευθεία γραμμή από την κεφαλή του έως το πόδι του. Επειδή ο αριθμητής του λόγου αυτού θα είναι κατά κύριο λόγο μεγαλύτερος του παρονομαστή, το μέγεθος αυτό (*sinuosity*) λαμβάνει τιμές μεγαλύτερες της μονάδας.



Εικόνα 5: Χάρτης που απεικονίζει το μέγεθος spacing για τα υποθαλάσσια φαράγγια ανά τον κόσμο.
Πηγή: P.T.Harris και T. Whiteway, 2011, *Marine Geology*, 285, 68-86

Το μέγεθος ***dendricity***, εκφράζει το πόσες διακλαδώσεις έχει ένα υποθαλάσσιο φαράγγι. Κάθε κλάδος (*limb*) χαρακτηρίζεται από ένα γράμμα ξεκινώντας από το *b* και ακολούθως *c, d* κ.λ.π. θεωρώντας ότι το γράμμα *a* αντιστοιχεί στον κύριο άξονα του υποθαλάσσιου φαραγγιού.

Το ***σχήμα*** τους, το οποίο μπορεί να είναι *U* ή *V* και προκύπτει από το προφίλ εγκάρσιων τομών (*cross-sections*) επί του κύριου άξονά τους. Τα προφίλ τομών που έχουν σχήμα *V* (*V-shaped cross-section profiles*) υποδεικνύουν έντονες και ενεργές διεργασίες διάβρωσης. Πρόκειται για υποθαλάσσια φαράγγια που δεν έχουν φτάσει ακόμα σε κατάσταση ισορροπίας (*state of equilibrium*) και παρουσιάζουν κυρτά (*convex-up*) τοιχώματα. Συνδέονται με την παρουσία ενεργών ρηγμάτων που ενδεχομένως να προκαλούν συχνά φαινόμενα διάβρωσης. Από την άλλη μεριά, τα προφίλ των τομών που έχουν σχήμα *U* (*U-shaped cross-section profiles*) υποδεικνύουν πυκνή συγκέντρωση ιζημάτων και στα τοιχώματα των υποθαλάσσιων φαραγγιών αλλά και κατά μήκος του άξονά τους. Τα τοιχώματά τους είναι κοίλα (*concave-up*) και έχουν φτάσει σε κατάσταση ισορροπίας (*state of equilibrium*).

1.1.3. Τύποι Υποθαλάσσιων Φαραγγιών

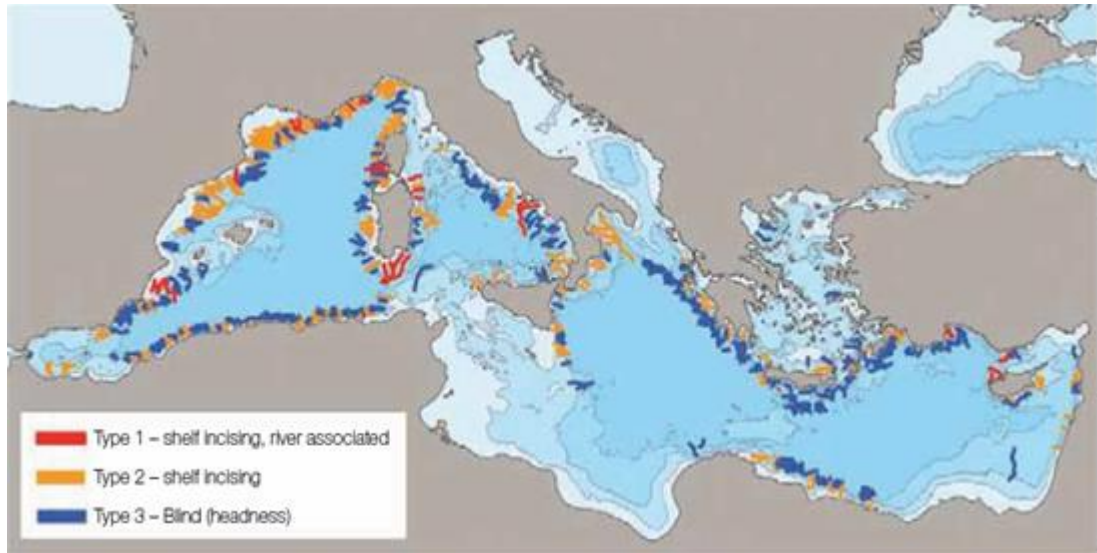
Οι *Harris and Whiteway* (2011), κατέταξαν τα μεγάλα υποθαλάσσια φαράγγια σε τρεις κύριους τύπους, με σκοπό να μελετηθούν οι γεωμορφολογικές διαφορές τους ανάμεσα στα ενεργά και παθητικά ηπειρωτικά περιθώρια σε παγκόσμια κλίμακα. Οι τρεις αυτοί τύποι είναι οι παρακάτω:

Τύπος 1 (Type 1):

υποθαλάσσια φαράγγια που διασχίζουν την υφαλοκρηπίδα και οι κεφαλές τους έχουν ξεκάθαρη βαθυμετρική σύνδεση με ένα μεγάλο ποτάμιο σύστημα (*shelf-incising canyons related to a major river system*). Αυτού του τύπου τα υποθαλάσσια φαράγγια διαθέτουν καλά αναπτυγμένες, ημικυκλικές κεφαλές και συχνά το χείλος τους είναι αμφιθεατρικό. Υπάρχει περίπτωση να έχουν μία κεφαλή που να συνδέεται με την κοιλάτητα του υποθαλάσσιου φαραγγιού (*single –fed canyons*) αλλά μπορεί και πολλά υποφαράγγια να συγχωνεύονται και να καταλήγουν όλα μαζί σε ένα κανάλι (*multi –fed canyons*). Αναπτύσσονται όπως θα μελετηθεί σε επόμενη ενότητα με φορά προς τα κάτω, δηλαδή από την κεφαλή προς το στόμιο (*Babonneau et al.*, 2002; *Antobreh and Krastel*, 2006; *Puga-Bernabeu et al.*, 2008). Επίσης, σχετίζονται με την εκδήλωση τουρβιδιτικών ρευμάτων κατά μήκος τους (*Daly*, 1936; *Beer and Gorsline*, 1971) καθώς και με την παρουσία υπέρπυκνων ροών (*Mulder et al.*, 2003; *Popescu et al.*, 2004; *Baztan et al.*, 2005), κυρίως λόγω της σύνδεσης τους με τα ποτάμια συστήματα, αλλά και με παλιρροιακά κύματα (*Shepard et al.*, 1974; *Inman et al.*, 1976). Όλα τα παραπάνω συμβάλλουν στη διαδικασία της ιζηματογένεσης.

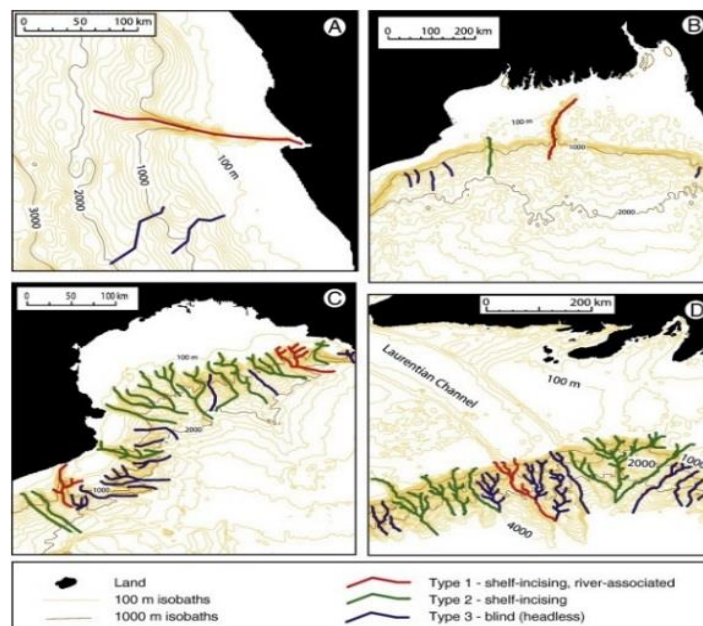
Τύπος 2 (Type 2):

υποθαλάσσια φαράγγια που διασχίζουν την υφαλοκρηπίδα και δεν έχουν ξεκάθαρη βαθυμετρική σύνδεση με ένα μεγάλο ποτάμιο σύστημα (*shelf-incising canyons not related to a major river system*). Αυτού του Τύπου τα υποθαλάσσια φαράγγια είναι πιθανό να αναπτύσσονται οπισθόδρομα λόγω κατολισθήσεων (*Farre et al.*, 1983; *Pratson and Coakley*, 1996; *Harris and Whiteway*, 2011) οι οποίες σχετίζονται με τεκτονική παραμόρφωση (*Ridente et al.*, 2007; *Green and Uken*, 2008) και σημεία διαφυγής αερίων/ρευστών στην ηπειρωτική κατωφέρεια (*Carpenter*, 1981; *Orange and Breen*, 1992; *Dugan and Fleming*, 2000).



Εικόνα 6: Τύποι Υποθαλάσσιων Φαραγγιών και η Διανομή τους στη Μεσόγειο. Πηγή: P.T.Harris and T.Whiteway, 2011

Τύπος 3 (Type 3): Οι κεφαλές κάποιων υποθαλάσσιων φαράγγιων καταλήγουν στην ηπειρωτική κατώφλεια και έτσι τα υποθαλάσσια αυτά φαράγγια ονομάζονται «τυφλά» (*blind ή headless*). Συνήθως δε διαθέτουν καλά αναπτυγμένη κεφαλή και δε διαρρηγνύουν και την υφαλοκρηπίδα. Ο τύπος αυτός επικρατεί στη Μεσόγειο (Εικ.6). Σύμφωνα με δεδομένα για τη διανομή των υποθαλάσσιων φαράγγιων με βάση τον τύπο τους, κατά μήκος του ελληνικού τόξου, όπου απαντώνται τα περισσότερα υποθαλάσσια φαράγγια στον ελλαδικό χώρο, επικρατεί ο τύπος 3, δηλαδή τα *blind canyons* (Εικ.6).



Εικόνα 7: Χαρακτηριστική Απεικόνιση των 3 τύπων υποθαλάσσιων φαράγγιων στις περιοχές A)Zaire B) Bay of BengalC)Gulf of Lyon D)Laurentian Channel. Πηγή: P.T. Harris και T.Whiteway,2011, *Marine Geology*,Vol 285, Issues 1-4,69-86

Και οι τρεις τύποι υποθαλάσσιων φαραγγιών περιλαμβάνουν τουλάχιστον ένα βασικό υποθαλάσσιο φαράγγι με πιθανά δευτερεύοντα υποθαλάσσια φαράγγια (διακλαδώσεις) να σχηματίζουν δενδριτικά συστήματα υποθαλάσσιων φαραγγιών. Για τη διάκριση των 3 τύπων υποθαλάσσιων φαραγγιών κρίθηκε σκόπιμη η αναφορά σε τέσσερις διαφορετικές περιοχές, αυτές του Ζαΐρ, του Κόλπου της Βεγγάλης, του Κόλπου του Λέοντα και του *Laurentian Channel* (Εικ.7). Στον Κόλπο του Λέοντα (Εικ.7C) επικρατούν τα υποθαλάσσια φαράγγια Τύπου 2 και μόνο δύο είναι Τύπου 1.

Παρατηρώντας μία στατιστική για το συνολικό αριθμό των υποθαλάσσιων φαραγγιών που απαντώνται στα διάφορα μέρη του κόσμου αλλά και την αριθμητική κατανομή τους ανά τύπο (Πίνακας 1) διαπιστώνεται ότι η πλειοψηφία των υποθαλάσσιων φαραγγιών παγκοσμίως είναι Τύπου 3 (*blind canyons*).

| | Number All | Number Type 1 | Percent Type 1 | Number Type 2 | Percent Type 2 | Number Type 3 | Percent Type 3 |
|----------------------|------------|---------------|----------------|---------------|----------------|---------------|----------------|
| ALL | 5849 | 153 | 2.62 | 1671 | 28.57 | 4025 | 68.82 |
| Active | 3605 | 119 | 3.30 | 1018 | 28.24 | 2561 | 71.04 |
| Active excl. islands | 2586 | 118 | 4.56 | 781 | 30.20 | 1780 | 68.83 |
| Passive | 2244 | 34 | 1.51 | 652 | 29.06 | 1465 | 65.29 |
| Antarctica | 458 | 0 | 0.00 | 179 | 39.08 | 279 | 60.92 |
| Arctic | 345 | 1 | 0.29 | 121 | 35.07 | 223 | 64.64 |
| Australia | 256 | 0 | 0.00 | 51 | 19.92 | 205 | 80.08 |
| E Africa | 191 | 9 | 4.71 | 38 | 19.90 | 144 | 75.39 |
| E N-America | 148 | 7 | 4.73 | 49 | 33.11 | 92 | 62.16 |
| E S-America | 191 | 3 | 1.57 | 46 | 24.08 | 142 | 74.35 |
| India | 199 | 7 | 3.52 | 64 | 32.16 | 128 | 64.32 |
| W Africa | 224 | 3 | 1.34 | 67 | 29.91 | 154 | 68.75 |
| W Europe | 139 | 4 | 2.88 | 37 | 26.62 | 98 | 70.50 |
| Caribbean | 234 | 1 | 0.43 | 55 | 23.50 | 178 | 76.07 |
| Islands | 1019 | 1 | 0.10 | 237 | 23.26 | 781 | 76.64 |
| Mediterranean | 518 | 20 | 3.86 | 153 | 29.54 | 345 | 66.60 |
| NE Asia | 370 | 11 | 2.97 | 77 | 20.81 | 282 | 76.22 |
| New Zealand | 83 | 7 | 8.43 | 16 | 19.28 | 60 | 72.29 |
| SE Asia | 918 | 23 | 2.51 | 346 | 37.69 | 549 | 59.80 |
| W N-America | 290 | 25 | 8.62 | 73 | 25.17 | 192 | 66.21 |
| W S-America | 266 | 31 | 11.65 | 61 | 22.93 | 174 | 65.41 |

Πίνακας 1: Στατιστική για τα υποθαλάσσια φαράγγια ανάλογα με τον Τύπο στον οποίο ανήκουν για ενεργά (ροζ περιοχή) και παθητικά (πράσινη περιοχή) περιθώρια. Πηγή: P.T. Harris and T. Whiteway, 2011, *Marine Geology*, 285, 69-86

1.1.4. Προέλευση και Εξέλιξη των Υποθαλάσσιων Φαραγγιών

Η προέλευση των υποθαλάσσιων φαραγγιών δε θεμελιώνεται ακόμα από κάποιο θεωρητικό πλαίσιο. Ωστόσο είναι γενικά αποδεκτό ότι η δημιουργία και ανάπτυξή τους υπόκεινται σε δύο μηχανισμούς, εκ των οποίων ο ένας σχετίζεται με την εξέλιξη ενός υποθαλάσσιου φαραγγιού με κατεύθυνση προς βαθύτερα νερά ενώ ο άλλος με κατεύθυνση προς την κεφαλή του υποθαλάσσιου φαραγγιού και αναλύονται παρακάτω:

1. Διάβρωση από τον αέρα ή από ποταμούς που υπήρχαν στην περιοχή της υφαλοκρηπίδας όταν η στάθμη της θάλασσας ήταν σε χαμηλότερο επίπεδο (*aerial or fluvial erosion*) ή διάβρωση υπό συνθήκες ρηχών νερών (*Babonneau et al., 2002; Antobreh and Krastel, 2006; Puga-Bernabeu et al., 2008*).

Επαναλαμβανόμενη και συνεχόμενη δράση ροών, προς βαθύτερα νερά, που οφείλονται στη βαρύτητα, όπως τουρβιδιτικά ρεύματα (*Daly, 1936; Beer and Gorsline, 1971*), υπέρπυκνες ροές (*Mulder et al., 2003; Popescu et al., 2004; Baztan et al., 2005*), ανοδικά και καθοδικά ρεύματα σχετιζόμενα με παλίρροιες ή εσωτερικά κύματα ή καταιγίδες (*Shepard et al., 1974; Inman et al., 1976*) οδηγεί σε «εκσκαφή» με φορά προς τον ωκεανό. Στη Μεσόγειο, ρεύματα που σχετίζονται με τη γένεση πυκνών νερών θεωρούνται πλέον υπεύθυνα για τη διάβρωση του πυθμένα, την απόθεση σημαντικού όγκου αμμώδους υλικού και τη διατήρηση της μορφολογίας των κύριων αξόνων των υποθαλάσσιων φαράγγιων (*thalwegs*) (*Gaudin et al., 2006; Trincardi et al., 2007*)

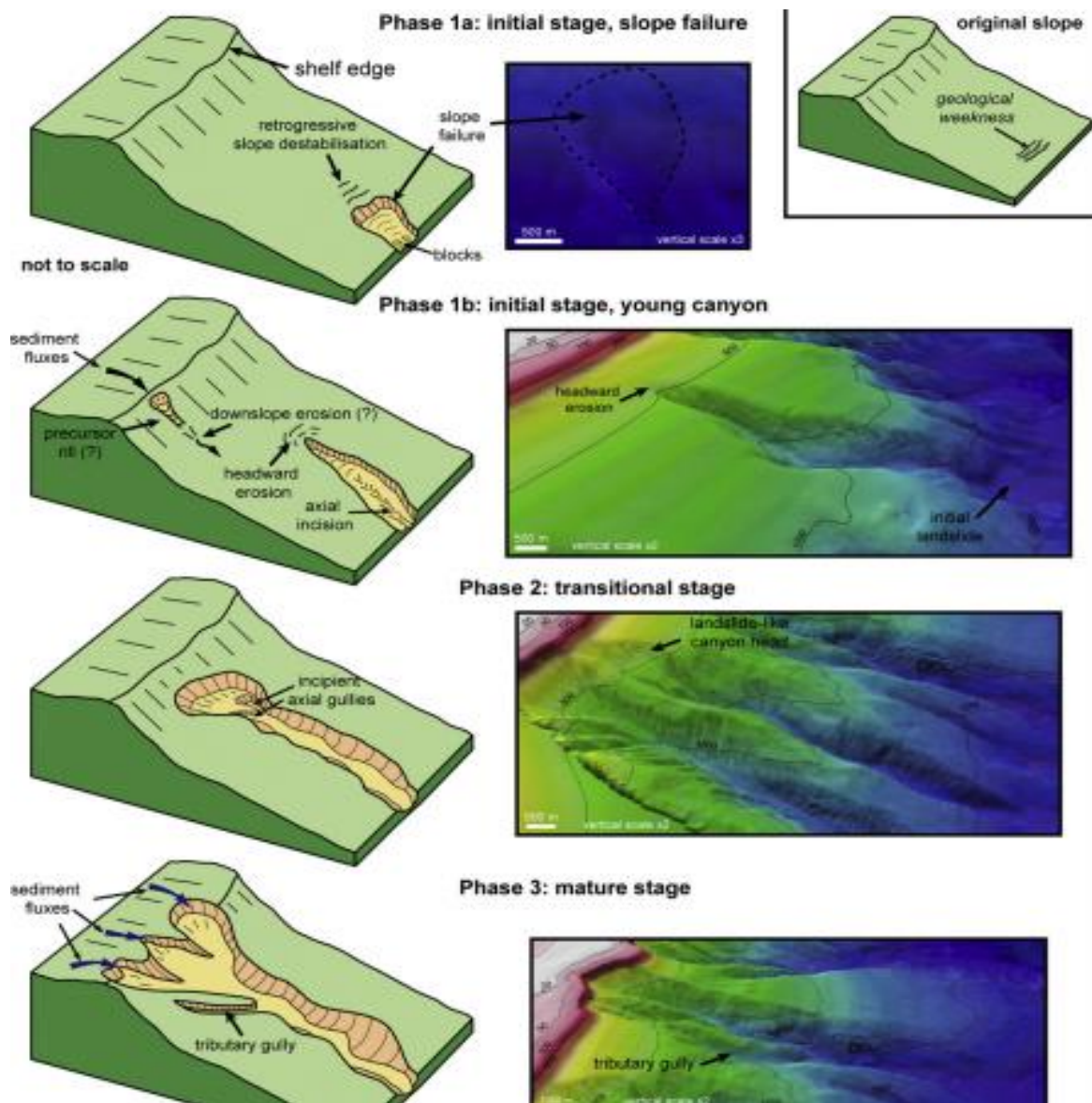
2. Οπισθόδρομη διάβρωση των υποθαλάσσιων φαράγγιων, σχετιζόμενη με υποθαλάσσιες κατολισθήσεις και καταρρεύσεις του υποθαλάσσιου πρηνούς της ηπειρωτικής κατωφέρειας, με φορά προς τις κεφαλές των υποθαλάσσιων φαράγγιων (*Farre et al., 1983; Pratson and Coakley, 1996; Harris and Whiteway, 2011*).

Οι υποθαλάσσιες κατολισθήσεις είναι πιθανό να ενεργοποιηθούν από πολύ απότομες κλίσεις στην ηπειρωτική κατωφέρεια (*Pratson and Coakley, 1996; Huhnerbach et al., 2005*), από ύπαρξη σημείων διαφυγής αερίων ή /και ρευστών στην ηπειρωτική κατωφέρεια (*Carpenter, 1981; Orange and Breen, 1992; Dugan and Fleming, 2000*), από τεκτονική παραμόρφωση, ύπαρξη ρηγμάτων και σεισμική δραστηριότητα (*Ridente et al., 2007, Green and Uken, 2008*).

Τα υποθαλάσσια φαράγγια Τύπου 1 (*shelf – incising canyons, related to a major river system*) θεωρείται ότι συνδέονται με τη διάβρωση από ποτάμιο σύστημα και τις προς τα κάτω διαβρωτικές ροές βαρύτητας (*Pratson et al., 1994; Kineke et al., 2000; Popescu et al., 2004; Baztan et al., 2005*) ενώ τα υποθαλάσσια φαράγγια Τύπου 2 (*shelf – incising canyons, not related to a major river system*) χαρακτηρίζονται από κατάρρευση της κατωφέρειας και οπισθόδρομες κατολισθήσεις με φορά προς τα πάνω (*Orange et al., 1997; Elliott et al., 2006, Green et al., 2007*).

Ωστόσο, το ενοποιημένο μοντέλο για το σχηματισμό ενός υποθαλάσσιου φαράγγιου που προτάθηκε από τους *Twichell and Roberts* (1982) και *Farre et al.* (1983) και τροποποιήθηκε από τους *Pratson and Coakley* (1996), «συγχωνεύει» τους δύο επιμέρους μηχανισμούς.

Ακολουθεί μία περιγραφή του μοντέλου των *Farre et al.* (1983). Το μοντέλο αυτό αποτελείται από τρεις φάσεις όπου και οι δύο προαναφερόμενοι μηχανισμοί αλληλεπιδρούν ώστε να σχηματιστεί ένα υποθαλάσσιο φαράγγι (Εικ.8)



Εικόνα 8: Οι φάσεις εξέλιξης κατά το σχηματισμό ενός υποθαλάσσιου φαράγγιου σύμφωνα με το μοντέλο των *Farre et al.*, 1983. Πηγή: *A. Puga - Bernabeu et al., Marine Geology, 289, 2011, 100-116*

Φάση 1a: Πρωταρχικό Στάδιο – Καταρρεύσεις στην Κατωφέρεια

Παράγοντες που προετοιμάζουν το σχηματισμό ενός υποθαλάσσιου φαράγγιού όπως ασθενείς εσωτερικές δυνάμεις εντός των ιζημάτων, διαφορά στην πίεση των πόρων των ιζημάτων, η διαπερατότητα, η παρουσία ρηγμάτων και άλλων τεκτονικών δομών οδηγούν σε τοπικές καταρρεύσεις της κατωφέρειας. Παράγοντες ενεργοποίησης αυτών των καταρρεύσεων θα μπορούσαν να είναι ρευστοποιήσεις, σεισμοί και υπερπίεση των ιζημάτων από ταχείες αποθέσεις.

Φάση 1b: Πρωταρχικό Στάδιο – Αρχικός Σχηματισμός Υποθαλάσσιου Φαράγγιού

Υποθαλάσσιες κατολισθήσεις διαφορετικών μεγεθών μπορεί ήδη να έχουν συμβεί σε περιοχές χαμηλά στην κατωφέρεια με σχετικά μικρές κλίσεις. Η εξέλιξή τους με κατεύθυνση προς τα πάνω (κεφαλή του υποθαλάσσιου φαράγγιού) θα εξαρτηθεί από συνθήκες μεταβολής όπως για παράδειγμα μεταγενέστερη πλήρωση με ημιπελαγικά ιζήματα, διάβρωση και ενοποίηση ιζημάτων (*Farre et al.*, 1983).

Αν οι συνθήκες το επιτρέψουν, θα συμβεί υποχώρηση με φορά προς τα πάνω των επιφανειών λόγω προοδευτικής αποσταθεροποίησης ιζημάτων και οπισθόδρομης διάβρωσης, οπότε και θα σχηματιστεί το αρχικό υποθαλάσσιο φαράγγι.

Επιπροσθέτως, διαβρωτικές ροές ιζημάτων που προέρχονται από υλικά που έχουν ολισθήσει θα μπορούσαν να συμβάλλουν στη δημιουργία αυλακιών στις περιοχές των κατολισθήσεων ενισχύοντας με αυτόν τον τρόπο την προς τα πάνω (*headward*) διάβρωση του υποθαλάσσιου φαράγγιού (*Pratson and Coakley*, 1996).

Οι *Pratson and Coakley* (1996) υποδεικνύουν ότι η πιθανή ύπαρξη πρόδρομων αυλακιών, ο σχηματισμός των οποίων έχει προκύψει από διαβρωτικές ροές με φορά προς τα κάτω, που ενεργοποιήθηκαν στο ανώτερο μέρος της απότομης κατωφέρειας λόγω βαρυτικής ροής ιζημάτων, μπορεί να οδηγήσει σε τοπικές καταρρεύσεις της κατωφέρειας άρα και στον σχηματισμό ενός υποθαλάσσιου φαράγγιού.

Φάση 2: Μεταβατικό Στάδιο

Σε αυτή τη φάση τα αρχικά υποθαλάσσια φαράγγια επεκτείνονται προς τα πάνω και κατευθύνονται προς το υφαλοόριο. Οι μηχανισμοί ανάπτυξης του υποθαλάσσιου φαράγγιού είναι παρόμοιοι με αυτούς της φάσης 1.

Η ύπαρξη μίας περιοχής, που έχει μερικώς καταρρεύσει και διαθέτει πρωταρχικά αυλάκια, φανερώνει τη μεταβατική φάση 2.

Παρομοίως, υποθαλάσσιο φαράγγι που διασχίζει ελαφρώς την υφαλοκρηπίδα και του οποίου η κεφαλή μοιάζει με «τσουλήθρα» που την διασχίζουν μικρά αυλάκια φανερώνει ένα υποθαλάσσιο φαράγγι σε μεταβατικό στάδιο. Σε αυτό το υποθαλάσσιο φαράγγι, οι βαρυτικές ροές ιζημάτων από την υφαλοκρηπίδα με φορά προς τα κάτω πιθανόν να συνέβαλαν στο σχηματισμό του υποθαλάσσιου φαραγγιού.

Φάση 3: Ωριμο Στάδιο

Αυτή η φάση υποδεικνύει μία μεταβολή στον τρόπο διάβρωσης των υποθαλάσσιων φαραγγιών ο οποίος μπορεί να προσπεράσει το υφαλοόριο χάρη στην προοδευτική διάβρωση με φορά προς τα πάνω. Αυτό το στάδιο αφορά στα υποθαλάσσια φαράγγια Τύπου 1 που συνδέονται με κάποιο ποτάμιο σύστημα. Οι κεφαλές των υποθαλάσσιων αυτών φαραγγιών δρουν σαν λεκάνες απορροής για ιζήματα που προέρχονται από την υφαλοκρηπίδα και ιζήματα που προέρχονται από τα ποτάμια που διασχίζουν την κατωφέρεια (καθώς κινούνται μέσα στο υποθαλάσσιο φαράγγι) και αποτίθενται στη βάση του πυθμένα (*Herzer and Lewis, 1979 ; Mullenbach et al., 2004; Green, 2009*).

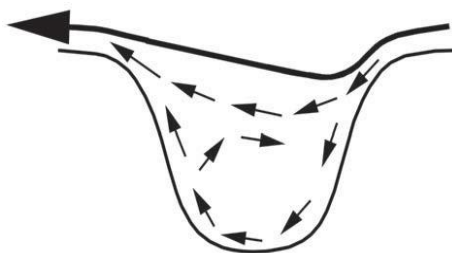
Τα υποθαλάσσια φαράγγια γίνονται περισσότερο ενεργά χάρη στην αυξανόμενη ροή ιζημάτων που προέρχονται από διάφορα σημεία της υφαλοκρηπίδας. Οι βαρυτικές ροές ιζημάτων που οδεύουν προς βαθύτερα νερά (προς τα κάτω) μπορούν να συμβάλλουν σημαντικά στην «εκσκαφή» ενός υποθαλάσσιου φαραγγιού και στη διάνοιξη του δημιουργώντας αξονικές τομές (*Pratson and Coakley, 1996; Popescu et al., 2004; Baztan et al., 2005*).

Συνεπώς, ένα δίκτυο από συνδεδεμένα αυλάκια που έχουν φορά προς τα κάτω αναπτύσσεται, σχηματίζοντας την κεφαλή του υποθαλάσσιου φαραγγιού που μοιάζει αμφιθεατρική. Παρομοίως, σε αυτό το στάδιο, πολλές διαφορετικές κοιλότητες φαραγγιών μπορεί να συναθροίζονται δημιουργώντας ένα μεγαλύτερο *multi-fed* υποθαλάσσιο φαράγγι που διασχίζει την υφαλοκρηπίδα.

Επίσης, διεργασίες με φορά τόσο προς τα πάνω όσο και προς τα κάτω μπορούν να δρουν ταυτόχρονα και να συμβάλλουν στη διάνοιξη αυτών των υποθαλάσσιων φαραγγιών που βρίσκονται στην ώριμη φάση τους.

1.1.5. Υδροδυναμικό Καθεστώς εντός ενός Υποθαλάσσιου Φαραγγιού

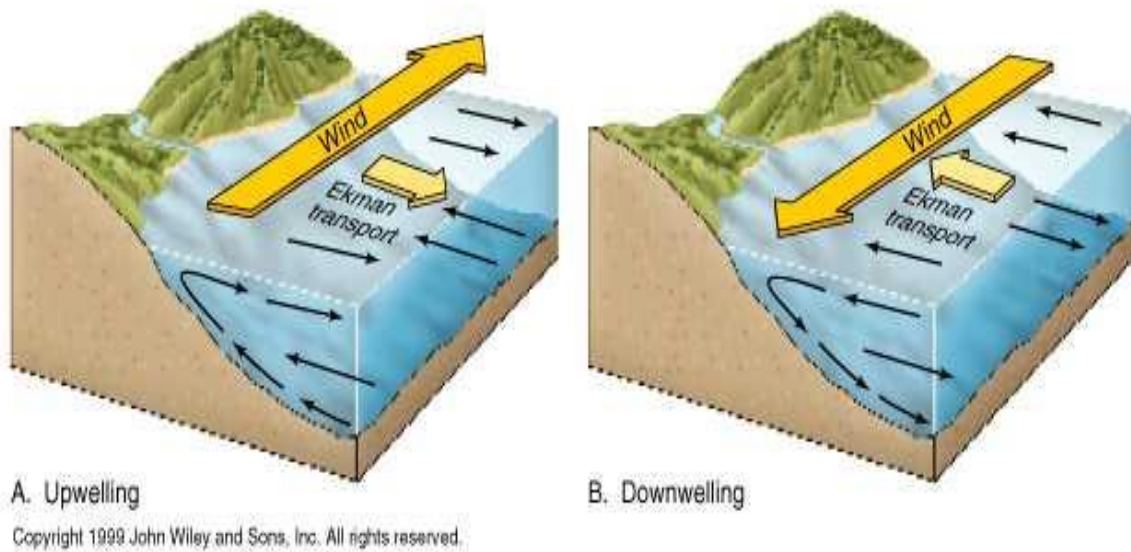
Τα υποθαλάσσια φαράγγια μπορούν να επηρεάσουν σε καθολική και τοπική κλίμακα την ωκεάνια κυκλοφορία εκτρέποντας τις ροές που εισέρχονται και εξέρχονται από αυτά (Flexas et al., 2008). Υπάρχουν πολλοί παράγοντες που παίζουν ρόλο, είτε ενισχύοντας, είτε ελαχιστοποιώντας την επίδραση της παρουσίας ενός υποθαλάσσιου φαραγγιού στην ωκεάνια κυκλοφορία, όπως η σχετική θέση του υποθαλάσσιου φαραγγιού δηλαδή η απόστασή του από την ακτή, το μέγεθος του και η μορφολογία του, η γενικότερη ωκεάνια κυκλοφορία αλλά και η ύπαρξη τοπικών ρευμάτων, η κατεύθυνση της εισερχόμενης ροής (Klinck, 1996), η ύπαρξη και η ποσότητα των εκροών από τα παρακείμενα ποτάμια, η δύναμη του ανέμου, η στρωματογραφία του νερού κ.ά.



Εικόνα 9: Αναπαράσταση του υδροδυναμικού καθεστώτος σε μία τομή ενός υποθαλάσσιου φαραγγιού. Πηγή: : "Mediterranean Submarine Canyons, Ecology and Governance", Maurizio Wurtz, Publication Service IUCN, 2012

Ρεύματα κοντά στον πυθμένα εγκλωβίζονται και αναγκάζονται σε κλειστή κυκλική κυκλοφορία ενώ ρεύματα κοντά στην επιφάνεια δεν επηρεάζονται πολύ από την παρουσία του υποθαλάσσιου φαραγγιού (Εικ.9). Η ροή από τη μία πλευρά του υποθαλάσσιου φαραγγιού στην άλλη οδηγεί σε τοπικής κλίμακας ανάβλυση (*upwelling*) και καταβύθιση (*downwelling*) (Flexas et al., 2008).

Όταν η ροή έχει την ακτή στα δεξιά της, η παρουσία του υποθαλάσσιου φαραγγιού προκαλεί ασυμμετρία στο κατακόρυφο πεδίο ταχυτήτων. Αναγκαστική καταβύθιση συμβαίνει στα ανάντη του υποθαλάσσιου φαραγγιού (κεφαλή) (Εικ.10B). Στο βόρειο ημισφαίριο, η ροή που δημιουργείται κατά μήκος της κατεύθυνσης της υφαλοκρηπίδας / κατωφέρειας, έχοντας την ακτή στα δεξιά της, ονομάζεται «θετική ροή» (*positive along-slope flow*). Θετικές ροές σχετίζονται με δίκτυο καταβύθισης (ροή προς τα κάτω-προς τον ωκεανό) (Klinck, 1996; Flexas et al., 2008; Allen and Durrieu deMadron, 2009).



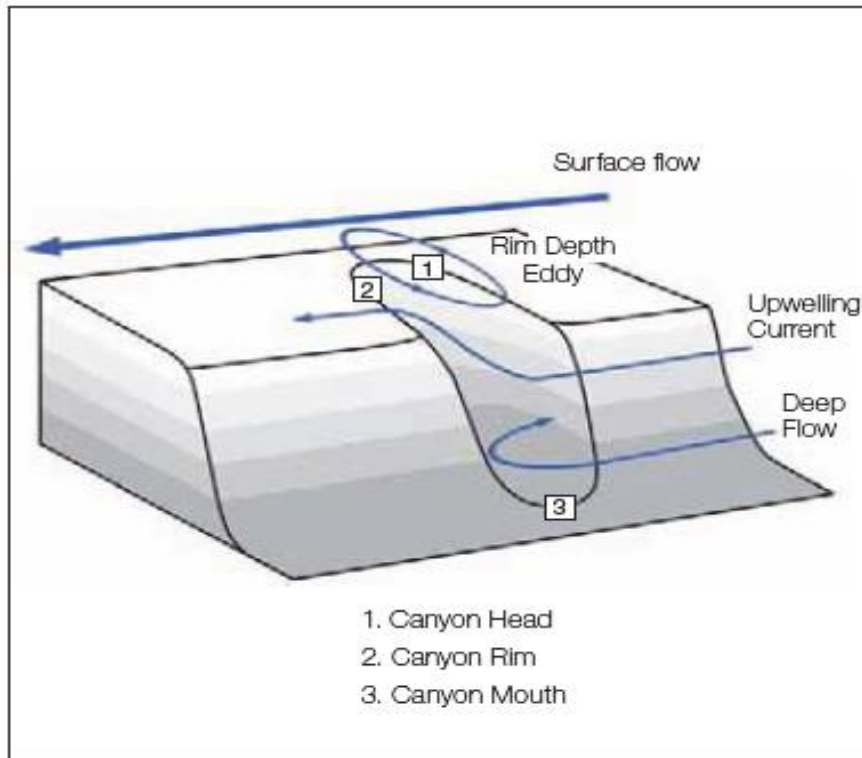
Εικόνα 10: Α) Ανάβλυση (*upwelling*) και Β) Καταβύθιση (*downwelling*) της ροής σε μία παράκτια περιοχή.
Πηγή: John Wiley and Sons, Inc, www.wiley.com

Όταν το εισερχόμενο ρεύμα έχει την ακτή στα αριστερά του, προκαλείται τοπική ανάβλυση (*upwelling*) στην κεφαλή του υποθαλάσσιου φαράγγιου (Εικ.10Α).

Στο βόρειο ημισφαίριο, η ροή που ταξιδεύει κατά μήκος της κατωφέρειας με την ακτή στα αριστερά της ονομάζεται «αρνητική ροή» (*negative along – slope flow*). Γενικότερα, οι «αρνητικές ροές» σχετίζονται με δίκτυο ανάβλυσης (ροή προς τα πάνω-προς την ακτή) (Flexas et al., 2008; Allen and Durrieu de Madron, 2009). Τα υποθαλάσσια φαράγγια στη Μεσόγειο είναι γενικά υπό την επιρροή των «θετικών ροών» (Allen and Durrieu de Madron, 2009).

Τα στενά υποθαλάσσια φαράγγια επηρεάζονται πολύ από την κυκλοφορία και χαρακτηρίζονται από μία γενική κυκλωνική κυκλοφορία. Τα υποθαλάσσια φαράγγια με μεγαλύτερο εύρος, τροποποιούν την κυκλοφορία (Klinck, 1996; Klinck, 1988; Flexas et al., 2008).

Οι Allen and Durrieu de Madron (2009) διαχωρίζουν τη ροή μέσα στα υποθαλάσσια φαράγγια σε δύο τύπους *Surface Flow* και *Deep Flow* (Εικ.11).



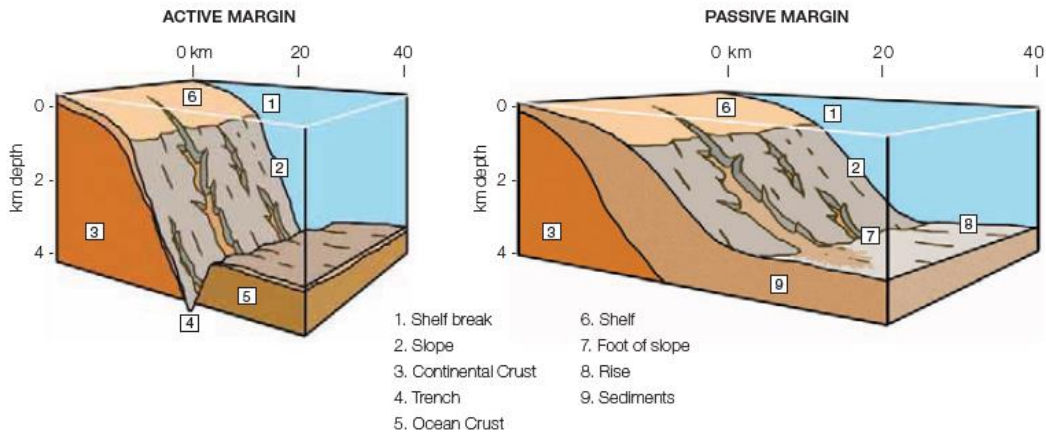
Εικόνα 11: Ανεμογενή Ρεύματα στο Υφαλοόριο ή Ρεύματα στην κατωφέρεια οδηγούν σε ανάβλυση(*upwelling*) ή καταβύθιση(*downwelling*) της ροής μέσα στο υποθαλάσσιο φαράγγι με ιδιαίτερη επίδραση στο χείλος(*rim*). Πηγή: "Mediterranean Submarine Canyons, Ecology and Governance", Maurizio Wurtz, Publication Service IUCN, 2012

- Τα ανεμογενή ρεύματα (*Surface Flow*) στο υφαλοόριο ή ρεύματα στην κατωφέρεια οδηγούν σε ανάβλυση (*upwelling*) ή καταβύθιση (*downwelling*) της ροής μέσα στο υποθαλάσσιο φαράγγι και η μεγαλύτερη επίδραση τους συμβαίνει στο χείλος του υποθαλάσσιου φαραγγιού, στο βάθος του υφαλοορίου
- Τα βαθιά νερά (*Deep Flow*) που σχηματίζονται στην κατωφέρεια ομοίως οδηγούν σε δυνατές πιέσεις. Ωστόσο, αυτές οι ροές πέφτουν βαθιά μέσα στο υποθαλάσσιο φαράγγι κοντά στον άξονα του υποθαλάσσιου φαραγγιού και είναι ανεξάρτητες από τις ανεμογενείς ροές.

Όσον αφορά στην επίδραση που έχουν τα πυκνά νερά της ωκεάνιας κυκλοφορίας της Μεσογείου στις ροές που επικρατούν μέσα σε ένα υποθαλάσσιο φαράγγι, εξαρτάται από το μέγεθος των υποθαλάσσιων φαραγγιών. Ωστόσο, οι μεγάλες ποσότητες πυκνών νερών είναι λογικό να ενισχύουν τη διάβρωση στο εσωτερικό του φαραγγιού και την ιζηματογένεση.

1.1.6. Στατιστικά Στοιχεία των Υποθαλάσσιων Φαραγγιών ανά Ηπειρωτικό Περιθώριο

Τα ηπειρωτικά περιθώρια μπορεί να είναι δύο ειδών. Είτε ενεργά (*active*) είτε παθητικά, σταθερά (*passive*). Στη Μεσόγειο, ενεργά περιθώρια απαντώνται κυρίως στις βόρειες ακτές ενώ παθητικά περιθώρια στις νότιες ακτές (Λιβύη, Αίγυπτος).



Εικόνα 12: Σχηματική Απεικόνιση των Ενεργών και Παθητικών Περιθωρίων. Πηγή: "Mediterranean Submarine Canyons, Ecology and Governance", Maurizio Wurtz, Publication Service IUCN, 2012

Ανάμεσα στα δύο είδη περιθωρίων υπάρχουν διαφορές σε ότι αφορά τη μορφολογία τους δηλαδή το σχηματισμό τους. Στη μορφολογία των παθητικών περιθωρίων επικρατούν διαδικασίες διάβρωσης και απόθεσης ενώ στη μορφολογία των ενεργών περιθωρίων επικρατούν τεκτονικές/μαγματικές διεργασίες (Εικ. 12). Στα ενεργά περιθώρια η ηπειρωτική κατώφλεια καταλήγει σε μία ωκεάνια τάφρο και η τοπογραφία πέρα από την τάφρο είναι λοφώδης, ακανόνιστη και συχνά έχει ηφαιστειογενή όρη.

Σύμφωνα με την έρευνα των *Harris and Whiteway* (2011) για την εμφάνιση και τη μορφολογία των υποθαλάσσιων φαράγγιων ανά τον κόσμο, στη Μεσόγειο Θάλασσα τα υποθαλάσσια φαράγγια έχουν μικρότερη απόσταση μεταξύ τους (*closely spaced*) 14.9 Km, με περισσότερες διακλαδώσεις (*more dendritic* 12.9 limbs/100.000Km²), μικρότερου μήκους (*mean length* 26.5 Km), συγκαταλέγονται ανάμεσα στα πιο απότομα (*mean slope* 6.5⁰) και έχουν μικρό εύρος βάθους (*mean depth* 1613 m).

Υποθαλάσσια φαράγγια απαντώνται τόσο σε ενεργά (*active*) ηπειρωτικά περιθώρια όσο και σε παθητικά (*passive*). Παρόλο που ένα υποθαλάσσιο φαράγγι, σαν

γεωμορφολογική ενότητα, δεν παρουσιάζει ιδιαίτερες διαφορές αν βρίσκεται σε ενεργό ηπειρωτικό περιθώριο ή σε παθητικό ηπειρωτικό περιθώριο, εντούτοις υπάρχουν κάποιες διαφορές στις τιμές των μετρητικών μεγεθών που το περιγράφουν.

Τα ενεργά (*active*) ηπειρωτικά περιθώρια περιέχουν 15% περισσότερα υποθαλάσσια φαράγγια από ότι τα παθητικά (*passive*) ηπειρωτικά περιθώρια. Πιο συγκεκριμένα, σύμφωνα με την έρευνα των *Harris and Whiteway* (2011), τα ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια περιέχουν 2586 υποθαλάσσια φαράγγια ενώ τα παθητικά ηπειρωτικά περιθώρια περιέχουν 2244 υποθαλάσσια φαράγγια.

Τα υποθαλάσσια φαράγγια των ενεργών περιθωρίων είναι περισσότερο «δενδριτικά» δηλαδή διαθέτουν περισσότερες διακλαδώσεις (*limbs*) εκατέρωθεν του κύριου άξονα ($7.2 \text{ limbs} / 100000 \text{ Km}^2$) σε αντίθεση με τα παθητικά περιθώρια ($3.3 \text{ limbs} / 100000 \text{ Km}^2$) και η μέση απόσταση ανάμεσα σε δύο διαδοχικούς γειτονικούς κύριους άξονες στο ύψος της ηπειρωτικής κατωφέρειας (*spacing*) είναι κατά 32% μικρότερη από ότι στα παθητικά ηπειρωτικά περιθώρια.

Τα ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια εμφανίζεται να διαθέτουν περισσότερα υποθαλάσσια φαράγγια Τύπου 1 (*shelf-incising canyons, related to a major river system*), ενώ μετά από κανονικοποίηση ο αριθμός των υποθαλάσσιων φαραγγιών Τύπου 2 (*shelf-incising canyons, not related to a major river systems*) τόσο στα ενεργά όσο και στα παθητικά περιθώρια φαίνεται να είναι ο ίδιος. Συγκεκριμένα, ο αριθμός των 781 υποθαλάσσιων φαραγγιών Τύπου 2 στα ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια αποτελεί το 30.2% ενώ ο αριθμός των 652 υποθαλάσσιων φαραγγιών στα παθητικά ηπειρωτικά περιθώρια αποτελεί το 29.06%.

Τα υποθαλάσσια φαράγγια που απαντώνται στα ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια είναι μικρότερα σε μήκος, με μέσο μήκος 39.9 Km έναντι 53.7 Km στα παθητικά ηπειρωτικά περιθώρια. Ωστόσο, αξιοσημείωτο είναι ότι η αθροιστική τιμή του μήκους είναι σχεδόν η ίδια για τα δύο ηπειρωτικά περιθώρια. Στα ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια το αθροιστικό μήκος είναι 115000 Km ενώ στα παθητικά είναι 121000 Km. Αυτό συμβαίνει διότι στα ενεργά περιθώρια απαντώνται περισσότερα υποθαλάσσια φαράγγια αλλά μικρότερου μήκους ενώ στα παθητικά περιθώρια είναι λιγότερα μεγαλύτερου μήκους. Λιγότερο πυκνά ιζήματα αποτίθενται στον ωκεάνιο πυθμένα από τα υποθαλάσσια φαράγγια των ενεργών ηπειρωτικών περιθωρίων.

1.1.7. Στατιστικά Στοιχεία για τα Γεωμορφολογικά Χαρακτηριστικά ενός Υποθαλάσσιου Φαραγγιού

Canyon Length-Μήκος ενός Υποθαλάσσιου Φαραγγιού: Το μέσο μήκος των υποθαλάσσιων φαράγγιων στη Μεσόγειο είναι 26.5 Km, στην Αρκτική 65.2 Km και παγκοσμίως 43.4 Km. Από τις παραπάνω τιμές, συμπεραίνεται ότι στην Αρκτική κάνουν την εμφάνισή τους αρκετά μεγάλου μήκους υποθαλάσσια φαράγγια.

Τα μεγαλύτερα σε μήκος υποθαλάσσια φαράγγια είναι Τύπου 1, *shelf-incising canyons, related to a major river system*, με μέσο μήκος 80.9 Km. Το μεγαλύτερο σε μήκος υποθαλάσσιο φαράγγι θεωρείται ότι είναι το *Bering Canyon* στην Αλάσκα με μήκος 411 Km. Σημειώνεται αρνητική συσχέτιση ανάμεσα στο μέγεθος του μήκους (*length*) και στο μέγεθος της κλίσης (*slope*). Αυτό σημαίνει ότι όσο πιο μεγάλο μήκος έχει ένα υποθαλάσσιο φαράγγι, τόσο πιο ήπια είναι η κλίση του. Αλλιώς όταν ένα υποθαλάσσιο φαράγγι είναι πολύ απότομο (μεγάλη κλίση), θα έχει μικρό σχετικά μήκος.

Canyon Slope-Μέγεθος που εκφράζει την Κλίση ενός Υποθαλάσσιου Φαραγγιού:

Η τιμή της μέσης κλίσης ενός υποθαλάσσιου φαράγγιου παγκοσμίως είναι $5,1^{\circ}$. Οι μικρότερες κλίσεις παρουσιάζονται στην Αρκτική ($2,7^{\circ}$) ενώ οι μεγαλύτερες ($7,3^{\circ}$) σε νησιά του ωκεανού και επίπεδες κοιλάδες (*plateaus*). Στη Μεσόγειο Θάλασσα, τα υποθαλάσσια φαράγγια είναι τα δεύτερα πιο απότομα με μέση κλίση $6,5^{\circ}$.

Σημειώνεται αρνητική συσχέτιση ανάμεσα στο μέγεθος της κλίσης (*slope*) και το μέγεθος της γειτονικής απόστασης δύο κύριων αξόνων μετρούμενης στο ύψος της κατωφέρειας (*spacing*). Αυτό σημαίνει ότι όσο πιο απότομο είναι ένα υποθαλάσσιο φαράγγι, τόσο πιο μικρή είναι η απόσταση ανάμεσα σε δύο διαδοχικούς κύριους άξονες, δηλαδή τόσο πιο κοντά είναι τα υποθαλάσσια φαράγγια μεταξύ τους.

Canyon Dendricity-Μέγεθος που εκφράζει πόσες Διακλαδώσεις διαθέτει ένα

Υποθαλάσσιο Φαράγγι: Στη Μεσόγειο Θάλασσα απαντώνται τα υποθαλάσσια φαράγγια με τους περισσότερους κλάδους, περίπου $12,9 \text{ limbs} / 100000 \text{ Km}^2$ ενώ στην Αρκτική υποθαλάσσια φαράγγια με τους λιγότερους κλάδους $1,4 \text{ limbs} / 100000 \text{ Km}^2$. Μελετώντας την εμφάνιση διακλαδώσεων (*dendricity*) στα υποθαλάσσια φαράγγια ανάλογα με τον τύπο στον οποίο ανήκουν, παρατηρείται ότι τα υποθαλάσσια φαράγγια Τύπου 1 (*shelf – incising canyons, related to a major river system*) έχουν τις περισσότερες διακλαδώσεις $8,3 \text{ limbs} / 100000 \text{ Km}^2$.

Ακολουθούν τα υποθαλάσσια φαράγγια Τύπου 2 (*shelf – incising canyons, not related to a major river system*) με $5 \text{ limbs} / 100000 \text{ Km}^2$ και αυτά που έχουν τις λιγότερες διακλαδώσεις είναι τα «τυφλά»(*blind*) υποθαλάσσια φαράγγια με $4.7 \text{ limbs} / 100000 \text{ Km}^2$.

Σημειώνεται αρνητική συσχέτιση ανάμεσα στο μέγεθος *dendricity* (ύπαρξη διακλαδώσεων) και στο μέγεθος *spacing* (απόσταση ανάμεσα σε δύο διαδοχικούς κύριους άξονες). Αυτό σημαίνει ότι όσο πιο πολλές διακλαδώσεις έχει ένα υποθαλάσσιο φαράγγι, τόσο πιο κοντά βρίσκεται με το γειτονικό του υποθαλάσσιο φαράγγι.

Depth Range-Βαθυμετρική Διαφορά ανάμεσα στην Κεφαλή (*head*) και το Στόμιο (*mouth*) ενός Υποθαλάσσιου Φαραγγιού: Στη Μεσόγειο Θάλασσα, το μέσο εύρος βάθους ανάμεσα στην κεφαλή και το πόδι ενός υποθαλάσσιου φαραγγιού έχει τη χαμηλότερη τιμή, 1613 m σε αντίθεση με την Αυστραλία που το μέσο εύρος βάθους έχει τη μεγαλύτερη τιμή 2363 m.

Τα υποθαλάσσια φαράγγια Τύπου 1 (*shelf – incising canyons, related to a major river system*) έχουν το μεγαλύτερο μήκος αλλά και την μεγαλύτερη τιμή για το μέσο εύρος βάθους (= 2767 m) σε σχέση με όλα τα υπόλοιπα υποθαλάσσια φαράγγια. Σημειώνεται ότι η τιμή για το μέσο εύρος βάθους ενός υποθαλάσσιου φαραγγιού δε διαφέρει αν το φαράγγι βρίσκεται σε ενεργό ή παθητικό ηπειρωτικό περιθώριο.

Canyon Sinuosity-Μέγεθος που εκφράζει το πόσο Ελικοειδές είναι ένα Υποθαλάσσιο Φαράγγι: Η μέση τιμή του μεγέθους *Sinuosity* παγκοσμίως είναι 1.111. Δεν παρουσιάζει ιδιαίτερη διαφορά αν το υποθαλάσσιο φαράγγι είναι σε ενεργό ή παθητικό ηπειρωτικό περιθώριο καθώς η τιμή που λαμβάνει στα ενεργά περιθώρια είναι 1.124 ενώ στα παθητικά 1.102.

Μελετώντας το μέγεθος *Sinuosity* ανάλογα με τον Τύπο στον οποίο ανήκει ένα υποθαλάσσιο φαράγγι, θα μπορούσε να θεωρηθεί ότι σε όποιον από τους τρεις Τύπους ανήκει το μέγεθος *Sinuosity* θα έχει πανομοιότυπη τιμή. Τη μικρότερη τιμή του το μέγεθος *Sinuosity* τη λαμβάνει στα υποθαλάσσια φαράγγια της Αρκτικής (1.079) και της Ανταρκτικής (1.098) και τη μεγαλύτερη στα υποθαλάσσια φαράγγια της Βόρειας Αμερικής (1.226) και της Νότιας Αμερικής (1.215). Στην Αρκτική και την Ανταρκτική τα υποθαλάσσια φαράγγια είναι σχεδόν ευθύγραμμα.

Σημειώνεται ότι το μέγεθος *Sinuosity* σχετίζεται αρνητικά με το μέγεθος του αθροιστικού μήκους (*cumulative length*) των υποθαλάσσιων φαραγγιών που απαντώνται στα παθητικά ηπειρωτικά περιθώρια και με το μέγεθος της κλίσης (*slope*) των υποθαλάσσιων φαραγγιών που απαντώνται στα ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια. Επίσης, παρατηρείται θετική συσχέτιση ανάμεσα στο μέγεθος *Sinuosity* και στο μέγεθος του εύρους του βάθους (*depth range*) ενός υποθαλάσσιου φαραγγιού αλλά και στο μέγεθος του μήκους (*length*) των υποθαλάσσιων φαραγγιών στα ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια.

Με τη βοήθεια του πίνακα 2 στον οποίο παρατίθενται η μέγιστη τιμή, η ελάχιστη τιμή, η μέση τιμή και η τυπική απόκλιση όλων των γεωμορφολογικών χαρακτηριστικών των υποθαλάσσιων φαραγγιών ανά τον κόσμο, διαπιστώνεται ότι η μεγαλύτερη βαθυμετρική διαφορά ανάμεσα στο ανώτερο και το κατώτερο σημείο ενός υποθαλάσσιου φαραγγιού εμφανίζεται στη ΝΔ Αμερική (6542 m) και το πιο ελικοειδές υποθαλάσσιο φαράγγι βρίσκεται στην ΝΑ Ασία (3.088)

| Group | No. | Percent | Length (km) | | | | | Spacing (km) - Focal variety | | | | Spacing (km) - Nearest neighbor | | | |
|------------------------|------|---------|-------------|-------|------|----------|------|------------------------------|-------|------|------|---------------------------------|--------|------|------|
| | | | Min | Max | Mean | Cum | SD | Min | Max | Mean | SD | Min | Max | Mean | SD |
| Active (incl. islands) | 3605 | 61.63 | 1.5 | 411.6 | 37.1 | 133,591 | 31.5 | 5.0 | 200.0 | 29.9 | 27.2 | 1.7 | 1920.9 | 29.2 | 47.1 |
| ACTIVE (A) | 2586 | 44.21 | 2.9 | 411.6 | 39.9 | 114,913 | 34.0 | 5.0 | 200.0 | 26.9 | 21.6 | 1.9 | 282.7 | 26.5 | 21.5 |
| PASSIVE (P) | 2244 | 38.37 | 4.1 | 334.3 | 53.7 | 120,538 | 40.8 | 9.0 | 200.0 | 44.0 | 34.0 | 2.5 | 535.2 | 39.2 | 38.2 |
| Antarctica (P) | 458 | 7.83 | 6.7 | 334.3 | 56.1 | 33,631 | 38.9 | 12.5 | 200.0 | 49.0 | 28.9 | 6 | 205.9 | 42.9 | 26.0 |
| Arctic (P) | 345 | 5.90 | 6.7 | 303.9 | 65.2 | 26,666 | 53.2 | 12.6 | 66.4 | 46.9 | 8.6 | 8.6 | 535.2 | 65.2 | 66.4 |
| Australia (P) | 256 | 4.38 | 6.1 | 252.1 | 52.6 | 16,082 | 37.9 | 13.3 | 100.0 | 34.6 | 17.1 | 6.1 | 90.2 | 30.9 | 18.2 |
| Caribbean (A) | 167 | 2.86 | 3.5 | 278.8 | 52.1 | 8707.6 | 40.6 | 6.8 | 200.0 | 36.7 | 33.6 | 2.9 | 233.6 | 36.1 | 36.0 |
| NE Asia (A) | 370 | 6.33 | 3.8 | 270.1 | 43.2 | 11,140 | 34.4 | 7.5 | 200.0 | 29.9 | 22.3 | 3.6 | 221.5 | 29.9 | 22.4 |
| E Africa (P) | 191 | 3.27 | 9.8 | 182.1 | 47.1 | 15,284 | 29.6 | 6.8 | 176.7 | 34.2 | 26.1 | 6.8 | 176.7 | 34.2 | 26.1 |
| E N-America (P) | 215 | 3.68 | 4.1 | 268.4 | 62.9 | 13,526.2 | 47.6 | 9.4 | 200.0 | 32.9 | 34.7 | 2.5 | 275.1 | 30.8 | 35.3 |
| E S-America (P) | 191 | 3.27 | 6.4 | 210.8 | 49.8 | 787.9 | 35.6 | 13.9 | 200.0 | 46.5 | 33.3 | 4.7 | 253.7 | 37.1 | 29.8 |
| India (P) | 199 | 3.40 | 5 | 183.2 | 32.7 | 35,131 | 24.2 | 13.3 | 200.0 | 30.7 | 21.1 | 6.4 | 144.1 | 24.5 | 18.1 |
| Islands (A) | 1019 | 17.40 | 1.5 | 165.2 | 30 | 18,678 | 22.4 | 5.9 | 200.0 | 37.4 | 36.7 | 1.7 | 1920.9 | 35.8 | 81.2 |
| Mediterranean (A) | 518 | 8.86 | 2.9 | 208.4 | 26.5 | 21,962 | 23.1 | 5.0 | 200.0 | 16.6 | 18.2 | 1.9 | 282.7 | 14.9 | 17.9 |
| New Zealand (A) | 83 | 1.42 | 12.8 | 243.3 | 58.6 | 6459 | 43.7 | 17.6 | 100.0 | 35.2 | 18.0 | 4.3 | 115.7 | 33.4 | 21.7 |
| SE Asia (A) | 918 | 15.70 | 2.9 | 274.9 | 36.4 | 41,259 | 26.2 | 5.7 | 200.0 | 25.2 | 17.9 | 2.7 | 190.8 | 27.6 | 17.9 |
| W Africa (P) | 224 | 3.83 | 9.2 | 308.3 | 57.1 | 14,779 | 36.5 | 11.9 | 200.0 | 36.1 | 24.5 | 7.3 | 194.3 | 32.7 | 24.1 |
| W Europe (P) | 139 | 2.38 | 8.1 | 209.3 | 49.6 | 9441 | 37.5 | 11.2 | 200.0 | 43.4 | 38.5 | 6.6 | 326.9 | 37.6 | 42.2 |
| W N-America (A) | 290 | 4.96 | 8.3 | 411.6 | 60.7 | 26,325 | 51.6 | 11.7 | 200.0 | 35.0 | 24.6 | 3.6 | 132.5 | 31.5 | 22.9 |
| W S-America (A) | 266 | 4.55 | 6 | 152.1 | 35.6 | 11,917 | 23.6 | 13.7 | 200.0 | 29.8 | 16.3 | 4.1 | 128 | 25.9 | 14.2 |
| Type 1 | 153 | 2.62 | 10.6 | 268.4 | 80.9 | 12,377 | 50.9 | 6.1 | 200.0 | 32.7 | 26.5 | 4.8 | 253.7 | 33.8 | 28.3 |
| Type 2 | 1671 | 28.57 | 1.6 | 411.6 | 50.4 | 84,288 | 42.4 | 5.1 | 200.0 | 34.9 | 30.7 | 7 | 781.7 | 33.5 | 37.9 |
| Type 3 | 4025 | 68.82 | 1.5 | 284.1 | 39.1 | 157,464 | 31.2 | 5.0 | 200.0 | 35.6 | 30.9 | 1.7 | 1920.9 | 32.7 | 47.0 |
| Total | 5849 | 100 | 1.5 | 411.6 | 43.4 | 254,129 | 36.3 | 5.0 | 200.0 | 21.5 | 30.3 | 1.7 | 1920.9 | 33.0 | 44.2 |

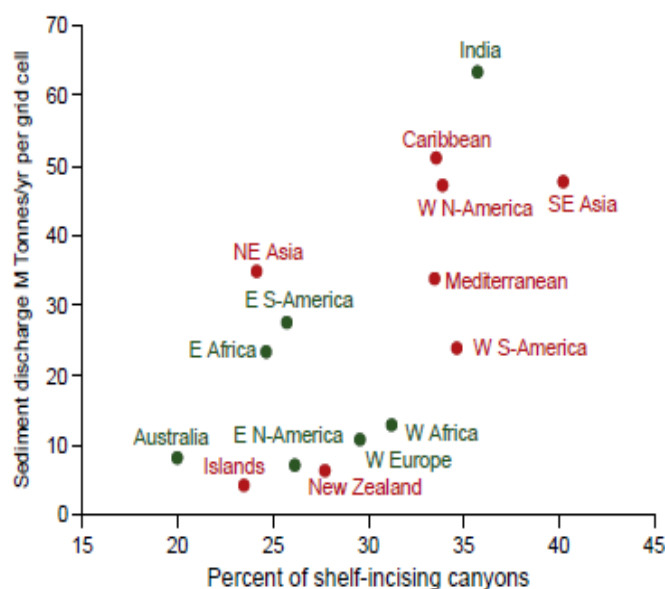
| Group | Slope (degrees) | | | | Depth range (m) | | | | Dendricity (number per 100,000 km2) | | | | Sinuosity | | |
|------------------------|-----------------|------|------|-----|-----------------|------|------|------|-------------------------------------|------|------|-----|-----------|-------|-------|
| | Min | Max | Mean | SD | Min | Max | Mean | SD | Min | Max | Mean | SD | Max | Mean | SD |
| Active (incl. islands) | 0.5 | 42.3 | 6.0 | 4.3 | 217 | 6542 | 1998 | 848 | 0 | 48.3 | 2.8 | 6.1 | 3.088 | 1.124 | 0.176 |
| ACTIVE (A) | 0.5 | 27.9 | 5.4 | 3.5 | 267 | 6542 | 2003 | 878 | 0 | 48.3 | 7.2 | 6.6 | 3.088 | 1.133 | 0.183 |
| PASSIVE (P) | 0.4 | 23.7 | 3.8 | 2.7 | 158 | 4637 | 1984 | 842 | 0 | 37.5 | 3.3 | 4.1 | 2.418 | 1.102 | 0.127 |
| Antarctica (P) | 0.7 | 11.8 | 3.0 | 2.0 | 295 | 3954 | 1812 | 694 | 0 | 10.3 | 2.3 | 2.2 | 1.515 | 1.098 | 0.096 |
| Arctic (P) | 0.5 | 10.9 | 2.7 | 1.7 | 158 | 4063 | 1794 | 692 | 0 | 8.7 | 1.4 | 1.8 | 1.491 | 1.079 | 0.093 |
| Australia (P) | 0.8 | 23.7 | 4.9 | 3.3 | 667 | 4141 | 2363 | 916 | 0 | 5.6 | 2.2 | 1.7 | 1.817 | 1.154 | 0.153 |
| Caribbean (A) | 0.8 | 22.8 | 5.2 | 3.7 | 572 | 4582 | 2312 | 877 | 0 | 22.5 | 6.6 | 6.1 | 2.399 | 1.142 | 0.200 |
| NE Asia (A) | 0.8 | 19.8 | 4.5 | 2.6 | 517 | 5559 | 1967 | 931 | 0 | 48.3 | 7.7 | 7.8 | 1.700 | 1.126 | 0.138 |
| E Africa (P) | 0.8 | 10.3 | 3.8 | 1.6 | 747 | 4029 | 1985 | 760 | 0 | 16.9 | 3.3 | 3.9 | 1.720 | 1.145 | 0.156 |
| E N-America (P) | 0.9 | 22.7 | 4.4 | 3.9 | 359 | 4399 | 2083 | 872 | 0 | 37.5 | 9.6 | 7.8 | 1.000 | 1.120 | 0.123 |
| E S-America (P) | 1.1 | 13.4 | 4.3 | 2.7 | 746 | 4637 | 2035 | 851 | 0 | 9.1 | 2.7 | 2.1 | 1.783 | 1.138 | 0.154 |
| India (P) | 1.1 | 20.9 | 5.2 | 3.4 | 657 | 3938 | 1686 | 687 | 0 | 14.1 | 3.8 | 3.3 | 1.661 | 1.100 | 0.119 |
| Islands (A) | 1.1 | 42.3 | 7.3 | 5.6 | 217 | 4438 | 1985 | 768 | 0 | 12.3 | 2.3 | 2.5 | 2.006 | 1.102 | 0.138 |
| Mediterranean (A) | 0.5 | 23.6 | 6.5 | 3.8 | 267 | 3842 | 1613 | 597 | 0 | 32.4 | 12.9 | 8.2 | 1.905 | 1.111 | 0.145 |
| New Zealand (A) | 1.0 | 9.7 | 3.6 | 2.2 | 849 | 3920 | 1974 | 784 | 0 | 13.9 | 5.9 | 4.1 | 2.526 | 1.191 | 0.304 |
| SE Asia (A) | 0.9 | 27.9 | 5.8 | 4.0 | 319 | 4447 | 2055 | 866 | 0 | 17.5 | 4.2 | 2.7 | 3.088 | 1.117 | 0.203 |
| W Africa (P) | 0.9 | 12.0 | 3.4 | 2.0 | 737 | 4049 | 2149 | 929 | 0 | 7.7 | 2.0 | 1.8 | 1.654 | 1.098 | 0.115 |
| W Europe (P) | 0.4 | 14.5 | 4.5 | 2.7 | 798 | 4403 | 2326 | 1101 | 0 | 20.9 | 5.1 | 4.7 | 1.577 | 1.120 | 0.118 |
| W N-America (A) | 1.0 | 12.0 | 4.3 | 2.1 | 480 | 4734 | 2314 | 864 | 0 | 30.0 | 9.6 | 5.9 | 1.950 | 1.225 | 0.196 |
| W S-America (A) | 1.5 | 17.6 | 5.1 | 2.3 | 684 | 6542 | 2059 | 988 | 0 | 17.6 | 4.9 | 3.6 | 1.877 | 1.215 | 0.199 |
| Type 1 | 0.6 | 12.3 | 3.8 | 1.7 | 844 | 6542 | 2767 | 1080 | 0 | 47.8 | 8.3 | 8.4 | 1.515 | 1.187 | 0.199 |
| Type 2 | 0.6 | 33.1 | 5.2 | 4.2 | 319 | 5022 | 2265 | 920 | 0 | 39.7 | 5.0 | 5.7 | 1.491 | 1.121 | 0.162 |
| Type 3 | 0.4 | 42.3 | 5.2 | 3.8 | 158 | 5559 | 1849 | 754 | 0 | 48.3 | 4.7 | 5.4 | 1.817 | 1.111 | 0.154 |
| Total | 0.4 | 42.3 | 5.1 | 3.9 | 158 | 6542 | 1992 | 845 | 0 | 48.3 | 4.8 | 5.6 | 3.088 | 1.111 | 0.153 |

Πίνακας 2: Στατιστική σε παγκόσμια κλίμακα για τα μετρητικά μεγέθη που χαρακτηρίζουν γεωμορφολογικά ένα υποθαλάσσιο φαράγγι. Πηγή: P.T.Harris και T. Whiteway, 2011, *Marine Geology*, 285, 69-86

Canyon Evolution and Sediment Export - Εξέλιξη ενός Υποθαλάσσιου Φαραγγιού

και Εξαγωγή Ιζημάτων από αυτό: Μία παρατήρηση σχετική με το αν η εξέλιξη ενός υποθαλάσσιου φαραγγιού ακολουθεί ανοδική (*headward*) ή καθοδική (*downward*) πορεία προκύπτει από τη μελέτη γεωγραφικής ύπαρξης υποθαλάσσιων φαραγγιών Τύπου 1 και 2 που διασχίζουν και την ηπειρωτική υφαλοκρηπίδα (*shelf – incising*).

Το ποσοστό γεωγραφικής ύπαρξης υποθαλάσσιων φαραγγιών Τύπου 1 και 2 σε σχέση με το σύνολο των υποθαλάσσιων φαραγγιών, σύμφωνα με την έρευνα των *Harris and Whiteway* (2011), είναι το μικρότερο δυνατό σε περιοχές της Αυστραλίας (19.9%) και ηνσιωτικές περιοχές (23.4%) ενώ είναι το μεγαλύτερο δυνατό σε περιοχές της ΝΑ Ασίας (40.2%), της Ανταρκτικής (39.1%) και της Ινδίας (35.7%).



Εικόνα 13: Γραφική Παράσταση που απεικονίζει το ποσοστό γεωγραφικής ύπαρξης υποθαλάσσιων φαραγγιών Τύπου 1 και 2 ανά τον κόσμο σε σχέση με την εξαγωγή ιζημάτων που έχει παρατηρηθεί από την έρευνα των *Ludwig και Probst*, 1998. Πηγή: *P.T.Harris, T. Whiteway*, 2011, *Marine Geology*, 285, 69-86

Αυτή η παρατήρηση έχει ως συνέπεια να αναμένεται μεγαλύτερη ποσότητα μεταφοράς ιζημάτων στις περιοχές της ΝΑ Ασίας (*SE Asia*), της Ανταρκτικής και της Ινδίας (*India*) (Εικ.13). Αυτό συμβαίνει πράγματι και ερμηνεύεται από την τεκτονική και τις υψηλές βροχοπτώσεις στις περιοχές αυτές. Από την άλλη μεριά, στην Αυστραλία παρατηρείται μικρή ποσότητα μεταφερόμενων ιζημάτων και αυτό είναι σε συμφωνία με την ξηρασία που επικρατεί στην περιοχή και την έλλειψη ορογενέσεων.

Το ποσοστό γεωγραφικής ύπαρξης υποθαλάσσιων φαραγγιών Τύπου 1 και 2 σε σχέση με το σύνολο των υποθαλάσσιων φαραγγιών, λαμβάνει σημαντικές τιμές και στις πολικές περιοχές. Οι παγετώνες στην Ανταρκτική είναι σε εξέλιξη τα τελευταία 40εκ. χρόνια και έχουν συμβάλει στην «εκσκαφή» των ιζηματογενών λεκανών και των υποθαλάσσιων πετρωμάτων, παρόλο που ο ρυθμός προσφοράς ιζημάτων μπορεί να είχε μειωθεί κατά το Πλειστόκαινο.

Συγκεντρώσεις ιζημάτων πάχους πάνω από 12 Km παρατηρούνται στον Αρκτικό έξω από το δέλτα του *McKenzie* στον Καναδά. Οι συγκεντρώσεις είναι γενικά πυκνότερες στη δυτική πλευρά του Αρκτικού Ωκεανού. Αυτές οι αποθέσεις πιθανόν να υποδηλώνουν την ταχεία συσσώρευση κατά τη διάρκεια του Πλειστόκαινου που η στάθμη της θάλασσας ήταν σε χαμηλότερο επίπεδο παρά τη σύγχρονη εξαγωγή ιζημάτων στις ακτές του Αρκτικού, οι οποίες δεν είναι μεγάλες τον παρόντα χρόνο.

Γενικότερα, γεωγραφικές περιοχές στις οποίες το ποσοστό προσφοράς ιζημάτων στα ηπειρωτικά περιθώρια είναι μεγάλο (είτε από ποτάμια είτε από παγετώνες) φαίνεται να διαθέτουν περισσότερα υποθαλάσσια φαράγγια Τύπου 1 και 2 (*shelf – incising canyons*). Αυτή η παρατήρηση είναι σύμφωνη με τη θεωρία που υποστηρίζει την καθοδική εξέλιξη ενός υποθαλάσσιου φαραγγιού με βάση την οποία υποθαλάσσια φαράγγια που διασχίζουν την υφαλοκρηπίδα (*shelf – incising canyons*) δημιουργούνται από διαβρωτικές τουρβιδιτικές ροές προερχόμενες από πηγές που βρίσκονται στα ανώτερα τμήματα της κατωφύρειας ή από ποτάμια ή από την υφαλοκρηπίδα.

1.2. Η ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑ ΤΗΣ ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΕΣΗΣ ΕΝΤΟΣ ΕΝΟΣ ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΟΥ ΦΑΡΑΓΓΙΟΥ

1.2.1. Ροές που ενεργοποιούνται από Καταρρεύσεις

Μελέτες που έχουν γίνει για τη μορφολογία του πυθμένα δείχνουν ότι καταρρεύσεις μπορεί να συμβούν τόσο στην κεφαλή ενός υποθαλάσσιου φαραγγιού όσο και κατά μήκος των τοιχωμάτων του σε βαθύτερα νερά (*Marshall, 1978*).

Διάφοροι παράγοντες παίζουν ρόλο στην ενεργοποίηση των καταρρεύσεων κατά μήκος ενός υποθαλάσσιου φαραγγιού. Ανθρωπογενείς επεμβάσεις κατά τη διάρκεια

κατασκευής σημαντικών έργων μπορεί να είναι η αιτία για να γίνουν τα ιζήματα της περιοχής πιο ασταθή και να ολισθήσουν. Η κυματική δράση μπορεί να προκαλέσει καταρρεύσεις ειδικά σε ρηγά νερά χάρη στην κυκλική φόρτιση. Οι σεισμοί μπορεί να ενεργοποιήσουν τα ιζήματα που βρίσκονται στις κεφαλές των υποθαλάσσιων φαράγγιων. Οι εποχιακές ροές των γειτονικών ποταμών που αποθέτουν τα ιζήματά τους στις κεφαλές των υποθαλάσσιων φαράγγιων και έτσι προκαλείται τοπικά μία ραγδαία αύξηση ιζημάτων. Λόγω αυξημένης βαρύτητας από τη συνεχή συγκέντρωση ιζημάτων λόγω πλημμυρικών φαινομένων, είναι πιθανό να προκληθεί κατάρρευση. Παρόλο που μερικές από αυτές τις καταρρεύσεις μπορεί να έχουν μικρούς αρχικούς όγκους (μικρότερους από 0.01 Km^3) μπορούν να προκαλέσουν πολύ γρήγορες ροές ($3-8 \text{ m/s}$) που ταξιδεύουν για αρκετά εκατοντάδες χιλιόμετρα ώστε να φτάσουν στις βαθύτερες λεκάνες. Αυτές οι ροές πιθανότατα να προκαλούν διάβρωση στα ιζήματα του υποθαλάσσιου φαράγγιού και να μεταφέρουν χονδρόκοκκα ιζήματα σε βαθύτερα σημεία της θάλασσας όπου και δημιουργούνται τα ριπίδια.

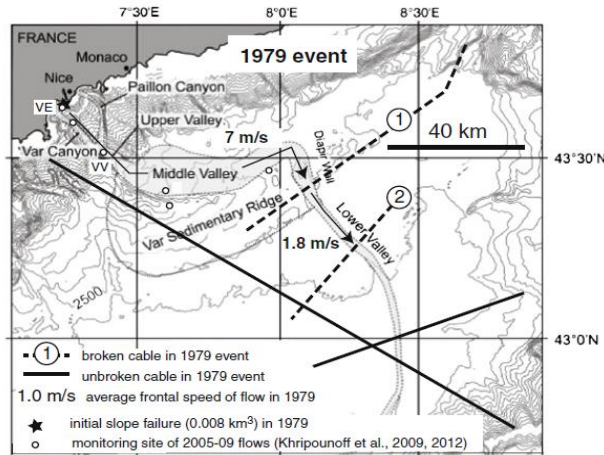
Περιστατικό ροής που έχει ενεργοποιηθεί από κατάρρευση σχετιζόμενη με σεισμό – Gaoping Canyon 2006

Στη θαλάσσια περιοχή της Ταϊβάν, το Δεκέμβριο του 2006, ύστερα από την εκδήλωση δύο ταυτόχρονων σεισμών μεγέθους 7 βαθμών την κλίμακας Ρίχτερ που είχαν επίκεντρο την πόλη Πίνγκτανγκ (*Pingtung*), παρατηρήθηκε ενεργοποίηση ροής κοντά στο υποθαλάσσιο φαράγγι *Gaoping*. Η ροή που πυροδοτήθηκε έγινε αντιληπτή λόγω θραύσης υποθαλάσσιου καλωδίου που ήταν τοποθετημένο στην περιοχή.

Τέσσερα καλώδια που τέμνουν το υποθαλάσσιο φαράγγι δεν έπαθαν τίποτα και ένα καταστράφηκε πολύ αργότερα. Συνεπώς, για ταχύτητα έως 5.7 m/s δεν προκαλείται απαραίτητα θραύση και επίσης μπορεί να σημειωθεί καθυστέρηση ανάμεσα στην άφιξη της ροής και τη θραύση του καλωδίου (*Hsu et al.*, 2008).

Περιστατικό ροής που έχει ενεργοποιηθεί από κατάρρευση μη σχετιζόμενη με σεισμό – Var Canyon 1979

Στη Μεσόγειο Θάλασσα, το 1979, παράλληλα με εργασίες επέκτασης στο αεροδρόμιο της *Nice*, σημειώθηκε μία κατάρρευση ιζημάτων 0.008 Km^3 , η οποία έχει σημειωθεί με αστέρι (Εικ.14). Το συμβάν αυτό προκάλεσε *tsunami* και καταστροφές. Η αρχική κατάρρευση προκάλεσε ροή εύρους $150 - 300 \text{ m}$ και βάθους $25-40 \text{ m}$. Η ροή εισχώρησε στο υποθαλάσσιο φαράγγι *Var*.



Εικόνα 14: Αναπαράσταση ροής στην περιοχή του υποθαλάσσιου φαραγγιού Var, στη θάλασσα περιοχή της Nice (France) ενεργοποιούμενη από κατάρρευση στην κατοφέρεια. Πηγή: Mulder et al., 1997

Η κοιλάδα ριπιδίων του υποθαλάσσιου φαραγγιού αποτελείται από ένα επίπεδο στα νότια ύψους 50-350 m, ένα άλλο που αποτελείται από άμμο και χαλίκια και ένα χαμηλότερο επίπεδο ύψους μικρότερο των 50 m στα βόρεια που αποτελείται από άμμο. Ένα επιφανειακό στρώμα άμμου, που προέκυψε από το συγκεκριμένο περιστατικό του 1979, παρατηρήθηκε στο βορειότερο επίπεδο ενώ απουσίαζε εντελώς από το νοτιότερο.

Δύο καλώδια καταστράφηκαν, σημειώνονται με τους αριθμούς 1 και 2 (Εικ.14), χάρη στη ροή που προέκυψε από την επέκταση του αεροδρομίου, 100-120 Km μακριά από την αρχική κατάρρευση στο στόμιο του υποθαλάσσιου φαραγγιού. Η χρονική μελέτη αυτών των θραύσεων υποδεικνύει ένα μέσο όρο ταχύτητας 7 m/s για τα πρώτα 100 Km όπου οι κλίσεις μειώνονται από 8° σε 0.14° και ο μέσος όρος τους είναι 1.4°. Δύο καλώδια που τοποθετήθηκαν 40 Km μακρύτερα δεν καταστράφηκαν πιθανόν επειδή δεν έφτασε μέχρι εκεί η ροή ή επειδή τα τελευταία στάδια της ροής ήταν πολύ αργά για να τα καταστρέψουν. Δεν είναι εύκολο να υπολογιστεί ο όγκος άμμου που αποτέθηκε το 1979.

1.2.2. Ροές που ενεργοποιούνται μέσα σε υποθαλάσσια φαράγγια από ωκεανογραφικές διεργασίες όπως η έντονη κυματική δράση, τα εσωτερικά κύματα, οι παλίρροιες, οι καταιγίδες, οι τυφώνες

Παρακάτω υπογραμμίζονται ροές που περιορίζονται στα υποθαλάσσια φαράγγια και σχετίζονται κυρίως με μεγάλου ύψους κύματα στην επιφάνεια της θάλασσας. Η κυματική δράση μπορεί να προκαλέσει ραγδαία απόθεση ιζήματος στην κεφαλή του

υποθαλάσσιου φαράγγιού, μπορεί να αποσταθεροποιήσει κατωφέρειες με κυκλική φόρτιση και τα κύματα που «σπάνε» στις παράκτιες περιοχές έχουν ως αποτέλεσμα ροές με κατεύθυνση προς τη θάλασσα όπως κάποια παράκτια ρεύματα που ονομάζονται *rip currents*.

Οι ωκεανογραφικές διεργασίες μπορεί να προκαλέσουν πολύ αραιές ροές ιζημάτων μέσα στα υποθαλάσσια φαράγγια (*de Stiger et al., 2007; Martin et al., 2011*). Ιζήματα που επαναιωρούνται μέσα στα νεφελοειδή στρώματα από εσωτερικά κύματα μπορεί να παγιδευτούν κοντά στην κεφαλή του υποθαλάσσιου φαράγγιού. Έπειτα μεταφέρονται μέσα στο υποθαλάσσιο φαράγγι με φορά προς τα κάτω μέσω εσωτερικών παλιρροιών και τουρβιδιτικών ρευμάτων που ταξιδεύουν με ταχύτητα έως 30 cm/s . Το ταξίδι των τουρβιδιτικών ρευμάτων μπορεί να διαρκέσει αρκετές ημέρες. Αυτά τα τουρβιδιτικά ρεύματα συνήθως σχετίζονται με περιόδους που τα κύματα έχουν μεγάλο ύψος.

Οι ροές αυτές τείνουν να παράγουν πυκνές λασπώδεις αποθέσεις στο ανώτερο και μεσαίο τμήμα του υποθαλάσσιου φαράγγιού αλλά δεν φαίνεται να «ξεπλένουν» ιζήματα από το υποθαλάσσιο φαράγγι.

Ενδεικτικά παραδείγματα ροής ιζημάτων, προερχόμενων από την υφαλοκρηπίδα, μέσα σε υποθαλάσσια φαράγγια παρουσιάζονται παρακάτω.

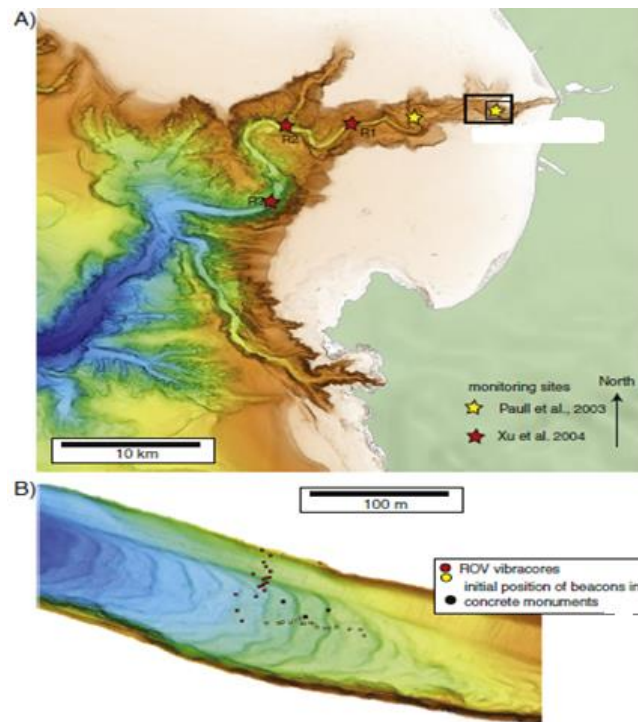
Monterey Canyon, offshore California

Το υποθαλάσσιο φαράγγι του *Monterey* είναι ένα από τα μεγαλύτερα υποθαλάσσια φαράγγια της ακτής του Ειρηνικού στη Βόρεια Αμερική. Ξεκινάει εντός των 100 m της ακτογραμμής. Μελέτες έχουν δείξει ότι περιστατικά μεταφοράς ιζημάτων συμβαίνουν με υποετήσια συχνότητα στο μεσαίο προς ανώτερο τμήμα του υποθαλάσσιου φαράγγιού (Εικ.16Α) σε βάθη νερού κάτω από 1850 m (*Xu et al., 2004; Paull et al., 2010a; Xu et al., 2013*).



Εικόνα 15: Φωτογραφία των τριών monuments που χρησιμοποιήθηκαν στη μελέτη
Πηγή: Paull et al., 2010a

Μία μελέτη που πραγματοποιήθηκε στην περιοχή περιλαμβάνει τρεις σκόπιμα βυθισμένους ακουστικούς φάρους, ενσωματωμένους σε μεγάλα τούβλα από σκυρόδεμα (Εικ.15), μάζας 45 kg («monuments»), σε βάθος νερού 300 m, που περιοδικά θα ξανα-μετριέται η θέση τους (Paull et al., 2010a). Κατά τη διάρκεια μίας περιόδου 26 μηνών το 2007 και το 2008, τα «monuments» μετακινήθηκαν 1 έως 1.7 Km προς τα κάτω στο υποθαλάσσιο φαράγγι σε τουλάχιστον έξι διακριτές φάσεις (Εικ. 17). Υπήρξαν πολλές πληροφορίες για τον τρόπο με τον οποίο τα τρία αρχικά γειτονικά «monuments» μετακινήθηκαν μέσα στο υποθαλάσσιο φαράγγι.

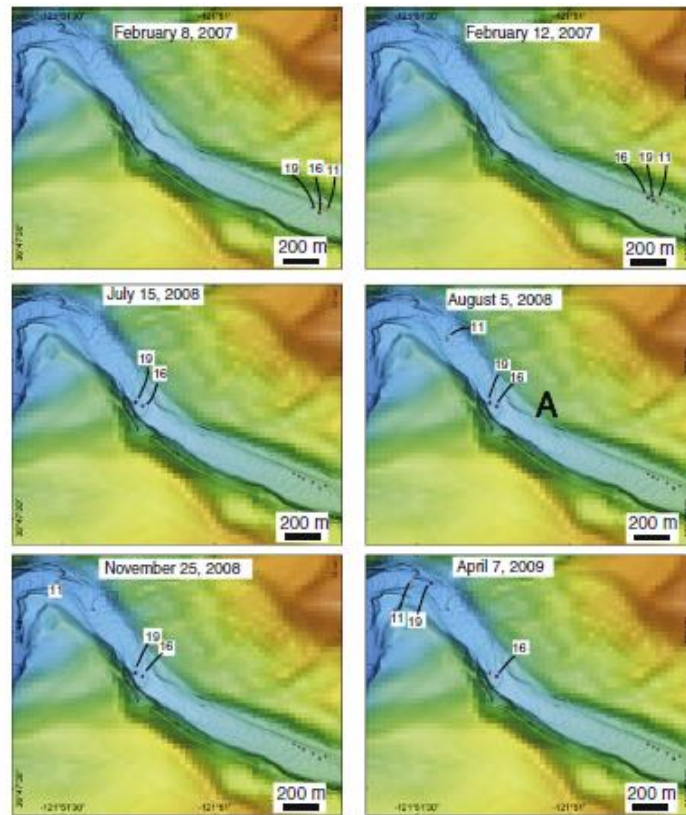


Εικόνα 16: Α)Χάρτης του ανώτερου τμήματος του υποθαλάσσιου φαραγγιού Monterey υποδεικνύοντας την τοποθεσία των οργάνων παρακολούθησης από τους Paull και Xu Β)Ημισελινοειδείς μορφές στον πυθμένα (bedforms) και θέσεις των τριών monuments. Πηγή:Paull et al.,2010a

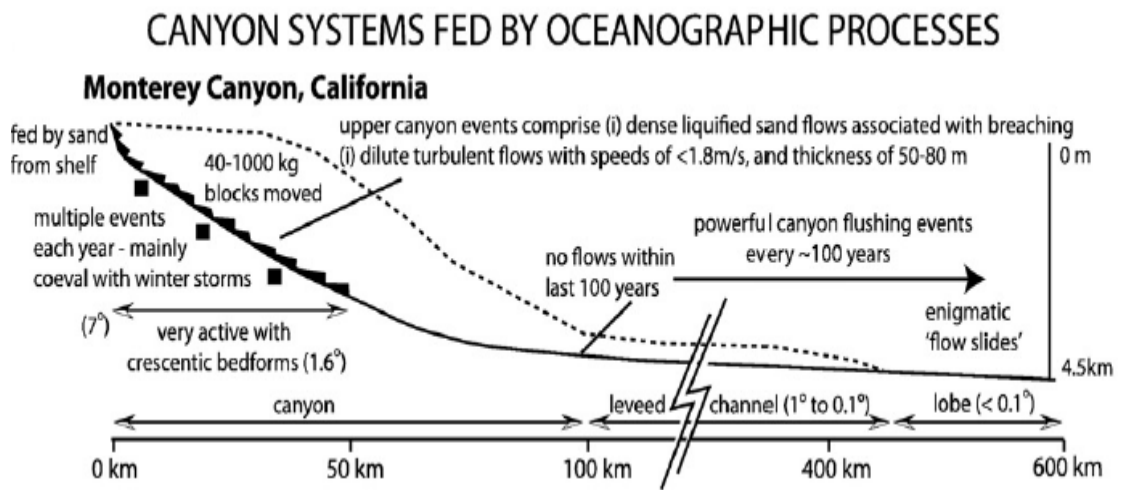
Μερικές φορές κάποιο «monument» παρέμενε στάσιμο ενώ ένα άλλο που αρχικά ήταν γειτονικό του, μεταφερόταν σε σημαντικά μεγάλη απόσταση μέσα στο υποθαλάσσιο φαράγγι. Οι φάροι μέσα στα τούβλα από σκυρόδεμα συνέχισαν να λειτουργούν, φανερώνοντας ότι δε συνέβησαν τρομερά μεγάλα επεισόδια ροών ώστε να αναγκάσουν τους φάρους να πάντουν να λειτουργούν.

Το τελευταίο επεισόδιο μεταφοράς άμμου που εξέρχεται του υποθαλάσσιου φαραγγιού και ταξιδεύει μέσω του Monterey Fan Channel πιστεύεται ότι έχει συμβεί 100 χρόνια πριν.

Έτσι, άμμος φαίνεται να είναι συγκεντρωμένη στο ανώτερο και μεσαίο τμήμα του υποθαλάσσιου φαραγγιού κατά τη διάρκεια υποετήσιων επεισοδίων (Εικ.16B).



Εικόνα 17: Μεταβολές στις θέσεις των monuments με το πέρασμα του χρόνου στο ανώτερο τμήμα του υποθαλάσσιου φαραγγιού του Monterey. Πηγή: Paull et al., 2010a



Εικόνα 18: Αναπαράσταση ροής στο υποθαλάσσιο φαράγγι Monterey στην Καλιφόρνια. Πηγή: Paull et al., 2010a, 2010b; Xu et al., 2010

Κοντά στην κεφαλή του υποθαλάσσιου φαραγγιού τα ημισεληνοειδή *bedforms* αποτελούνται από τραχιά και καθαρή άμμο συχνά με χαοτικά λασπώδη κομμάτια. Ωστόσο, τα *bedforms* μπορεί να ανιχνευθούν σε βάθη νερού τουλάχιστον 2200 m (Εικ.18) και όσο αυξάνεται το βάθος τόσο αυξάνεται το τραχύ υλικό συμπεριλαμβανομένου ογκόλιθων με γωνίες. Ωστόσο, η τραχιά άμμος δεν εκτείνεται πάνω από 2-6 m προς τα τοιχώματα του υποθαλάσσιου φαραγγιού.

Τα *bedforms* απαντώνται σε βάθος νερού από 11 m έως 2100 m. Περιοχές συμμετρικών *bedforms* αντίθετης καμπυλότητας (κυρτές) απαντώνται στη μέση του υποθαλάσσιου φαραγγιού και μπορεί να μετατρέπονται σε συμπιεστικές ράχες εκεί που τα ιζήματα συσσωρεύονται.

«*Monuments*» έξω το πεδίο επίδρασης των *bedforms* μπορεί να παραμένουν ακίνητα ενώ γειτονικά «*monuments*» μεταφέρονται με τη ροή προς τα κάτω. Τέτοιες ροές θα μπορούσαν μερικές φορές να προέρχονται από ρωγμές κατά μήκος των πλευρών του υποθαλάσσιου φαραγγιού και να παράγουν περιοχές τοπικής συγκέντρωσης ιζημάτων και συμπίεσης συμπεριλαμβάνοντας τα ημισεληνοειδή *bedforms*.

Οι *Xu et al.* (2004, 2010, 2011) μέτρησαν τα κατακόρυφα προφίλ ταχυτήτων των σχετικά αραιών ροών που συνέβησαν στο υποθαλάσσιο φαράγγι του *Monterey* τα έτη 2002 και 2003. Η μέγιστη καταγραφή ταχύτητας στις περισσότερες περιπτώσεις ήταν από 1.6 m/s έως 1.9 m/s και αυτές οι ταχύτητες συνέβησαν σε ύψη από 5 m έως 12 m πάνω από τον πυθμένα της θάλασσας. Οι ροές διήρκεσαν για 5 έως 8 ώρες και είχαν πάχος 50 m έως 80 m. Η κλίση του πυθμένα ήταν περίπου 1.8⁰ στην περιοχή των μετρήσεων και η ροή ήταν περιορισμένη από τα τοιχώματα του υποθαλάσσιου φαραγγιού.

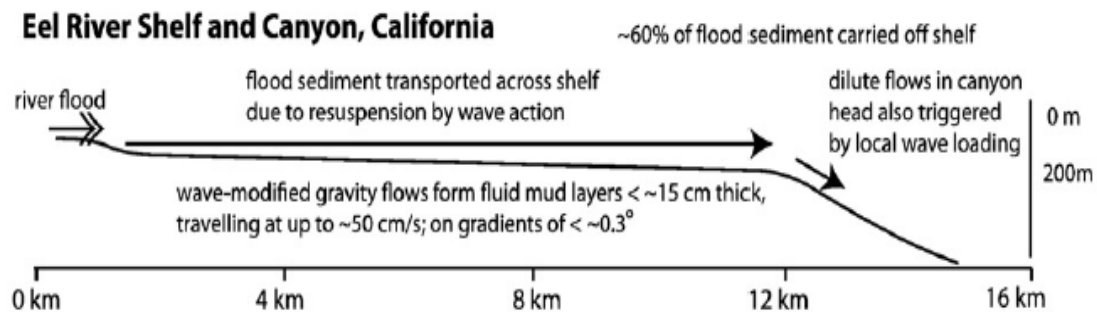
Οι *Xu et al.* (2010), υπολόγισαν ότι ένας μέσος όρος συγκέντρωσης ιζήματος 0.04 vol.% έως 0.06 vol.% ήταν απαραίτητος για να αποκτηθούν οι παρατηρούμενες ταχύτητες ροής και τα παρατηρούμενα πάχη χρησιμοποιώντας την εξίσωση *Chezy*.

Οι ταχύτητες ροής που κατέγραψαν οι *Xu et al.* (2010) δεν είναι αρκετά μεγάλες για να μετακινήσουν τα περισσότερο τραχιά ιζήματα (συμπεριλαμβανομένου βότσαλων) που βρέθηκαν στον πυθμένα του υποθαλάσσιου φαραγγιού. Είναι πιθανό ότι οι αραιές και αντίστοιχα πυκνές υπερκρίσιμες ροές που διαπιστώθηκαν από τους *Xu et al.* (2010)

να συμβαίνουν πάνω από ένα συγκεκριμένο στρώμα πυκνού υγροποιημένου τραχέος ιζήματος της ροής που μελέτησε ο *Paull* (2010).

Eel Canyon, offshore California

Δεδομένα πεδίου που συλλέχθηκαν από το ηπειρωτικό περιθώριο του *Eel* και άλλες περιοχές ανά τον κόσμο, έχουν δείξει πως η επαναιώρηση ιζήματος από κυματική δράση ή παλιρροιακά ρεύματα μπορεί να παίζει σημαντικό ρόλο στη μεταφορά ιζημάτων από τη μία μεριά των ηπειρωτικών υφαλοκρητίδων έως την άλλη (*Sternberg et al.*, 1996; *Ogston et al.*, 2000; *Traykovski et al.*, 2000,2007; *Wright et al.*, 2001; *Wright and Friedrichs*, 2006).



Εικόνα 19: Αναπαράσταση ροής στο υποθαλάσσιο φαράγγι του *Eel* στην θαλάσσια παράκτια περιοχή της Καλιφόρνιας Πηγή: *P.J.Talling/ Marine Geology 352 (2014) 155-182*

Καταιγίδες που δημιουργούν πρόσκαιρες πολύ αυξημένες εκροές των ποταμών μπορεί επίσης να παράγουν δυνατή κυματική δράση στην υφαλοκρηπίδα ειδικά όταν το ποτάμι έχει μικρή λεκάνη απορροής τοποθετημένη πολύ κοντά στην ακτογραμμή.

Δεδομένα παρακολούθησης από την ηπειρωτική υφαλοκρηπίδα στη θαλάσσια παράκτια περιοχή του ποταμού *Eel* έδειξαν πόσο σχετικά λεπτά (< 20 cm) στρώματα ρευστής λάσπης σχηματίστηκαν χάρη στην κυματική δράση, και μετακινήθηκαν με ταχύτητες λίγων δεκάδων cm/s. Αυτά τα στρώματα ρευστής λάσπης είχαν συγκέντρωση ιζήματος από 0.4 vol.% έως 3 vol.% και οι παραγόμενες λασπώδεις αποθέσεις είχαν πάχος έως 15 cm από τη μέση έως την εξωτερική υφαλοκρηπίδα (Εικ.19).

Οι αποθέσεις ιζήματος υποδηλώνουν ότι ένα σημαντικό ποσοστό (μέχρι 60%) του ιζήματος που μετακινήθηκε από τη μία πλευρά της υφαλοκρηπίδας έως την άλλη τελικά ρέει έξω από την υφαλοκρηπίδα (*Sommerfield and Nittrouer*, 1999; *Puig et al.*, 2003).

Η παρακολούθηση που έγινε στο ανώτερο τμήμα του υποθαλάσσιου φαραγγιού του *Eel* κατέγραψε πολύ αραιές καθοδηγούμενες προς τα κάτω ροές που παρέμεναν για πολλές ώρες, με μέγιστη ταχύτητα τα 78 cm/s. Αυτές οι ροές που έχουν κατεύθυνση προς το κάτω μέρος του υποθαλάσσιου φαραγγιού συνδέθηκαν με μεγάλα ύψη κύματος δημιουργούμενα από καταιγίδες και δε συμπίπτουν με ροές από το ποτάμι του *Eel* ή σεισμούς (*Puig et al.*, 2003, 2004).

1.2.3. Ροές που σχετίζονται με ποτάμια συστήματα που συνδέονται με υποθαλάσσια φαράγγια

Σε αυτό το κεφάλαιο αναφέρονται κάποιες παρατηρήσεις που προέρχονται από τις περιοχές των δέλτα των ποταμών και τις περιοχές των ριπιδίων, οι οποίες τροφοδοτούνται με τα ιζήματα των ποταμών. Αυτό μπορεί να συμβεί μέσω ολίσθησης/κατάρρευσης στην κατωφέρεια των ταχέως αποτιθέμενων ιζημάτων ή μέσω άμεσης καταβύθισης πιο πυκνών νερών που προέρχονται από πλημμύρες των ποταμών.

Επειδή το θαλασσινό νερό έχει μεγαλύτερη πυκνότητα από το γλυκό νερό των ποταμών, θεωρητικά θα έπρεπε να μη συμβαίνει καταβύθιση του νερού που προέρχεται από τα ποτάμια στα θαλάσσια συστήματα. Θεωρείτο ότι φορτία ιζήματος μεγαλύτερα από 36 kg/m³ έως 43 kg/m³ ήταν απαραίτητα έτσι ώστε το νερό που προέρχεται από τα ποτάμια συστήματα να γίνει πιο πυκνό από το θαλασσινό και να καταβυθιστεί (*Mulder and Synvitski*, 1995) αλλά θερμοαγωγικά δαχτυλίδια μπορεί να προκαλέσουν καθίζηση των ιζημάτων ακόμα και αν αυτά έχουν μικρότερη από την προαναφερθείσα πυκνότητα (*Parsons et al.*, 2001; *Mulder et al.*, 2003).

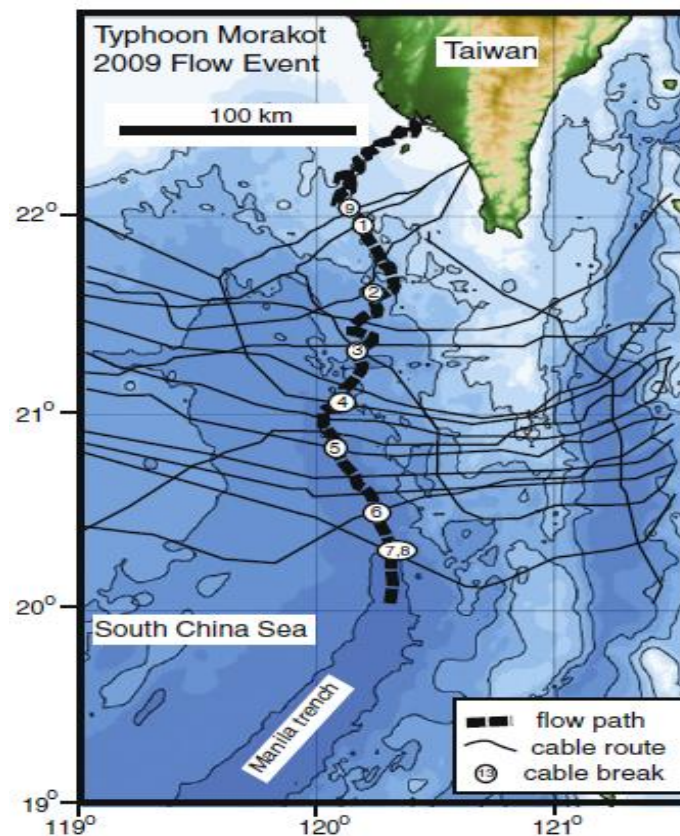
Συνεπώς, υπάρχουν τρόποι καταβύθισης του νερού των ποταμών στα θαλάσσια συστήματα. Γεννιέται ωστόσο το ερώτημα αν αυτές οι καταβυθιζόμενες εκκενώσεις μπορούν να προκαλέσουν ροές μεγάλης έκτασης που φτάνουν έως το βαθύ ωκεανό και αν αποθέτουν πυκνά στρώματα άμμου στις περιοχές των υποθαλάσσιων ριπιδίων.

Typhoon Morakot, Taiwan, 2009

Δύο υποθαλάσσια επεισόδια ροής (Εικ.20) λόγω μεταβολής της πυκνότητας σχετίστηκαν με τον τυφώνα *Morakot* που παρήγαγε 2.7 m βροχόπτωσης σε διάστημα πάνω από 3 μέρες, περιλαμβάνοντας κάποιες από τις πιο έντονες βροχοπτώσεις που

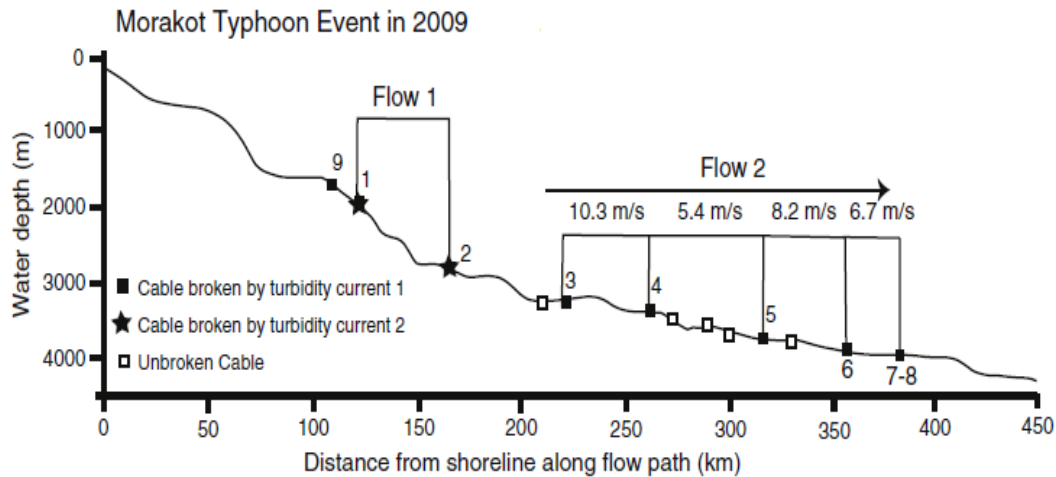
έχουν ποτέ καταγραφεί μέσα σε περίοδο ενός 24ώρου. Το αποτέλεσμα ήταν η εκδήλωση πλημμύρας κατά μήκος του ποταμού *Gaoping* στην ΝΑ Ταϊβάν, του οποίου το στόμιο βρίσκεται λιγότερο από 1 Km μακριά από το υποθαλάσσιο φαράγγι του *Gaoping*.

Δύο καταστροφές καλωδίων (σημειώνονται με αστεράκια Εικ.21) συνέβησαν σε σύντομο χρονικό διάστημα μετά τη μέγιστη εκκένωση πλημμύρας στις 9 Αυγούστου. Αυτές οι καταστροφές καλωδίων θα μπορούσαν να είναι το αποτέλεσμα της κατάδυσης υπέρπυκνων νερών από την πλημμύρα, παρόλο που η προηγούμενη 48ωρη εκκένωση δεν είχε προκαλέσει καμία καταστροφή καλωδίου, παρά που προφανώς υπήρχαν επαρκώς υψηλές συγκεντρώσεις ιζήματος για να βυθιστούν (Carter et al., 2012).



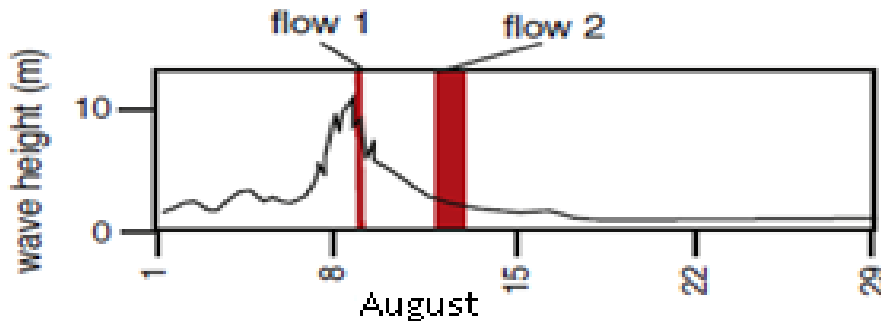
Εικόνα 20: Χάρτης που απεικονίζει την πορεία 2 υποθαλάσσιων ροών που ενεργοποιήθηκαν από τον τυφώνα Morakot στην Ταϊβάν το 2009. Πηγή: Carter et al., 2012

Έξι άλλα καλώδια (σημειώνονται με σκούρα τετράγωνα Εικ.21) καταστράφηκαν 3 μέρες μετά τη μέγιστη εκκένωση, σε στιγμή που η ροή είχε κατακαθίσει και το νερό από την πλημμύρα δεν καταβυθιζόταν. Η πρώτη θραύση καλωδίου ήταν 150 Km στη θαλάσσια παράκτια περιοχή και μεταγενέστερες θραύσεις καλωδίων υποδηλώνουν ταχύτητες ροής 10.3 m/s και 7.5 m/s σε κλίσεις 0.4° και 0.2°.



Εικόνα 21: Βαθυμετρικό προφίλ κατά μήκος της πορείας της ροής που δείχνει ταυτόχρονα τις θέσεις των καλωδίων (2009) Πηγή: Carter et al., 2012

Δεν υπήρξαν σημαντικοί σεισμοί μέσα σε αυτήν την περίοδο, έτσι αυτή η πτώση δεν ήταν λόγω του κλονισμού από τον σεισμό. Αυτή η ροή φαίνεται να έχει ενεργοποιηθεί από κατάρρευση ραγδαία αποτιθέμενων ιζημάτων στην κεφαλή του υποθαλάσσιου φαραγγιού. Ύψη κυμάτων έως 10m καταγράφηκαν κοντά στις 7 – 10 Αυγούστου (Εικ. 22).



Εικόνα 22: Ύψη κύματος που καταγράφηκαν στην θάλασσα παράκτια περιοχή της ΝΑ Ταϊβάν κατά τη διάρκεια του τυφώνα Morakot το 2009. Πηγή: Hale et al., 2012

Αυτή η δεύτερη ροή ταξίδεψε για πάνω από 370 Km από την ακτή σε βάθη νερού 4000 m (Εικ.21). Καθώς η ροή ταξίδευε ραγδαία στις τελευταίες θραύσεις καλωδίων, είναι πολύ πιθανό να ταξίδεψε σημαντικά μακρότερα.

2. ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Στην παρούσα εργασία δύο περιοχές είναι το αντικείμενο μελέτης. Η πρώτη είναι το υποθαλάσσιο φαράγγι της Σαμαριάς που βρίσκεται στην υποθαλάσσια περιοχή ΝΔ της Κρήτης και η δεύτερη τα υποθαλάσσια υποφαράγγια στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου.

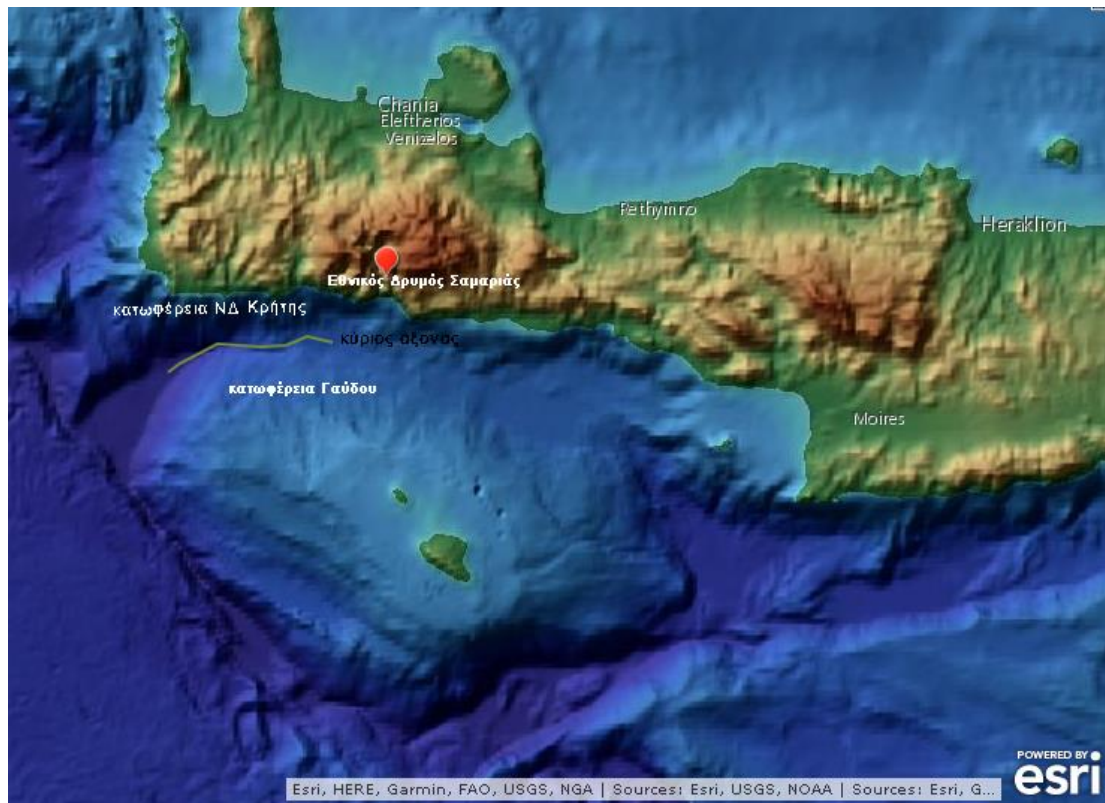
2.1. ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΟ ΦΑΡΑΓΓΙ ΤΗΣ ΣΑΜΑΡΙΑΣ (ΝΔ ΚΡΗΤΗ)

2.1.1. Φυσιογραφία



Εικόνα 23: Χερσαίο Φαράγγι Σαμαριάς. Πηγή: Google Maps

Η Κρήτη είναι το μεγαλύτερο νησί στην Ελλάδα, βρίσκεται στο νότιο άκρο του Αιγαίου Πελάγους και είναι εξαιρετικά ορεινό. Έντονη είναι η παρουσία οροπεδίων όπως ο Ομαλός στα Λευκά Όρη και επιβλητικών φαραγγιών όπως το διάσημο φαράγγι της Σαμαριάς (Εικ.23). Είναι γνωστό ότι το χερσαίο φαράγγι της Σαμαριάς, το οποίο έχει ανακηρυχθεί και εθνικός δρυμός, συνεχίζει την ανάπτυξή του και στην υποθαλάσσια περιοχή (Alves *et al.*, 2006).



Εικόνα 24: Απεικόνιση της Θαλάσσιας περιοχής που βρίσκεται το Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς.
Πηγή: ESRI Topographic Basemap, EMODnet Bathymetry 2015/ ArcGIS Online

Εστιάζοντας στην περιοχή που βρίσκεται το υποθαλάσσιο φαράγγι της Σαμαριάς, ανάμεσα στην ηπειρωτική κατωφέρεια της ΝΔ Κρήτης και στην αντίστοιχη της Γαύδου, απαντώνται αρκετά υποθαλάσσια υποφαράγγια και επιμέρους μικρότερα κανάλια και χαραδρώσεις (*gullies*), που αποτελούν ένα σύστημα, ο κύριος άξονας του οποίου έχει κατεύθυνση από τα ανατολικά προς τα δυτικά και καταλήγει στη βαθιά λεκάνη (Εικ.24).

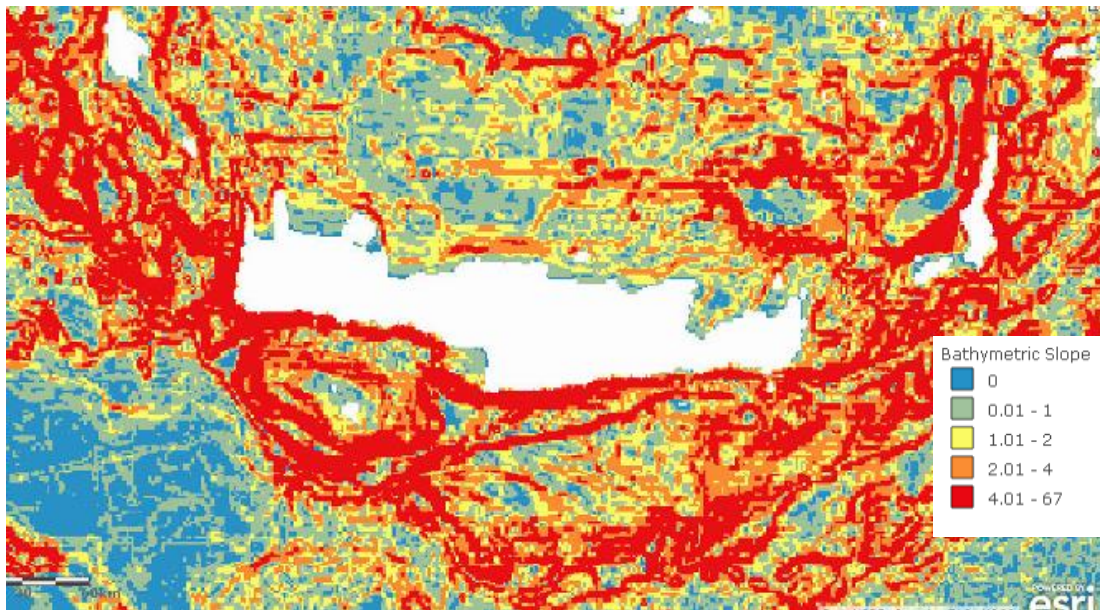
Στην παράκτια περιοχή ΝΔ της Κρήτης απαντάται ενεργό περιθώριο με απότομες κλίσεις και μικρής έκτασης υφαλοκρηπίδα και τα υποφαράγγια έχουν κατεύθυνση από Βορρά προς Νότο ενώ η ηπειρωτική κατωφέρεια της Γαύδου χαρακτηρίζεται από πιο ομαλές κλίσεις και τα υποφαράγγια που απαντώνται σε αυτήν έχουν κατεύθυνση από Νότο προς Βορρά.

Η περιοχή ΝΔ της Κρήτης χαρακτηρίζεται από αρκετά μεγάλα βάθη. Συγκεκριμένα στην ωκεάνια λεκάνη που βρίσκεται δυτικά και στην οποία καταλήγει ο κύριος άξονας του υποθαλάσσιου φαραγγιού της Σαμαριάς, το βάθος φτάνει μέχρι και τα 3800 m περίπου (Εικ.25).

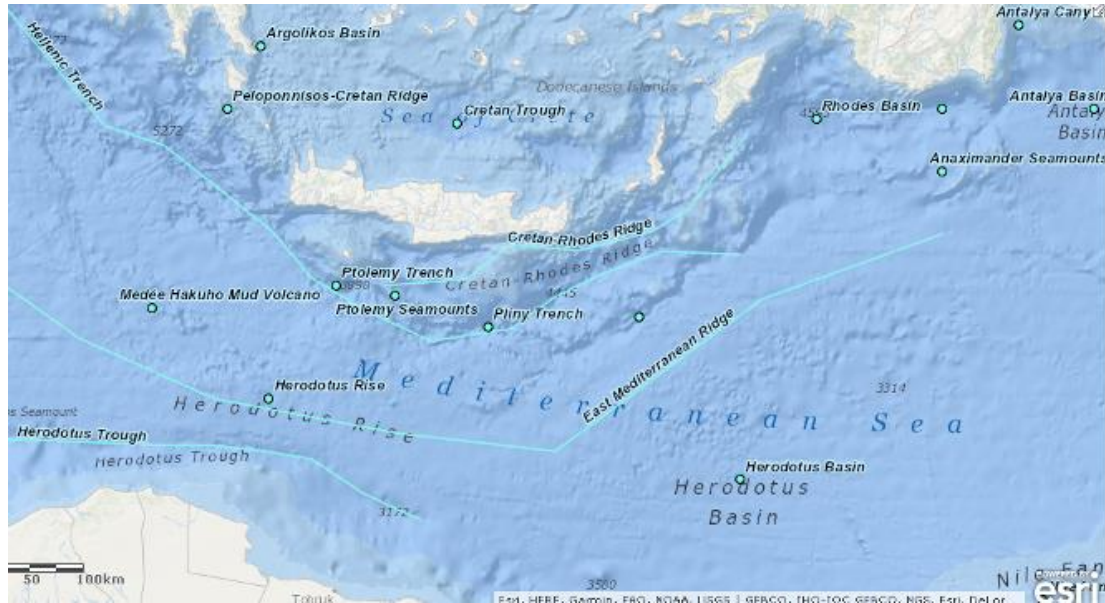


Εικόνα 25: Χάρτης απεικόνισης της Βαθυμετρίας γύρω από την Κρήτη.
Πηγή: ESRI Topographic Basemap, World Ocean Reference, GEBCO_2014 Bathymetric Contours/
ArcGIS Online

Όσον αφορά στη μορφολογική κλίση της υποθαλάσσιας περιοχής, λόγω του έντονου γεωδυναμικού καθεστώτος που επικρατεί στη ΝΔ Κρήτη (περιοχή σύγκρουσης λιθοσφαιρικών πλακών), είναι αρκετά υψηλή (Εικ.26).



Εικόνα 26: Χάρτης απεικόνισης των Κλίσεων γύρω από την Κρήτη.
Πηγή: ESRI Ocean Forum 2015, Bathymetric_Slope/ ArcGIS Online



Εικόνα 27: Απεικόνιση των Υποθαλάσσιων Γεωμορφολογικών Σχηματισμών γύρω από την Κρήτη.
Πηγή: ESRI Ocean Basemaps, UnderSea Features/ArcGIS Online

Όλη η υποθαλάσσια περιοχή γύρω από την Κρήτη έχει ιδιαίτερο γεωμορφολογικό ενδιαφέρον (Εικ.27). Η Κρήτη βρίσκεται πολύ κοντά στο σημείο σύγκρουσης της Αφρικανικής λιθσφαιρικής πλάκας ωκεάνιου φλοιού και της Ευρασιατικής λιθσφαιρικής πλάκας ηπειρωτικού φλοιού. Κατά τη σύγκρουση αυτή η Αφρικανική πλάκα καταβυθίζεται. Μετά την πρώτη σύγκρουση των δύο πλακών, δημιουργήθηκαν νησιωτικό τόξο, ηφαιστειακό τόξο και ωκεάνια τάφρος (*trench*).

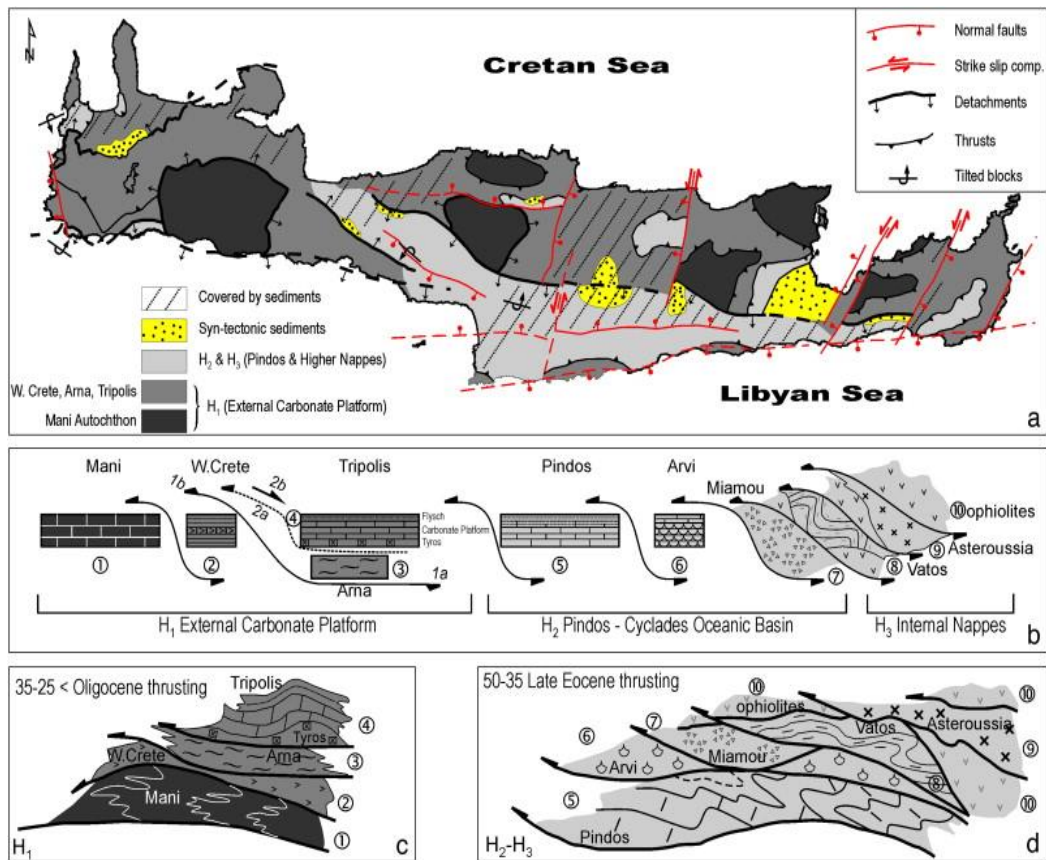
Η ελληνική τάφρος διαχωρίζει την Ευρασιατική από την Αφρικανική πλάκα. Αποτελείται από υποθαλάσσιες λεκάνες βάθους μεγαλύτερο των 4 Km. Νοτιοανατολικά της Κρήτης αποκτά κλάδους όπως η τάφρος του Πλινίου, του Πτολεμαίου και του Στράβωνα. Νοτιοδυτικά και δυτικά της ελληνικής τάφρου βρίσκεται η Μεσόγειος Ράχη ή υποθαλάσσια οροσειρά της Ανατολικής Μεσογείου.

Η τεκτονική δραστηριότητα στην περιοχή είναι έντονη γεγονός που διαμορφώνει ιδιαίτερα έντονο υποθαλάσσιο ανάγλυφο. Επίσης η περιοχή παρουσιάζει έντονη σεισμική δραστηριότητα.

2.1.2. Τεκτονική - Γεωλογία

Από το Μειόκαινο έως σήμερα, η γεωλογική εξέλιξη της Κρήτης είναι συνέπεια δύο κύριων γεωδυναμικών διεργασιών, αυτή της σύγκλισης της Αφρικανικής λιθσφαιρικής πλάκας με την Ευρασιατική λιθσφαιρική πλάκα με ταυτόχρονη

οπισθοχώρηση της ζώνης υποβύθισης και εκείνη της τεκτονικής διαφυγής της μικροπλάκας της Ανατολίας προς τα ΝΔ.



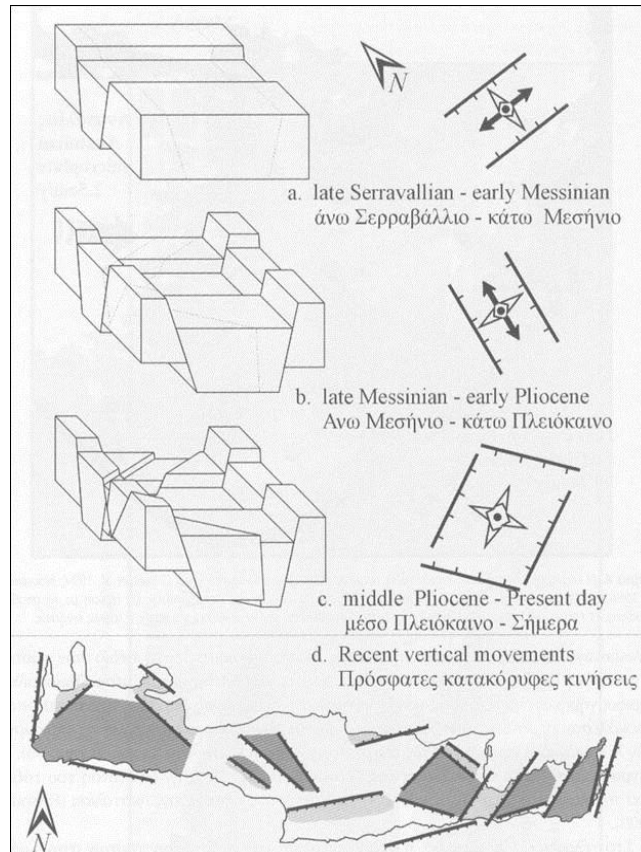
Εικόνα 28: Απλοποιημένος Τεκτονικός Χάρτης της Κρήτης. Πηγή: Paranikolaou and Vassilakis, 2010

Πρόσφατες τεκτονικές μελέτες που έλαβαν χώρα στην Κεντρική Κρήτη έδειξαν ότι από το μέσο Μειόκαινο έως σήμερα, διαδοχικές εφελκυστικές περιόδους που δημιούργησαν τουλάχιστον 3 γενιές ρηγμάτων είναι η αιτία για την τεκτονική εξέλιξη της Κρήτης (Εικ.28).

Η πρώτη γενιά αποτελείται από ρήγματα σε διεύθυνση Α-Δ. Η ανάπτυξη αυτών των ρηγμάτων πραγματοποιήθηκε κυρίως κατά τη διάρκεια του μέσο -άνω Μειόκαινου με αρχές Μεσσηνίου ως αποτέλεσμα της οπισθοχώρησης προς τα νότια της ζώνης υποβύθισης. Αυτό το εφελκυστικό πεδίο τάσεων διεύθυνσης Β-Ν δημιούργησε τις πρώτες λεκάνες της Κρήτης σε διεύθυνση Α-Δ.

Στο τέλος του Μεσσηνίου, ξεκίνησε η ολίσθηση κατά μήκος του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας και κατόπιν επήλθε η διαφυγή της πλάκας της Ανατολίας. Έτσι προκλήθηκαν σημαντικές διαφοροποιήσεις στο πεδίο των τάσεων στην Κρήτη.

Στο τέλος του Μεσσηνίου με μέσο Πλειόκαινο, δημιουργήθηκαν τα ρήγματα δεύτερης γενιάς σε διεύθυνση Β-Ν, τα οποία προκάλεσαν σημαντική ανύψωση ορισμένων περιοχών (Εικ.29) και ταυτόχρονα δημιούργησαν τις λεκάνες του Ηρακλείου, της Ιεράπετρας και του Καστελίου Χανίων.

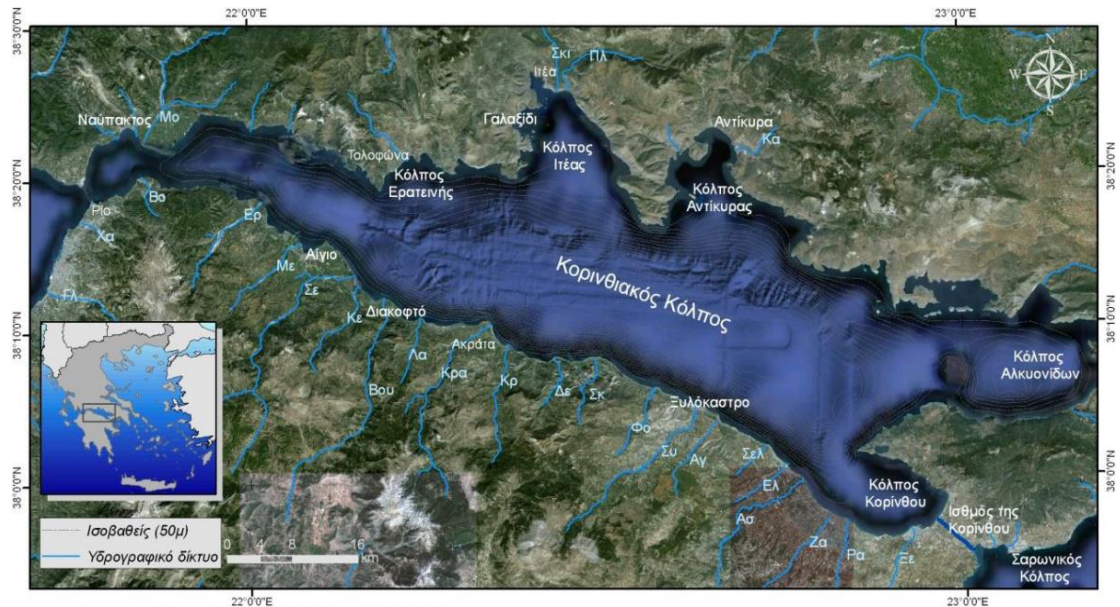


Εικόνα 29: Η τεκτονική εξέλιξη της λεκάνης του Ηρακλείου (a-c) και οι πρόσφατες τεκτονικές κινήσεις του νησιού (d). Με ανοικτό γκρι οι καταβυθίσεις και με σκούρο γκρι οι ανυψώσεις. Πηγή: Fassoulas, 2000

Τα ρήγματα αυτά προήλθαν από την παράλληλη στη διεύθυνση του τόξου έκταση που προκλήθηκε από τη διαφυγή της πλάκας της Ανατολίας προς τα νότιο-δυτικά. Στο τέλος του Πλειόκαινου, σταθεροποιήθηκε το πεδίο τάσεων στην Κρήτη και δημιουργήθηκε το σημερινό ενεργό γεωδυναμικό καθεστώς, δηλαδή οπισθοχώρησε η ζώνη υποβύθισης και διέφυγε η πλάκα της Ανατολίας. Το σημερινό καθεστώς στην Κρήτη τόσο τοπογραφικά όσο και από θέμα ανάγλυφου διαμορφώθηκε από τη δράση πολλών και μεγάλης κλίμακας ρηγμάτων τρίτης γενιάς. Ορισμένα από αυτά είναι ακόμα ενεργά. Από το τέλος του Μειόκαινου, η τεκτονική ανύψωση ολόκληρης της Κρήτης συνέβαλε στην καρστική αποσάθρωση των ανθρακικών πετρωμάτων σχηματίζοντας πολλά φαράγγια, σπηλιές, οροπέδια και άλλες καρστικές δομές.

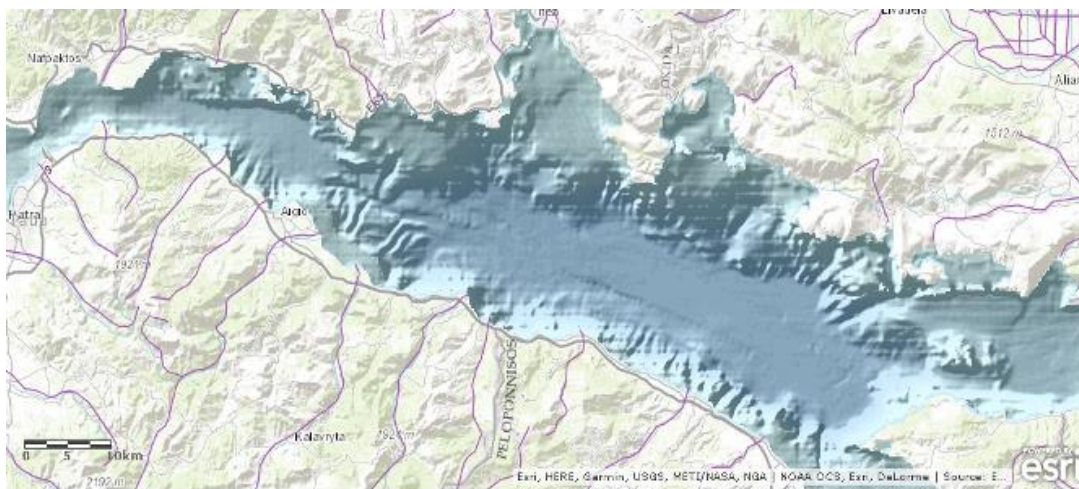
2.2. ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΑ ΥΠΟΦΑΡΑΓΓΙΑ ΤΟΥ ΔΥΤΙΚΟΥ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ

2.2.1. Φυσιογραφία



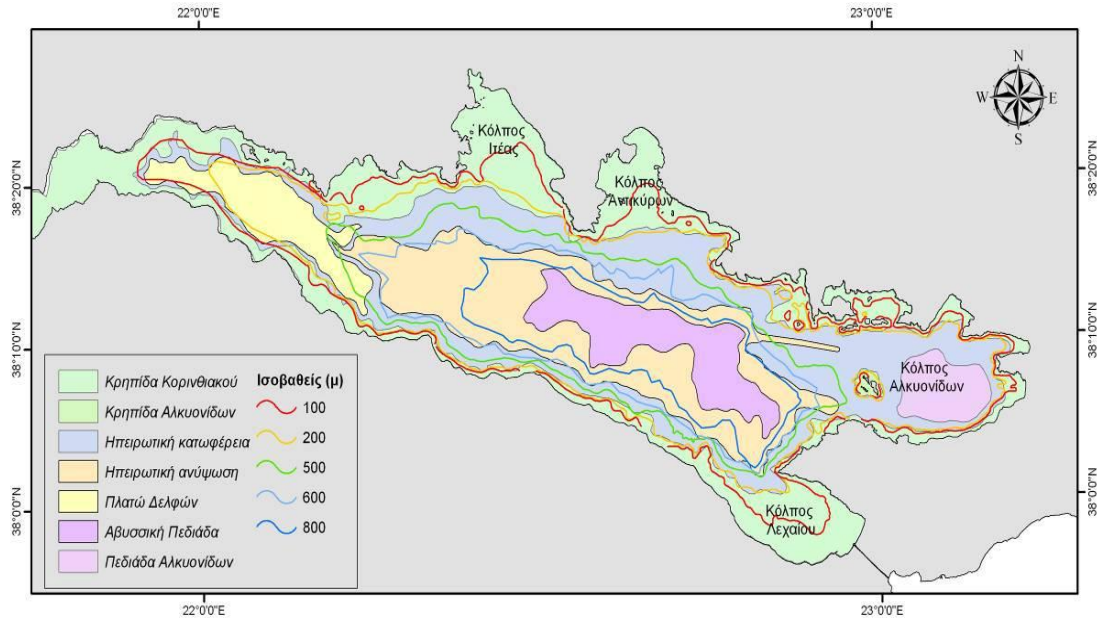
Εικόνα 30: Απεικόνιση του Κορινθιακού Κόλπου και του υδρογραφικού δικτύου στη Βόρεια Πελοπόννησο. Πηγή: www.korinthiakos.info

Η περιοχή ενδιαφέροντος εκτείνεται στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου, από τη θαλάσσια παράκτια περιοχή δυτικά του Αιγίου έως τη θαλάσσια παράκτια περιοχή δυτικά της Ακράτας. Στο χερσαίο κομμάτι αντιστοιχεί στην ΒΔ παράκτια περιοχή της Πελοποννήσου ανάμεσα στους ποταμούς Τσετσεβίτικο (Ερινεός) και Κράθη (Εικ.30).



Εικόνα 31: Απεικόνιση της 3D βαθυμετρίας του Κορινθιακού Κόλπου όπου διακρίνονται τα Υποθαλάσσια Υποφαραγγία, τα κανάλια και οι χαραδρώσεις. Πηγή: ESRI Topographic Basemap, EMODnet Bathymetry 2015/ ArcGIS Online

Υποθαλάσσια υποφαράγγια και χαραδρώσεις παρατηρούνται και στο ΝΑ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου (Εικ.31), όπου εκβάλλουν ποταμοί, όπως η Φόνισσα, παρέχοντας σημαντικές ποσότητες ιζημάτων, δημιουργώντας περιοχές ριπιδίων στα βαθύτερα νερά.

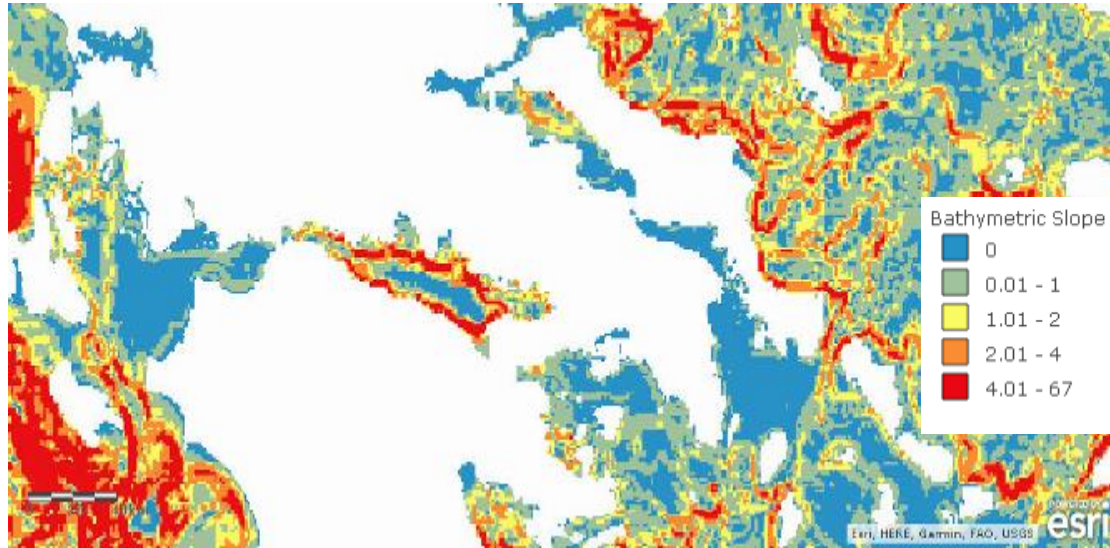


Εικόνα 32: Φυσιογραφικός Χάρτης του Κορινθιακού Κόλπου. Πηγή: Heezen et al., 1966

Στο κεντρικό και κύριο τμήμα του Κορινθιακού Κόλπου διακρίνονται οι τρεις χαρακτηριστικές φυσιογραφικές ενότητες, (α) κρηπίδας, (β) κατωφέρειας (πλαγιά) και (γ) αβυσσικής πεδιάδας (κύρια λεκάνη) (Εικ.32). Το εύρος αλλά και το βάθος των ορίων της κρηπίδας δεν είναι σταθερά και σε αρκετές περιπτώσεις η κρηπίδα μπορεί να θεωρηθεί στενή και όχι καλά αναπτυγμένη. Κατά μήκος του νότιου και κεντρικού περιθωρίου του κόλπου η κρηπίδα είναι ιδιαίτερα περιορισμένη, με εύρος που κυμαίνεται μεταξύ 50 m και 250 m. Το υφαλοόριο κατά μήκος του νοτίου περιθωρίου εντοπίζεται σε βάθος νερού μεταξύ 100 m και 200 m (Εικ.32).

Σε αντίθεση με το νότιο περιθώριο του κόλπου, η βόρεια κρηπίδα εμφανίζεται σαφώς καλύτερα αναπτυγμένη στους κόλπους Αντικύρων, Ιτέας και Τολοφόνα-Ερατεινής. Η κρηπίδα του βόρειου περιθωρίου εκτείνεται μέχρι το βάθος των 200 – 250 m (Εικ.32), έχει ήπια κλίση ($0,9^\circ$ έως $2,3^\circ$) και το μέγιστο της εύρος φτάνει τα 18 Km περίπου στον κόλπο της Ιτέας. Αντίστοιχα με την εικόνα της κρηπίδας του κεντρικού Κορινθιακού κόλπου και η κατωφέρεια εμφανίζεται πιο περιορισμένη και περισσότερο απότομη στο νότιο περιθώριο του κόλπου σε σχέση με το βόρειο (Εικ.32).

Η κατωφέρεια του νότιου περιθωρίου παρουσιάζει μέση κλίση που κυμαίνεται μεταξύ 16° και 30°, σε αντίθεση με τη βόρεια κατωφέρεια που εμφανίζει μέση κλίση μεταξύ 4,5° και 15°.



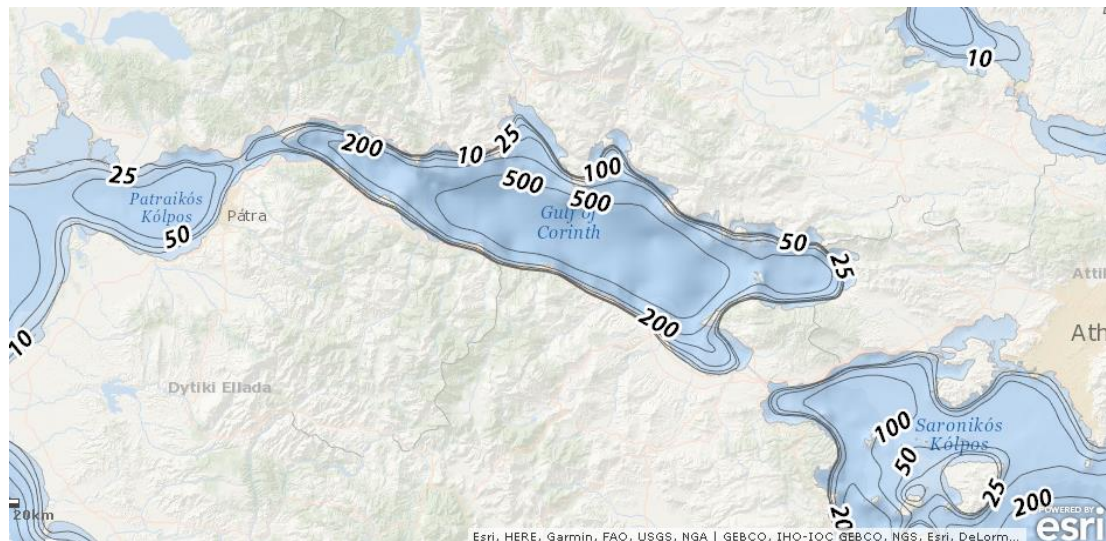
Εικόνα 33: Απεικόνιση των κλίσεων στο νότιο και βόρειο περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου. Πηγή: ESRI Ocean Forum 2015, Bathymetric_Slope/ ArcGIS Online

Το γεγονός αυτό προσδίδει στον Κορινθιακό κόλπο μια σαφή βυθομετρική ασυμμετρία αντίστοιχη της ασυμμετρίας που περιγράφουν οι *Brooks & Ferentinos* (1984). Σημειώνεται βέβαια ότι τοπικά, τόσο στο νότιο όσο και στο βόρειο περιθώριο, η κατωφέρεια παρουσιάζει κλίση που ξεπερνά και τις 50° (Εικ.33).

Το στόμιο απόληξης των υποθαλάσσιων χαραδρώσεων και καναλιών εντοπίζεται σε βάθος 700 με 750 m (Εικ.32), κάτω από τη μέση στάθμη της θάλασσας και φαίνονται να τροφοδοτούν με ιζηματογενές υλικό υποθαλάσσια ριπίδια που αναπτύσσονται στην αβυσσική πεδιάδα.

Στο νότιο και κεντρικό περιθώριο του κόλπου, οι κύριες χαραδρώσεις φαίνονται να συσχετίζονται με τις εκβολές μεγάλων ποταμών αποτελώντας ουσιαστικά την υποβρύχια προέκτασή τους, όπως παρατήρησαν και οι *Heezen et al.*, (1966) και *Brooks and Ferentinos*, (1984). Σε πολλές περιπτώσεις, κατά μήκος της πλαγιάς εντοπίζονται γραμμικής γεωμετρίας και ιδιαίτερα απότομης κλίσης υποθαλάσσια πρηνή, τα οποία επιβεβαιώνουν την παρουσία ρηγμάτων στα περιθώρια της λεκάνης. Η παρουσία αυτών των πρηνών φαίνεται σε αρκετές περιπτώσεις να επηρεάζει την γεωμετρία του υποθαλάσσιου δικτύου καναλιών και χαραδρώσεων.

Η αβυσσική πεδιάδα καταλαμβάνει το κεντρικό τμήμα του κόλπου, έχει μήκος 57 Km και εύρος 9-10 Km. Εκτείνεται κάτω από τα 750 m βάθος νερού, έως το μέγιστο βάθος των 920 m στο κέντρο του Κόλπου. Η αβυσσική πεδιάδα του Κορινθιακού Κόλπου καλύπτει μια συνολική επιφάνεια 461 Km² και μπορεί ουσιαστικά να θεωρηθεί επίπεδη (κλίση < 0,2°) (Εικ.32). Εξάιρεση αποτελεί το δυτικό τμήμα της αβυσσικής πεδιάδας το οποίο χαρακτηρίζεται από μια ελαφρά γενική μέση κλίση προς τα ανατολικά της τάξης των 0,5° με 0,8°.



Εικόνα 34: Απεικόνιση της Βαθυμετρίας του Κορινθιακού Κόλπου. Πηγή:ESRI Topographic Basemap, World Ocean Reference, GEBCO_2014 Bathymetric Contours/ ArcGIS Online

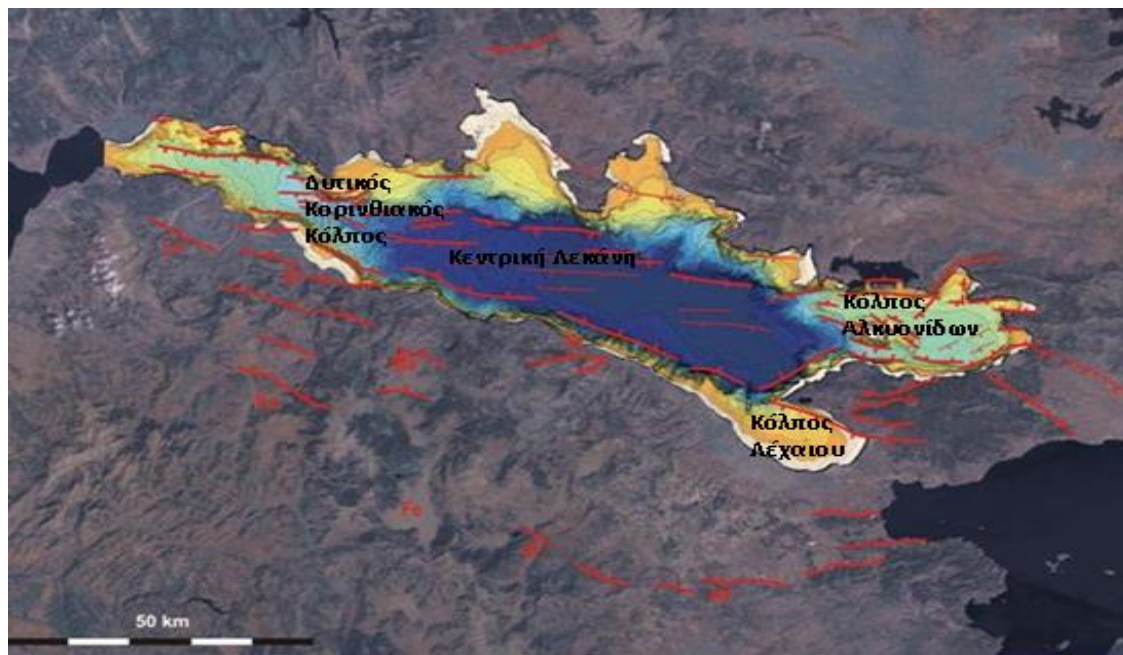
Τόσο το δυτικό όσο και το ανατολικό άκρο του Κορινθιακού Κόλπου χαρακτηρίζονται από πολύ μικρότερα βάθη νερού που δεν ξεπερνούν τα 400m (Εικ.34) και ουσιαστικά αποτελούν και τα όρια της αβυσσικής πεδιάδας του κεντρικού Κορινθιακού. Στα δυτικά ο Κορινθιακός Κόλπος εμφανίζεται να στενεύει και να ρηχαίνει προοδευτικά προς τα δυτικά, γεγονός που προσδίδει στον πυθμένα μια γενική κλίση προς τα ανατολικά.

2.2.2. Τεκτονική - Γεωλογία

Ο σχηματισμός της Κορινθιακής Τάφρου θεωρείται ότι οφείλεται στη διαστολή που υφίσταται η μικροπλάκα του Αιγαίου εξαιτίας της βύθισης της Αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική λιθοσφαιρική πλάκα και στην προς τα δυτικά εξώθηση της από τη μικροπλάκα της Ανατολίας (Le Pichon and Angelier, 1979; Mercier, 1981).

Ο Κορινθιακός Κόλπος είναι μία σχετικά πρόσφατη γεωλογική δομή. Θεωρείται ότι άρχισε να δημιουργείται πριν από 4-5 εκατομμύρια χρόνια. Κόβει σχεδόν κάθετα την ορεινή ραχοκοκαλιά της Ελλάδας. Το βύθισμα του Κορινθιακού άρχισε να διαμορφώνεται όταν τα πρώτα ρήγματα, αυτά τα οποία σήμερα βρίσκονται νότια, στις βόρειες πλαγιές των βουνών της Πελοποννήσου, πριν 4-5 εκατομμύρια χρόνια, έκοψαν κάθετα τις οροσειρές της Στερεάς Ελλάδας και της Πελοποννήσου που μέχρι τότε ήταν ενιαίες (Εικ.35).

Στο αρχικό βύθισμα υπήρχαν μεγάλες κοιλάδες, στις οποίες έρεαν ορμητικά ποτάμια και πεδιάδες με λίμνες. Τα ποτάμια προμήθευαν την πεδινή περιοχή με αδρόκοκκο υλικό, κροκάλες και άμμο, ενώ οι λίμνες τροφοδοτούνταν με λεπτόκοκκο υλικό. Τα ιζήματα του αρχικού βυθίσματος, του λεγόμενου Πρωτο - Κορινθιακού Κόλπου, βρίσκονται σήμερα στη Βόρεια Πελοπόννησο, από την περιοχή της Κορίνθου και της Νεμέας έως το Ξυλόκαστρο, τα Καλάβρυτα και το Αίγιο.



Εικόνα 35: Απεικόνιση των 4 λεκανών του Κορινθιακού Κόλπου και των ρηγμάτων που συνέβαλαν στη διάνοιξή του. Πηγή: Δορυφορική Φωτογραφία Landsat της Κεντρικής Ελλάδας και βυθομετρία του Κορινθιακού Κόλπου όπως χαρτογραφήθηκε από τους ερευνητές του ΕΛΚΕΘΕ

Στο πρώτο στάδιο της δημιουργίας του Κορινθιακού Κόλπου, η Πελοπόννησος χωρίστηκε από τη Στερεά Ελλάδα και άρχισε να απομακρύνεται προς τα νότια. Πριν 1.5 εκατομμύριο χρόνια, κατά το Τεταρτογενές, τα πρώτα νοτιότερα ρήγματα σταμάτησαν να λειτουργούν και δημιουργήθηκαν νέα ρήγματα, πιο βόρεια από αυτά (Εικ.35).

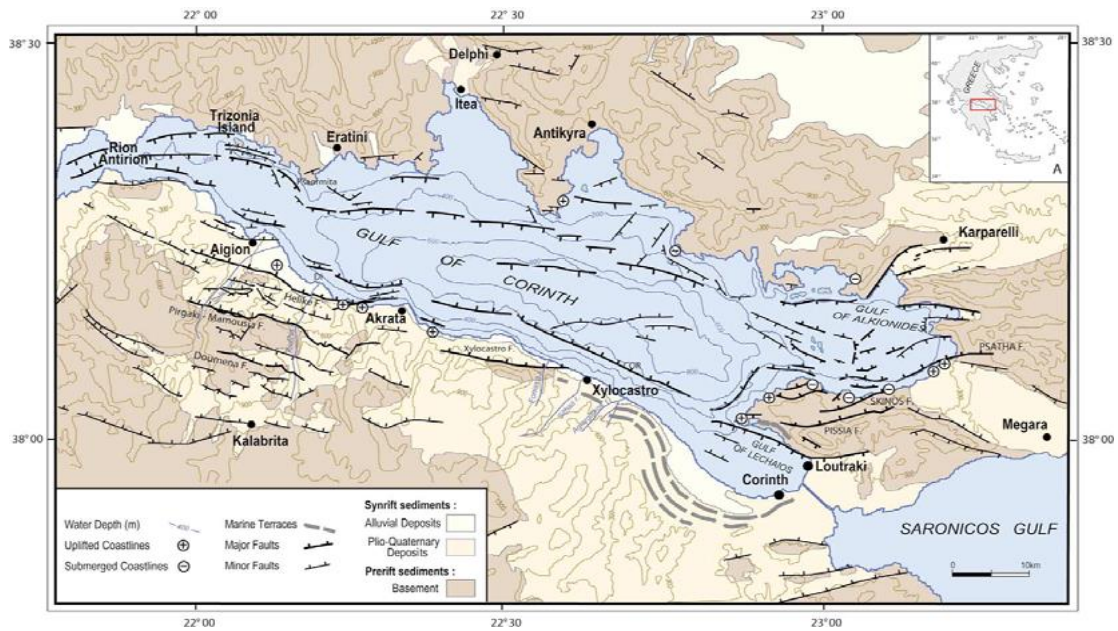
Τα νέα ρήγματα στην περιοχή της Περαχώρας, του Ξυλόκαστρου και του Αιγίου άλλαξαν ριζικά τη μορφολογία της περιοχής του Πρωτο – Κορινθιακού Κόλπου.

Οι περιοχές νότια από τα νέα ρήγματα άρχισαν να ανυψώνονται ενώ οι περιοχές βόρεια από αυτά να βυθίζονται. Ο ρυθμός ανύψωσης σύμφωνα με τους *Kontopoulos and Zelilidis* (1997), εκτιμάται στα 0.6 cm/έτος. Επιπροσθέτως, ο ρυθμός ανύψωσης στο Ολόκαινο υπολογίζεται στα 1.3-2.2 mm/έτος (*Stewart, 1996; Pirazzoli et al., 2004*) και φαίνεται να μειώνεται στα ανατολικά (Κόλπος των Αλκυονίδων, περίπου 0.5 mm/έτος σύμφωνα με τους *Pirazzoli et al., 1994; Kershaw and Guo, 2001*).

Πριν 500000 χρόνια δημιουργήθηκε μία νεότερη γενιά ρηγμάτων, βορειότερα από την προηγούμενη. Τα νέα ρήγματα είναι αυτά τα οποία συνεχίζουν να είναι ενεργά μέχρι σήμερα και έχουν δημιουργήσει τη βαθιά λεκάνη του Κορινθιακού Κόλπου, τον δυτικό Κορινθιακό Κόλπο, τον Κόλπο των Αλκυονίδων και τον Κόλπο του Λέχαιου (Εικ.35).

Η λεκάνη του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου (βάθος 400-440 m και πάχος ιζημάτων 400-450 m) εντοπίζεται δυτικά της γραμμής Αιγίου- Ερατεινής και διαχωρίζεται από τη λεκάνη του Κεντρικού Κορινθιακού Κόλπου με μία ζώνη έντονης ρηξιγενούς παραμόρφωσης (Εικ.36). Η σεισμική στρωματογραφία της λεκάνης δηλώνει μεγαλύτερο ρυθμό βύθισης κατά μήκος του ρήματος των Τριζονίων και κυριαρχείται από αποθέσεις χαοτικού χαρακτήρα σε αντίθεση με τις ρυθμικές τουρβιδιτικές αποθέσεις που επικρατούν στις άλλες τρεις λεκάνες. Η ηλικία δημιουργίας της λεκάνης δεν έχει προσδιορισθεί ακόμα αλλά σύμφωνα με τους *Lykousis et al. (2007a)*, εξαιτίας του υψηλού ρυθμού ανύψωσης του νότιου περιθωρίου, του χαρακτήρα των ιζημάτων και πρόσφατων σεισμολογικών και γεωδαιτικών στοιχείων θεωρείται ότι η λεκάνη του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου είναι το νεότερο τμήμα του Κορινθιακού Κόλπου.

Ο Κορινθιακός Κόλπος αποτελεί μία ασύμμετρη τεκτονική τάφρο. Είναι μία επιμήκης θαλάσσια λεκάνη αρκετά μεγάλου βάθους, περιβαλλόμενη από χέρσο με ιδιαίτερα έντονο ανάγλυφο. Στη νότια πλευρά της Κορινθιακής τάφρου επικρατεί μία κύρια ζώνη ρηγμάτωσης που συνίσταται από κανονικά και ενδεχομένως ληστρικά ρήγματα (*Doutsos et al., 1985*) (Εικ.36). Από την άλλη μεριά, στη βόρεια πλευρά της μπορεί να χαρακτηριστεί ως μία κυρτή προς τα κάτω επιφάνεια.



Εικόνα 36: Δομικός Χάρτης της περιοχής του Κορινθιακού Κόλπου όπως τροποποιήθηκε από Armijo et al., 1996, Sakellariou et al., 2001, Stefatos et al., 2002. Πηγή: <http://korinthiakos.info/content>

Γενικότερα, η Κορινθιακή τάφρος χαρακτηρίζεται από:

- έντονη σεισμικότητα (*Parazachos and Komninakis (1982); Makropoulos and Burton (1984)*). Από το 1900 έως σήμερα, έχουν καταγραφεί πάνω από 100 σεισμοί μεγέθους πάνω από 5.5 βαθμούς της κλίμακας Ρίχτερ.
- αυξημένη εμφάνιση παλιρροιακών κυμάτων (*tsunamis*) με αποτέλεσμα μεγάλες καταστροφές στις νότιες και βόρειες ακτές του Κόλπου. Η ιδιαίτερα αυξημένη συχνότητα εμφάνισης *tsunamis* στην περιοχή, συγκριτικά με άλλες έντονα σεισμογενείς περιοχές, ενδεχομένως να οφείλεται στην κανονικότητα των ρηγμάτων που δημιουργούν τους σεισμούς.
- έντονη τεκτονική δραστηριότητα. Ο μέσος ρυθμός κατακόρυφης μετατόπισης μεταξύ του βυθιζόμενου πυθμένα του Κόλπου και των ανυψωμένων ορεινών όγκων που τον περιβάλλουν υπολογίζεται στα 5 mm/έτος κατά τη χρονική περίοδο από το Καλάβριο έως το Ολόκαινο.
- υψηλό ρυθμό ιζηματογένεσης. Ο μέσος ρυθμός ιζηματογένεσης κατά το Πλειστό – Ολόκαινο, υπολογίσθηκε σε 1 mm/έτος (*Brooks and Ferentinos, 1984*). Ένας ελάχιστος ρυθμός ιζηματογένεσης 0.8 -2.5 mm/έτος, για τα τελευταία 10 χρόνια, υπολογίσθηκε από μελέτη της απόθεσης βιομηχανικών αποβλήτων στον κόλπο των Αντικύρων από τους *Varnava et al. (1986)*.

2.2.3. Ιζήματα

Στο κεντρικό τμήμα του νότιου περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου (Αίγιο – Ξυλόκαστρο) επικρατούν υστερονεογενείς κλαστικές αποθέσεις, οι οποίες καλύπτουν ζώνη εύρους 15 Km από το προνεογενές υπόβαθρο (Χέλμος – Ζήρια) έως τις ακτές του Κόλπου (Doutsos et al., 1988). Οι αποθέσεις αυτές συνιστούν ένα πρίσμα με αυξανόμενο προς τα βόρεια πάχος και μέγιστο πάχος 1000 m κοντά στις ακτές του Κόλπου. Οι Doutsos et al. (1988) αναγνώρισαν δύο ιζηματογενείς κύκλους :

ο παλαιότερος κύκλος σχετίζεται με καταβύθιση η οποία πραγματοποιήθηκε το Α. Πλειόκαινο. Η κατώτερη ακολουθία του κύκλου αυτού συνίσταται από ποτάμια και λιμναία ιζήματα πάχους 400 m. Ακολουθούν σε σχέση συμφωνίας με την προηγούμενη ακολουθία, αποθέσεις παράκτιου περιβάλλοντος, ενώ

ο νεότερος κύκλος σχετίζεται με ανοδικές κινήσεις συγχρόνως με μία αύξηση τροφοδοσίας των αλλουβιακών ριπιδίων, η σύσταση των οποίων είναι κυρίως κροκαλοπαγής. Δύο επιμέρους φάσεις διαπιστώθηκαν στον ιζηματογενή αυτό κύκλο: αλλουβιακές αποθέσεις proximal ριπιδίου και αλλουβιακές αποθέσεις δέλτα – ριπιδίου.

Τα σύγχρονα ριπίδια που αναπτύσσονται στα στόμια των ποταμών κατά μήκος του ρηξιγενούς μετώπου του νότιου περιθωρίου, οι συγκεντρώσεις των οποίων παρατίθενται στην εικόνα 37, υποδηλώνουν ότι ο ιζηματογενής αυτός κύκλος συνεχίζεται μέχρι σήμερα.

| ΠΟΤΑΜΟΣ | ΠΟΣΟΤΗΤΑ ΜΕΤΑΦΕΡΟΜΕΝΟΥ ΙΖΗΜΑΤΟΣ (t/ann/yr) |
|-------------|---|
| Κράθις | 173.448 |
| Φόνισσα | 148.141 |
| Βουρραϊκός | 32.671 |
| Σύθας | 18.478 |
| Δερβενιός | 18.647 |
| Σελινούντας | 15.957 |
| Σκουπέικος | 10.661 |

Εικόνα 37: Πίνακας ποσότητας μεταφερόμενου ιζήματος από τους ποταμούς του νότιου περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου. Πηγή: Παπαθεοδώρου Γεώργιος, 1990, Πανεπιστήμιο Πατρών, "Διεργασίες Σύγχρονης Ιζηματογένεσης στον Κορινθιακό Κόλπο"

3. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

3.1. Γεωμορφομετρική Ανάλυση

Γεωμορφολογία είναι η επιστήμη που μελετάει τα φυσικά χαρακτηριστικά των διαφόρων μορφών του ανάγλυφου της γης και τις διεργασίες που επιδρούν στη διαμόρφωσή του. Ένα υποθαλάσσιο φαράγγι μπορεί να θεωρηθεί ως λεκάνη απορροής. Δηλαδή ως μία περιοχή μέσω της οποίας ποσότητες ύδατος που περιέχουν φερτά υλικά διοχετεύονται σε ένα υδρολογικό σύστημα όπως η βαθύτερη θάλασσα.

Τα μορφολογικά χαρακτηριστικά μίας λεκάνης απορροής κυρίως είναι η γεωμετρία της, το υψόμετρο (ή βάθος) και το υδρογραφικό δίκτυο. Στη μελέτη του υδρογραφικού δικτύου, περιλαμβάνονται ο προσδιορισμός του μήκους, της πυκνότητας (μήκος ανά μονάδα επιφάνειας της λεκάνης απορροής) και τα χαρακτηριστικά του κυρίου ρεύματος, συνολικό μήκος, κλίση – είτε αριθμητικά είτε ως γράφημα (μηκοτομή) - και το σχήμα της διατομής (Τσακίρης, 1995).

Η γεωμορφομετρία μίας λεκάνης απορροής και ειδικότερα η ποσοτική εκτίμηση των δικτύων αποστράγγισης (*drainage networks*) (Onosemuode et al., 2010) μπορεί να προσδιορίσει τη σχετική σημασία της τεκτονικής παραμόρφωσης ή της διάβρωσης στην εξέλιξη του τοπίου (Segura et al., 2007). Σε τοπική κλίμακα, η ανάλυση γεωμορφολογικών δεικτών για τα δίκτυα ροών, τη μορφολογία των λεκανών απορροής και την κατάσταση του ανάγλυφου μπορεί να είναι χρήσιμη για το χαρακτηρισμό της γεωμορφομετρίας της λεκάνης απορροής (Abrahams, 1984; Reddy et al., 2004).

Νέες έρευνες, που έχουν στηριχθεί σε παλαιότερες μελέτες μορφολογίας αποστράγγισης των Horton (1945), Strahler (1952) και Hack (1957), έχουν παράγει νέες γνώσεις σχετικά με την επίδραση γεωμορφολογικών ή τεκτονικών παραγόντων στις λεκάνες απορροής και στην εξέλιξη του τοπίου (Salvany, 2004; Javed et al., 2011; Aher et al., 2014).

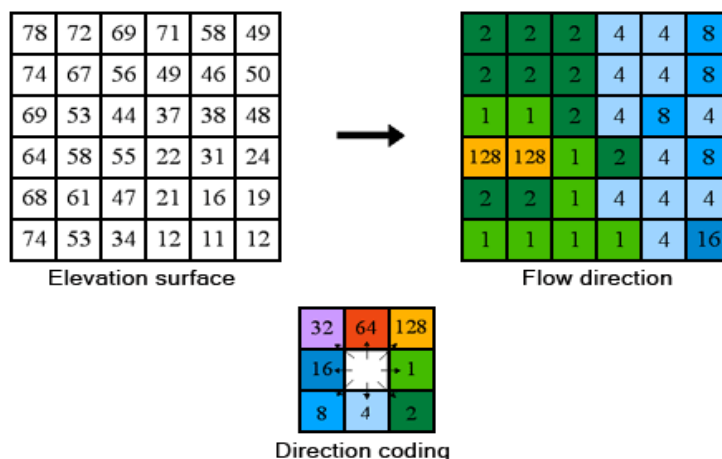
Η λεπτομερής γεωμορφομετρική και δομική γεωλογική ανάλυση μπορεί να προσδιορισθεί με τη χρήση συμβατικών μεθόδων (Horton, 1945; Strahler, 1957; Krishnamurthy et al., 1996) ή τη χρήση πληροφοριακών γεωγραφικών συστημάτων (GIS) με τα οποία επεξεργάζονται τα δορυφορικά δεδομένα τηλεπισκόπησης, ειδικότερα τα ψηφιακά μοντέλα ανύψωσης (DEMs - Digital Elevation Models)

(Chorowicz et al., 1999; Ozdemir and Bird, 2009; Bemis et al., 2014).

Η χρήση του GIS συμβάλλει στην εκτίμηση και χαρτογράφηση γεωμορφολογικών δεικτών για δίκτυα ροής (*stream networks*), λεκάνες απορροής και ανάγλυφο. Η χρήση των διαθέσιμων DEMs και ανοιχτών εκδόσεων GIS είναι μία σχετικά γρήγορη μέθοδος και μπορεί να παρέχει μία ανέξοδη προσέγγιση της γεωμορφομετρικής ανάλυσης για προκαταρκτική αναγνώριση και ανάλυση τεκτονικών και γεωμορφολογικών χαρακτηριστικών σε μία δεδομένη λεκάνη απορροής (Segura et al., 2007; Giorgis et al., 2011; Argyriou et al., 2016a).

Για την περιγραφή ενός μοντέλου απορροής είναι αναγκαία η γνώση της τοπογραφίας της επιφάνειας του εδάφους, με βάση την οποία πραγματοποιείται αρχικά η βασική ανάλυση επιφάνειας (*Surface Analysis*) και έπειτα η υδρολογική ανάλυση (*Hydrological Analysis*).

Η διαδρομή που ακολουθεί η ροή εξαρτάται άμεσα από τις υψομετρικές / βαθυμετρικές διαφορές, την κλίση του εδάφους και τον προσανατολισμό της επιφάνειας στην οποία κινείται. Για αυτό το λόγο, έχουν αναπτυχθεί διάφορα μοντέλα προσδιορισμού της διεύθυνσης απορροής με βάση ένα ψηφιακό τοπογραφικό μοντέλο, εκ των οποίων το πιο ευρέως γνωστό είναι το μοντέλο απορροής 8 διευθύνσεων (Jensen and Domingue, 1988) (Εικ.38).

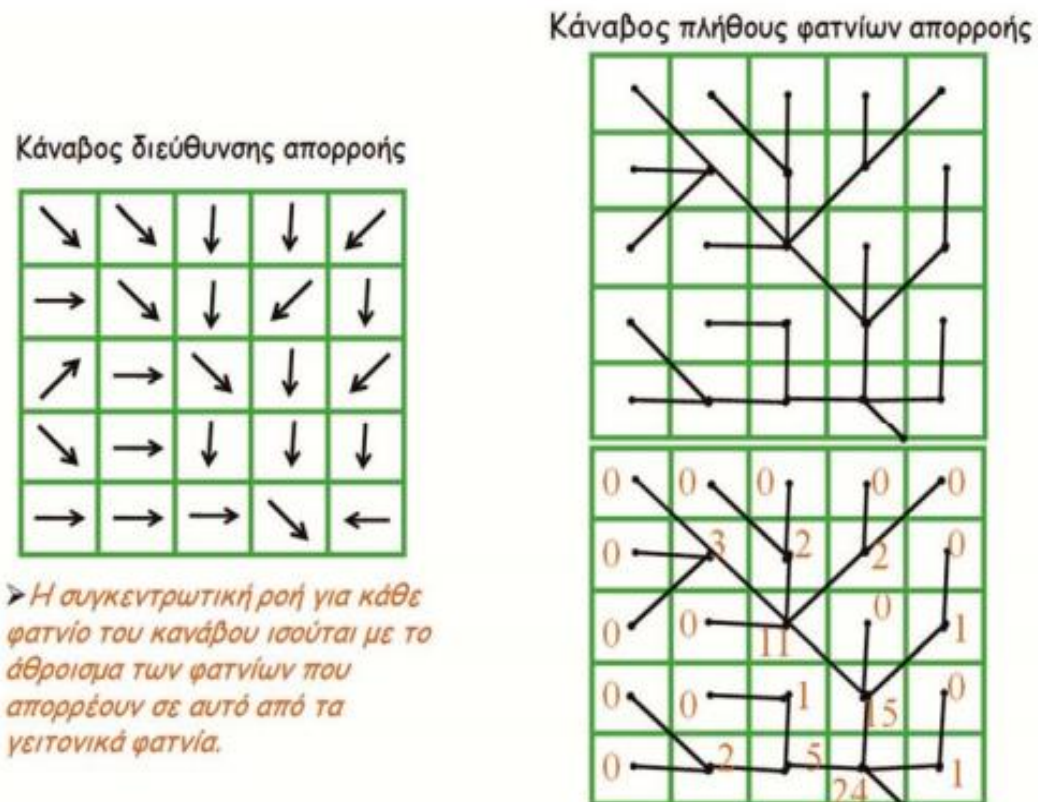


Εικόνα 38: Η κωδικοποίηση της κατεύθυνσης της ροής

Με βάση το μοντέλο αυτό κάθε κελί του πλέγματος εξετάζεται σε σχέση με τα γειτονικά του, υπολογίζονται οι κλίσεις με βάση τις υψομετρικές / βαθυμετρικές διαφορές και προσδιορίζεται η διεύθυνση της μέγιστης κλίσης.

Η διεύθυνση της μέγιστης κλίσης είναι η διεύθυνση απορροής του νερού στην επιφάνεια του εδάφους, οπότε το κάθε κελί κωδικοποιείται ανάλογα λαμβάνοντας μία από τις τιμές 1, 2, 4, 8, 16, 32, 64 και 128. Τα δεδομένα αποθηκεύονται σε κανονικοποιημένη δομή (*raster*) ως κανάβος διεύθυνσης απορροής.

Για τον προσδιορισμό του υδρογραφικού δικτύου είναι απαραίτητη η δημιουργία ενός κανάβου συγκεντρωτικής ροής, ο οποίος παράγεται από τον κανάβο διευθύνσεων απορροής (Εικ.39). Σε κάθε κελί του κανάβου συγκεντρωτικής ροής αποθηκεύεται το πλήθος των κελιών τα οποία απορρέουν σε αυτό. Κελιά με υψηλή συγκεντρωτική ροή συμβάλλουν στην ταυτοποίηση του υδρογραφικού δικτύου (*stream channels*) ενώ κελιά με μηδενική συγκεντρωτική ροή υποδεικνύουν περιοχές όπου υπάρχουν ράχες. Ο κανάβος συγκεντρωτικής ροής συμβάλλει στον προσδιορισμό του Τύπου στον οποίο ανήκει ένα υποθαλάσσιο υποφαράγγι καθώς μέσω αυτού ιεραρχούνται οι κλάδοι του υδρογραφικού δικτύου σε τάξεις σύμφωνα με κάποια μέθοδο ταξινόμησης (*Horton, Strahler, Shreve, Scheidegger*) (Τσακίρης, 1995).



Εικόνα 39: Κανάβος Συγκεντρωτικής Ροής

3.2. Δεδομένα

Για κάθε μία από τις δύο περιοχές μελέτης - υποθαλάσσιο φαράγγι της Σαμαριάς και ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου – παραχωρήθηκε από το τμήμα πολυδεσμικής βαθυμετρικής απεικόνισης (*swath bathymetry*) του Ινστιτούτου Ωκεανογραφίας του Ελληνικού Κέντρου Θαλασσίων Ερευνών ένα *ASCII* αρχείο που αποτυπώνει τη βαθυμετρία των περιοχών.

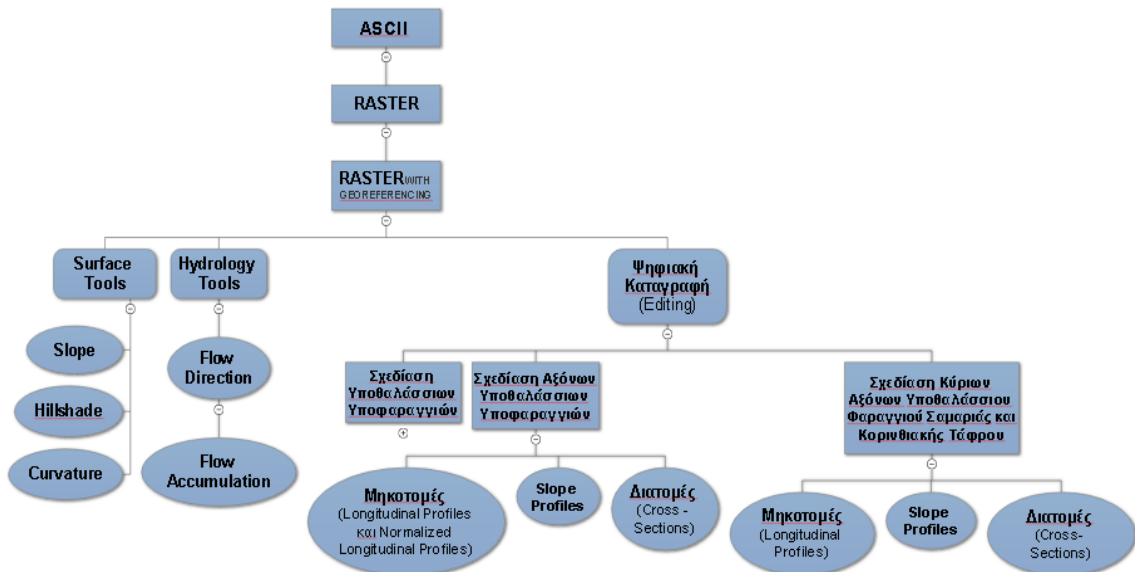
Επίσης, κατά την υδρολογική ανάλυση κρίθηκε σκόπιμο να χρησιμοποιηθεί και ένα ψηφιακό μοντέλο ανύψωσης της επιφάνειας (*digital elevation model -dem*) για κάθε μία από τις δύο περιοχές μελέτης που αποτυπώνει το χέρσο κομμάτι της κάθε περιοχής. Τα δύο *dem* είναι εικόνες που έχουν ληφθεί από το δορυφόρο *Landsat (L 4-5 TM CI Level-1)* και προμηθεύτηκαν από το *U.S Geological Survey*.

3.3. Επεξεργασία Δεδομένων

Η επεξεργασία των δεδομένων πραγματοποιήθηκε με τη χρήση ενός πληροφοριακού γεωγραφικού συστήματος (*GIS*). Χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό *ArcGIS* της εταιρείας *ESRI (Environmental Systems Research Institution)*. Ένα πληροφορικό γεωγραφικό σύστημα που δίνει τη δυνατότητα στο χρήστη να διαχειριστεί χωρικά δεδομένα και να συσχετίσει ιδιότητες με τελικό σκοπό τη δημιουργία ενός χάρτη απεικόνισης των δεδομένων. Είναι του τύπου *Desktop GIS*. Παρέχει γρήγορη ανάλυση και χρησιμοποιείται ιδιαίτερα από την πανεπιστημιακή κοινότητα. Συγκεκριμένα χρησιμοποιήθηκε η έκδοση *ArcMap 10.4*.

Το *ArcMap 10.4* παρέχει τη δυνατότητα χρήσης πολλών εργαλείων μεταξύ των οποίων εργαλεία επιφάνειας (*Surface Tools*) και εργαλεία απαραίτητα για μελέτη περιοχών που υπάρχει νερό (*Hydrology Tools*) που ανήκουν στα *Spatial Analyst Tools*.

Η ροή εργασιών συνοψίζει τα βήματα που ακολουθήθηκαν κατά τη μελέτη τόσο του υποθαλάσσιου φαραγγιού της Σαμαριάς όσο και των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου (Εικ.40)



Εικόνα 40: Ροή Εργασιών

Όπως φαίνεται στο διάγραμμα ροής εργασιών (Εικ.40) τα δεδομένα παραχωρήθηκαν ως αρχείο *ASCII*. Συνεπώς αρχικά μετατράπηκαν σε μορφή *raster* με μέγεθος κελιού 100x100. Έπειτα με τη βοήθεια του εργαλείου γεωαναφοράς (*Georeferencing*) του *ArcMap* 10.4 καθορίστηκε η γεωγραφική τους θέση. Συνεπώς προέκυψαν ο χάρτης που απεικονίζει την θαλάσσια περιοχή στην οποία βρίσκεται το υποθαλάσσιο φαράγγι της Σαμαριάς (Εικ.41) και αντίστοιχα ο χάρτης που απεικονίζει το ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου όπου απαντώνται πολυάριθμα υποθαλάσσια υποφάραγγια (Εικ.42).

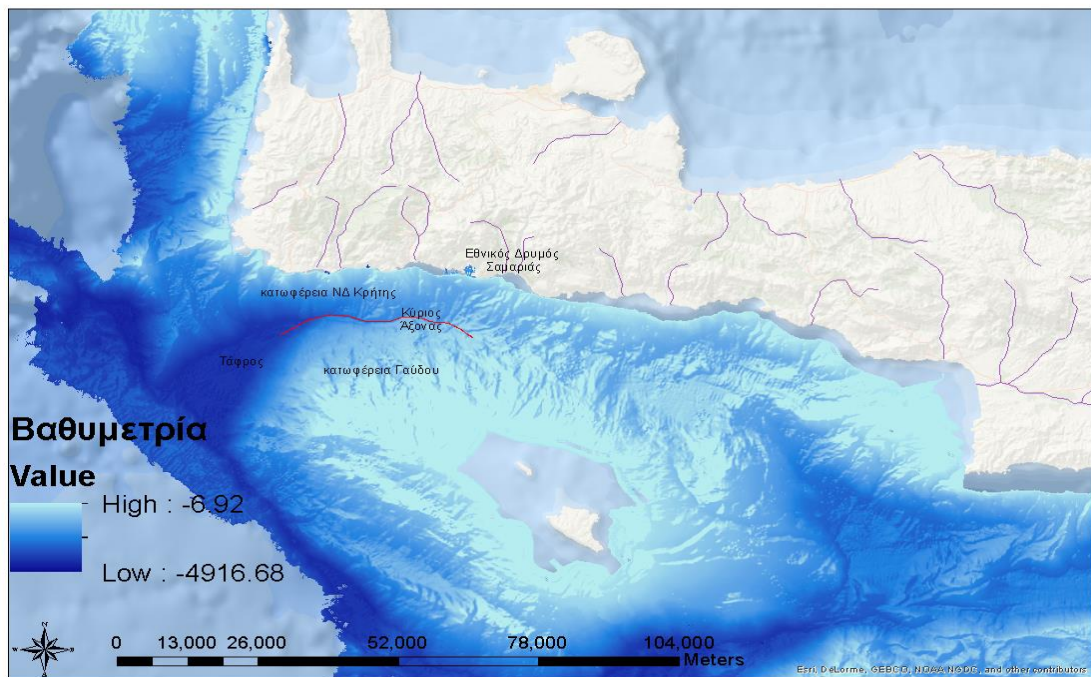


Εικόνα 41: Απεικόνιση του raster(διαφανής περιοχή) με τη συμβολή του οποίου θα γίνει η μελέτη του Υποθαλάσσιου Φαραγγιού της Σαμαριάς. Πηγή: ESRI Imagery Basemaps και raster από το τμήμα πολυδεσμικής βαθυμετρικής απεικόνισης (swath bathymetry) του Ινστιτούτου Ωκεανογραφίας του ΕΛΚΕΘΕ



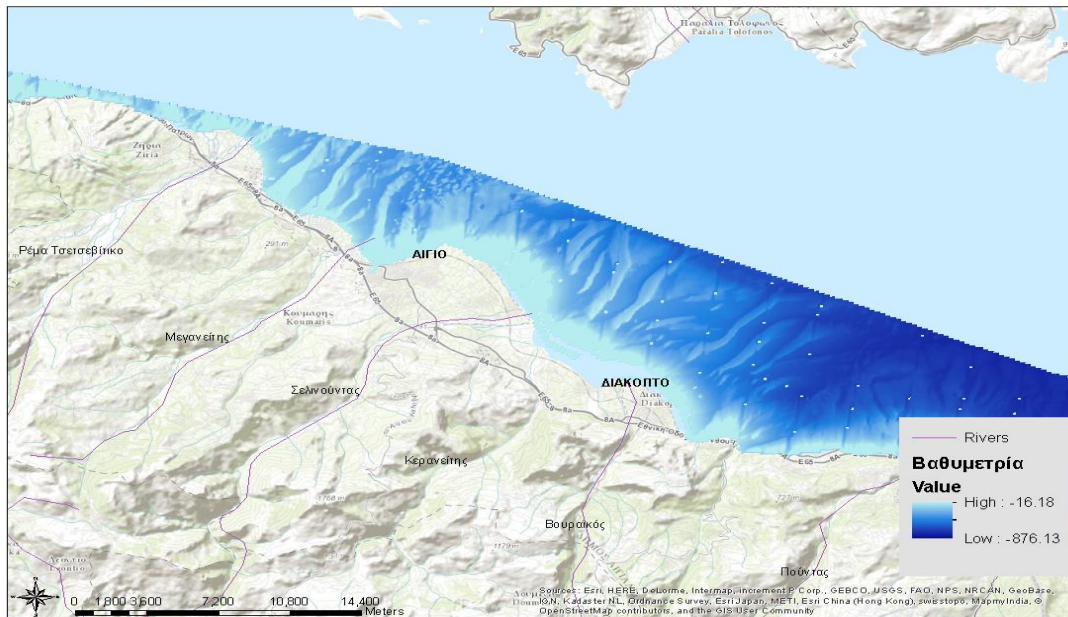
Εικόνα 42: Απεικόνιση του raster(διαφανής περιοχή) με τη συμβολή του οποίου θα γίνει η μελέτη των Υποθαλάσσιων Φαραγγιών στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου Πηγή: ESRI Imagery Basemaps και raster από το τμήμα πολυδεσμικής βαθυμετρικής απεικόνισης (swath bathymetry) του Ινστιτούτου Ωκεανογραφίας του ΕΛΚΕΘΕ

Τα δύο αυτά raster αποτυπώνουν τη βαθυμετρία των δύο υπό μελέτη θαλάσσιων περιοχών. Οι διαφορετικές αποχρώσεις του μπλε χρώματος αναδεικνύουν τα διαφορετικά βάθη που επικρατούν στην υποθαλάσσια περιοχή του φαραγγιού της Σαμαριάς (Εικ. 43). Το έντονο μπλε χρώμα αντιστοιχεί σε περιοχές μεγάλου βάθους (> 3000 m).



Εικόνα 43: Απεικόνιση της Βαθυμετρίας της θαλάσσιας περιοχής όπου βρίσκεται το Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς.

Παρατηρώντας το *raster* που αποτυπώνει τη βαθυμετρία του ΝΔ περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου όπου βρίσκονται και το υπό μελέτη υποθαλάσσια υποφαράγγια (Εικ. 44), διαπιστώνεται ότι το μεγαλύτερο βάθος που εντοπίζεται στη συγκεκριμένη περιοχή είναι μικρό (< 900 m) συγκρινόμενο με τα βάθη που επικρατούν ΝΔ της Κρήτης (~ 3000 m).

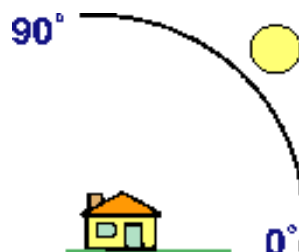


Εικόνα 44: Απεικόνιση της Βαθυμετρίας της θαλάσσιας περιοχής όπου βρίσκονται τα Υποθαλάσσια Υποφαράγγια στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου.

3.3.1. Surface Tools

Τα εργαλεία που χρησιμοποιούνται για την απεικόνιση των επιφανειών των δύο υπό μελέτη περιοχών είναι το *Slope*, το *Hillshade* και το *Curvature*.

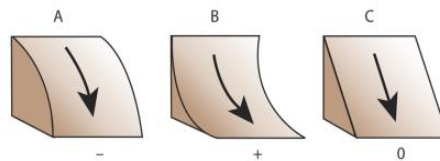
Το εργαλείο *Slope* υποδεικνύει την κλίση ή το ρυθμό της μέγιστης μεταβολής της τιμής *z* του κάθε κελιού της επιφάνειας *raster*.



Εικόνα 45: Εύρος τιμών για το μέγεθος *altitude*

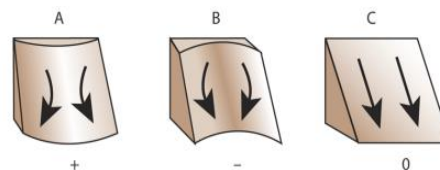
Το εργαλείο *Hillshade* παράγει μία τρισδιάστατη αναπαράσταση της επιφάνειας σε κλίμακα του γκρι, λαμβάνοντας υπόψη για τη σκίαση, τη σχετική θέση του ήλιου. Για αυτό το λόγο στο παράθυρο *geoprocessing* που αφορά στο εργαλείο *Hillshade* χρειάζεται να συμπληρωθούν τα πεδία αζιμούθιο (*azimuth*) και υψόμετρο (*altitude*) ώστε να καθοριστεί η θέση του ήλιου. Το υψόμετρο (*altitude*) είναι η γωνία ανύψωσης του ήλιου πάνω από τον ορίζοντα και λαμβάνει τιμές από 0° έως 90° (Εικ.45). Το αζιμούθιο (*azimuth*) είναι η σχετική θέση του ήλιου κατά μήκος του ορίζοντα και μετριέται σε μοίρες. Όταν λαμβάνει την τιμή 0° υποδηλώνει το Βορρά, 90° την Ανατολή, 180° το Νότο και 270° τη Δύση.

Μέσω του εργαλείου *Curvature* απεικονίζεται το σχήμα ή η καμπυλότητα της κλίσης.. Ένα μέρος της επιφάνειας μπορεί να είναι κοίλο ή κυρτό ανάλογα με την τιμή του *Curvature*, η οποία υπολογίζεται από τη 2^η παράγωγο της επιφάνειας. Το *Curvature* μπορεί να είναι τριών τύπων : *Profile*, *Planform* και *Standard*.



Εικόνα 46: *Profile Curvature*

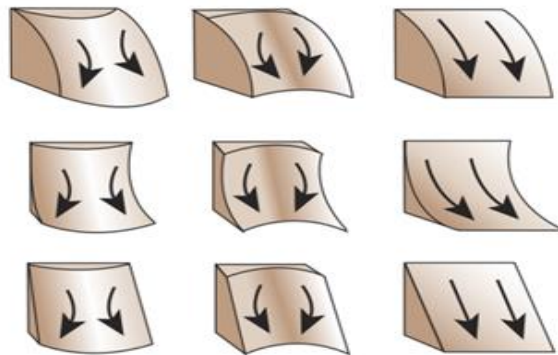
Ο τύπος *Profile Curvature* είναι παράλληλος στην κλίση και υποδεικνύει την κατεύθυνση της μέγιστης κλίσης (Εικ.46). Επιδρά στην επιτάχυνση ή την επιβράδυνση της ροής από τη μία μεριά της επιφάνειας έως την άλλη. Μία αρνητική τιμή, όπως στο σχήμα A, υποδεικνύει ότι η επιφάνεια έχει το πάνω μέρος της κυρτό στο συγκεκριμένο κελί (*upwardly convex*) και η ροή επιβραδύνεται. Μία θετική τιμή, όπως στο σχήμα B, υποδεικνύει ότι η επιφάνεια έχει το πάνω μέρος της κοίλο σε αυτό το κελί (*upwardly concave*) και η ροή θα επιταχύνεται. Μηδενική τιμή σημαίνει ότι δεν υπάρχει καμπυλότητα και ότι η επιφάνεια είναι γραμμική, όπως φαίνεται στο σχήμα C.



Εικόνα 47: *Planform Curvature*

Ο τύπος *Planform Curvature* είναι κάθετος στην κατεύθυνση της μέγιστης κλίσης (Εικ.47). Σχετίζεται με τη σύγκλιση και την απόκλιση της ροής από τη μία μεριά της επιφάνειας στην άλλη. Μία θετική τιμή, όπως φαίνεται στο σχήμα Α, υποδεικνύει ότι η επιφάνεια είναι πλάγια κυρτή (*laterally convex*) σε αυτό το κελί. Μία αρνητική τιμή, όπως φαίνεται στο σχήμα Β, υποδεικνύει ότι η επιφάνεια είναι πλάγια κοίλη (*laterally concave*) σε αυτό το κελί ενώ και σε αυτή την περίπτωση μία μηδενική τιμή σημαίνει ότι η επιφάνεια είναι γραμμική, όπως φαίνεται στο σχήμα C.

Ο τύπος *Standard Curvature* είναι συνδυασμός των δύο προηγούμενων τύπων (Εικ.48) και είναι και αυτός που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα εργασία.



Εικόνα 48: *Standard Curvature* ως συνδυασμός του *Profile Curvature* και του *Planform Curvature*

Η εικόνα που εξάγεται αφού συμπληρωθεί το παράθυρο *geoprocessing* του μεγέθους *Curvature* μπορεί να χρησιμοποιηθεί για να περιγράψει τα φυσικά χαρακτηριστικά μίας λεκάνης απορροής σε μία προσπάθεια να κατανοηθεί η διαδικασία της διάβρωσης. Επίσης μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την κατανομή του νερού πάνω στη γη.

3.3.2. Hydrology Tools

Η δημιουργία αρχείου του κανάβου διεύθυνσης απορροής πραγματοποιείται με το εργαλείο *ArcToolbox*→*Spatial Analyst Tools*→*Hydrology*→*Flow Direction*. Αντίστοιχα η δημιουργία αρχείου του κανάβου συγκεντρωτικής ροής από τον κανάβο διεύθυνσης απορροής γίνεται με το εργαλείο *ArcToolbox*→*Spatial Analyst Tools*→*Hydrology*→*Flow Accumulation*.

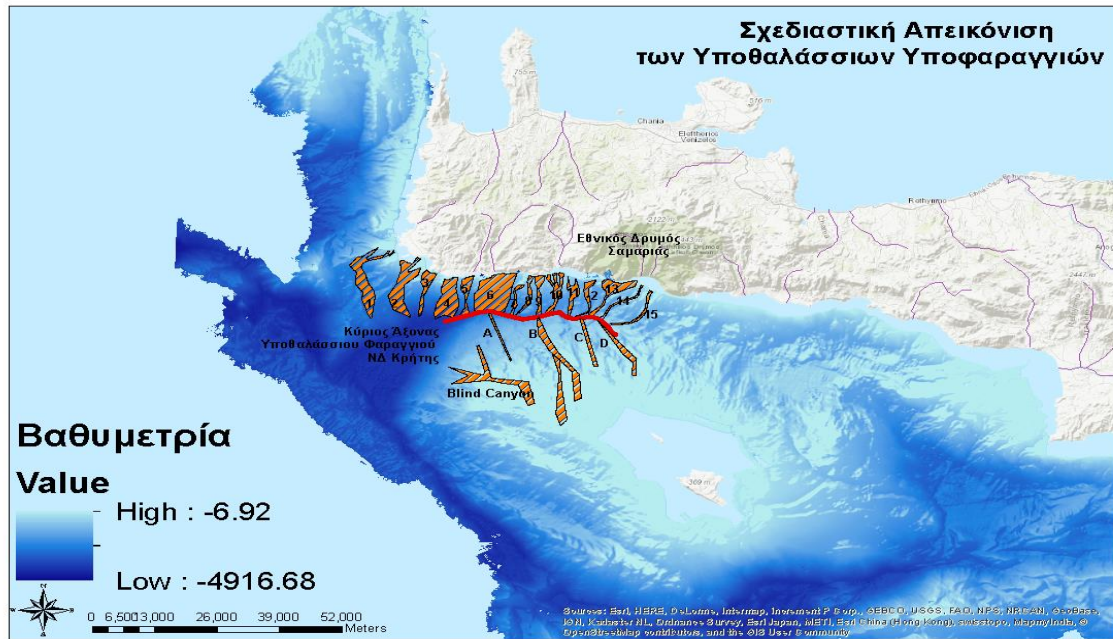
3.3.3. Ψηφιακή Καταγραφή των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγιών και των Αξόνων τους

Το επόμενο βήμα κατά τη μελέτη των δύο περιοχών είναι η σχεδιαστική απεικόνιση των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών που πραγματοποιείται μέσω ψηφιακής καταγραφής, η αρίθμηση τους για καλύτερη διαχείριση των αποτελεσμάτων, η απεικόνιση του κύριου άξονα του υποθαλάσσιου φαραγγιού της Σαμαριάς και του άξονα της τάφρου του Δυτικού Κορινθιακού και η απεικόνιση των αξόνων των επιμέρους υποθαλάσσιων υποφαραγγιών.

Η ψηφιακή καταγραφή των χαρτογραφικών οντοτήτων (*features*) πραγματοποιείται με τη χρήση της γραμμής εργαλείων *Editor*. Ο όρος *sketch* που χρησιμοποιείται στην ψηφιοποίηση είναι ένα σχήμα που αντιπροσωπεύει τη γεωμετρία μίας οντότητας (*feature*). Ενδέχεται να είναι σημείο ή τεθλασμένη γραμμή. Κάθε οντότητα έχει μία εναλλακτική μορφή που επιτρέπει την οπτικοποίηση των στοιχείων τα οποία τη συνθέτουν. Η έναρξη της ψηφιακής καταγραφής γίνεται με την επιλογή *Editor*→*Start Editing*, οπότε ανοίγει το παράθυρο *Create Features*. Η ψηφιακή καταγραφή οντοτήτων υλοποιείται με χρήση της Φόρμας Οντοτήτων (*Feature Templates*). Μέσω αυτής καθορίζονται όλες οι πληροφορίες που απαιτούνται για την καταγραφή μίας οντότητας, δηλαδή το θεματικό επίπεδο στο οποίο θα αποθηκευτεί, οι ιδιότητες που θα έχει καθώς και το εργαλείο καταγραφής της γεωμετρίας που θα χρησιμοποιηθεί (σημείο, τεθλασμένη γραμμή, τμήμα τόξου, πολύγωνο).

Τα εργαλεία εισαγωγής γεωμετρίας εξαρτώνται από το γεωμετρικό αρχέτυπο του θεματικού επιπέδου στο οποίο πραγματοποιείται η καταγραφή (Τσούλος, 2015γ). Για τους άξονες των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών, τον κύριο άξονα του υποθαλάσσιου φαραγγιού της Σαμαριάς και τον κύριο άξονα της τάφρου του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου που είναι γραμμικές οντότητες, χρησιμοποιήθηκαν τα εργαλεία τεθλασμένη γραμμή (*line*) και γραμμή με ελεύθερο χέρι (*freehand*). Για τη σχεδίαση των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών που είναι πολυγωνικές οντότητες χρησιμοποιήθηκε το εργαλείο *auto complete polygon*.

Συνεπώς, προέκυψε ο χάρτης που απεικονίζει τα επιμέρους υποφαραγγία του υποθαλάσσιου φαραγγιού της Σαμαριάς ως πολύγωνα (Εικ.49).



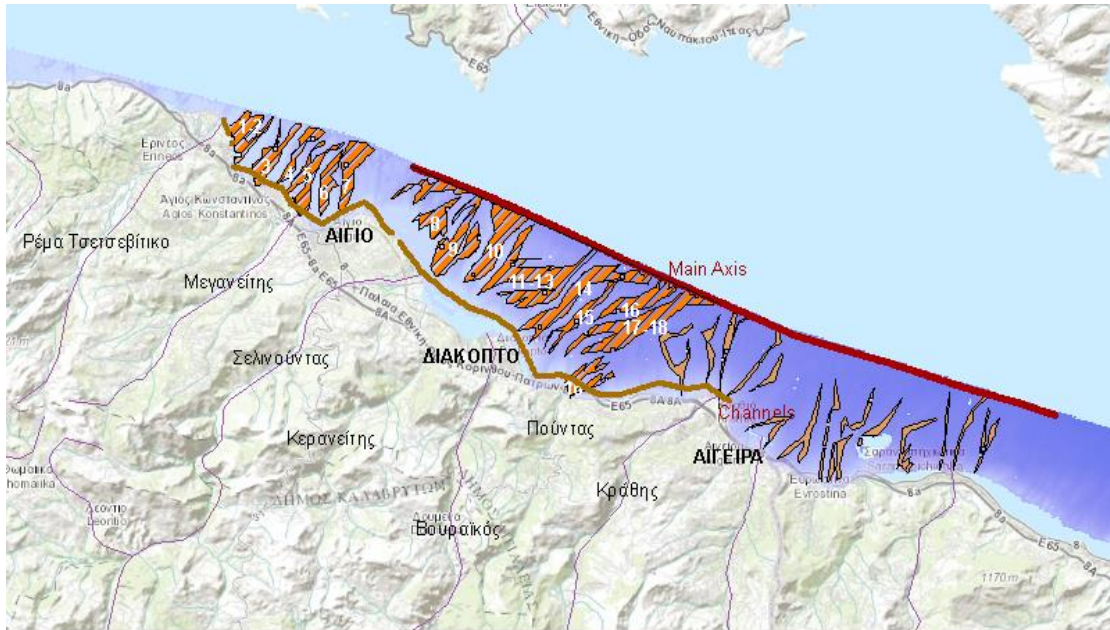
Εικόνα 49: Αποτύπωση των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών του συστήματος του Φαραγγιού της Σαμαριάς στο θεματικό επίπεδο της βαθυμετρίας της περιοχής.

Εν συνεχεία, προέκυψε ο χάρτης που απεικονίζει τα υποθαλάσσια υποφαραγγία του φαραγγιού της Σαμαριάς ως γραμμικές οντότητες (Εικ.50) μετά την επιλογή των οποίων θα κατασκευαστούν οι μηκοτομές ώστε να καταγραφούν τα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά των υποφαραγγιών. Ουσιαστικά κάθε γραμμική οντότητα έχει σχεδιασθεί ακολουθώντας το ίχνος του άξονα για κάθε υποθαλάσσιο υποφαραγγί.

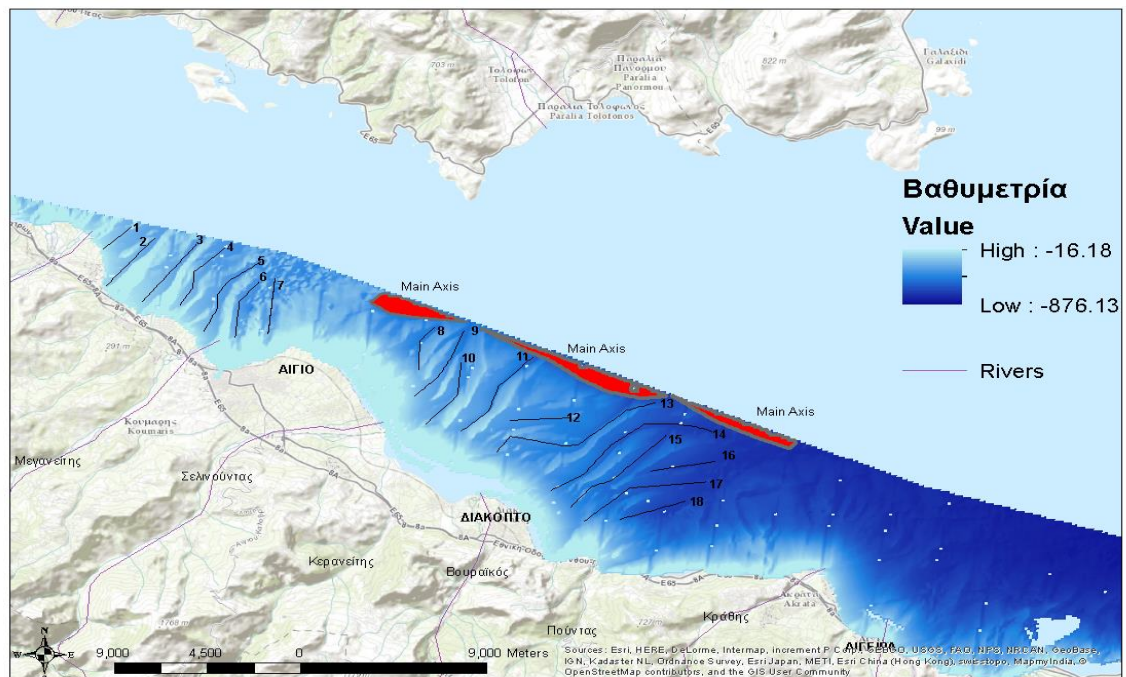


Εικόνα 50: Αναπαράσταση κάθε υποθαλάσσιου υποφαραγγιού του συστήματος του Φαραγγιού της Σαμαριάς από μία γραμμική οντότητα στο θεματικό επίπεδο της βαθυμετρίας

Η ίδια διαδικασία ακολουθήθηκε και για τα υποθαλάσσια υποφαράγγια στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου. Συνεπώς αρχικά δημιουργήθηκε ο χάρτης που αποτυπώνει τα υποθαλάσσια υποφαράγγια ως πολύγωνα (Εικ.51) και κατόπιν ο χάρτης που αποτυπώνει τους άξονες των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών ως γραμμικές οντότητες (Εικ.52).



Εικόνα 51: Αποτύπωση των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο στο θεματικό επίπεδο της βαθυμετρίας της περιοχής.



Εικόνα 52: Αναπαράσταση κάθε υποθαλάσσιου υποφαραγγίου στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου από μία γραμμική οντότητα στο θεματικό επίπεδο της βαθυμετρίας.

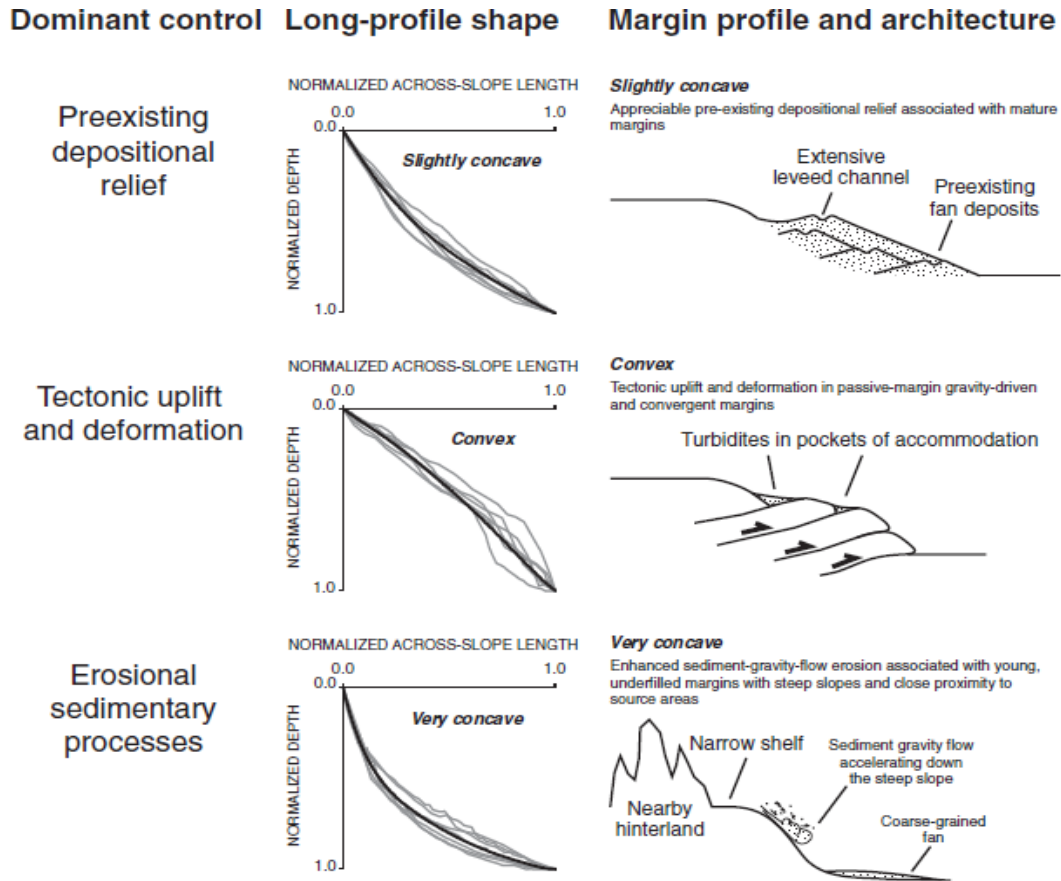
3.3.4. Δημιουργία Μηκοτομών (Longitudinal Profiles, Normalized Longitudinal Profiles) και Slope Profiles

Για τη μελέτη των γεωμορφολογικών χαρακτηριστικών των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών δημιουργήθηκαν μηκοτομές. Μία μηκοτομή δημιουργείται σε περιβάλλον χαρτοσύνθεσης *ArcMap*. Με το εργαλείο επιλογής, επιλέγεται η οντότητα από το θεματικό επίπεδο (*layer*) για την οποία θα δημιουργηθεί η μηκοτομή. Προστίθεται η γραμμή εργαλείων *3D Analyst* και με το εργαλείο *Create Profile*, η μηκοτομή εμφανίζεται ως γράφημα σε ένα νέο παράθυρο. Από την υψομετρική διαφορά και το μήκος της μηκοτομής μπορεί να υπολογιστεί η κλίση του συγκεκριμένου τμήματος του υδρογραφικού δικτύου (Τσούλος, 2015γ). Αν το θεματικό επίπεδο στο οποίο έχει επιλεγεί η οντότητα είναι αυτό της βαθυμετρίας προκύπτει ένα *Longitudinal Profile* ενώ αν είναι το *Slope* προκύπτει ένα *Slope Profile*.

Επειδή κάθε υποθαλάσσιο υποφάραγγι έχει το δικό του μήκος και βάθος, κανονικοποιούνται αμφότερα τα μεγέθη αυτά με απώτερο σκοπό την καλύτερη σύγκριση των αποτελεσμάτων. Έτσι δημιουργούνται τα *Normalized Longitudinal Profiles* όταν οι οντότητες έχουν επιλεγεί στο θεματικό επίπεδο της βαθυμετρίας.

Σύμφωνα με τους *Covault et al.* (2011), μπορεί να πραγματοποιηθεί μία ανάλυση με βάση την καμπυλότητα του *Normalized Longitudinal Profile*. Οπτικά μπορεί να διαπιστωθεί αν η καμπυλότητα χαρακτηρίζεται ως κυρτή (*convexity*) ή ως κοίλη (*concavity*).

Ανάλογα με το αν ένα *Normalized Longitudinal Profile* είναι κυρτό (*convex*), ελαφρώς κοίλο (*slightly concave*) ή πολύ κοίλο (*very concave*), λαμβάνονται κάποιες πληροφορίες για τη δομή του περιθωρίου στο οποίο βρίσκεται το αντίστοιχο υποθαλάσσιο υποφάραγγι (Εικ.53). Για παράδειγμα, αν είναι κυρτό (*convex -up*) σημαίνει ότι στην υποθαλάσσια περιοχή επικρατεί ανύψωση και παραμόρφωση (*Covault et al.*, 2011; *Moutnjoy et al.*, 2009). Αν είναι πολύ κοίλο (*very concave*) σημαίνει ότι έχουν επικρατήσει διεργασίες διάβρωσης των ιζημάτων λόγω βαρύτητας κυρίως και ότι το περιθώριο που φιλοξενεί το αντίστοιχο υποθαλάσσιο υποφάραγγι διαθέτει απότομη κατωφέρεια.



Εικόνα 53: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα των κατηγοριών ενός *longitudinal profile* ανάλογα με την καμπυλότητα του και εξαγόμενα συμπεράσματα για την υποθαλάσσια γεωμορφολογία των περιθωρίων που φιλοξενούν τα αντίστοιχα υποθαλάσσια φαράγγια. Πηγή: Covault et al., 2011, (Covault J.A.; Fildani A.; Romans B.W.; McHargue T., 2001), *The natural range of submarine canyon-and-channel longitudinal profiles*

Ένας άλλος τρόπος εκμείευσης αποτελεσμάτων είναι η σύγκριση των *Normalized Longitudinal Profiles* με τις γραφικές παραστάσεις τριών γνωστών μαθηματικών συναρτήσεων, της γραμμικής, της εκθετικής και της λογαριθμικής. Ωστόσο η εφαρμογή της μεθόδου αυτής χρήζει προσοχής καθώς ενώ οπτικά μπορεί ένα *Normalized Longitudinal Profile* μπορεί να ταυτίζεται στη μορφή με κάποια από τις 3 συναρτήσεις, ενδέχεται χρησιμοποιώντας τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων τελικά να ταυτίζεται με κάποια άλλη.

Μία εκθετική συνάρτηση υποδεικνύει ότι τα *Profiles* μεταβάλλονται με αυξανόμενο ρυθμό και είναι κυρτά. Μία λογαριθμική συνάρτηση υποδεικνύει ότι τα *Profiles* μεταβάλλονται γρήγορα οδεύοντας προς τα κάτω όντας αρχικά κοιλά ενώ στη συνέχεια σταθεροποιούνται, ερχόμενα σε ισορροπία. Η γραμμική συνάρτηση για ένα *Profile* θεωρείται ότι υποδεικνύει ένα μεταβατικό *profile* δηλαδή σταδιακή διάβρωση.

Κρίνεται απαραίτητο να σημειωθεί ότι χάριν συμφωνίας με τα *Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών της κατωφέρειας της ΝΔ Κρήτης, τα υποθαλάσσια υποφάραγγα στην κατωφέρεια της Γαύδου καταγράφηκαν ψηφιακά με κατεύθυνση από Βορρά προς Νότο. Για αυτό το λόγο η αρχή του μήκους του κάθε υποφαραγγιού αντιστοιχεί στο μεγαλύτερο βάθος. Ο προσανατολισμός των υποφαραγγιών ωστόσο στην κατωφέρεια της Γαύδου είναι από Νότο προς Βορρά

3.3.5. Δημιουργία Πινάκων Καταγραφής Γεωμορφολογικών Χαρακτηριστικών των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγιών

Για την καταγραφή των δεδομένων που παράχθηκαν από τις μηκοτομές δημιουργήθηκαν συνολικά τέσσερις πίνακες ,δύο για το υποθαλάσσιο φαράγγι της Σαμαριάς και δύο για τα υποθαλάσσια υποφάραγγα στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου. Ξεκινώντας με το υποθαλάσσιο φαράγγι της Σαμαριάς οι δύο πίνακες (Πίν.3 και Πίν.4) παρατίθενται παρακάτω

Πίνακας 3: Συγκεντρωτικός Πίνακας των γεωγραφικών συντεταγμένων και του βάθους του ανώτερου και κατώτερου τμήματος των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών που απαντώνται στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς

| N ο | Ανώτερο Τμήμα (Κεφαλή -Head) | | | Κατώτερο Τμήμα (Στόμιο -Mouth) | | |
|--------|------------------------------|------------------|-----------|--------------------------------|------------------|-----------|
| | Γεωγραφικό Πλάτος | Γεωγραφικό Μήκος | Βάθος (m) | Γεωγραφικό Πλάτος | Γεωγραφικό Μήκος | Βάθος (m) |
| 1 | 35°16'9.8"N | 23°29'35.3"E | -948.59 | 35°7'8.6"N | 23°29'35.3"E | -3523.59 |
| 2 | 35°15'9.1"N | 23°31'43.7"E | -993.72 | 35°8'57.7"N | 23°32'58.1"E | -3393.69 |
| 3 | 35°14'9.3"N | 23°34'16.4"E | -638.63 | 35°9'24.3"N | 23°33'35.7"E | -3231.63 |
| 4 | 35°13'42.8"N | 23°37'17.8"E | -667.37 | 35°9'31.1"N | 23°37'8.8"E | -3231.79 |
| 5 | 35°13'49.1"N | 23°39'8.2"E | -522.73 | 35°9'39.5"N | 23°38'50.2"E | -3108.14 |
| 6 | 35°13'55.4"N | 23°42'50.1"E | -485.66 | 35°9'49.0"N | 23°42'29.5"E | -2425.15 |
| 7 | 35°12'35.9"N | 23°44'33.0"E | -1186 | 35°9'28.0"N | 23°43'28.8"E | -2352.28 |
| 8 | 35°13'8.2"N | 23°45'46.8"E | -869.63 | 35°9'32.3"N | 23°43'52.4"E | -2192.21 |
| 9 | 35°13'18.7"N | 23°47'4.9"E | -633.69 | 35°9'18.3"N | 23°46'2.8"E | -2008.17 |
| 10 | 35°12'59.5"N | 23°48'46.5"E | -820.38 | 35°9'38.5"N | 23°47'23.1"E | -1896.17 |

| | | | | | | |
|----|--------------|--------------|---------|--------------|--------------|----------|
| 11 | 35°13'2.2"N | 23°50'25.4"E | -791.70 | 35°9'50.6"N | 23°48'49.6"E | -1825.02 |
| 12 | 35°13'13.4"N | 23°52'56.7"E | -862.76 | 35°8'49.1"N | 23°50'17.5"E | -1739.55 |
| 13 | 35°13'0.8"N | 23°54'59.9"E | -597.97 | 35°9'11.4"N | 23°52'15.6"E | -1702.39 |
| 14 | 35°12'39.8"N | 23°58'3.0"E | -337.39 | 35°9'8.6"N | 23°53'12.1"E | -1644.20 |
| 15 | 35°11'36.9"N | 23°58'52.6"E | -587.63 | 35°8'23.86"N | 23°54'24.0"E | -1605.76 |
| | | | | | | |
| A | 35°9'34.6"N | 23°42'9.7"E | -2512 | 35°3'37.65"N | 23°44'43.8"E | -1270.61 |
| B | 35°9'14.4"N | 23°45'53.1"E | -1942 | 34°59'6.48"N | 23°50'6.4"E | -391.53 |
| C | 35°8'35.2"N | 23°50'9.8"E | -1717 | 35°3'4.74"N | 23°52'19.9"E | -841.07 |
| D | 35°8'49.2"N | 23°53'35.2"E | -1650 | 35°2'11.50"N | 23°58'15.8"E | -789.51 |

Πίνακας 4: Συγκεντρωτικός Πίνακας του μήκους, της βαθμωτικής διαφοράς ανάμεσα στο ανώτερο και το κατώτερο σημείο ενός υποθαλάσσιου φαράγγιού, του Slope, του Sinuosity και του τύπου για τα υποθαλάσσια υποφαράγγια που απαντώνται στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς

| No of Subcanyon | Depth Range (m) | Slope (degrees) | Length (Km) | Linear Length (Km) | Sinuosity | Type |
|-----------------|-----------------|-----------------|-------------|--------------------|-----------|--------|
| 1 | 2574.996 | 9.31 | 26.28477 | 25.11951 | 1.046 | Type 1 |
| 2 | 2399.974 | 10.73 | 16.87658 | 16.80993 | 1.004 | Type 1 |
| 3 | 2564.417 | 14.11 | 10.85479 | 10.33165 | 1.05 | Type 1 |
| 4 | 2564.417 | 17.05 | 9.52907 | 9.1023 | 1.047 | Type 1 |
| 5 | 2585.411 | 15.81 | 9.461972 | 9.322968 | 1.015 | Type 2 |
| 6 | 1939.497 | 13.13 | 9.601128 | 9.246364 | 1.038 | Type 1 |
| 7 | 1166.633 | 9.93 | 7.681187 | 6.314636 | 1.216 | Type 1 |
| 8 | 1322.588 | 13.31 | 9.331073 | 9.211241 | 1.013 | Type 1 |
| 9 | 1374.479 | 12.28 | 9.586618 | 8.599521 | 1.115 | Type 2 |
| 10 | 1075.785 | 12.48 | 8.284489 | 7.674563 | 1.079 | Type 1 |
| 11 | 1033.319 | 8.04 | 8.995123 | 7.879834 | 1.141 | Type 1 |
| 12 | 876.7826 | 4.7 | 12.52709 | 10.63535 | 1.177 | Type 1 |

| | | | | | | |
|----|----------|------|----------|----------|-------|--------|
| 13 | 1104.423 | 7.46 | 10.20236 | 9.950605 | 1.025 | Type 1 |
| 14 | 1306.806 | 8.21 | 12.67735 | 11.84456 | 1.07 | Type 1 |
| 15 | 1018.128 | 8.9 | 12.21062 | 10.92162 | 1.118 | Type 1 |
| | | | | | | |
| A | 1241.341 | 5.73 | 14.30956 | 13.72576 | 1.043 | Type 3 |
| B | 1550.738 | 5.66 | 24.90789 | 23.8028 | 1.046 | Type 3 |
| C | 876.2373 | 4.47 | 13.13994 | 13.08618 | 1.004 | Type 3 |
| D | 860.5349 | 3.8 | 18.16921 | 17.08283 | 1.064 | Type 3 |

Ακολουθούν οι αντίστοιχοι πίνακες για τα υποθαλάσσια υποφαράγγια του ΝΔ περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου (Πίν.5 και Πίν.6).

Πίνακας 5: Συγκεντρωτικός Πίνακας των γεωγραφικών συντεταγμένων και του βάθους του ανώτερου και κατώτερου τμήματος των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών που απαντώνται στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου

| N ο | Ανώτερο Τμήμα (Κεφαλή -Head) | | | Κατώτερο Τμήμα (Στόμιο -Mouth) | | |
|--------|------------------------------|------------------|-----------|--------------------------------|------------------|-----------|
| | Γεωγραφικό Πλάτος | Γεωγραφικό Μήκος | Βάθος (m) | Γεωγραφικό Πλάτος | Γεωγραφικό Μήκος | Βάθος (m) |
| 1 | 38°18'5.7"N | 22°1'33.0"E | -55.1 | 38°18'37.5"N | 22°2'17.9"E | -246.7 |
| 2 | 38°17'12.8"N | 22°1'37.0"E | -99.68 | 38°18'22.3"N | 22°2'54.0"E | -303.58 |
| 3 | 38°16'49.7"N | 22°2'33.3"E | -101.33 | 38°18'12.9"N | 22°3'58.9"E | -324.93 |
| 4 | 38°16'45.4"N | 22°3'32.8"E | -167.72 | 38°18'7.7"N | 22°4'43.4"E | -347.71 |
| 5 | 38°16'6.8"N | 22°4'9.2"E | -152.3 | 38°17'47.5"N | 22°5'39.0"E | -368.09 |
| 6 | 38°15'58.4"N | 22°4'58.4"E | -212 | 38°17'19.0"N | 22°5'36.9"E | -368.15 |
| 7 | 38°16'4.8"N | 22°5'49.7"E | -246.53 | 38°17'23.7"N | 22°6'0.4"E | -393.17 |
| 8 | 38°15'11.6"N | 22°9'44.9"E | -291 | 38°16'13.1"N | 22°10'10.5"E | -486.73 |
| 9 | 38°14'34.4"N | 22°9'38.6"E | -137.85 | 38°16'8.5"N | 22°10'55.6"E | -495.88 |
| 10 | 38°13'54.1"N | 22°9'55.7"E | -209.18 | 38°15'23.1"N | 22°10'51.3"E | -427.16 |

| | | | | | | |
|----|--------------|--------------|---------|--------------|--------------|---------|
| 11 | 38°13'43.6"N | 22°10'51.0"E | -307.44 | 38°15'31.2"N | 22°12'44.7"E | -537.98 |
| 12 | 38°13'59.1"N | 22°12'8.3"E | -349.25 | 38°14'2.5"N | 22°13'40.3"E | -436.84 |
| 13 | 38°13'14.0"N | 22°11'47.0"E | -314.18 | 38°14'24.5"N | 22°15'55.6"E | -665.12 |
| 14 | 38°12'18.5"N | 22°13'12.0"E | -317.03 | 38°13'42.2"N | 22°17'23.3"E | -708.02 |
| 15 | 38°11'54.7"N | 22°13'43.0"E | -375.88 | 38°13'38.9"N | 22°16'12.2"E | -649.87 |
| 16 | 38°12'46.4"N | 22°15'47.4"E | -595.77 | 38°12'59.9"N | 22°17'28.3"E | -712.89 |
| 17 | 38°11'34.6"N | 22°14'3.8"E | -397.75 | 38°12'30.0"N | 22°17'14.2"E | -706.54 |
| 18 | 38°11'36.5"N | 22°14'59.4"E | -492.07 | 38°12'2.3"N | 22°16'41.4"E | -683.19 |

Πίνακας 6: Συγκεντρωτικός Πίνακας του μήκους, της βαθμετρικής διαφοράς ανάμεσα στο ανώτερο και το κατώτερο σημείο ενός υποθαλάσσιου φαραγγιού, του Slope, του Sinuosity και του τύπου για τα υποθαλάσσια υποφαράγγια που απαντώνται στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου

| No of Subcanyon | Slope (degrees) | Depth Range (m) | Length (Km) | Linear Length (Km) | Sinuosity | Type |
|-----------------|-----------------|-----------------|-------------|--------------------|-----------|--------|
| 1 | 6.87 | 191.6 | 1.87 | 1.87 | 1 | Type 1 |
| 2 | 6.11 | 203.9 | 3.63 | 3,63 | 1 | Type 1 |
| 3 | 5.46 | 223.6 | 4.21 | 4,21 | 1 | Type 1 |
| 4 | 3.82 | 179.99 | 4.09 | 3,68 | 1.11 | Type 1 |
| 5 | 4.51 | 215.79 | 5.12 | 4,48 | 1.14 | Type 1 |
| 6 | 6.26 | 156.15 | 3.56 | 3,12 | 1.14 | Type 1 |
| 7 | 4.27 | 146.64 | 3.13 | 3,13 | 1 | Type 2 |
| 8 | 6.19 | 195.73 | 2.73 | 2,43 | 1.12 | Type 1 |
| 9 | 7.55 | 358.03 | 4.48 | 4,27 | 1.05 | Type 1 |
| 10 | 4.78 | 217.98 | 4.13 | 3,81 | 1.08 | Type 2 |
| 11 | 8.07 | 230.54 | 5.63 | 5,33 | 1.06 | Type 1 |
| 12 | 2.76 | 87.59 | 2.85 | 2,85 | 1 | Type 1 |
| 13 | 5.06 | 350.94 | 8.96 | 7,98 | 1.12 | Type 1 |

| | | | | | | |
|----|------|--------|------|------|------|--------|
| 14 | 6.15 | 390.99 | 9.27 | 8,55 | 1.08 | Type 1 |
| 15 | 6.29 | 273.99 | 6.27 | 5,85 | 1.07 | Type 1 |
| 16 | 4.37 | 117.12 | 3.17 | 3,17 | 1 | Type 1 |
| 17 | 3.31 | 308.79 | 6.58 | 6,31 | 1.04 | Type 1 |
| 18 | 4.25 | 191.12 | 3.31 | 3,31 | 1 | Type 1 |

3.3.6. Δημιουργία Διατομών (Cross – Sections)

Για την καλύτερη κατανόηση των γεωμορφολογικών χαρακτηριστικών των επιμέρους υποθαλάσσιων υποφαραγγιών και στις δύο περιοχές μελέτης κρίθηκε σκόπιμη η σχεδίαση διατομών επί των αξόνων των υποφαραγγιών.

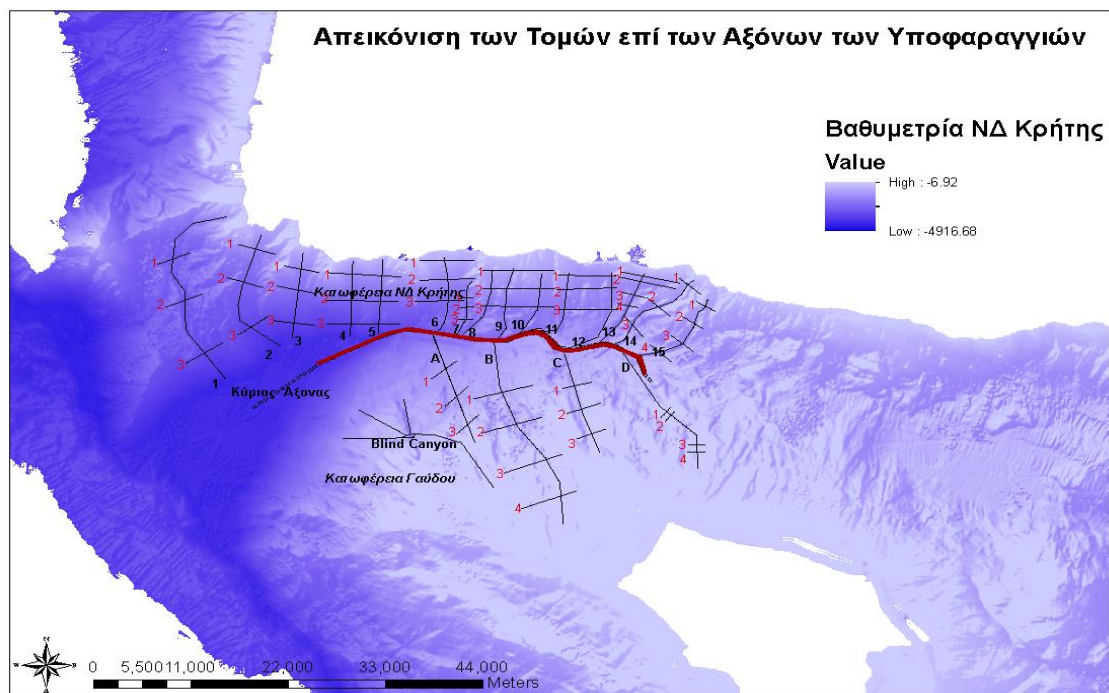
Στο περιβάλλον χαρτοσύνθεσης ArcMap προστίθεται η γραμμή εργαλείων *3D Analyst* και με το εργαλείο *Interpolate line* σχεδιάζεται μία γραμμή στη θέση όπου επιθυμείται να κατασκευαστεί διατομή (εγκάρσια τομή). Μετά τη σχεδίαση της γραμμής, με το εργαλείο *3D Analyst* → *Create Profile*, η διατομή εμφανίζεται ως γράφημα σε ένα νέο παράθυρο (Τσούλος, 2015γ).

Η λήψη των διατομών θα συμβάλλει στο χαρακτηρισμό του κάθε υποφαραγγιού ή άξονα ως προς τη μορφή. Δηλαδή παράχθηκαν κάποια συμπεράσματα για τα τοιχώματα, τη διεύθυνση και το σχήμα του *thalweg*. Μία κοιλότητα ως προς το σχήμα της, παρατηρώντας μία διατομή της (*cross-section*), μπορεί να χαρακτηριστεί είτε ως *U-shaped* είτε ως *V-shaped*.

Τα προφίλ διατομών που έχουν σχήμα V (*V-shaped cross-section profiles*) υποδεικνύουν έντονες και ενεργές διεργασίες διάβρωσης. Πρόκειται για κοιλότητες που δεν έχουν φτάσει ακόμα σε κατάσταση ισορροπίας (*state of equilibrium*) και παρουσιάζουν κυρτά (*convex-up*) τοιχώματα. Συνδέονται με την παρουσία ενεργών ρηγμάτων που ενδεχομένως να προκαλούν συχνά φαινόμενα διάβρωσης.

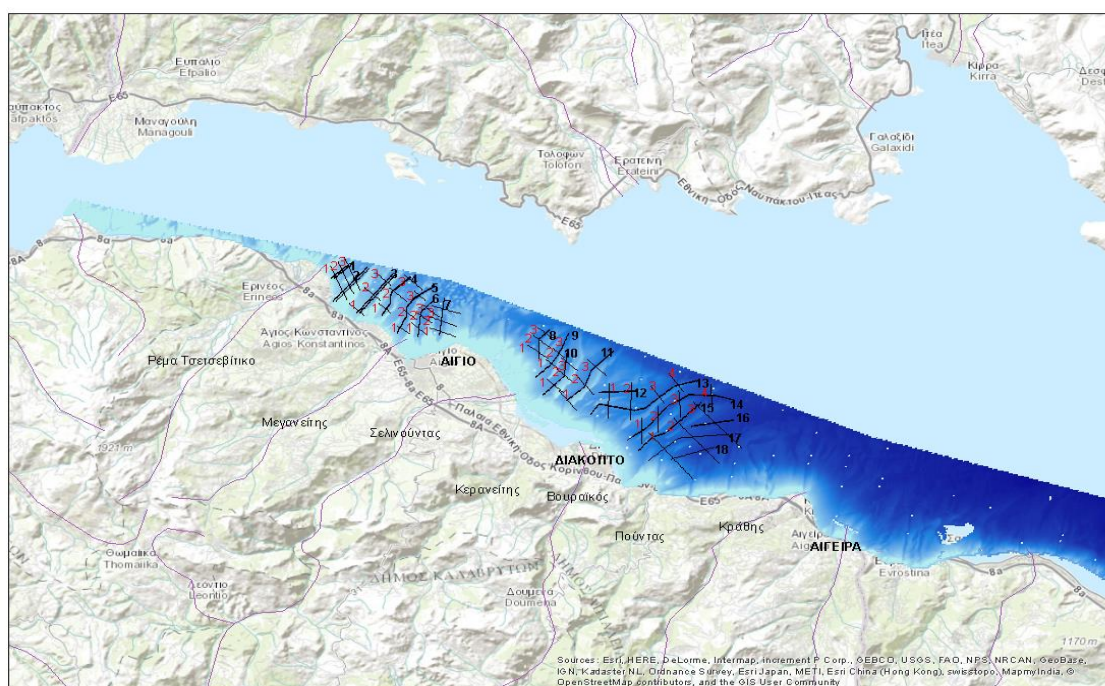
Από την άλλη μεριά, τα προφίλ των διατομών που έχουν σχήμα U (*U-shaped cross-section profiles*) υποδεικνύουν πυκνή συγκέντρωση ιζημάτων και στα τοιχώματα των κοιλοτήτων αλλά και κατά μήκος του άξονά τους. Τα τοιχώματά τους είναι κοίλα (*concave-up*) και έχουν φτάσει σε κατάσταση ισορροπίας (*state of equilibrium*).

Στην εικόνα 54 γίνονται σαφείς οι θέσεις στις οποίες σχεδιάστηκαν οι διατομές και η διεύθυνσή τους για τα υποθαλάσσια υποφαράγγια της Σαμαριάς.



Εικόνα 54: Απεικόνιση των Διατομών (Cross- Sections) επί των Αξόνων των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών του Φαραγγιού της Σαμαριάς

Αντίστοιχα στην εικόνα 55 παρουσιάζονται οι θέσεις των εγκάρσιων τομών για τα υποθαλάσσια υποφαράγγια του ΝΔ περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου.



Εικόνα 55: Απεικόνιση των Διατομών (Cross- Sections) επί των Αξόνων των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου

Επειδή το *spacing* ανάμεσα σε κάποια υποθαλάσσια υποφαράγγια λαμβάνει πολύ μικρές τιμές, κρίθηκε αποδοτικότερο κάποιες τομές να ληφθούν για παραπάνω από ένα υποφαράγγια.

3.4. Ιζηματολογική Ανάλυση

Οι επιφανειακές δειγματοληψίες και η ανάσυρση πυρήνων υποεπιφανειακών ιζημάτων είναι οι πιο κοινοί άμεσοι τρόποι για την έρευνα των θαλάσσιων ιζημάτων. Το υλικό που συλλέγεται από τις δειγματοληψίες υπόκειται σε μία σειρά εργαστηριακών αναλύσεων μεταξύ των οποίων η οπτική και λιθολογική περιγραφή, η κοκκομετρική ανάλυση, η γεωχημική ανάλυση, οι ραδιοχρονολογήσεις με βάση το ισότοπο του ^{14}C , ακτινογραφίες πυρήνων, η ορυκτολογική ανάλυση και άλλες.

Από τη σύνθεση των αποτελεσμάτων που προκύπτουν από αυτές τις αναλύσεις, αποκτώνται χρήσιμες πληροφορίες για τη διαδικασία ιζηματογένεσης σε μία περιοχή, για τις κλιματικές και περιβαλλοντικές μεταβολές οι οποίες επηρεάζουν τη διαδικασία της ιζηματοπόθεσης, για την προέλευση των ιζημάτων, για τη γεωλογική - γεωγραφική εξέλιξη της περιοχής ενδιαφέροντος και πολλές άλλες.

Επίσης σε κάποιες περιπτώσεις όπου σκοπός είναι η μελέτη μεταφοράς αιωρούμενων σωματιδίων γίνεται χρήση ιζηματοπαγίδων και για τη μέτρηση της ταχύτητας και της κατεύθυνσης των ρευμάτων χρησιμοποιούνται οι ρευματογράφοι.

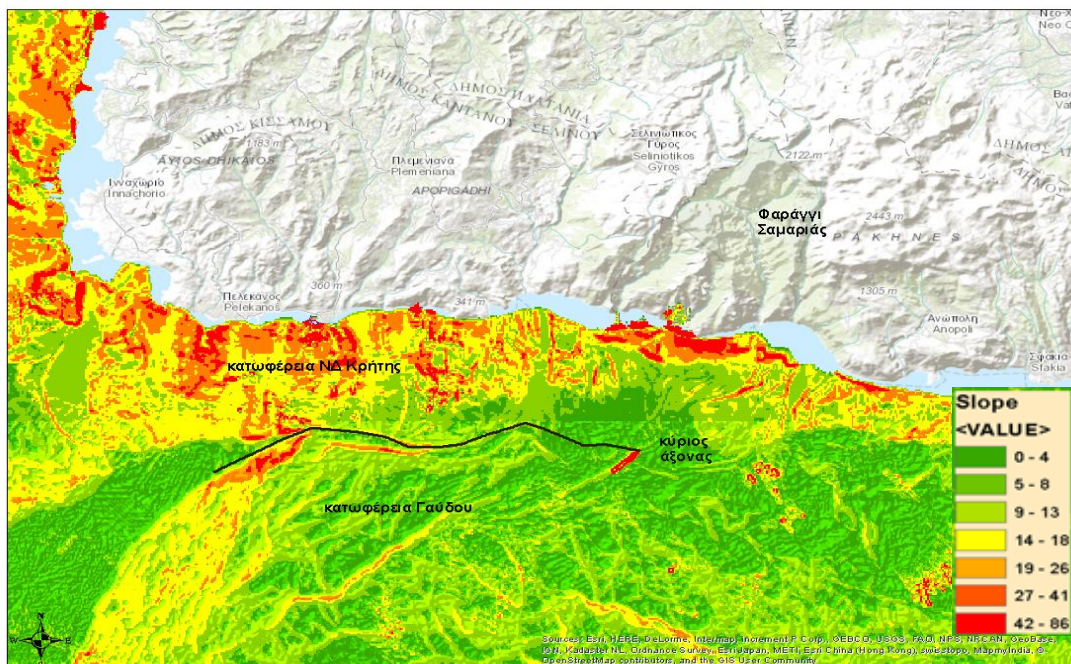
Η σεισμική στρωματογραφία είναι μία γεωλογική προσέγγιση στην ερμηνεία των υποεπιφανειακών στρωματογραφικών ενοτήτων ιζημάτων, και την τεκτονική δομή των υποστρωμάτων του πυθμένα. Για τη σεισμική στρωματογραφία χρησιμοποιούνται ηχοβολιστικά όργανα διαφόρων συχνοτήτων, ανάλογα με το βάθος ενδιαφέροντος και την επιθυμητή ανάλυση των λαμβανομένων δεδομένων.

4. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ – ΣΥΖΗΤΗΣΗ

4.1. ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΟ ΦΑΡΑΓΓΙ ΤΗΣ ΣΑΜΑΡΙΑΣ

4.1.1. Surface Tools

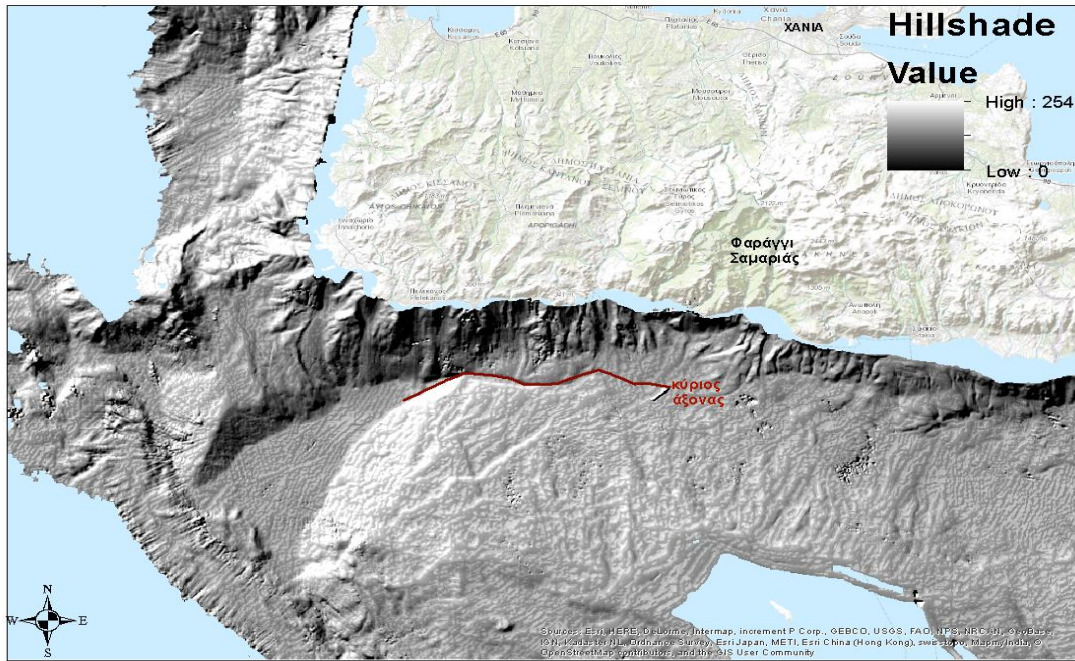
Από το χάρτη που προέκυψε μετά την εφαρμογή του εργαλείου *Slope* επί του *raster* που αποτυπώνει τη βαθυμετρία του υποθαλάσσιου φαράγγιού της Σαμαριάς (Εικ.56), καθίσταται εμφανές ότι στην περιοχή της βαθιάς ωκεάνιας λεκάνης που βρίσκεται στα δυτικά και καταλήγει στην τάφρο, οι κλίσεις είναι μικρές ($<3^{\circ}$) ενώ στην απότομη κατωφέρεια της ΝΔ Κρήτης υπάρχουν αρκετές περιοχές με κλίση πάνω από 20° (πορτοκαλί και κόκκινες περιοχές).



Εικόνα 56: Απεικόνιση της Υποθαλάσσιας περιοχής του Φαράγγιού της Σαμαριάς στο θεματικό επίπεδο *Slope*

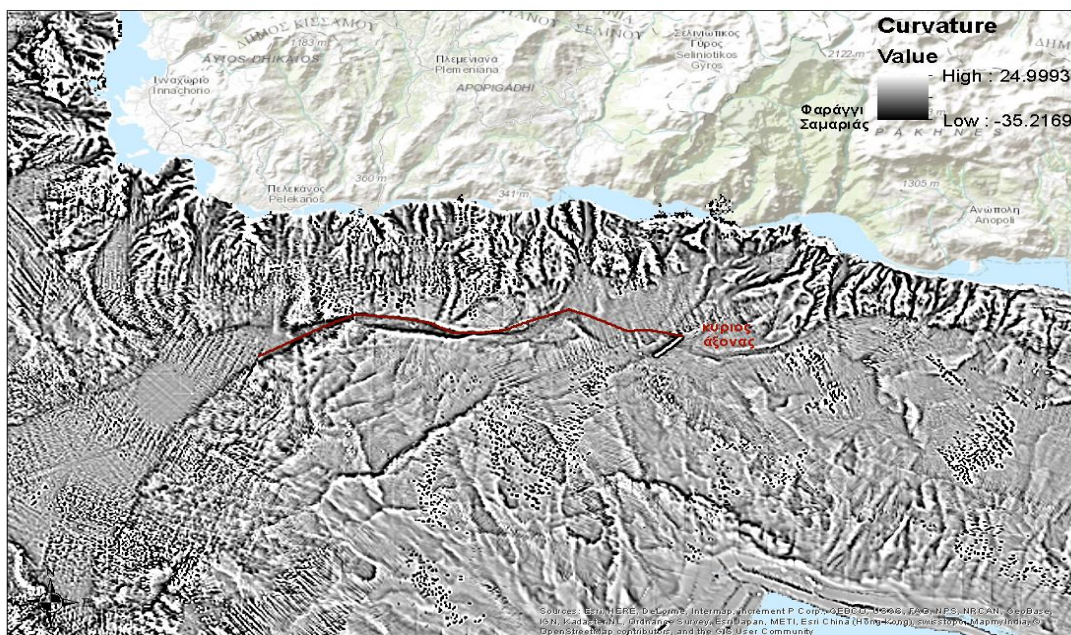
Η κατωφέρεια της Γαύδου φαίνεται να είναι πιο ομαλή από αυτήν της ΝΔ Κρήτης. Επιπροσθέτως, είναι αξιοσημείωτο ότι στην υποθαλάσσια περιοχή που συνδέεται με το επίγειο φαράγγι της Σαμαριάς η κλίση λαμβάνει μεγάλες τιμές ($>30^{\circ}$). Το γεγονός αυτό ενδεχομένως να υποδεικνύει έντονη διάβρωση.

Η τρισδιάστατη βαθυμετρική απεικόνιση του υποθαλάσσιου φαράγγιού της Σαμαριάς που προέκυψε μετά την εφαρμογή του εργαλείου *Hillshade*, αποτυπώνεται στον χάρτη της εικόνας 57.



Εικόνα 57: Απεικόνιση της 3D σκίασης (hillshade) της επιφάνειας που αναπαριστάει το Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς

Μέσω της σκίασης παρατηρούνται οι θέσεις στις οποίες βρίσκονται τα υποθαλάσσια υποφαράγγια (οι πιο σκούρες περιοχές). Συνεχίζοντας με τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την εφαρμογή του εργαλείου *Curvature* στα *raster* της βαθυμετρίας των δύο περιοχών μελέτης, για το υποθαλάσσιο φαράγγι της Σαμαριάς προκύπτει ο επόμενος χάρτης της εικόνας 58.

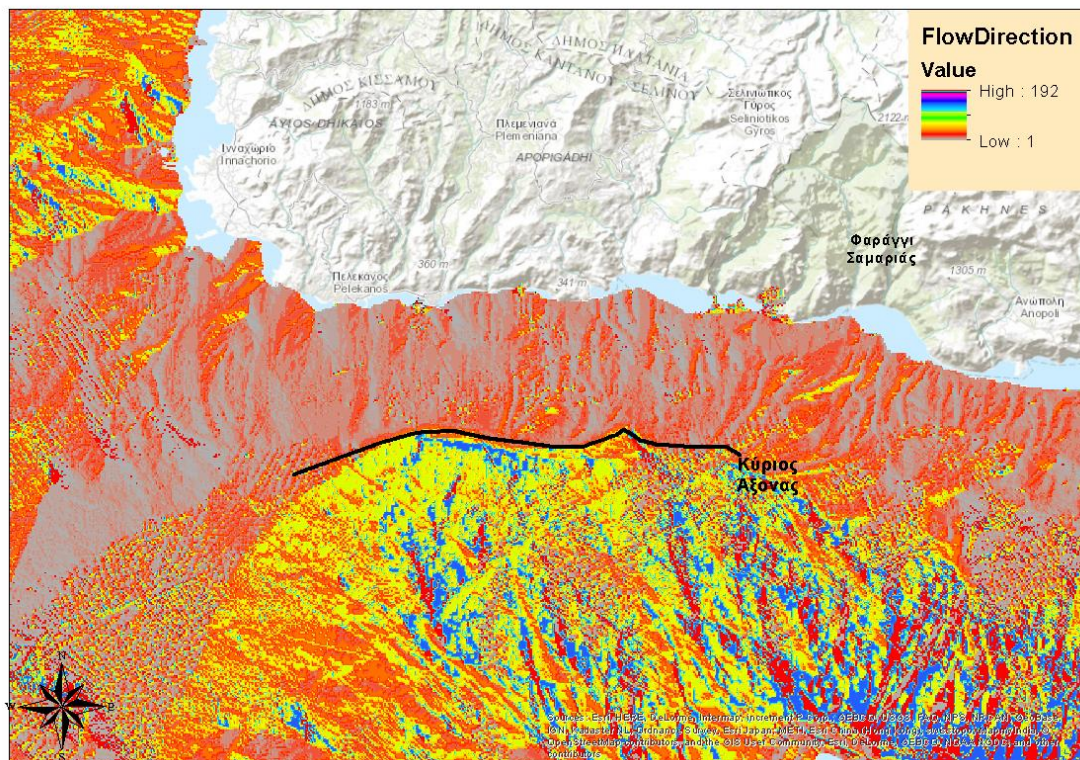


Εικόνα 58: Απεικόνιση του αποτελέσματος του εργαλείου *Curvature* στην επιφάνεια που αναπαριστάει το Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς

Με τη συμβολή της καμπυλότητας (*curvature*) διαγράφονται πλέον με αρκετές λεπτομέρειες τα επιμέρους υποθαλάσσια υποφαράγγια στην κατωφέρεια της ΝΔ Κρήτης.

4.1.2. Hydrology Tools

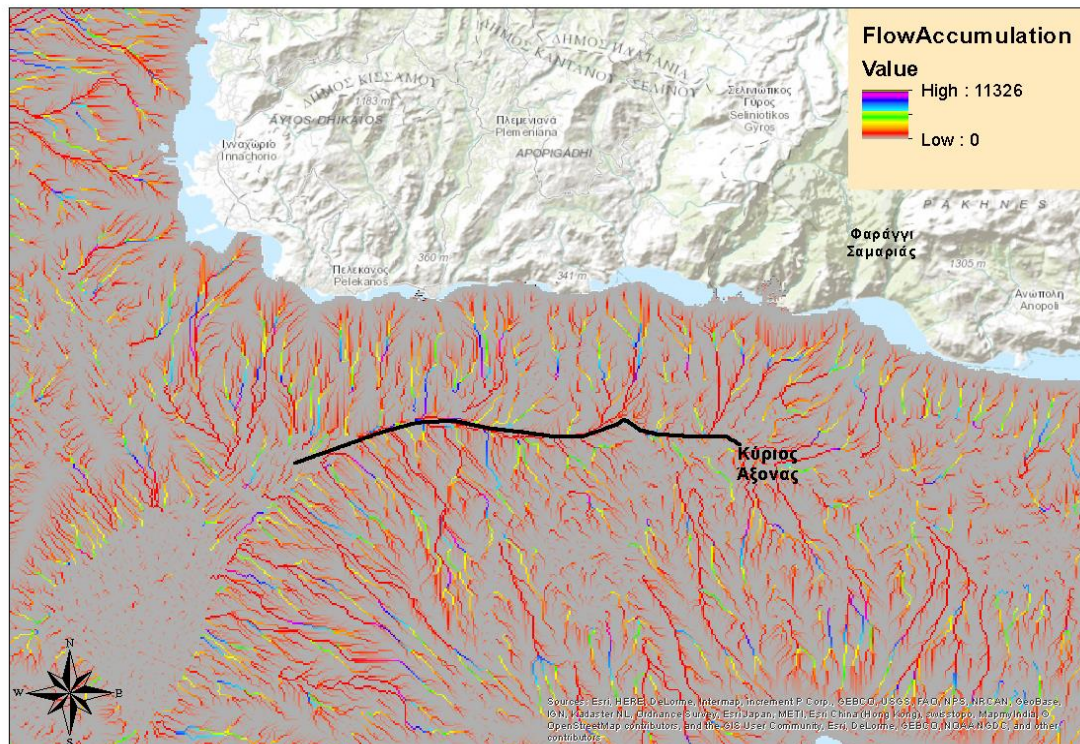
Σε αυτή την ενότητα θα παρουσιαστούν τα αποτελέσματα που προέκυψαν μετά την εφαρμογή των εργαλείων *Flow Direction* και *Flow Accumulation* με σκοπό να αναδειχθεί η θέση των υποθαλάσσιων υποφαραγγίων με βάση τόσο την κατεύθυνση της ροής όσο και τη συγκέντρωσή της.



Εικόνα 59: Απεικόνιση του αποτελέσματος του εργαλείου *Flow Direction* στην επιφάνεια που αναπαριστάει το Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς

Ξεκινώντας με το υποθαλάσσιο φαράγγι της Σαμαριάς, στο χάρτη που παράχθηκε μετά την εφαρμογή του εργαλείου *Flow Direction* (Εικ.59) διακρίνονται τα υποθαλάσσια υποφαράγγια στην κατωφέρεια της ΝΔ Κρήτης με γκρι χρώμα το οποίο τα διαφοροποιεί από το περιβάλλον τους που είναι περιοχές με κόκκινο χρώμα και χαμηλές τιμές ροής. Επίσης αξιοσημείωτη είναι η παρουσία αρκετών περιοχών με μεγάλη ροή (έντονο μωβ χρώμα) στην κατωφέρεια της Γαύδου. Ενδεχομένως να πρόκειται για *blind canyons* ή *gullies*.

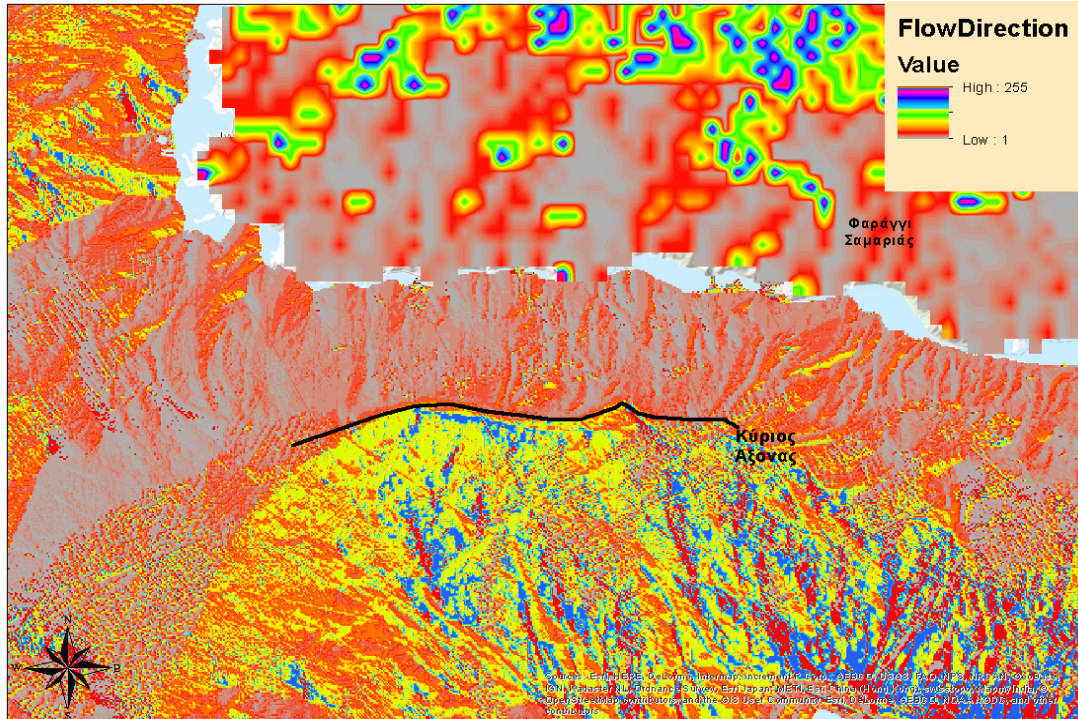
Στη συνέχεια στο χάρτη που προέκυψε μετά την εφαρμογή του εργαλείου *Flow Accumulation*, στο υποθαλάσσιο φαράγγι της Σαμαριάς (Εικ.60), παρατηρείται ότι η συγκέντρωση ροής είναι πιο έντονη (σκούρο μπλε) στις θέσεις εκείνες που απαντώνται τα υποθαλάσσια υποφαράγγια.



Εικόνα 60: Απεικόνιση του αποτελέσματος του εργαλείου *Flow Accumulation* στην επιφάνεια που αναπαριστάει το Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς

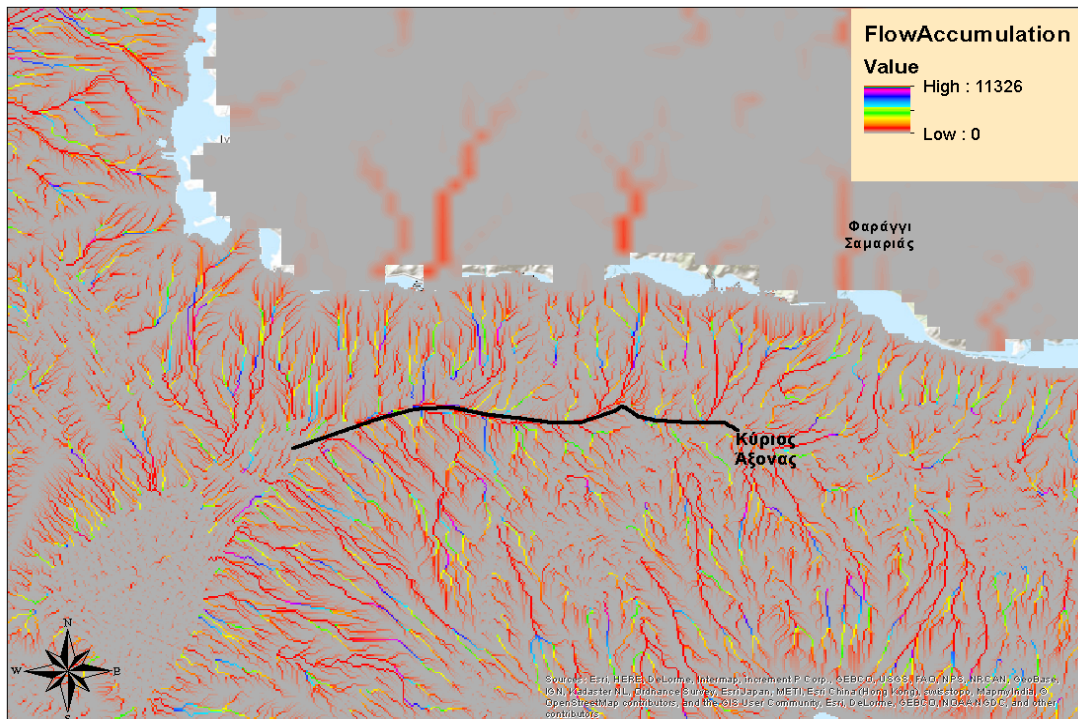
Είναι προφανής η σύνδεση των υποφαραγγιών αυτών με κάποιο ποτάμιο σύστημα της γειτονικής χέρσου. Από αυτά κάποια διαρρηγνύουν την υφαλοκρηπίδα (Τύπου 1) και κάποια άλλα όχι (Τύπου 2).

Ακολουθούν τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την εφαρμογή των δύο εργαλείων επί των *raster* των δύο περιοχών αλλά και επί των *dem* που αποτυπώνουν τις χερσαίες περιοχές γύρω από το υποθαλάσσιο φαράγγι της Σαμαριάς. Ξεκινώντας από τα αποτελέσματα που προέκυψαν για την πορεία της ροής μετά την εφαρμογή του εργαλείου *Flow Direction* προέκυψε ο χάρτης της εικόνας 61.



Εικόνα 61: Απεικόνιση του αποτελέσματος του εργαλείου Flow Direction τόσο στην επιφάνεια που αναπαριστάει το Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς όσο και στη χερσαία περιοχή της ΝΔ Κρήτης

Παρόλο που το μέγεθος των κελιών του *raster* και του *dem* δεν είναι ίδιο ώστε η συνολική εικόνα να είναι ομοιογενής, διακρίνεται η σύνδεση της ροής μεταξύ χέρσου και υποθαλάσσιων υποφαραγγιών.

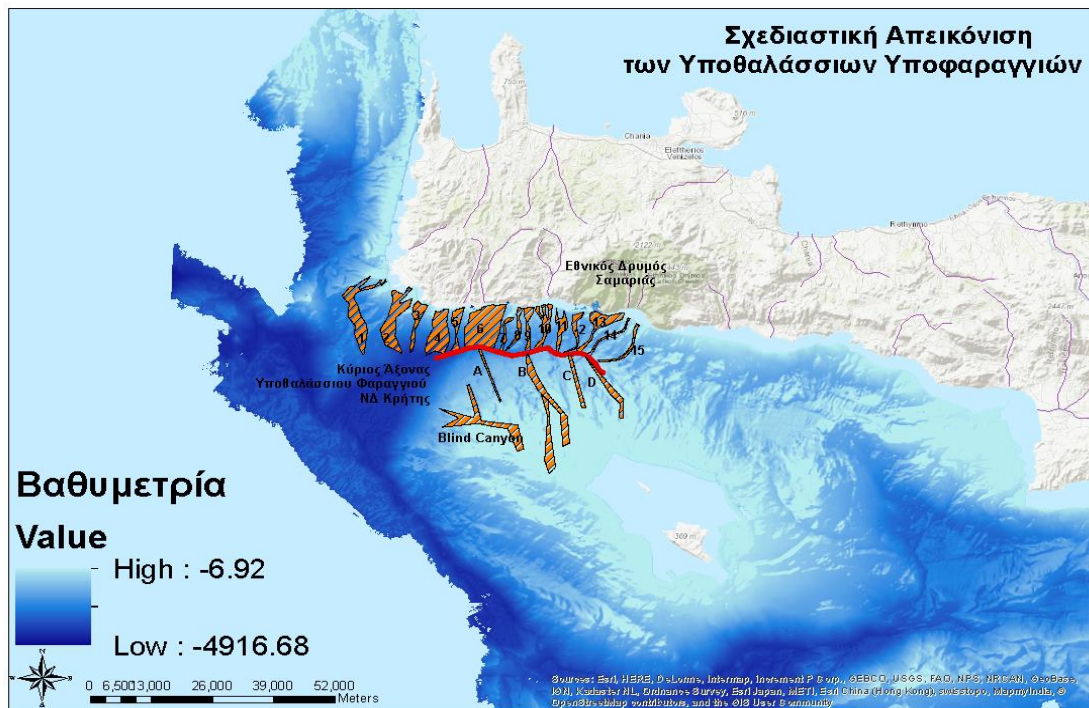


Εικόνα 62: Απεικόνιση του αποτελέσματος του εργαλείου Flow Accumulation τόσο στην επιφάνεια που αναπαριστάει το Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς όσο και στη χερσαία περιοχή της Κρήτης

Στην εικόνα 62 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του εργαλείου *Flow Accumulation* επί του *raster* που αποτυπώνει το υποθαλάσσιο φαράγγι της Σαμαριάς και του *dem* που αποτυπώνει τη χερσαία περιοχή της ΝΔ Κρήτης ώστε να φανεί η σύνδεση των υποθαλάσσιων φαραγγιών με κάποιο ποτάμιο σύστημα.

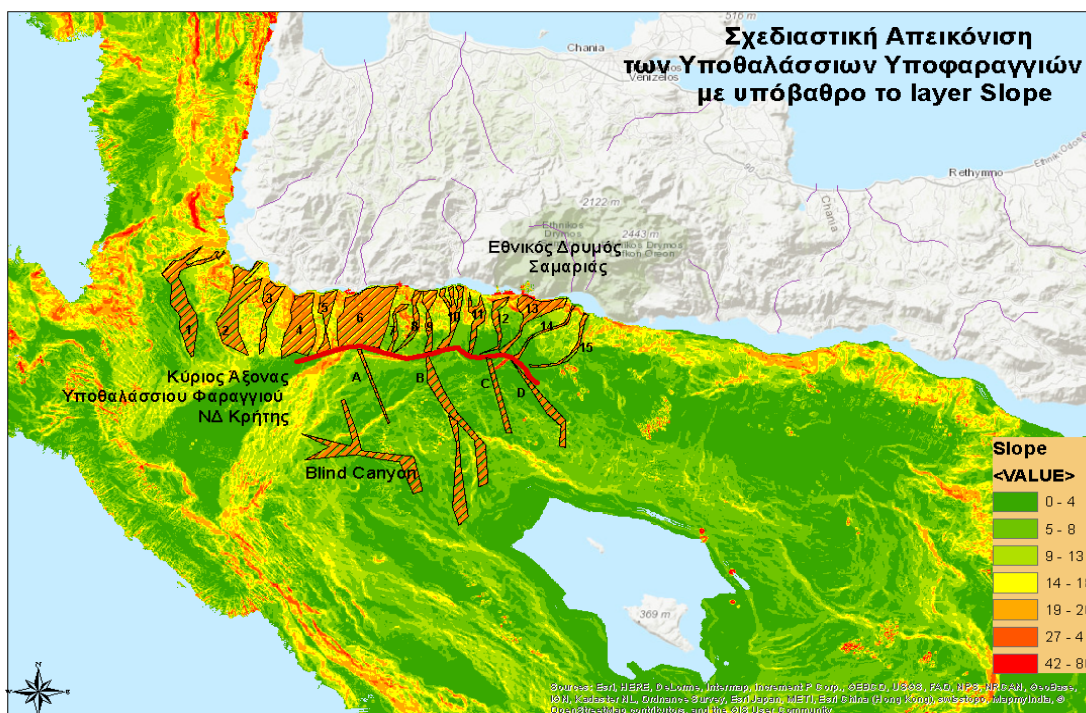
4.1.3. Ψηφιακή Καταγραφή των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγιών και των Αξόνων τους

Χρησιμοποιώντας την εντολή *editing* του *ArcMap 10.4* και ως υπόβαθρο το θεματικό επίπεδο της βαθυμετρίας προέκυψε ο χάρτης της εικόνας 63 για το υποθαλάσσιο φαράγγι της Σαμαριάς, που αποτυπώνει τα επιμέρους υποθαλάσσια υποφαράγγια ως πολύγωνα.



Εικόνα 63: Αποτύπωση των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών του συστήματος του Φαραγγιού της Σαμαριάς με υπόβαθρο τη βαθυμετρία της περιοχής.

Ακολούθως, χρησιμοποιήθηκε ως υπόβαθρο το θεματικό επίπεδο *Slope*, για να καταγραφούν ψηφιακά τα υποθαλάσσια υποφαράγγια και προέκυψε ο χάρτης της εικόνας 64 για το υποθαλάσσιο φαράγγι της Σαμαριάς.



Εικόνα 64: Αποτύπωση των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών του συστήματος του φαλαγγιού της Σαμαριάς με υπόβαθρο το θεματικό επίπεδο Slope

Τέλος, χρησιμοποιήθηκε ως υπόβαθρο το θεματικό επίπεδο *Flow Accumulation* με σκοπό να μελετηθεί ο Τύπος των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στηριζόμενοι στη συγκέντρωση της ροής. Συνεπώς προέκυψε ο χάρτης της εικόνας 65.



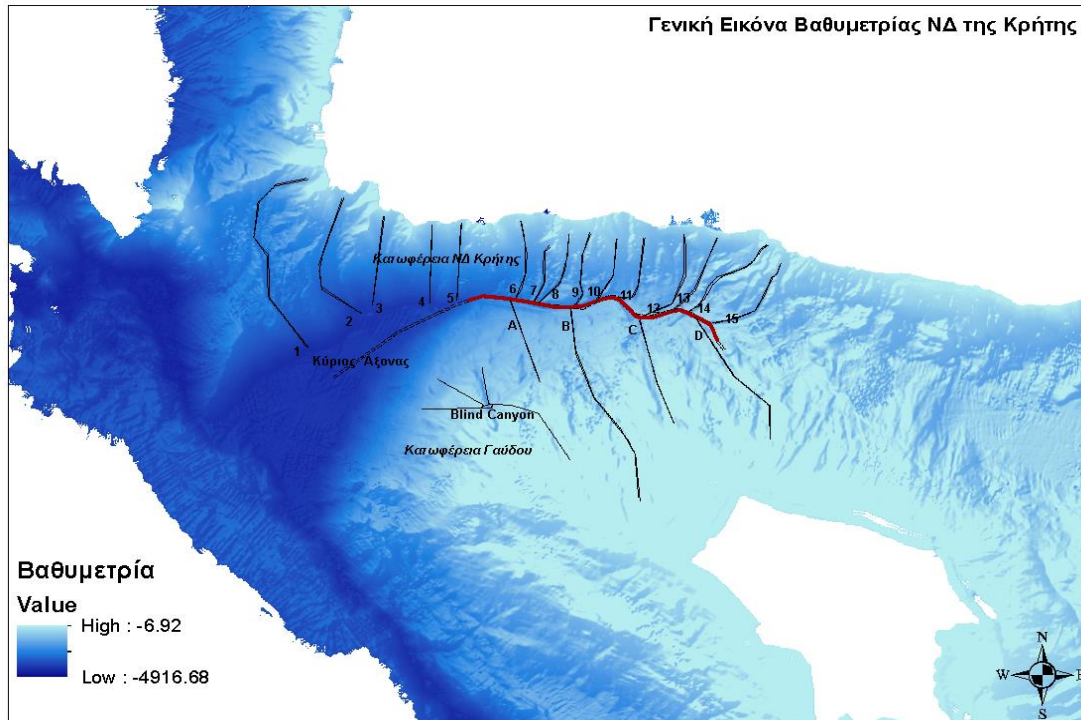
Εικόνα 65: Αποτύπωση των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών του συστήματος του Φαραγγιού της Σαμαριάς με υπόβαθρο το layer Flow Accumulation

Η πλειοψηφία των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών της κατωφέρειας της ΝΔ Κρήτης είναι Τύπου 1, δηλαδή διαρρηγνύουν την υφαλοκρηπίδα και συνδέονται με κάποιο ποτάμιο σύστημα (*shelf- incising, associated with river*) (Εικ.65). Αυτού του Τύπου τα υποθαλάσσια φαράγγια συνήθως αναπτύσσονται με φορά προς τα κάτω, δηλαδή στη συγκεκριμένη περίπτωση με προσανατολισμό από βόρεια προς νότια. Κατά μήκος τους επικρατούν τουρβιδιτικά ρεύματα και υπέρπυκνες ροές.

Δύο από αυτά, το 5 και το 9, είναι Τύπου 2, δηλαδή διασχίζουν την υφαλοκρηπίδα αλλά δε συνδέονται άμεσα με κάποιο ποτάμι (*shelf -incising, not associated with river*). Αυτού του Τύπου τα υποθαλάσσια φαράγγια ενδεχομένως να σχετίζονται με οπισθόδρομη ανάπτυξη που ενεργοποιείται από υποθαλάσσιες κατολισθήσεις και καταρρεύσεις (Farre et al., 1983; Pratson and Coakley, 1996; Harris and Whiteway, 2011).

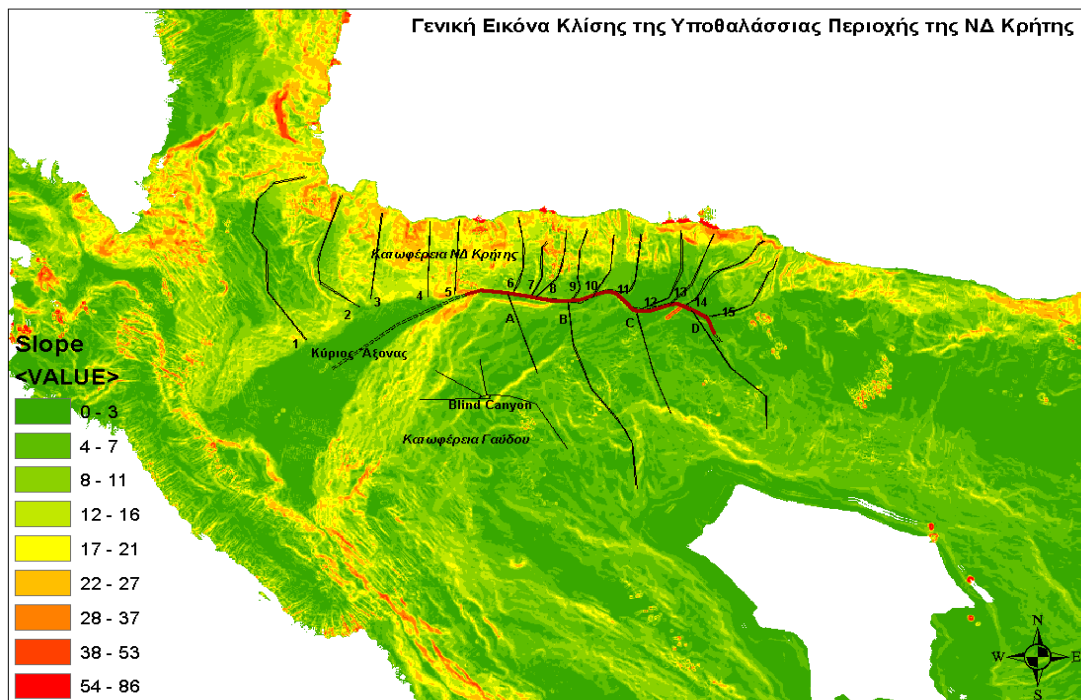
Με τη σειρά τους οι κατολισθήσεις και οι καταρρεύσεις αυτές ενδεχομένως να συνδέονται με τεκτονική παραμόρφωση, ύπαρξη ρηγμάτων και σεισμική δραστηριότητα (Ridente et al., 2007; Green and Uken, 2008) καθώς και με την ύπαρξη σημείων διαφυγής αερίων/ρευστών στην ηπειρωτική κατωφέρεια (Carpenter, 1981; Orange and Breen, 1992; Dugan and Fleming, 2000). Επιπροσθέτως, παρατηρείται η παρουσία πολλών μικρών καναλιών στην κατωφέρεια (*channels* και *gullies*) τα οποία θα μπορούσαν να χαρακτηριστούν Τύπου 3 (*blind canyons*). Στην κατωφέρεια της Γαύδου και τα 4 υποφαράγγια είναι Τύπου 3 (Εικ.65).

Εν συνεχεία η ψηφιακή καταγραφή των αξόνων που αναπαριστούν τα υποθαλάσσια υποφάραγγια οδηγεί στη δημιουργία ενός χάρτη, με υπόβαθρο το θεματικό επίπεδο της βαθυμετρίας, για το υποθαλάσσιο φαράγγι της Σαμαριάς (Εικ.66).



Εικόνα 66: Αναπαράσταση κάθε υποθαλάσσιου υποφαραγγιού του συστήματος του Φαραγγιού της Σαμαριάς από μία γραμμή στο θεματικό επίπεδο της βαθυμετρίας

Χρησιμοποιώντας ως υπόβαθρο το θεματικό επίπεδο *Slope*, προέκυψε ένας ακόμα χάρτης, που αποτυπώνει τους άξονες των υποφαραγγιών του υποθαλάσσιου φαραγγιού της Σαμαριάς (Εικ.67).

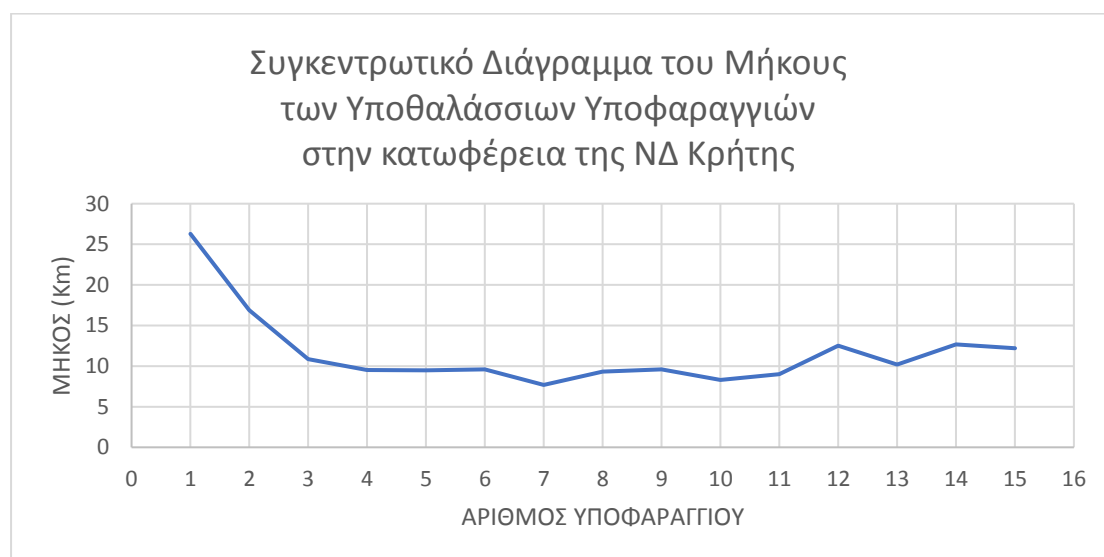


Εικόνα 67: Αναπαράσταση κάθε υποθαλάσσιου υποφαραγγιού του συστήματος του Φαραγγιού της Σαμαριάς από μία γραμμή με υπόβαθρο το raster που παράχθηκε από την εφαρμογή του εργαλείου *Slope*

4.1.4. Γεωμορφολογικά Χαρακτηριστικά των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγιών

Οι τιμές των μετρητικών μεγεθών που περιγράφουν τη γεωμορφολογία των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών έχουν καταγραφεί στους πίνακες που παρατίθενται στο κεφάλαιο της μεθοδολογίας. Για την καλύτερη εποπτική παρουσίαση των αποτελεσμάτων -τιμών κατασκευάστηκαν συγκεντρωτικά διαγράμματα τόσο για τα υποθαλάσσια υποφαραγγία της κατωφέρειας της ΝΔ Κρήτης όσο και για τα υποθαλάσσια υποφαραγγία της κατωφέρειας της Γαύδου.

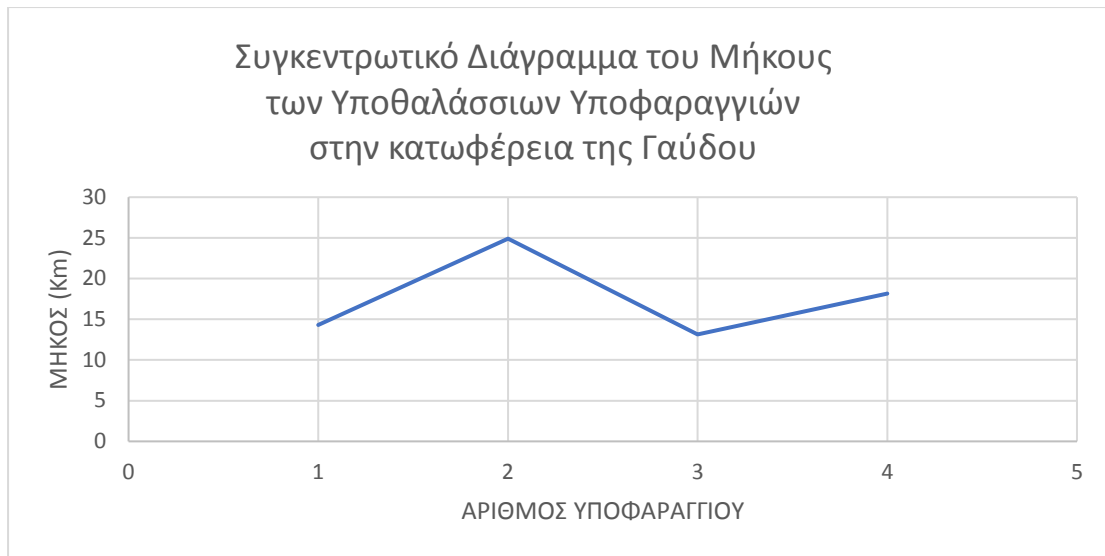
Από το διάγραμμα του μήκους για τα υποθαλάσσια υποφαραγγία της κατωφέρειας της ΝΔ Κρήτης (Εικ.68), διαπιστώνεται ότι η πλειοψηφία των συγκεκριμένων υποφαραγγιών έχει μήκος μικρότερο του μέσου μήκους που επικρατεί στα υποθαλάσσια φαραγγία της Μεσογείου και το οποίο είναι 26.5 Km.



Εικόνα 68: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα του Μήκους των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγιών στην κατωφέρεια της ΝΔ Κρήτης

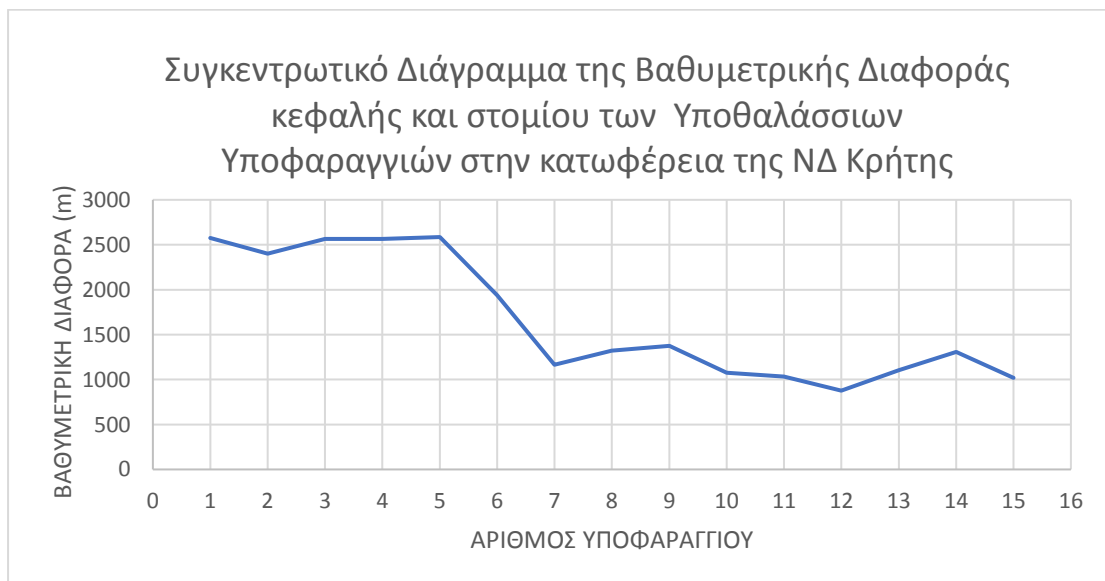
Εξαιρώντας τα υποθαλάσσια υποφαραγγία 1 και 2, τα υπόλοιπα έχουν μήκος κοντά στα 10 Km. Συνεπώς, θα μπορούσε να θεωρηθεί από κάποιους ότι δεν είναι αξιόλογου μεγέθους έτσι ώστε να συμβάλλουν στη διαδικασία της ιζηματογένεσης.

Από το αντίστοιχο διάγραμμα μήκους για τα υποθαλάσσια υποφαραγγία που απαντώνται στην κατωφέρεια της Γαύδου (Εικ.69), διαπιστώνεται ότι η μέση τιμή του μήκους τους είναι 12.58 Km. Σχεδόν η μισή τιμή από αυτή που επικρατεί στα υποθαλάσσια φαραγγία της Μεσογείου και η οποία όπως προαναφέρθηκε είναι 26.5 Km.



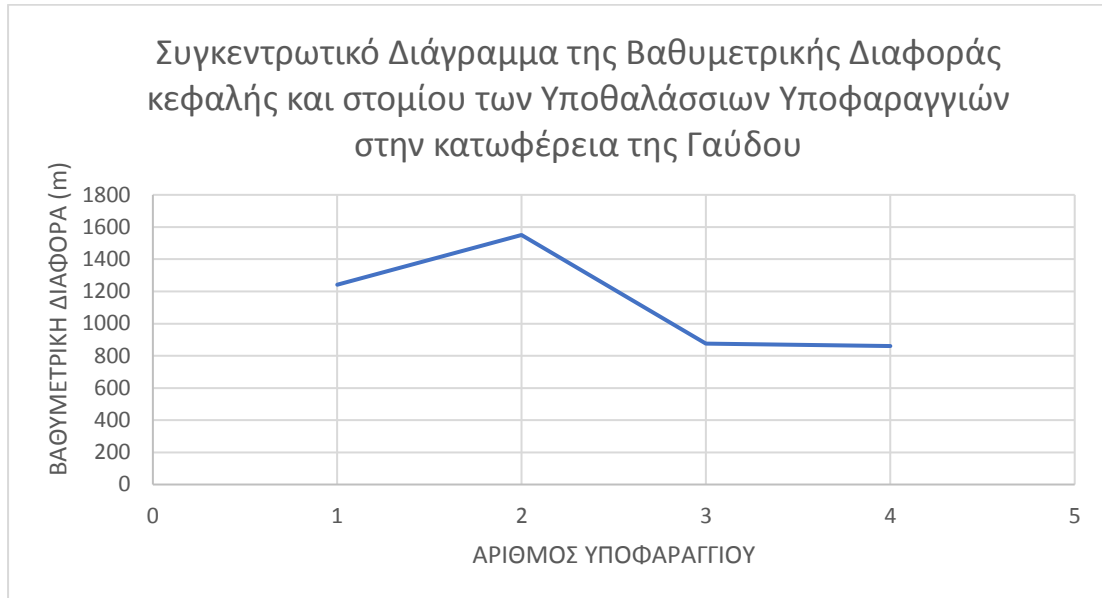
Εικόνα 69: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα του Μήκους των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγιών στην κατωφέρεια της Γαύδου

Από το διάγραμμα βαθυμετρικής διαφοράς των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών της κατωφέρειας της ΝΔ Κρήτης (Εικ.70), διαπιστώνεται ότι ο μέσος όρος του μεγέθους αυτού για τα συγκεκριμένα υποθαλάσσια υποφαραγγία είναι 1706.4 m. Η τιμή αυτή είναι 100 m περίπου μεγαλύτερη από τη μέση τιμή της βαθυμετρικής διαφοράς που επικρατεί στη Μεσόγειο και η οποία είναι 1613 m.



Εικόνα 70: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα της Βαθυμετρικής Διαφοράς Κεφαλής και Στομίου των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγιών στην κατωφέρεια της ΝΔ Κρήτης

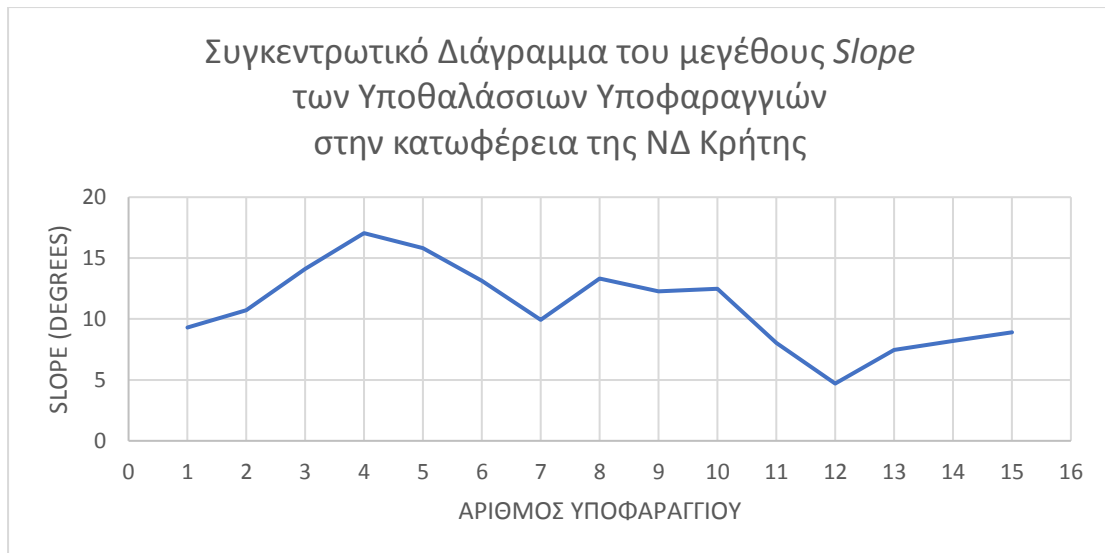
Το αντίστοιχο διάγραμμα βαθυμετρικής διαφοράς κατασκευάστηκε για τα υποθαλάσσια υποφαραγγία που απαντώνται στην κατωφέρεια της Γαύδου (Εικ.71).



Εικόνα 71: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα της Βαθυμετρικής Διαφοράς Κεφαλής και Στομίου των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγιών στην κατωφέρεια της Γαύδου

Υπολογίζεται ότι η μέση τιμή της βαθυμετρικής διαφοράς μεταξύ κεφαλής και στομίου είναι 1587,6 m, τιμή πολύ κοντινή στη μέση τιμή του μεγέθους αυτού που επικρατεί γενικότερα στη Μεσόγειο (1613 m). Αξίζει να σημειωθεί ότι ο προσανατολισμός των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών που απαντώνται στην κατωφέρεια της Γαύδου είναι από Νότο προς Βορρά. Ξεκινούν από την υφαλοκρηπίδα της Γαύδου (άνωτερο τμήμα) για να καταλήξουν στον κύριο άξονα του υποθαλάσσιου φαραγγιού της Σαμαριάς (κατώτερο τμήμα).

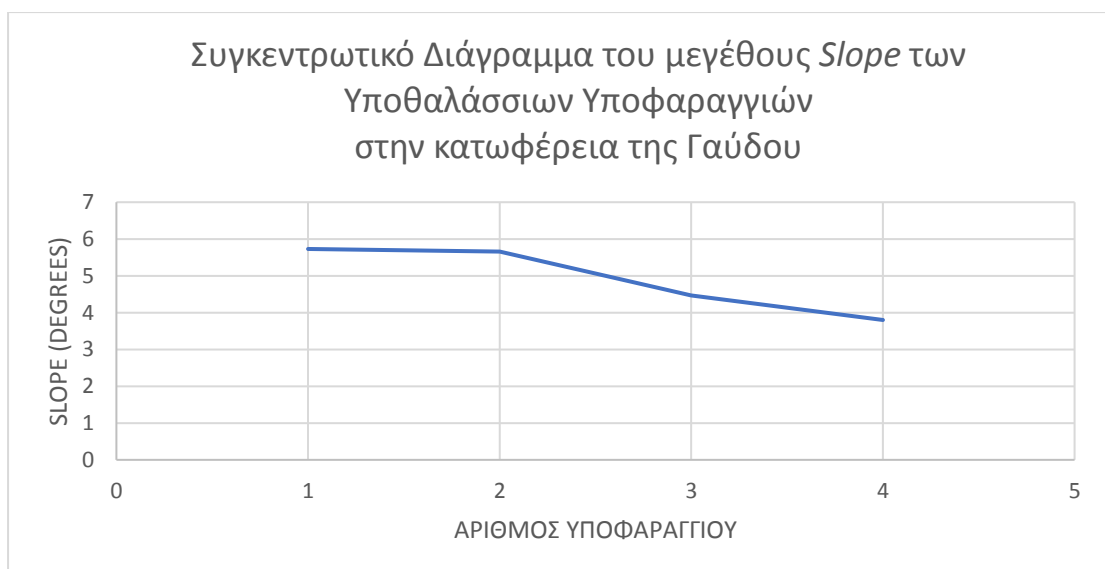
Ακολουθώντας από το διάγραμμα που αφορά στη μέση κλίση κάθε υποθαλάσσιου υποφαραγγιού για την κατωφέρεια της ΝΔ Κρήτης διαπιστώνεται ότι η μέση κλίση για τα συγκεκριμένα υποφαραγγία είναι 11.2° ενώ η μέση τιμή κλίσης που επικρατεί στα υποθαλάσσια φαραγγία της Μεσογείου είναι 6.5° (Εικ.72).



Εικόνα 72: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα του μεγέθους *Slope* των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγιών στην κατωφέρεια της ΝΔ Κρήτης

Το γεγονός αυτό υποδηλώνει ότι το ανάγλυφο των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στην κατωφέρεια της ΝΔ Κρήτης είναι πολύ απότομο και παρουσιάζει μεγάλες κλίσεις. Μία πρόσθετη παρατήρηση είναι ότι τα υποθαλάσσια υποφαραγγία 3 και 4 είναι τα πιο απότομα, όπως αναμενόταν λόγω της σύνδεσής τους με μεγάλο μεγέθους ποτάμιο σύστημα.

Από το αντίστοιχο διάγραμμα στην κατωφέρεια της Γαύδου (Εικ.73) διαπιστώνεται ότι οι τιμές της κλίσης είναι εμφανώς μικρότερες από αυτές στην κατωφέρεια της ΝΔ Κρήτης.

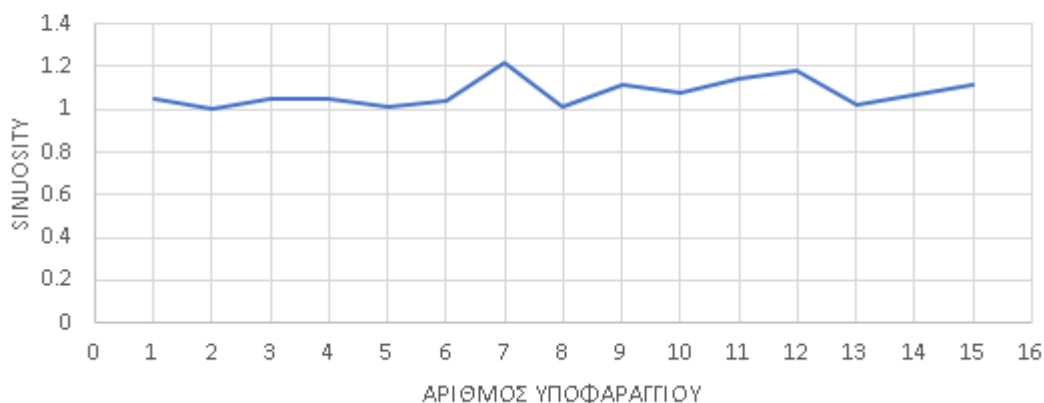


Εικόνα 73: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα του μεγέθους *Slope* των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγιών στην κατωφέρεια της Γαύδου

Η μέση τιμή της κλίσης των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών είναι 4.9° ενώ για τα υποθαλάσσια υποφάραγγια της Μεσογείου είναι 6.5° και για τα υποθαλάσσια υποφάραγγια της κατωφέρειας της ΝΔ Κρήτης είναι 11.2° (Εικ. 72). Αυτό υποδηλώνει ότι η κατωφέρεια της Γαύδου είναι πιο ομαλή. Επίσης, το γεγονός αυτό μπορεί να ερμηνεύεται από το ότι τα συγκεκριμένα υποθαλάσσια υποφάραγγια είναι Τύπου 3 (*blind canyons*) οπότε δε διαβρώνονται πολύ από ροές που προέρχονται από τα ποτάμια και είναι λιγότερο απότομα.

Τέλος από το διάγραμμα που κατασκευάστηκε για τις τιμές του μεγέθους *Sinuosity* που λαμβάνουν τα υποθαλάσσια υποφάραγγια στην κατωφέρεια της ΝΔ Κρήτης (Εικ.74), διαπιστώνεται ότι η μέση τιμή του μεγέθους *Sinuosity* είναι 1.074 ενώ η μέση τιμή του μεγέθους αυτού για τα υποθαλάσσια φάραγγια της Μεσογείου γενικότερα είναι 1.111.

Συγκεντρωτικό Διάγραμμα του μεγέθους *Sinuosity*
των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγιών
στην κατωφέρεια της ΝΔ Κρήτης



Εικόνα 74: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα του μεγέθους *Sinuosity* των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγιών στην κατωφέρεια της ΝΔ Κρήτης

Το μέγεθος *Sinuosity* περιγράφει το πόσο ελικοειδή είναι τα υποθαλάσσια υποφάραγγια. Συμπεραίνεται λοιπόν, ότι δεν είναι πολύ ελικοειδή, γεγονός που μπορεί να ερμηνευθεί λόγω του μικρού τους μήκους και της έλλειψης δενδριτικής διάταξης. Από το αντίστοιχο διάγραμμα για τα υποθαλάσσια υποφάραγγια της κατωφέρειας της Γαύδου υπολογίζεται ότι η μέση τιμή του μεγέθους *Sinuosity* για τα υποθαλάσσια υποφάραγγια της κατωφέρειας της Γαύδου είναι 1.04, τιμή πολύ κοντά στο 1 (Εικ.75).

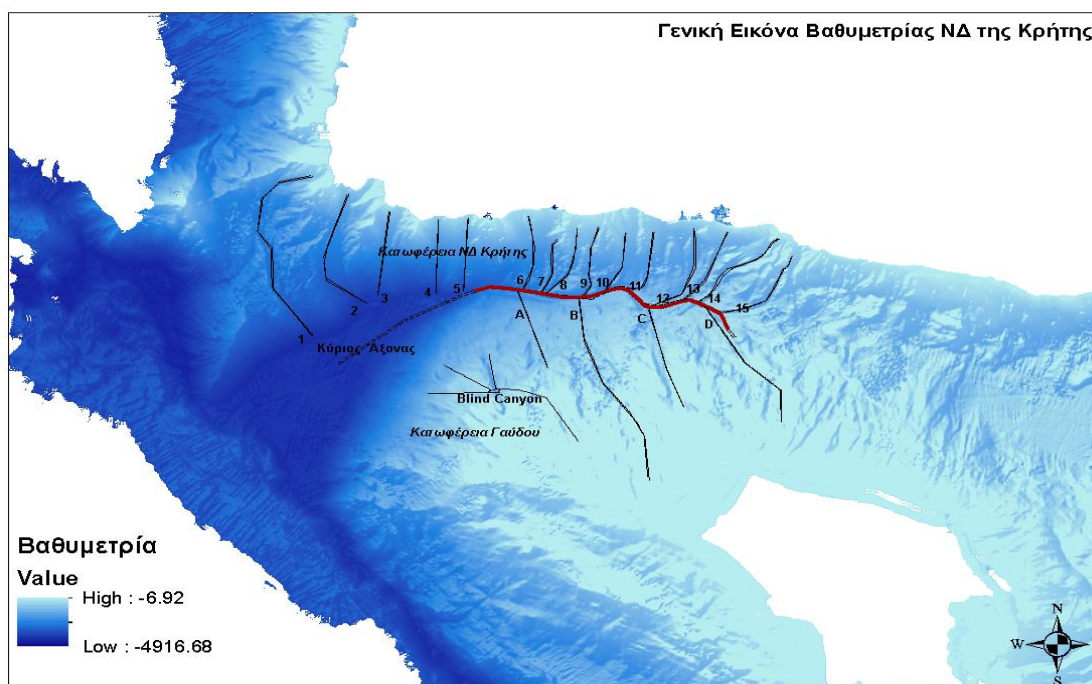


Εικόνα 75: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα του μεγέθους Sinuosity των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγιών στην κατωφέρεια της Γαύδου

Δηλαδή τα υποφαραγγία αυτά είναι σχεδόν γραμμικά. Συγκρίνοντας την τιμή αυτή με αυτή που επικρατεί για τα υποθαλάσσια φαραγγία της Μεσογείου (1.111) σίγουρα είναι πολύ μικρότερη.

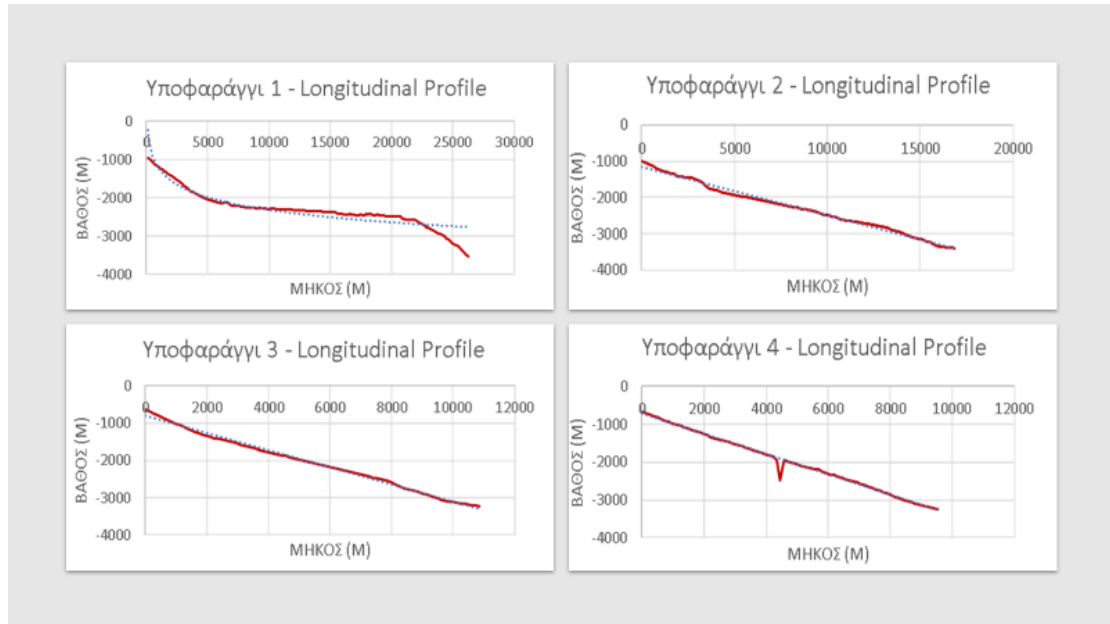
4.1.5. Longitudinal Profiles

Για κάθε υποφαραγγί του υποθαλάσσιου συστήματος της Σαμαριάς σχεδιάσθηκε μία γραμμική οντότητα μέσω της ψηφιακής καταγραφής (Εικ.76). Επιλέγοντας κάθε γραμμική οντότητα, στο θεματικό επίπεδο της βαθυμετρίας, και χρησιμοποιώντας την εντολή *Create Profile* δημιουργήθηκε μία μηκοτομή (*Longitudinal Profile*).



Εικόνα 76: Αναπαράσταση κάθε υποθαλάσσιου υποφαραγγιού του φαραγγιού της Σαμαριάς από μία γραμμική οντότητα με υπόβαθρο το θεματικό επίπεδο της βαθυμετρίας

Τα *Longitudinal Profiles* μελετώνται ως προς την καμπυλότητά τους. Αρχικά παρουσιάζονται τα *Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στην κατωφέρεια της ΝΔ Κρήτης και έπειτα εκείνα των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στην κατωφέρεια της Γαύδου.

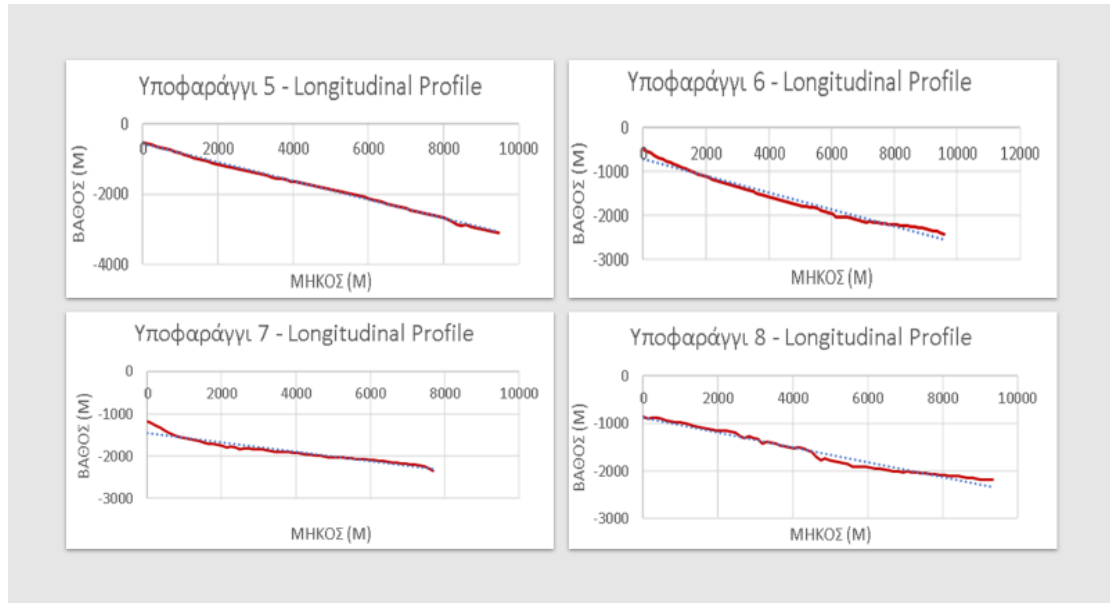


Εικόνα 77: *Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 1-4 στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης)

Παρατηρώντας ότι το *Longitudinal Profile* του υποθαλάσσιου υποφαραγγιού 1 (Εικ.77), που βρίσκεται δυτικότερα από όλα ως προς την καμπυλότητα χαρακτηρίζεται κοίλο (*concave*) (Εικ.76), συμπεραίνεται ότι ενδεχομένως να επικρατούν διεργασίες διάβρωσης, κατά μήκος του, που πολύ πιθανό να οφείλονται σε καταρρεύσεις λόγω βαρύτητας.

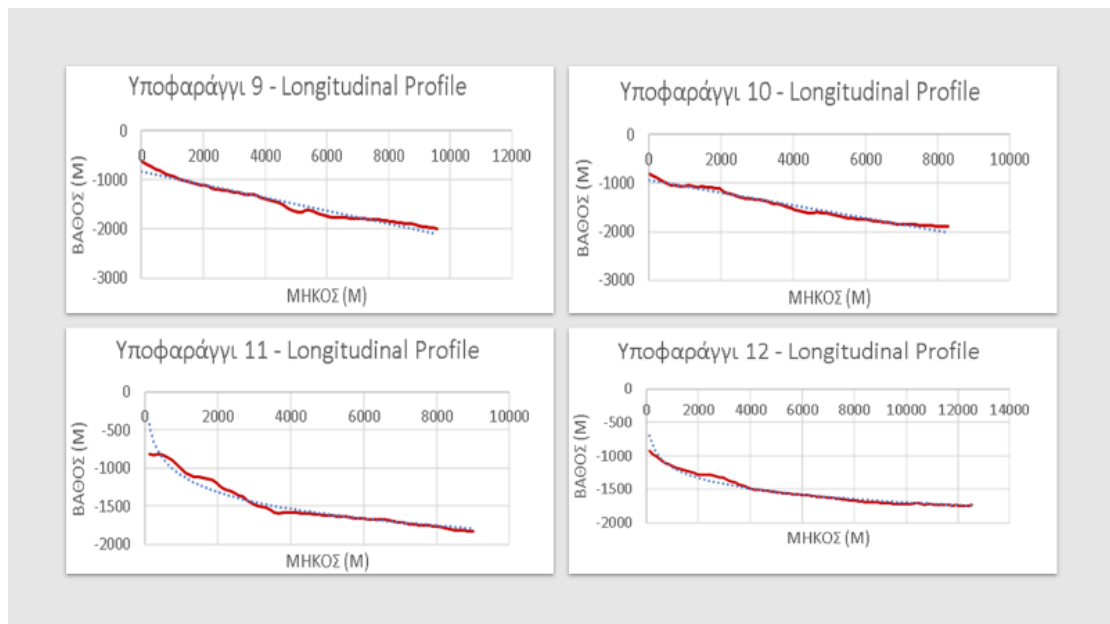
Υποθαλάσσια φαράγγια με αυτή την καμπυλότητα, τα οποία βρίσκονται κοντά σε πηγές τροφοδοσίας ιζημάτων, εμφανίζουν απότομα τοιχώματα, με αυξημένη πιθανότητα απόθεσης χονδρόκοκκων ριπιδίων στην περιοχή του στομίου του φαραγγιού. Το μήκος του υποφαραγγιού αυτού φαίνεται να ξεπερνάει τα 25 Km. Αρχικά βαθαίνει απότομα, στα πρώτα 5Km, ενώ από το 5^ο έως το 22^ο χιλιόμετρο του μήκους του, περίπου, φαίνεται το βάθος του να παραμένει σταθερό (Εικ.77).

Τα υποθαλάσσια υποφάραγγια 2-4 φαίνεται να βαθαίνουν με κανονικό ρυθμό. Τα *Longitudinal Profiles* τους δεν παρουσιάζουν καμπυλότητα (Εικ.77). Στο *Profile* του υποφαραγγιού 4 τοπικά μετά το 4ο Km του μήκους του διαφαίνεται μία κοιλότητα.



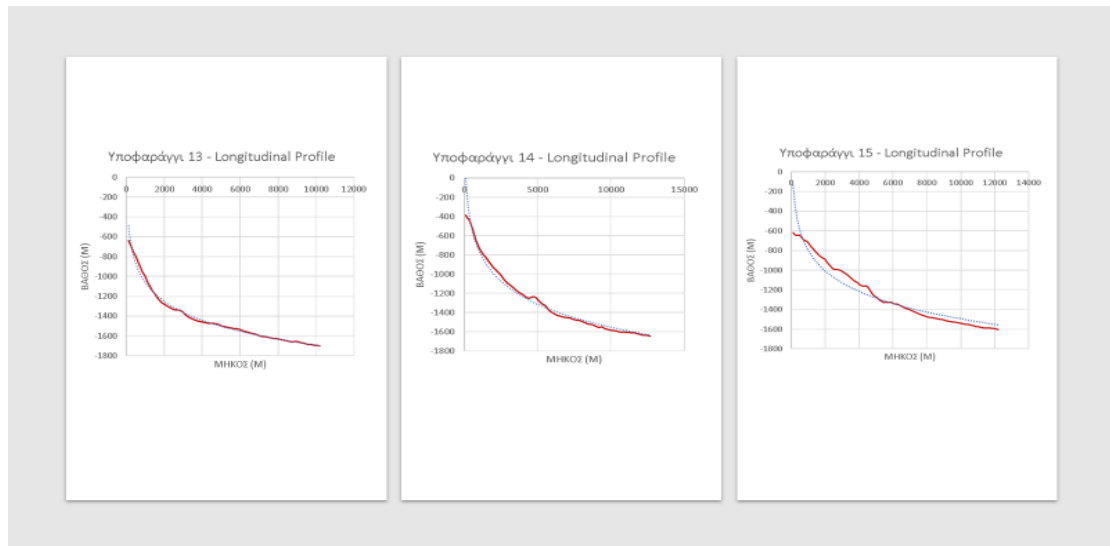
Εικόνα 78: Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 5-8 στο Υποθαλάσσιο Φάραγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης)

Τα *Longitudinal Profiles* των υποφαραγγιών 5-8 δεν παρουσιάζουν κάποιου είδους καμπυλότητα και φαίνονται γραμμικά (Εικ.78). Μικρή εξαίρεση αποτελεί το υποφάραγγι 6 που θα μπορούσε να χαρακτηριστεί ως σχετικά κοίλο (*slightly concave*), γεγονός που υποδεικνύει την παρουσία ήδη αποτιθέμενων ριπιδίων και εκτεταμένων προσχωμάτων.



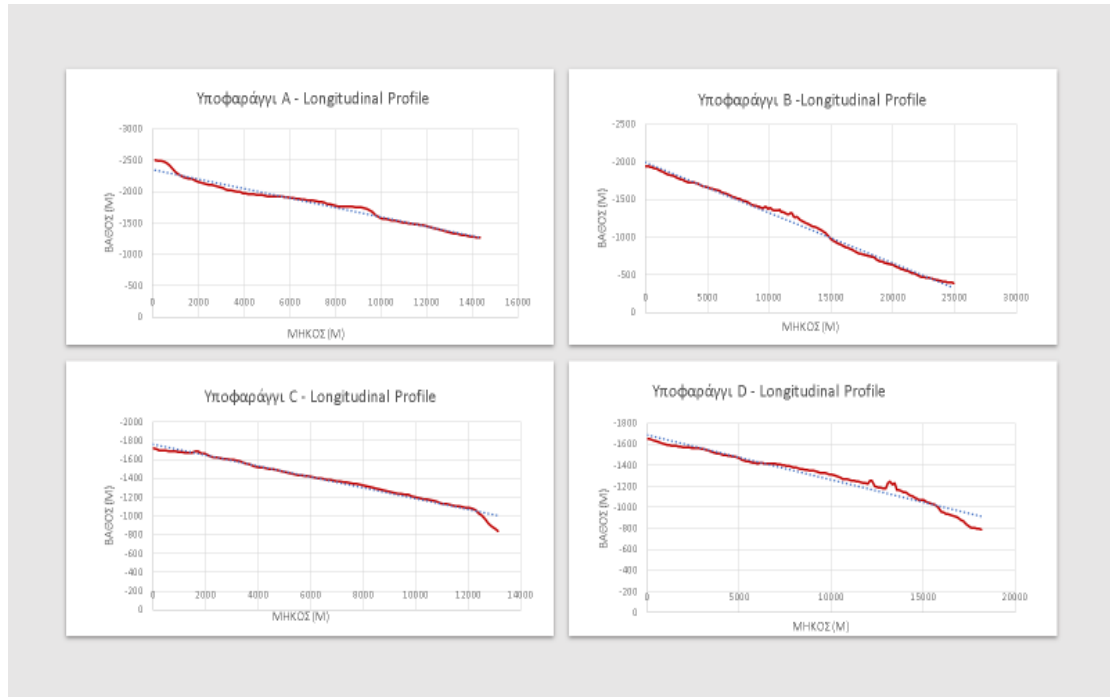
Εικόνα 79: Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 9-12 στο Υποθαλάσσιο Φάραγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης)

Τα *Longitudinal Profiles* των υποφαραγγιών 9 και 10 είναι σχεδόν γραμμικά (Εικ.79), γεγονός που υποδεικνύει τα ώριμα περιθώρια που διαθέτουν μεγάλες αποθέσεις ριπιδίων. Αντίθετα τα *Longitudinal Profiles* των υποφαραγγιών 11 και 12 χαρακτηρίζονται ως κοίλα (*concave*) (Εικ.79). Αξιοσημείωτο είναι ότι το υποθαλάσσιο υποφάραγγι 10 είναι ένα υποφάραγγι με πολλά παρακλάδια (*multi-fed* υποφάραγγι). Δηλαδή πολλά κανάλια, συγκεκριμένα τρία, συγχωνεύονται τελικά σε ένα με κοινό στόμιο.Ωστόσο επιλέχθηκε μία γραμμική οντότητα για να το αναπαραστήσει χάριν απλοποίησης.



Εικόνα 80: *Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 13-15 στο Υποθαλάσσιο Φάραγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης)

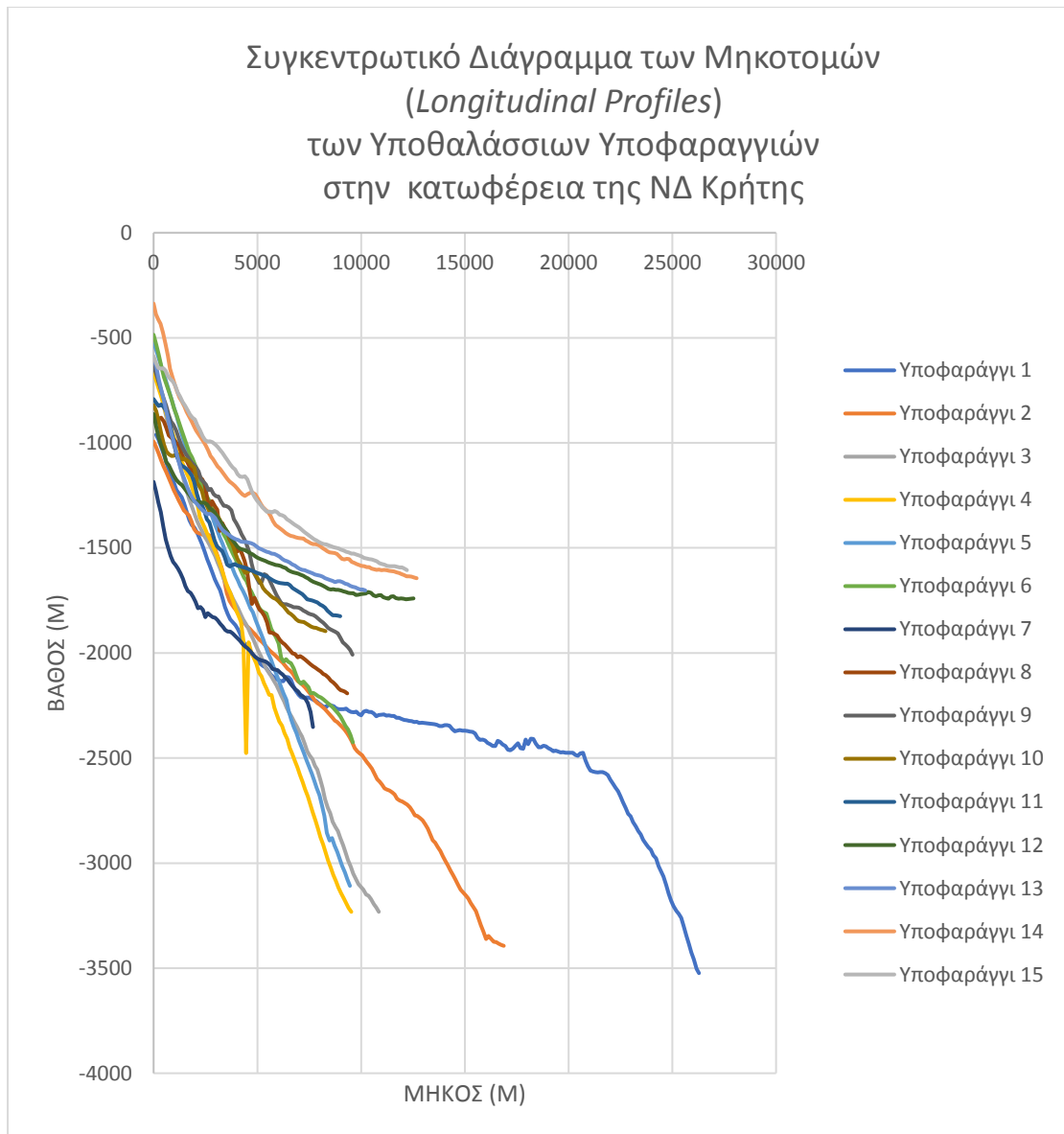
Καθίσταται εμφανές από τα τρία *Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 13-15 (Εικ.80), ότι ανήκουν στην κατηγορία των πολύ κοίλων προφίλ (*very concave profiles*). Αυτό ήταν σχετικά αναμενόμενο καθώς τα τρία αυτά υποφάραγγια είναι η συνέχεια του χερσαίου φαραγγιού της Σαμαριάς και συνδέονται άμεσα με πηγές τροφοδοσίας ιζημάτων. Επικρατεί έντονη διάβρωση ιζημάτων λόγω βαρύτητας και αυτό πιθανόν οδηγεί στη μείωση του εύρους της υφαλοκρηπίδας. Έπονται τα αντίστοιχα *Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών που απαντώνται στην κατωφέρεια της Γαύδου (Εικ.81).



Εικόνα 81: Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών A-D στο Υποθαλάσσιο Φάραγγι της Σαμαρίας (κατωφέρεια Γαύδου)

Και τα τέσσερα παραπάνω *Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών της κατωφέρειας της Γαύδου, φαίνεται να είναι γραμμικά (Εικ. 81). Ωστόσο, σε κάποια σημεία των υποφαραγγιών Β, C και D παρουσιάζονται κυρτώσεις (*convexity*). Ένα κυρτό (*convex*) προφίλ υποδεικνύει την τεκτονική ανύψωση και παραμόρφωση της περιοχής. Επίσης, υποδηλώνει την παρουσία συγκλινόντων περιθωρίων στα οποία συμβαίνουν καταρρεύσεις λόγω βαρύτητας.

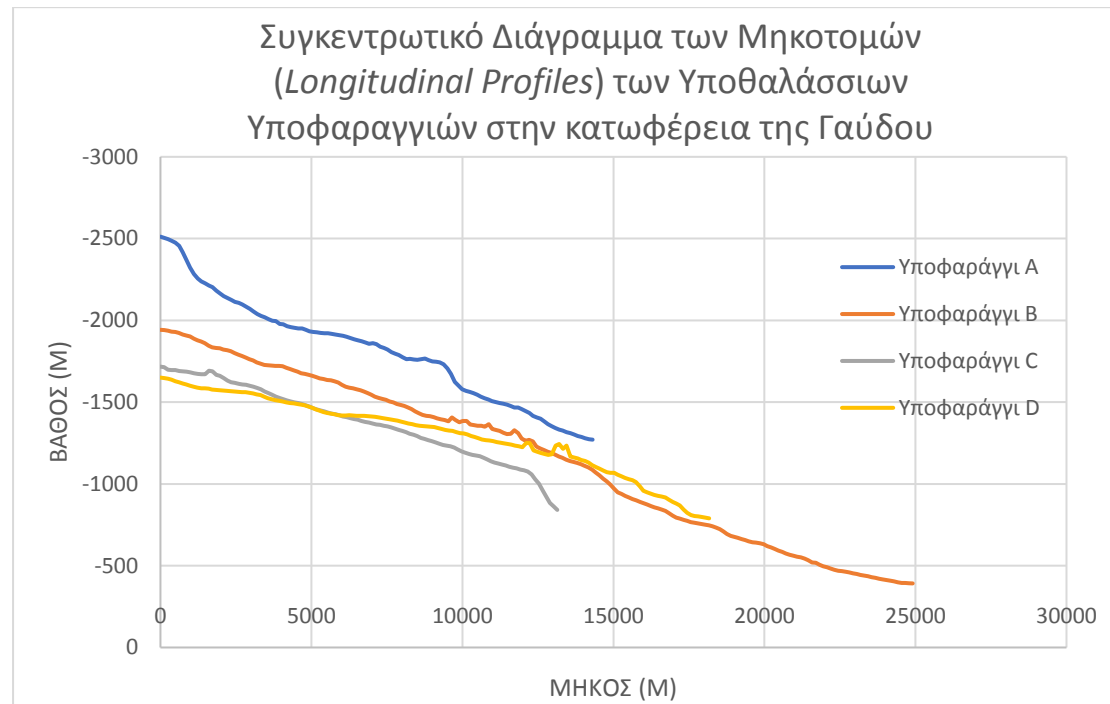
Ακολουθώς, κατασκευάστηκε ένα συγκεντρωτικό διάγραμμα των *Longitudinal Profiles* για τα υποθαλάσσια υποφάραγγια της κατωφέρειας της ΝΔ Κρήτης (Εικ.82) και ένα αντίστοιχο για εκείνα της κατωφέρειας της Γαύδου (Εικ.83), με σκοπό την αποδοτικότερη εποπτική σύγκριση των επιμέρους *Longitudinal Profiles*.



Εικόνα 82: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα των Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης)

Παρατηρώντας το συγκεντρωτικό διάγραμμα των *Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στην κατωφέρεια της ΝΔ Κρήτης (Εικ.82), διαπιστώνεται ότι τα υποθαλάσσια υποφαραγγία 2-5 διαφοροποιούνται από τα υπόλοιπα λόγω της γραμμικότητάς τους αλλά και του βάθους τους (> 3000 m). Τα υποθαλάσσια υποφαραγγία 7-10 είναι σχεδόν γραμμικά. Τα υπόλοιπα είναι κοίλα, άλλα περισσότερο (*very concave*) όπως τα 13-15 και άλλα λιγότερο (*slightly concave*) όπως το 6 και τα 11-12. Ιδιαίτερη περίπτωση αποτελεί το υποθαλάσσιο υποφαραγγί 1, το οποίο ενώ είναι πολύ κοίλο (*very concave*) έως τα 20Km, στη συνέχεια εμφανίζεται να μετατρέπεται σε κυρτό (*convex*), γεγονός που μπορεί να ερμηνεύεται από το έντονο

ανάγλυφο που επικρατεί στο βάθος στο οποίο βρίσκεται το κατώτερο σημείο του υποφαραγγιού. Το σημείο αυτό βρίσκεται πολύ κοντά στην τάφρο όπου επικρατεί τεκτονική παραμόρφωση. Συνεπώς, η διαπίστωση αυτή είναι σύμφωνη με όσα υποδηλώνει ένα κυρτό προφίλ.



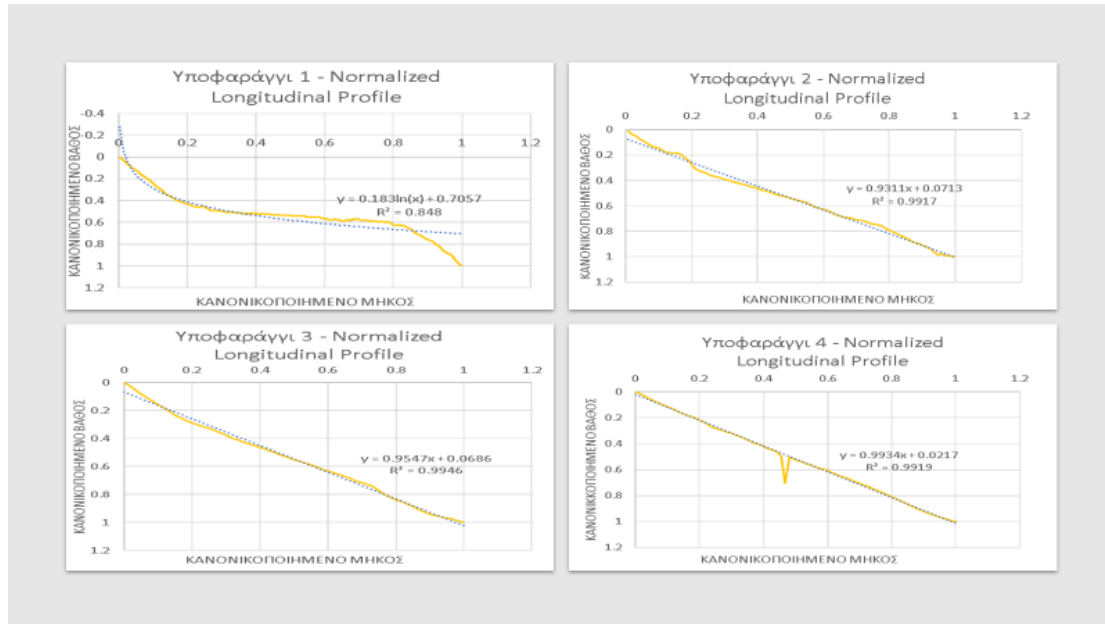
Εικόνα 83: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα των *Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια Γαύδου)

Από το συγκεντρωτικό διάγραμμα των *Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στην κατωφέρεια της Γαύδου, διαπιστώνεται η γραμμικότητα και των τεσσάρων προφίλ (Εικ.83).

4.1.6. Normalized Longitudinal Profiles

Η παραγωγή των *Normalized Longitudinal Profiles* θεωρείται ότι συμβάλλει στην αποδοτικότερη σύγκριση των βαθυμετρικών προφίλ των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών καθώς αυτά δεν έχουν ούτε το ίδιο μήκος αλλά ούτε το ίδιο βάθος. Επίσης με βάση αυτού του είδους τα προφίλ θα πραγματοποιηθεί και η μελέτη τους ως προς τη μαθηματική συνάρτηση που ταιριάζει στη μορφή τους.

Ομοίως με την ανάλυση που προηγήθηκε για τα *Longitudinal Profiles*, αρχικά θα παρουσιαστούν τα αποτελέσματα για τα υποθαλάσσια υποφαραγγία που απαντώνται στην κατώφεια της ΝΔ Κρήτης και εν συνεχεία τα αντίστοιχα αποτελέσματα για τα υποθαλάσσια υποφαραγγία που απαντώνται στην κατώφεια της Γαύδου.

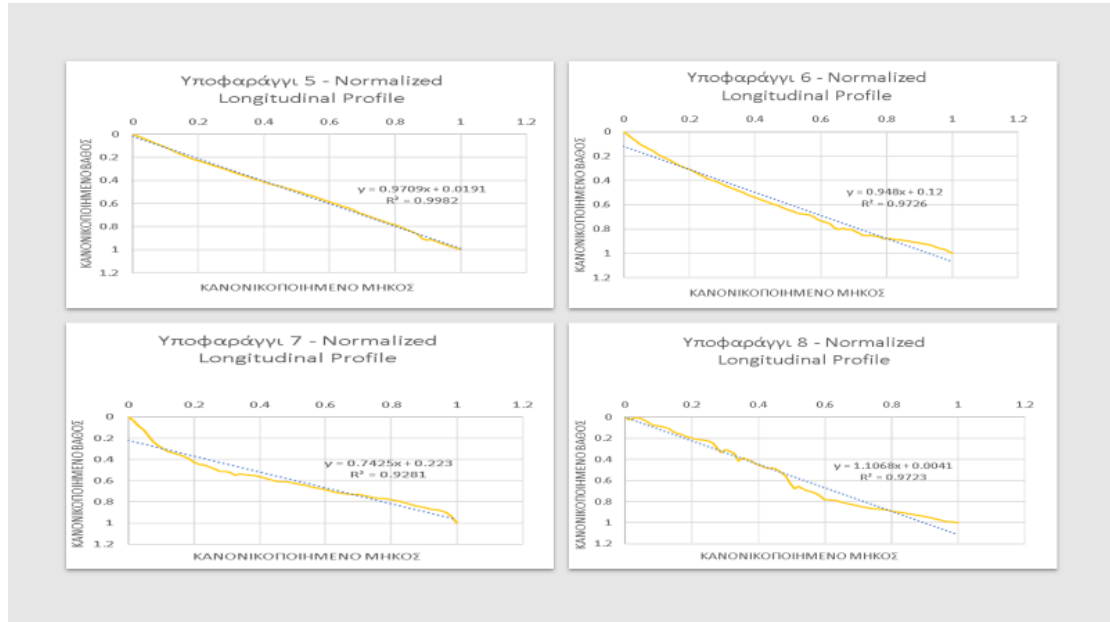


Εικόνα 84: *Normalized Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 1-4 στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατώφεια ΝΔ Κρήτης)

Το *Normalized Longitudinal Profile* του υποθαλάσσιου υποφαραγγιού 1 (Εικ.84) ταυτίζεται με τη γραφική παράσταση της λογαριθμικής συνάρτησης. Τέτοιου είδους προφίλ υποδεικνύουν ότι πρόκειται για φαράγγια πολύ κοίλα (*very concave*). Αυτό διαπιστώθηκε κατά τη μελέτη των *Longitudinal Profiles* ως προς την καμπυλότητα, και υποδεικνύει έντονες διεργασίες διάβρωσης ιζημάτων με ροές που οφείλονται στη βαρύτητα. Τα περιθώρια δεν είναι ώριμα και δεν καλύπτονται πλήρως με ιζήματα ενώ τα τοιχώματα έχουν μεγάλες κλίσεις. Βρίσκονται κοντά σε πηγές τροφοδοσίας ιζημάτων και η υφαλοκρηπίδα είναι πολύ στενή. Παρατηρούνται χονδρόκοκκα ιζήματα στην έξοδο του υποφαραγγιού.

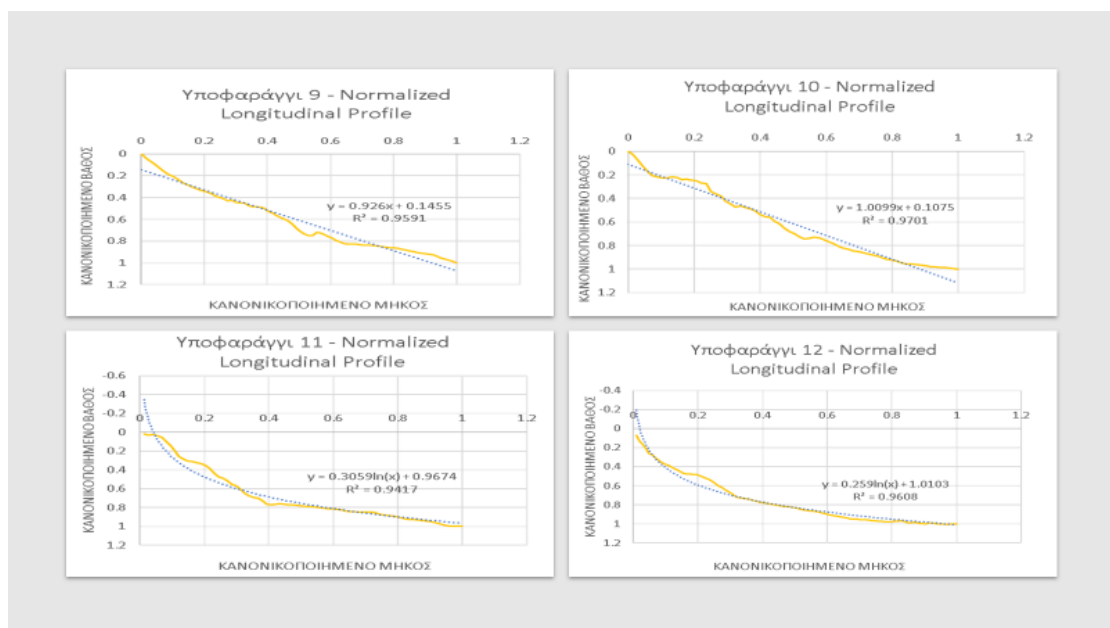
Τα *Normalized Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 2-4 (Εικ.84) ακολουθούν τη γραμμική συνάρτηση. Αυτό υποδεικνύει ώριμα περιθώρια και μεγάλες περιοχές ριπιδίων γιατί τα υποφαραγγία δρουν ως διάδρομοι για τη διέλευση των ιζημάτων. Αυτού του είδους τα προφίλ χαρακτηρίζονται μεταβατικά (*transitional*).

Στο εξής κρίνεται σκόπιμη μόνο η αναφορά στη συνάρτηση με την οποία ταιριάζει κάθε προφίλ καθώς έχει γίνει αναλυτική περιγραφή των συμπερασμάτων που προκύπτουν κατά τη μελέτη των *Longitudinal Profiles*.



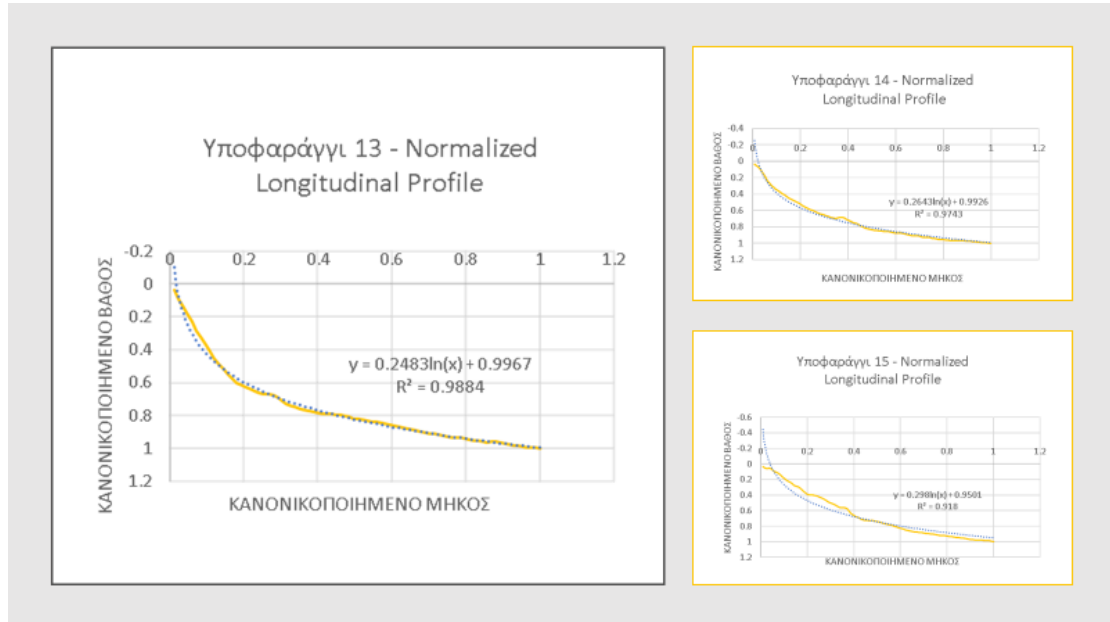
Εικόνα 85: *Normalized Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 5-8 στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης)

Όλα τα *Normalized Longitudinal Profiles* που αντιστοιχούν στα υποθαλάσσια υποφάραγγια 5-8 (Εικ. 85) ακολουθούν τη γραμμική συνάρτηση.



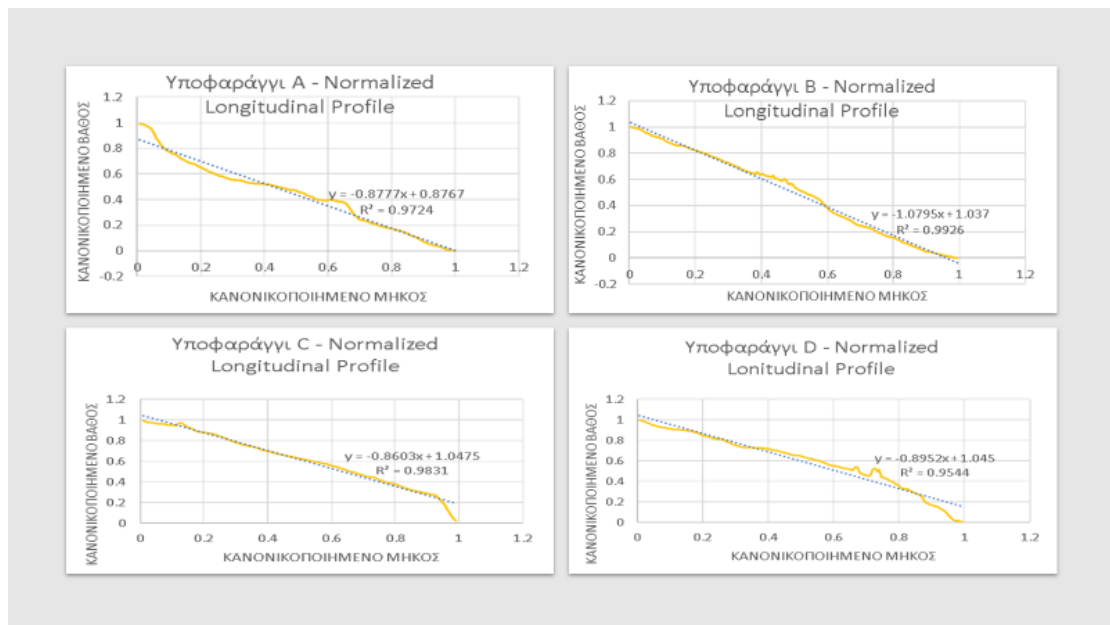
Εικόνα 86: *Normalized Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 9-12 στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης)

Τα *Normalized Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 9 και 10 (Εικ.86) είναι γραμμικά ενώ εκείνα των υποφαραγγιών 11 και 12 (Εικ.86) ακολουθούν τη λογαριθμική συνάρτηση.



Εικόνα 87: *Normalized Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 13-15 στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης)

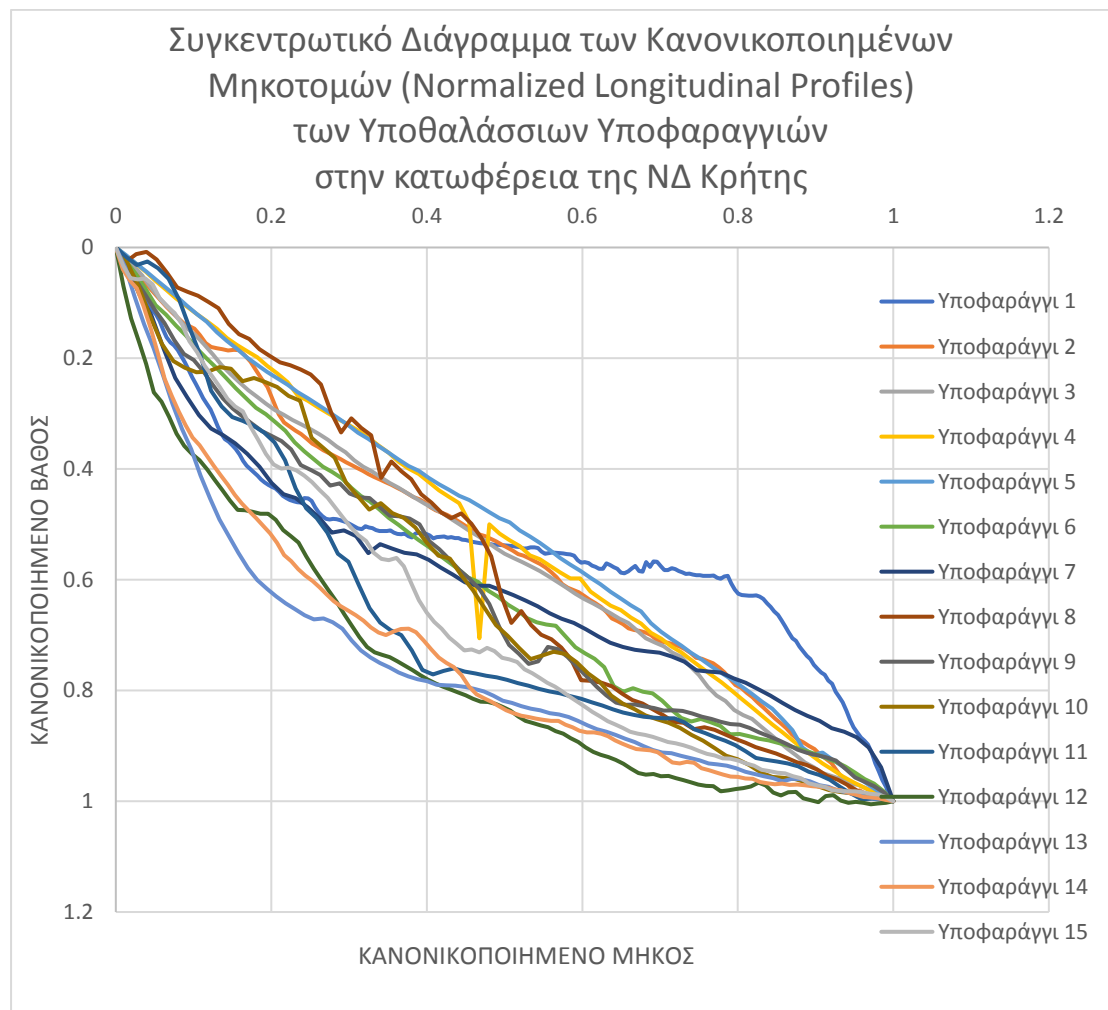
Από τα τρία *Normalized Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 13-15 (Εικ. 87) φαίνεται ότι είναι σύμφωνα με τη λογαριθμική συνάρτηση.



Εικόνα 88: *Normalized Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών A-D στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια Γαύδου)

Τα *Normalized Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών της κατωφέρειας της Γαύδου, A-D (Εικ.88), ακολουθούν τη γραμμική συνάρτηση.

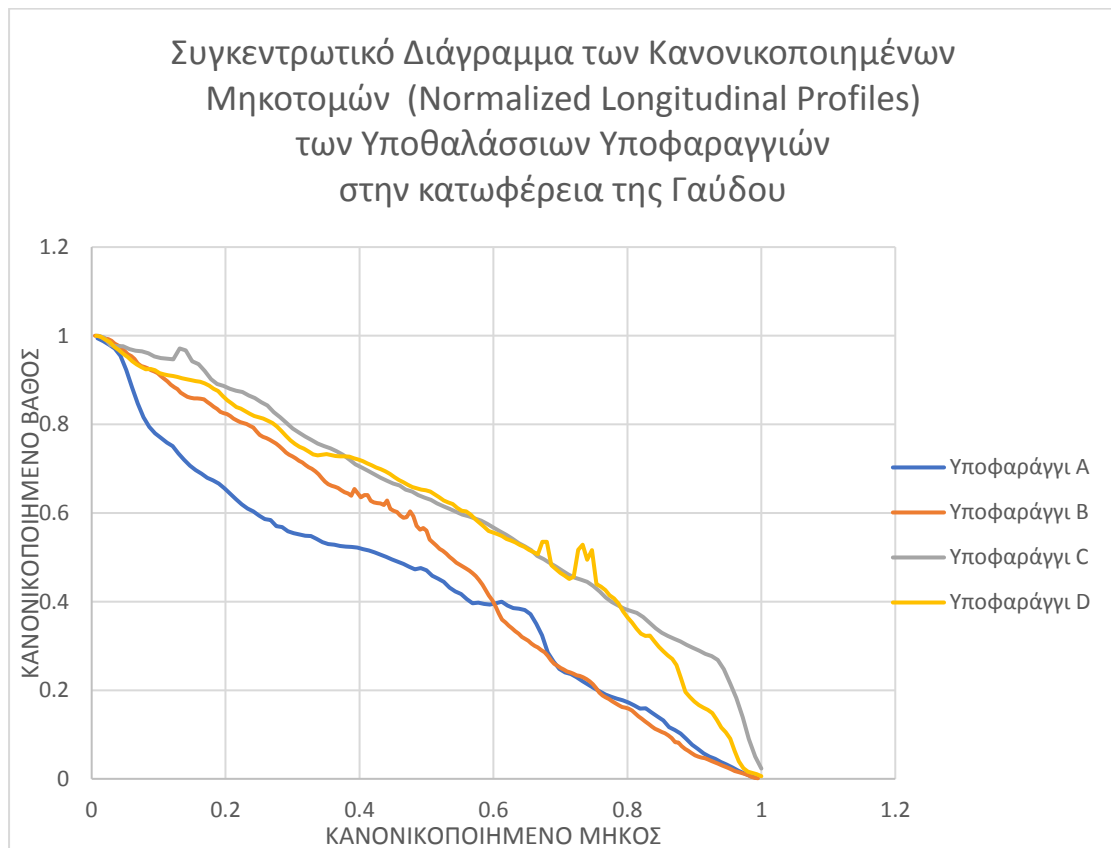
Κατόπιν κατασκευάστηκαν δύο συγκεντρωτικά διαγράμματα, ένα για τα υποθαλάσσια υποφαραγγία της κατωφέρειας της ΝΔ Κρήτης (Εικ.89) και ένα για τα υποθαλάσσια υποφαραγγία της κατωφέρειας της Γαύδου (Εικ.90) με σκοπό να συγκριθούν τα επιμέρους υποφαραγγία ως προς την καμπυλότητα τους. Η εποπτική σύγκριση των *Normalized Longitudinal Profiles* είναι πιο ακριβής από εκείνη που προηγήθηκε και αφορούσε στα *Longitudinal Profiles*.



Εικόνα 89: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα των *Normalized Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης)

Από το συγκεντρωτικό διάγραμμα των *Normalized Longitudinal Profiles* για τα υποθαλάσσια υποφαραγγία στην κατωφέρεια της ΝΔ Κρήτης (Εικ.89), διαπιστώνεται η ιδιαιτερότητα του υποθαλάσσιου υποφαραγγιού 1, που είναι πολύ κοίλο (*very concave*) έως το 80% του μήκους του και εν συνεχεία μετατρέπεται σε κυρτό (*convex*),

η γραμμικότητα των προφίλ των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 2-5, η μεγάλη καμπυλότητα των προφίλ των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 11-15 (*very concave*). Επίσης, υπάρχουν κάποια προφίλ που χαρακτηρίζονται ως σχετικά κοίλα (*slightly concave*) όπως αυτό του υποθαλάσσιου υποφαραγγιού 6. Τα *Normalized Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 6-10 εμφανίζουν μία μικρή καμπυλότητα, ωστόσο η μορφή τους ταιριάζει περισσότερο στη γραμμική συνάρτηση.

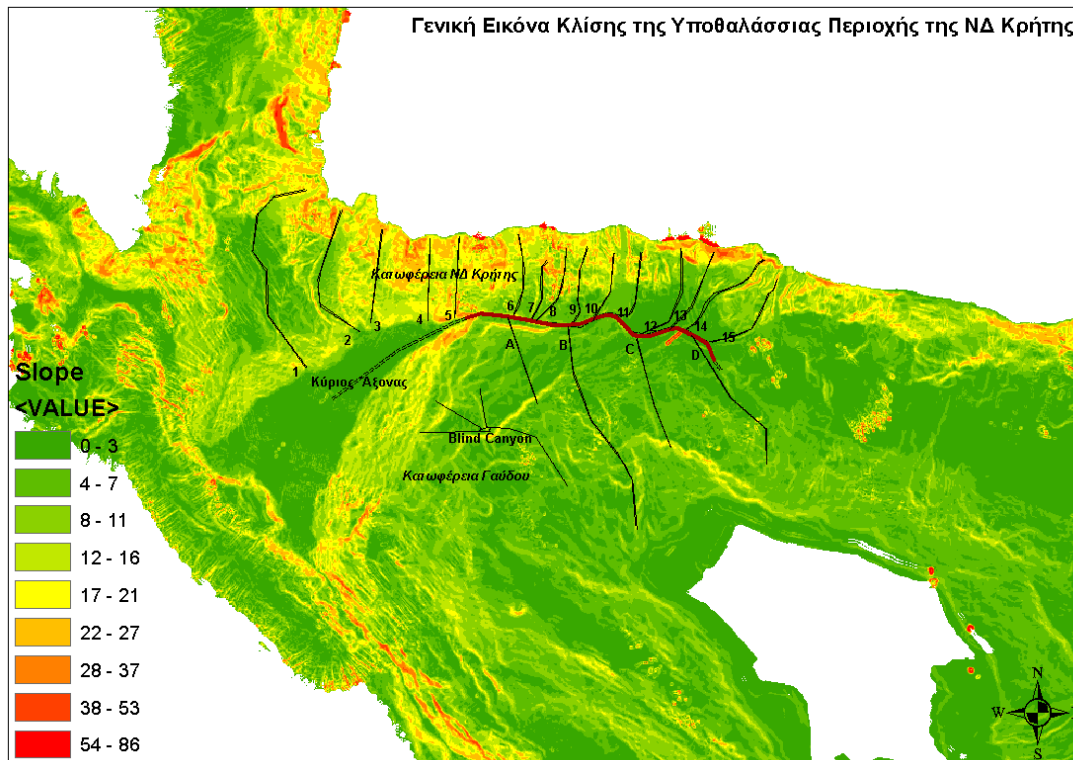


Εικόνα 90: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα των *Normalized Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια Γαύδου)

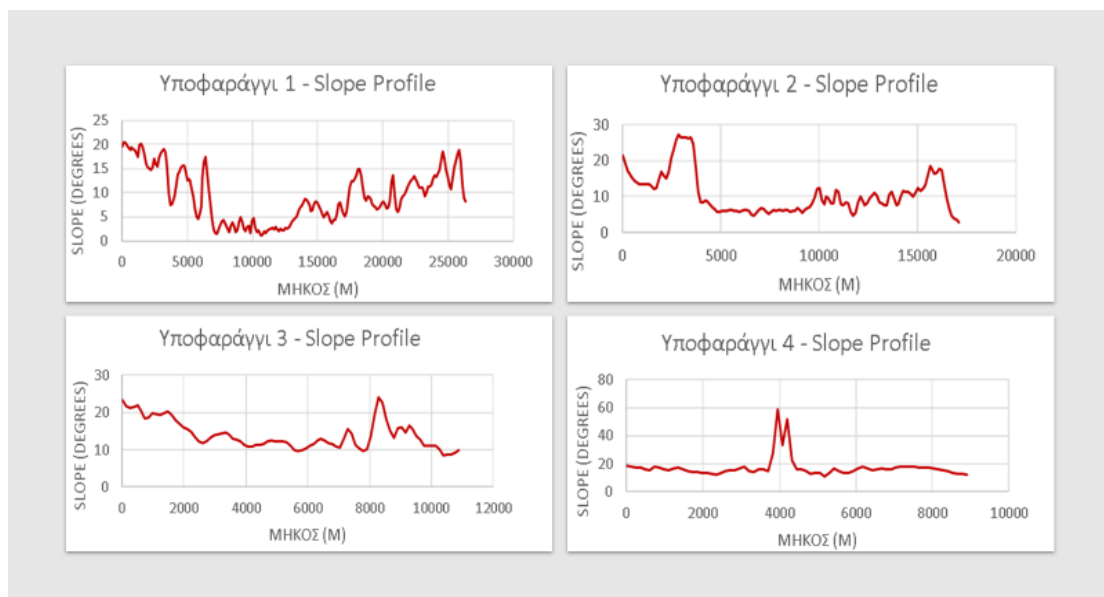
Παρατηρώντας τα *Normalized Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στην κατωφέρεια της Γαύδου, συμπεραίνεται ότι ενώ και τα τέσσερα περιγράφονται ικανοποιητικά από τη γραμμική συνάρτηση, το Α εμφανίζεται λίγο κοίλο ενώ τα Β, C και D είναι λίγο κυρτά (Εικ.90).

4.1.7. Slope Profiles

Αρχικά κατασκευάστηκαν τα *Slope Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών που απαντώνται στην κατωφέρεια της ΝΔ Κρήτης, ώστε να εξαχθούν συμπεράσματα για τις κλίσεις των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών (Εικ.91).

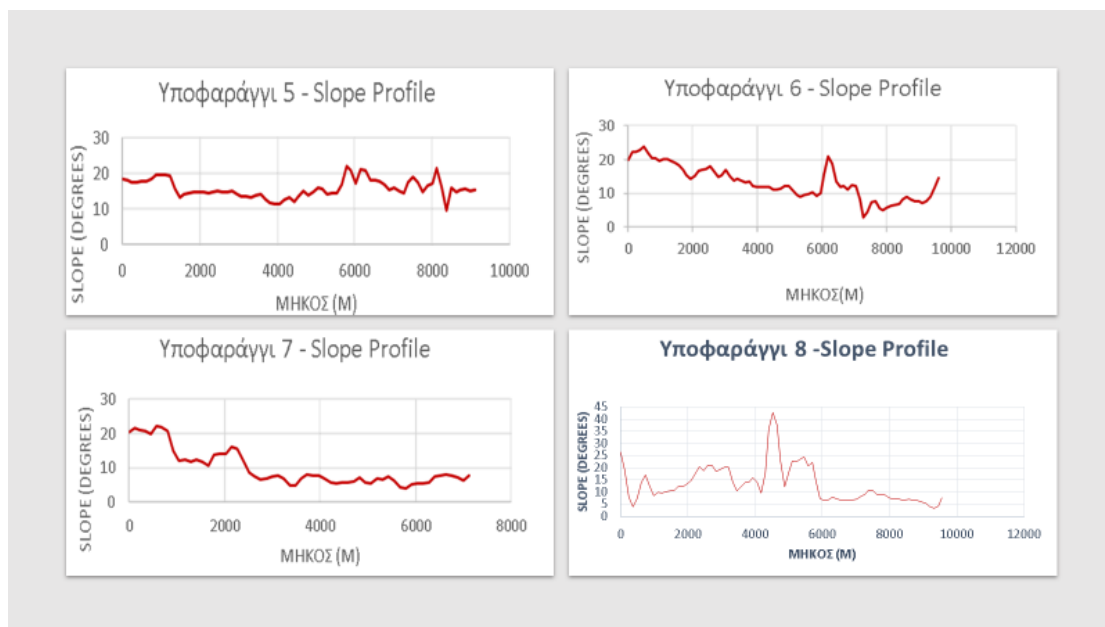


Εικόνα 91: Αναπαράσταση κάθε υποθαλάσσιου υποφαραγγιού στο Φαράγγι της Σαμαριάς από μία γραμμική οντότητα με υπόβαθρο το θεματικό επίπεδο Slope



Εικόνα 92: Slope Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 1-4 στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης)

Από τα διαγράμματα των τεσσάρων πρώτων υποφαραγγιών διαπιστώνεται ότι στην αρχή και στο τέλος του υποφαραγγιού 1, οι τιμές της κλίσης είναι μεγάλες ($>15^\circ$), ενώ υπάρχει μία περιοχή που εμφανίζει πολύ μικρές κλίσεις ($<3^\circ$), με προσεγγιστικά ίδια τιμή (Εικ.92). Αυτό είναι σύμφωνο με την κατάσταση ισορροπίας που φαίνεται να επικρατεί σε ένα τμήμα του *Longitudinal Profile* λόγω της λογαριθμικής συνάρτησης. Στο υποθαλάσσιο υποφάραγγι 4 (Εικ.92) παρατηρείται ένα μέγιστο κλίσης (60°) γύρω στα 4^ο Km, το οποίο όπως πιστοποιεί και το *Longitudinal Profile*, ενδεχομένως να οφείλεται σε κάποιο γεωμορφολογικό σχηματισμό που βρίσκεται σε μεγαλύτερο βάθος από ότι το υπόλοιπο υπόστρωμα του υποθαλάσσιου υποφαραγγιού.



Εικόνα 93: *Slope Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 5-8 στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης)

Στην αρχή του υποθαλάσσιου υποφαραγγιού 7 (Εικ.93) παρατηρούνται έντονες αυξομειώσεις, ενώ στη συνέχεια μετά τα 2.5 χιλιόμετρα από την αρχή του, οι τιμές της κλίσης σταθεροποιούνται και προσεγγίζουν αρκετά το μέσο όρο της κλίσης που επικρατεί στα υποθαλάσσια φαράγγια της Μεσογείου (6.5°). Στο υποθαλάσσιο υποφάραγγι 8 (Εικ.93) σημειώνεται η μέγιστη τιμή κλίσης, πάνω από 40° , περίπου στο μέσον (4.5 Km) του υποθαλάσσιου υποφαραγγιού.



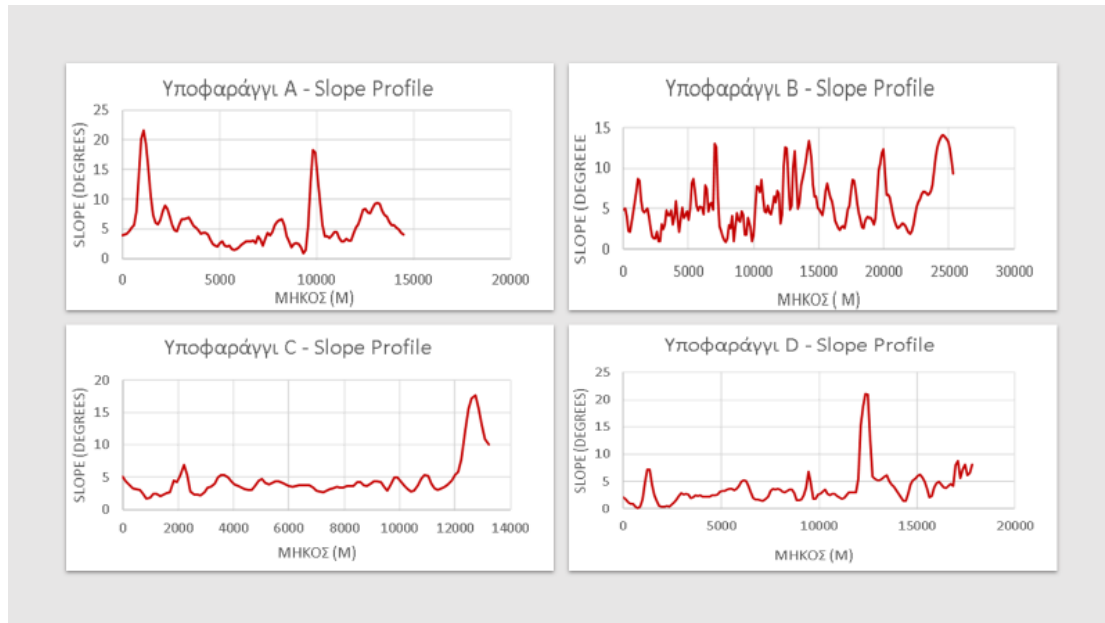
Εικόνα 94: Slope Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 9-15 στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης)

Στο υποθαλάσσιο υποφάραγγι 10 (Εικ.94) παρατηρείται η πιο ομαλή πτώση των τιμών της κλίσης. Οι αυξομειώσεις είναι μικρές και οι τελικές τιμές της κλίσης είναι μικρότερες από τη μέση τιμή της κλίσης που επικρατεί στα υποθαλάσσια φαράγγια της Μεσογείου(6.5°).

Στα υποθαλάσσια υποφάραγγια 11-15 (Εικ.94), των οποίων τα *Longitudinal Profiles* ακολουθούν τη λογαριθμική συνάρτηση, παρατηρείται παρόμοια εικόνα κλίσεων. Στην αρχή τους παρατηρούνται πολύ μεγάλες κλίσεις ($>20^{\circ}$) και κατόπιν σταδιακά

επέρχεται πτώση των τιμών κλίσεων κάτω από τη μέση τιμή της κλίσης που επικρατεί στα υποθαλάσσια φαράγγια της Μεσογείου(6.5°).

Παρατηρώντας στη συνέχεια, τα *Slope Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών A-D στην κατωφέρεια της Γαύδου (Εικ.95), οι τιμές των κλίσεων συγκριτικά με αυτές των υποφαραγγιών της κατωφέρειας της ΝΔ Κρήτης (μέση τιμή 11.2°) είναι μικρότερες (μέση τιμή 4.9°).



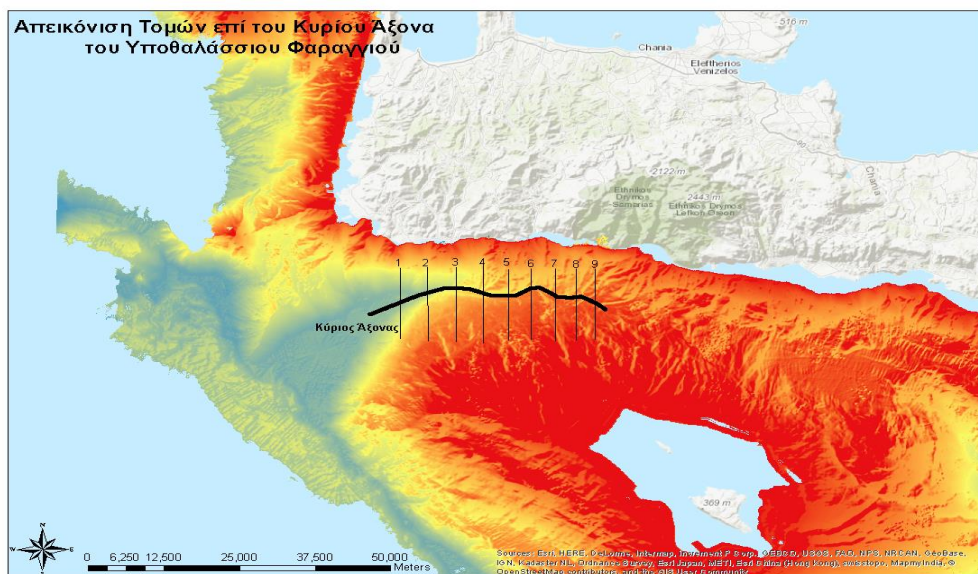
Εικόνα 95: *Slope Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών A-D στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια Γαύδου)

Αναλυτικότερα στο υποθαλάσσιο υποφάραγγι A (Εικ.95), σημειώνονται δύο μέγιστα κλίσεων, ένα στο στόμιο του υποφαραγγιού και το άλλο σε απόσταση 5000 m από την αρχή του (10000 m από το τέλος του). Αυτό υποδεικνύει, παρατηρώντας και το *Longitudinal Profile*, την παρουσία κάποιου γεωμορφολογικού σχηματισμού στο σημείο αυτό, ενδεχομένως κάποιας κοιλότητας. Στο υποθαλάσσιο υποφάραγγι B παρατηρούνται πολύ έντονες αυξομειώσεις (Εικ.95), γεγονός που ενδεχομένως να υποδηλώνει έντονη διάβρωση.

Στο υποθαλάσσιο υποφάραγγι C, οι τιμές της κλίσης είναι σχεδόν σταθερές και μικρότερες των 5° (Εικ.95). Εξάιρεση αποτελεί ένα μέγιστο κλίσης που εμφανίζεται πολύ κοντά στην υφαλοκρηπίδα της Γαύδου. Ομοίως με το υποθαλάσσιο υποφάραγγι A, και το υποθαλάσσιο υποφάραγγι D, φαίνεται να παρουσιάζει σε κάποιο σημείο κοιλότητα. Σε εκείνο το σημείο εμφανίζεται ένα μέγιστο στην κλίση ενώ στο υπόλοιπο μήκος οι τιμές της κλίσης του υποφαραγγιού αυτού είναι μικρές ($<5^{\circ}$) και σταθερές.

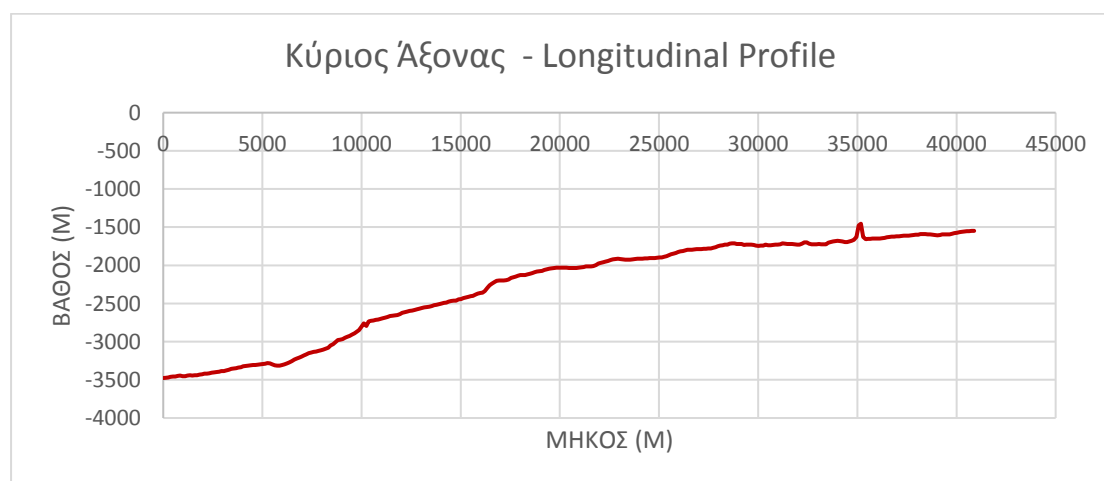
4.1.8. Μελέτη του Κύριου Άξονα

Αρχικά επί του κυρίου άξονα του υποθαλάσσιου φαραγγιού της Σαμαριάς λήφθηκαν 9 διατομές (εγκάρσιες τομές - cross – sections) η μελέτη των οποίων αργότερα θα συμβάλλει στον προσδιορισμό του σχήματος και της μορφής του άξονα (Εικ.96).



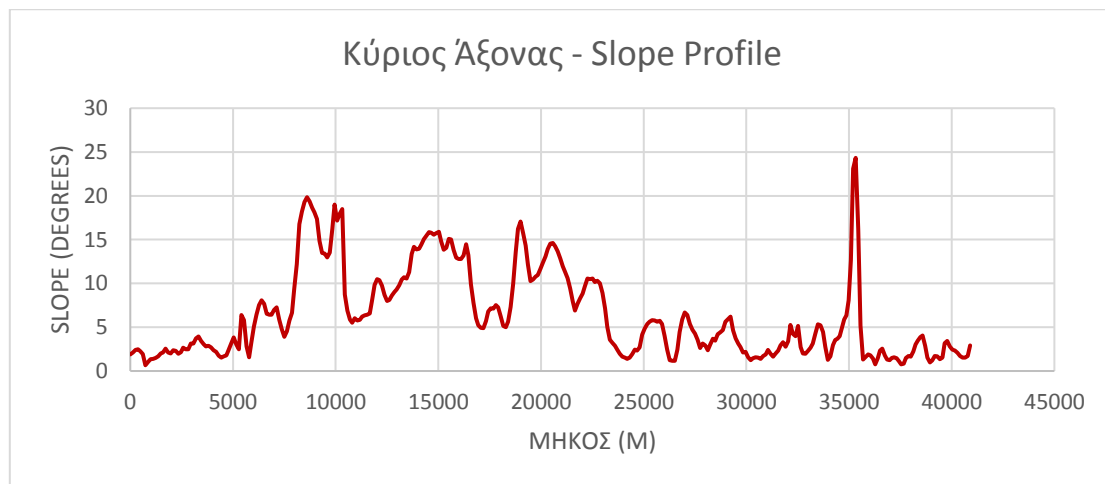
Εικόνα 96: Γενική Απεικόνιση του Υποθαλάσσιου Φαραγγιού της Σαμαριάς και ειδικότερα του κύριου άξονά του και των τομών επί αυτού

Μέσω της ψηφιακής καταγραφής σχεδιάσθηκε για τον κύριο άξονα μία γραμμική οντότητα με φορά από αριστερά προς τα δεξιά (Εικ.96). Αρχικά αυτή η γραμμική οντότητα επιλέχθηκε με υπόβαθρο το θεματικό επίπεδο της βαθυμετρίας για να παραχθεί το *Longitudinal Profile* και στη συνέχεια με υπόβαθρο το θεματικό επίπεδο *Slope*, για να παραχθεί το *Slope Profile*.



Εικόνα 97: Longitudinal Profile του κύριου άξονα του Υποθαλάσσιου Φαραγγιού της Σαμαριάς

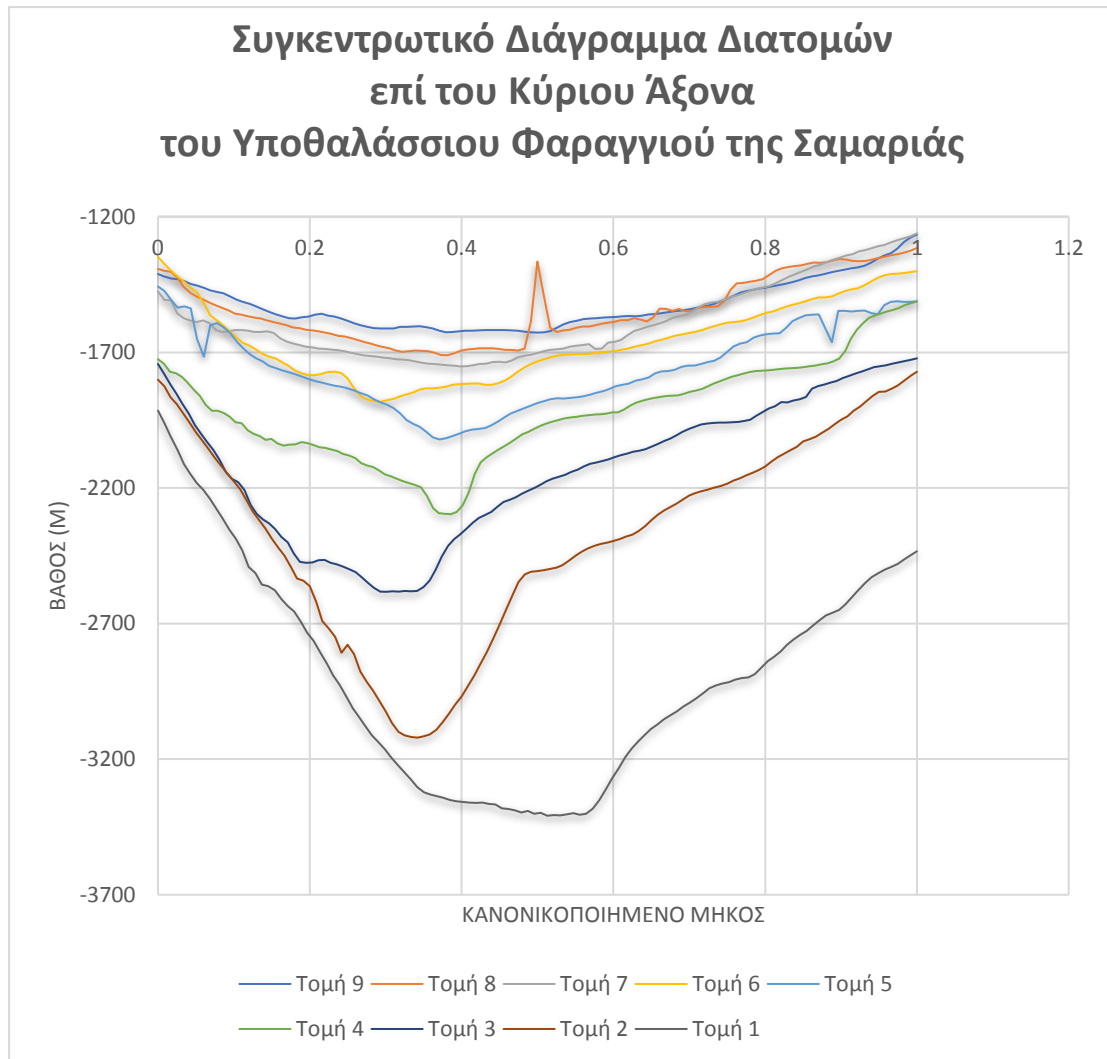
Παρατηρώντας το *Longitudinal Profile* που προέκυψε για τον κύριο άξονα του υποθαλάσσιου φαραγγιού της Σαμαριάς (Εικ.97), διαπιστώνεται ότι το βάθος του κύριου άξονα ξεκινάει από περίπου 1500 m (ανατολικό άκρο) και καταλήγει στα 3500 m (δυτικό άκρο) με συνολικό μήκος περίπου 40 Km. Κοντά στο σημείο που συναντάται με το υποθαλάσσιο υποφαράγγι 14 της κατωφέρειας της ΝΔ Κρήτης (μεταξύ των εγκάρσιων τομών 8 και 9 (Εικ.96)), γύρω στο 35ο Km του μήκους του (αν αρχή μέτρησης του μήκους είναι το αριστερό άκρο του άξονα), παρατηρείται μία τοπική μείωση του βάθους. Αυτό υποδηλώνει πιθανή παρουσία κάποιου κυρτώματος (ρήχωσης).



Εικόνα 98: *Slope Profile* του κύριου άξονα του Υποθαλάσσιου Φαραγγιού της Σαμαριάς

Παρατηρώντας και το *Slope Profile* που προέκυψε για τον κύριο άξονα του υποθαλάσσιου φαραγγιού της Σαμαριάς (Εικ.98), στο ίδιο σημείο (35ο Km του μήκους του κύριου άξονα) εμφανίζεται ένα μέγιστο στην κλίση που λαμβάνει τιμή κοντά στις 25^ο.

Οι διατομές (*cross – sections*) που έχουν ληφθεί είναι με κατεύθυνση από τα δυτικά, όπου επικρατούν μεγαλύτερα βάθη (3500 m), προς τα ανατολικά, όπου μειώνονται τα βάθη (1500 m) (Εικ.96). Επειδή δεν έχουν όλες οι διατομές το ίδιο μήκος, κρίθηκε αναγκαίο να κανονικοποιηθεί το μήκος τους πριν παραχθεί ένα συγκεντρωτικό διάγραμμα με τα προφίλ των διατομών (Εικ.99).



Εικόνα 99: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα Διατομών (Cross - Sections) επί του κύριου άξονα του Υποθαλάσσιου Φαραγγιού της Σαμαριάς

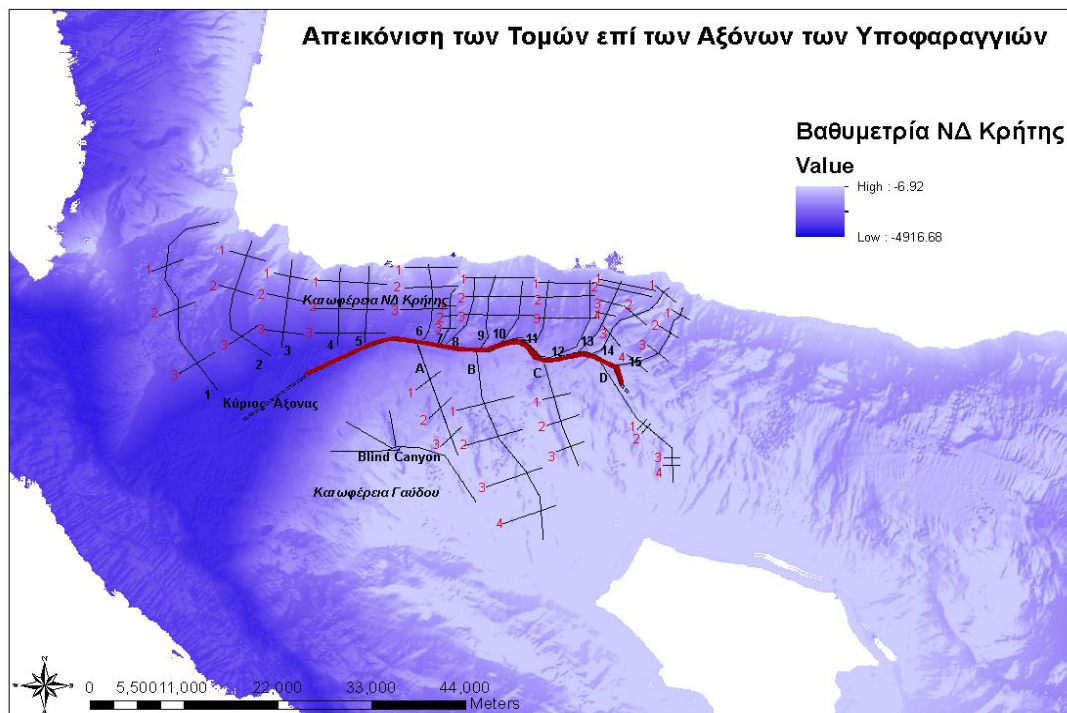
Παρατηρώντας τα προφίλ των τομών 1, 2, 3 και 4 (Εικ.99) και λαμβάνοντας υπόψη το ότι ο κύριος άξονας χάνει τη γραμμικότητά του στο ύψος των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 5 έως 6 (κοντά δηλαδή στις τομές 2, 3 και 4), διαπιστώνεται ότι το ελάχιστο των καμπυλών μετατοπίζεται προς τα αριστερά (προφίλ τομών 2 και 3) και επανέρχεται προς τα δεξιά (προφίλ τομής 4). Το γεγονός αυτό υποδεικνύει ότι τα τοιχώματα του κύριου άξονα καθώς και το *thalweg* μετατοπίζονται προς τα αριστερά λόγω μη γραμμικότητας του κύριου άξονα. Στη συνέχεια αφού προσπεραστεί το σημείο καμπής επανέρχονται κοντά στην αρχική τους θέση. Κάτι παρόμοιο φαίνεται να συμβαίνει και στις τομές 5, 6 και 7 (Εικ.99) όπου βρίσκεται το 2ο σημείο στο οποίο ο κύριος άξονας χάνει τη γραμμικότητά του.

Συνεπώς εικάζεται ότι η διαδικασία της ιζηματογένεσης έχει παίξει ρόλο στη μετατόπιση του κύριου άξονα σε αυτά τα δύο σημεία που αντιστοιχούν σε θέσεις μεταξύ των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 5-6 (τομές 2-4) και 10-11 (τομές 5-7). Σε εκείνες τις θέσεις πραγματοποιείται απόθεση ιζημάτων και από τα υποθαλάσσια υποφαραγγία που βρίσκονται στην κατωφέρεια της Γαύδου, οπότε ενδεχομένως να έχουν σχηματιστεί προσχώματα και να έχει μετακινηθεί ο κύριος άξονας βορειότερα.

Εκτός αυτού, ενδέχεται ο ρυθμός απόθεσης ιζημάτων μέσω των υπόλοιπων υποθαλάσσιων υποφαραγγιών της κατωφέρειας της ΝΔ Κρήτης, να είναι μεγαλύτερος συγκριτικά με αυτόν που επικρατεί στα υποθαλάσσια υποφαραγγία 5-6 και 10-11 (όπου ο κύριος άξονας χάνει τη γραμμικότητά του), οπότε να συντελεί στον σχηματισμό ριπιδίων στα στόμια τους και στη μετατόπιση του κύριου άξονα.

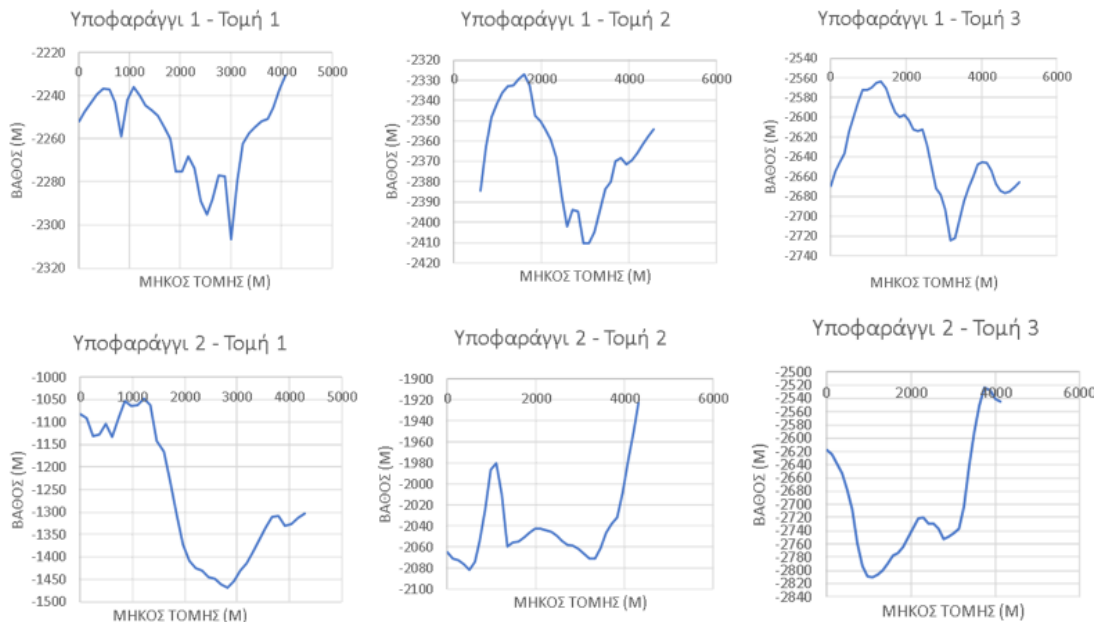
4.1.9. Διατομές (Εγκάρσιες Τομές - Cross – Sections) επί των Αξόνων των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγιών

Για τον καθορισμό του σχήματος των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών που αποτελούν το υποθαλάσσιο φαράγγι της Σαμαριάς, λήφθηκαν διατομές (εγκάρσιες τομές - cross-sections) επί των αξόνων των υποφαραγγιών με φορά από δυτικά προς ανατολικά (Εικ.100).



Εικόνα 100: Απεικόνιση των Εγκάρσιων Τομών (Cross- Sections) επί των Αξόνων των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών του Φαραγγιού της Σαμαριάς

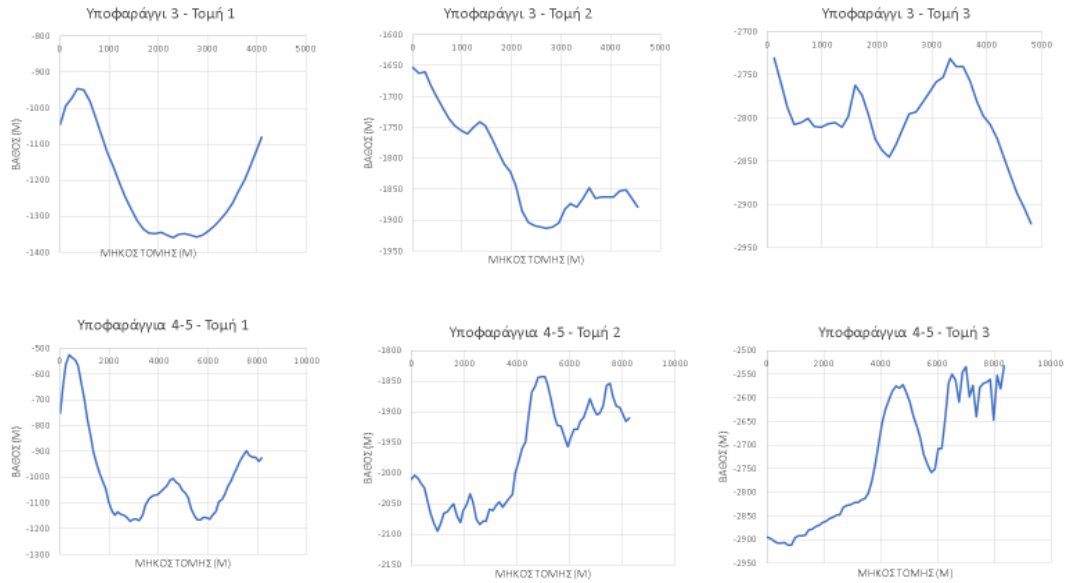
Σε κάθε μία διατομή αντιστοιχεί ένα προφίλ, από τη μορφή του οποίου συμπεραίνεται αν το υποφάραγγι είναι *U-shaped* ή *V-shaped*. Αρχικά μελετώνται οι τομές επί των αξόνων των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών που απαντώνται στην κατώφλεια της ΝΔ Κρήτης.



Εικόνα 101: 3 Εγκάρσιες Τομές (Cross- Sections) επί των αξόνων των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 1-2 στο Υποθαλάσσιο Φάραγγι της Σαμαριάς (κατώφλεια ΝΔ Κρήτης)

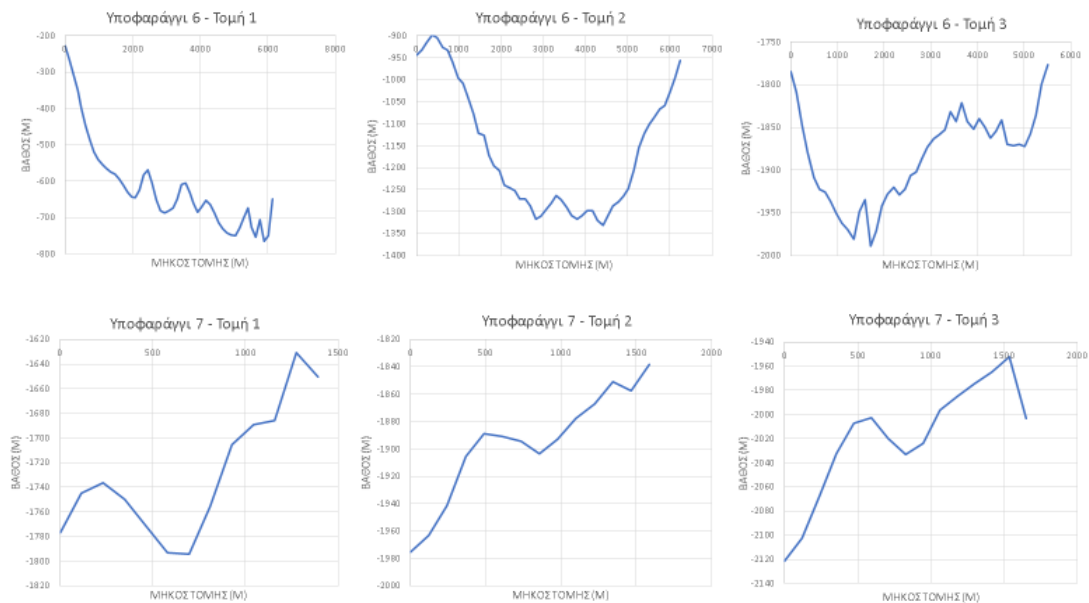
Από τις τομές για το υποθαλάσσιο υποφάραγγι 1 (Εικ.101), παρατηρείται αρκετά καλή απεικόνιση του υποφαραγγιού. Παρόλο που η τομή 2 είναι σε μεγαλύτερο βάθος (2400 m) από την τομή 1 (2310 m) και η τομή 3 σε ακόμα μεγαλύτερο βάθος (2720 m), διαπιστώνεται ότι το κατώτερο σημείο (αρκετά μυτερό) του υποφαραγγιού παραμένει στην ίδια θέση πάνω στη γραμμή τομής. Επίσης είναι εμφανή τα απότομα τοιχώματα του υποφαραγγιού. Θα μπορούσε να χαρακτηριστεί *V-shaped*.

Λαμβάνοντας υπόψη τις τομές για το υποθαλάσσιο υποφάραγγι 2 (Εικ.101), παρατηρείται ότι ο πυθμένας του είναι πιο πεπλατυσμένος από αυτόν του υποφαραγγιού 1. Ενδεχομένως το γεγονός αυτό να οφείλεται σε διαδικασίες ιζηματογένεσης καθώς το υποφάραγγι 2 είναι άμεσα συνδεδεμένο με μεγάλης δυναμικής ποτάμιο σύστημα.



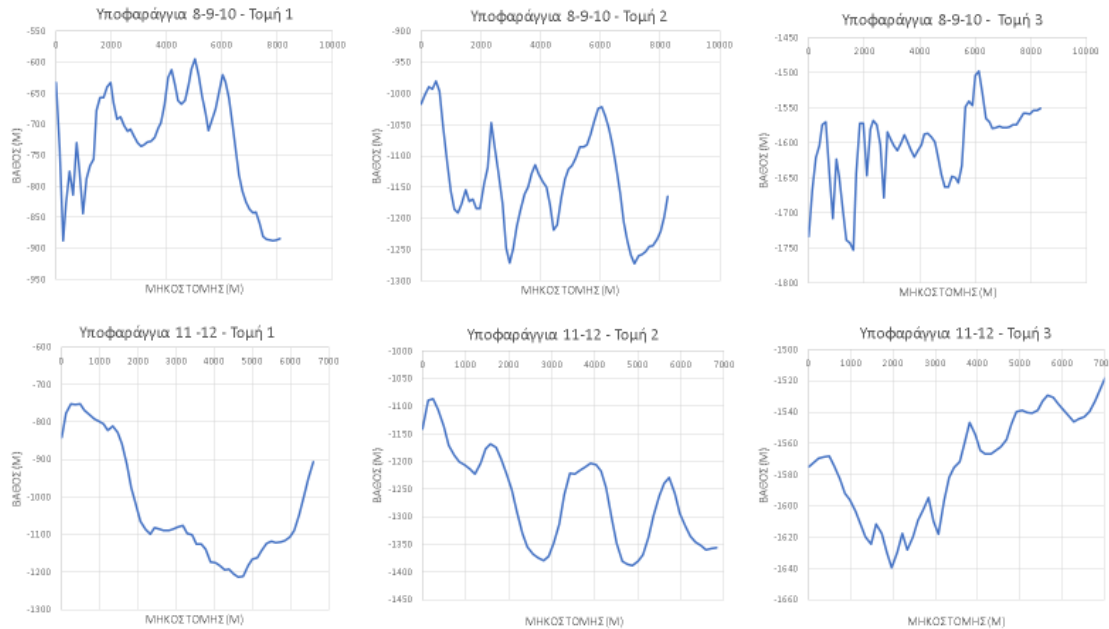
Εικόνα 102: 3 Εγκάρσιες Τομές (Cross- Sections) επί των αξόνων των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 3-5 στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης)

Παρατηρώντας τις τομές για τα υποθαλάσσια φαράγγια 4 και 5 (Εικ.102), διαπιστώνεται ότι αρχικά (τομή 1) υπάρχουν δύο καμπύλες και η κάθε μία από αυτές αναπαριστάνει το κάθε υποφάραγγι. Είναι εμφανές ότι ανάμεσά τους υπάρχει ένα εμπόδιο περίπου 100 m, πιθανόν βράχος. Κατόπιν, (τομές 2 και 3), το εμπόδιο ανάμεσά τους αποκτά μεγαλύτερο ύψος και φαίνεται το υποφάραγγι 4 να έχει μεγαλύτερο βάθος (2900 m) από το υποφάραγγι 5 (2750 m).



Εικόνα 103: 3 Εγκάρσιες Τομές (Cross- Sections) επί των αξόνων των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 6-7 στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης)

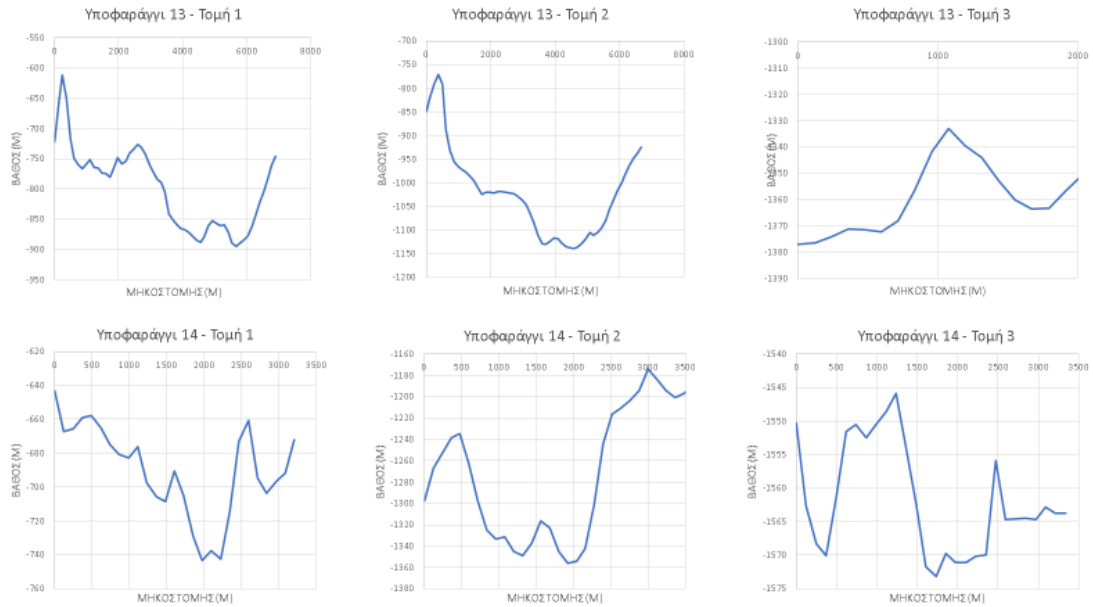
Το υποθαλάσσιο υποφάραγγι 6 , φαίνεται από τις τομές που έχουν ληφθεί επί του κύριου άξονά του, ότι είναι έντονα *V-shaped* (Εικ.103).Καθώς βαθαίνει είναι εμφανές ότι είναι καλύτερα σχηματισμένο. Στην τομή 3, παρουσιάζεται και κάποιο κύρτωμα.



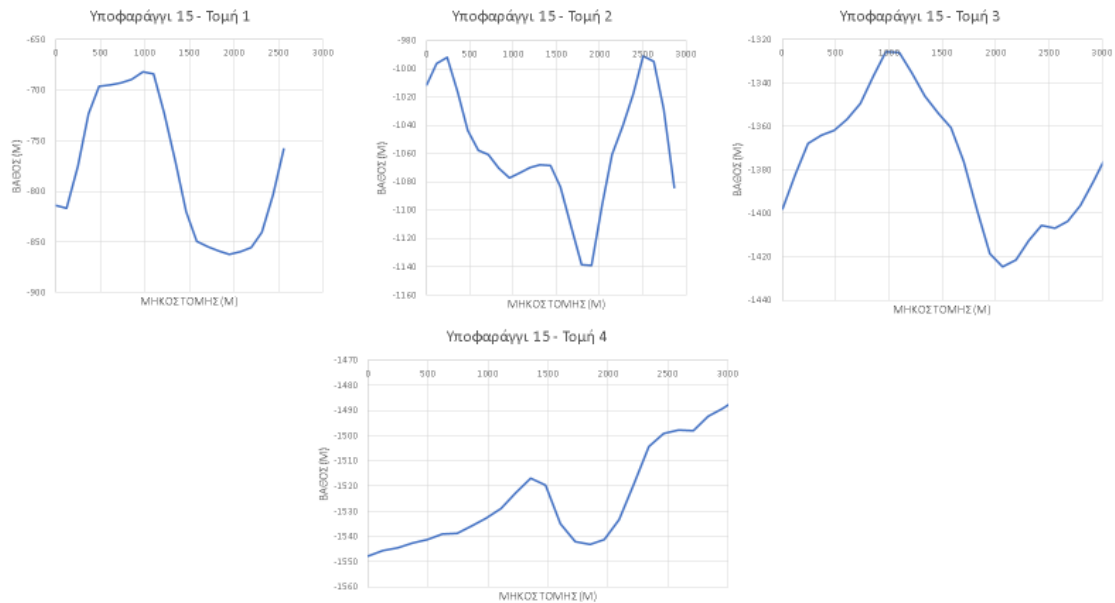
Εικόνα 104: 3 Εγκάρσιες Τομές (Cross- Sections) επί των αξόνων των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 8-12 στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης)

Για τα υποθαλάσσια υποφάραγγια 8, 9 και 10, κρίθηκε σκόπιμο να ληφθούν ενιαίες τομές (Εικ.104) καθώς η απόσταση ανάμεσα στους γειτονικούς άξονες (*spacing*) είναι πάρα πολύ μικρή και δεν θα ήταν εφικτή η αποτύπωση μεμονωμένων προφίλ. Αξιοσημείωτο είναι ότι το σύστημα αυτών των τριών υποφαραγγιών είναι έντονα *V-shaped*. Μελετώντας τις τομές επί των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 11 και 12 (Εικ.104), παρατηρείται ότι αρχικά (τομή 1) ήταν ένα ενιαίο υποφάραγγι. Στη συνέχεια, (τομές 2 και 3) πραγματοποιήθηκε η διάσπασή τους.

Το υποθαλάσσιο υποφάραγγι 13 είναι αρκετά καλά σχηματισμένο όπως διαπιστώνεται από τα προφίλ των τομών του (Εικ.105). Δεν είναι πολύ έντονα *V-shaped* ενώ είναι μεγάλου πλάτους. Αυτό ίσως οφείλεται στη σύνδεση του με τον χερσαίο εθνικό δρυμό της Σαμαριάς, που δρα ως πηγή ιζημάτων.



Εικόνα 105: 3 Εγκάρσιες Τομές (Cross- Sections) επί των αξόνων των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 13-14 στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης)

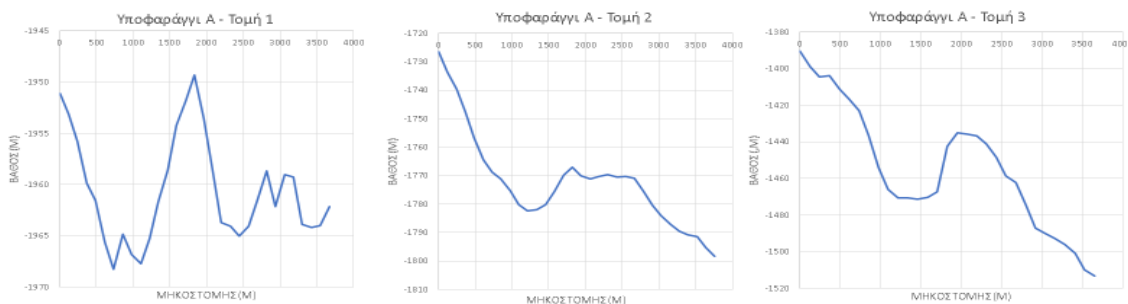


Εικόνα 106: 4 Εγκάρσιες Τομές (Cross- Sections) επί των άξονα του υποθαλάσσιου υποφαραγγιού 15 στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης)

Τα υποθαλάσσια υποφαράγγια 14 και 15, επίσης είναι καλά σχηματισμένα και το σχήμα τους δεν είναι πολύ έντονα V (Εικ.105,106). Και σε αυτά το σχήμα τους οφείλεται στη σύνδεσή τους με τον εθνικό δρυμό της Σαμαριάς.

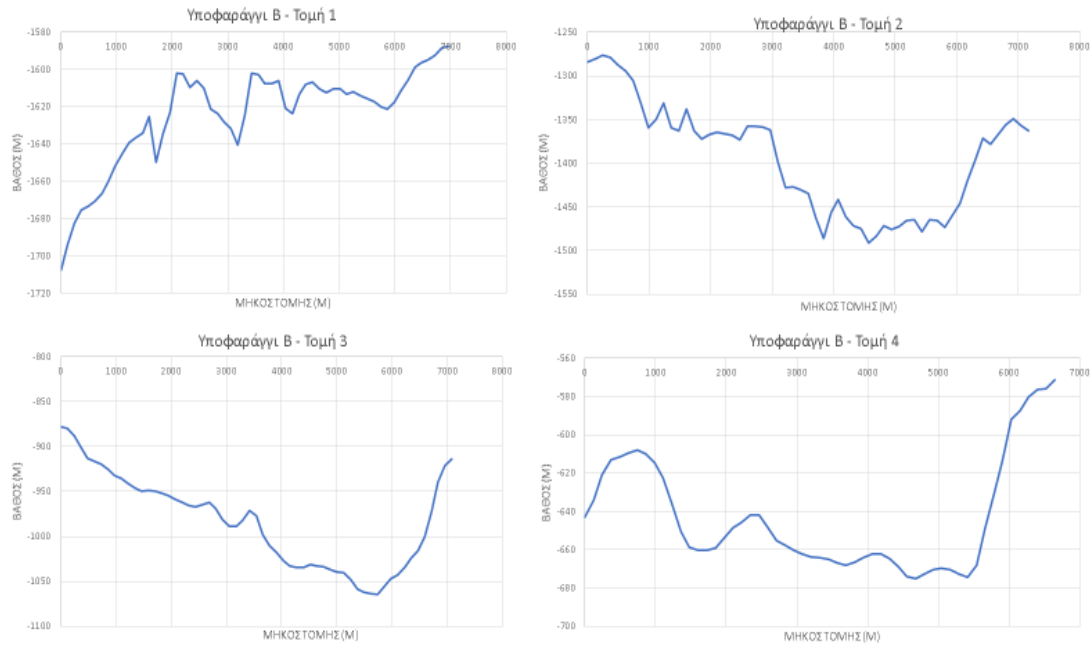
Παρατηρώντας τα προφίλ των τομών συνολικά (*cross-sections profiles*) για τα υποθαλάσσια υποφαράγγια στην κατωφέρεια της ΝΔ Κρήτης, διαπιστώνεται ότι στην πλειοψηφία τους τα υποθαλάσσια υποφαράγγια είναι *V-shaped*. Το γεγονός αυτό υποδεικνύει, όπως έχει προαναφερθεί, ότι επικρατούν έντονες και ενεργές διεργασίες διάβρωσης. Πρόκειται για υποθαλάσσια φαράγγια που δεν έχουν φτάσει ακόμα σε κατάσταση ισορροπίας (*state of equilibrium*) και παρουσιάζουν κυρτά (*convex-up*) τοιχώματα. Συνδέονται με την παρουσία ενεργών ρηγμάτων που ενδεχομένως να προκαλούν συχνά φαινόμενα διάβρωσης.

Εν συνεχεία παρουσιάζονται οι εγκάρσιες τομές επί των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών που απαντώνται στην κατωφέρεια της Γαύδου (Εικ.107,108,109).



Εικόνα 107: 3 Εγκάρσιες Τομές (Cross- Sections) επί του άξονα του υποθαλάσσιου υποφαραγγιού Α στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια Γαύδου)

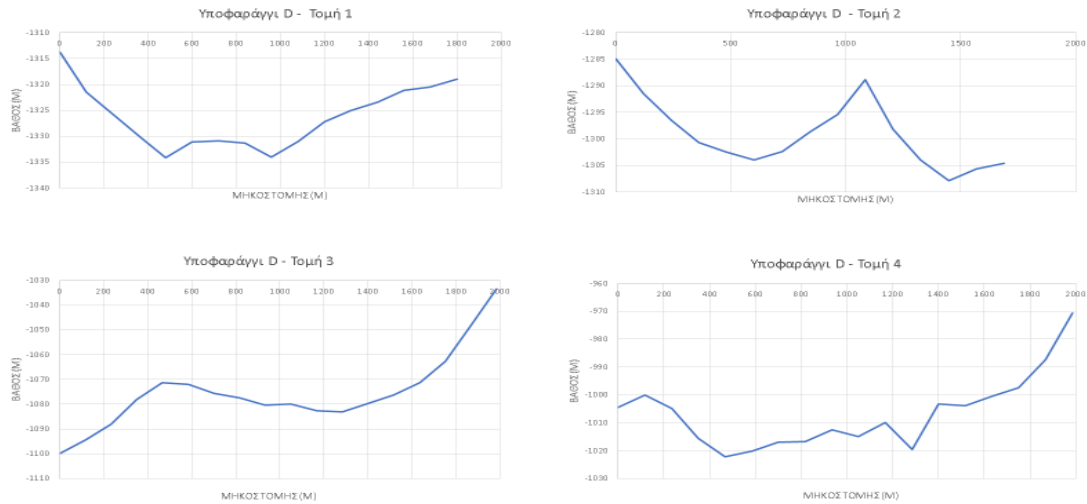
Οι τομές που έχουν ληφθεί επί των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στην κατωφέρεια της Γαύδου λόγω αντίθετου προσανατολισμού των υποφαραγγιών, ακολουθούν αντίστροφη πορεία. Δηλαδή η τομή 1 αντιστοιχεί στο τέλος του υποθαλάσσιου υποφαραγγιού (εκεί που συναντά τον κύριο άξονα του υποθαλάσσιου φαραγγιού της Σαμαριάς) ενώ η τομή 3 ή 4 αντιστοιχεί στην αρχή του υποθαλάσσιου υποφαραγγιού.



Εικόνα 108: 4 Εγκάρσιες Τομές (Cross- Sections) επί του άξονα του υποθαλάσσιου υποφαραγγιού Β στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια Γαύδου)

Αξιοσημείωτη είναι η περίπτωση του υποθαλάσσιου υποφαραγγιού Β(Εικ.108) που ενώ αρχικά (τομή 4) εμφανίζεται να έχει έντονη καμπυλότητα (σχεδόν *U – shaped*), όσο πλησιάζει προς τον κύριο άξονα του υποθαλάσσιου φαραγγιού της Σαμαριάς (τομή 1) μεταμορφώνεται σε *V- shaped* και αποκτά αρκετά έντονο ανάγλυφο στο υπόστρωμά του. Αυτό σημαίνει ότι οι εντονότερες διεργασίες μεταφοράς ιζημάτων συντελούνται στο βαθύτερο σημείο του υποφαραγγιού.

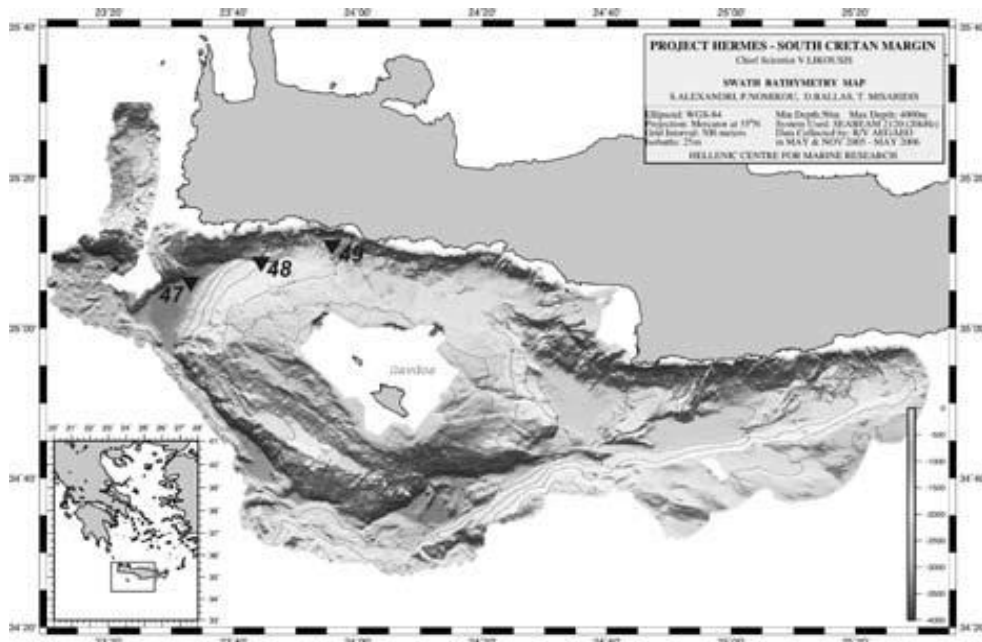




Εικόνα 109: 3 Εγκάρσιες Τομές (Cross- Sections) επί του άξονα του υποθαλάσσιου υποφαραγγιού C και 4 Εγκάρσιες Τομές επί του άξονα του υποθαλάσσιου υποφαραγγιού D στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια Γαύδου)

4.1.10. Η Διαδικασία της Ιζηματογένεσης

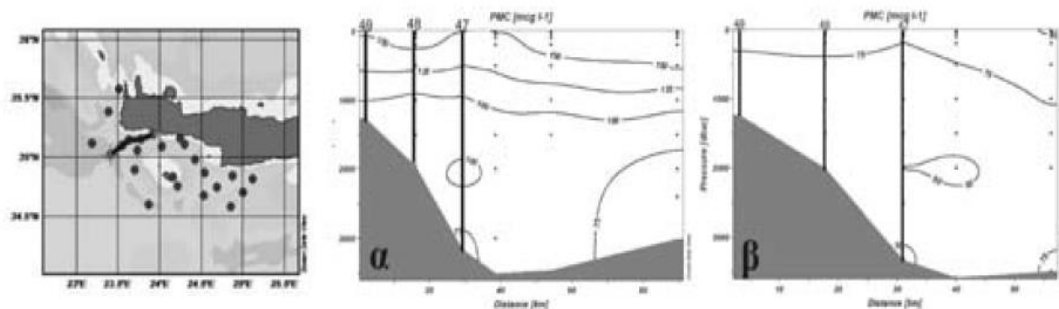
Το υποθαλάσσιο φαράγγι της Σαμαριάς είναι ένα περιβάλλον ιδιαίτερο, καθώς βρίσκεται πολύ κοντά σε ξηρά, διαθέτει απότομες κλιτύες, μικρό εύρος υφαλοκρηπίδας και αποτελεί τη συνέχεια του χερσαίου φαραγγιού της Σαμαριάς, ενώ αποτελεί τμήμα του συμπλέγματος του ελληνικού τόξου.



Εικόνα 110: Βαθυμετρικός Χάρτης του ΝΔ Κρητικού ηπειρωτικού περιθωρίου και οι θέσεις των τριών διατάξεων. Πηγή: 'Temporal and Spatial Viability of Particle Fluxes along the Submarine Samaria Canyon (SW Cretan Continental Margin), Stavrakakis S., Kontogiannis H., Karageorgis A.P., Kabouri G., Krasakopoulou E., Institute of Oceanography, Hellenic Centre for Marine Research

Στο πλαίσιο του προγράμματος *HERMES* είχαν ποντιστεί τρεις διατάξεις ιζηματοπαγίδων (Ιούνιος 2005-Μάιος 2006) κατά μήκος του άξονα του υποθαλάσσιου φαραγγιού της Σαμαριάς στις θέσεις 47, 48 και 49 (Εικ.110), με σκοπό τη μελέτη του αιωρούμενου σωματιδιακού υλικού μέσα στο υποθαλάσσιο φαράγγι της Σαμαριάς. Η μέση ετήσια ολική ροή στην παγίδα 49 ήταν $351 \text{ mg/m}^2\text{d}^1$ και κατέγραψε μικρές ροές από τον Ιούνιο μέχρι τα μέσα Νοεμβρίου που κυμάνθηκαν από $207 \text{ mg/m}^2\text{d}^1$ (16-30 Ιουνίου) έως $34 \text{ mg/m}^2\text{d}^1$ (16 Οκτωβρίου-15 Νοεμβρίου). Ακολούθως, η ροή αυξάνεται απότομα και παραμένει σε υψηλά επίπεδα μέχρι το Μάιο. Σε αυτή τη χρονική περίοδο παρατηρούνται αυξομειώσεις με δύο κύρια μέγιστα τον Ιανουάριο με $1007 \text{ mg/m}^2\text{d}^1$ και το Φεβρουάριο με $1010 \text{ mg/m}^2\text{d}^1$.

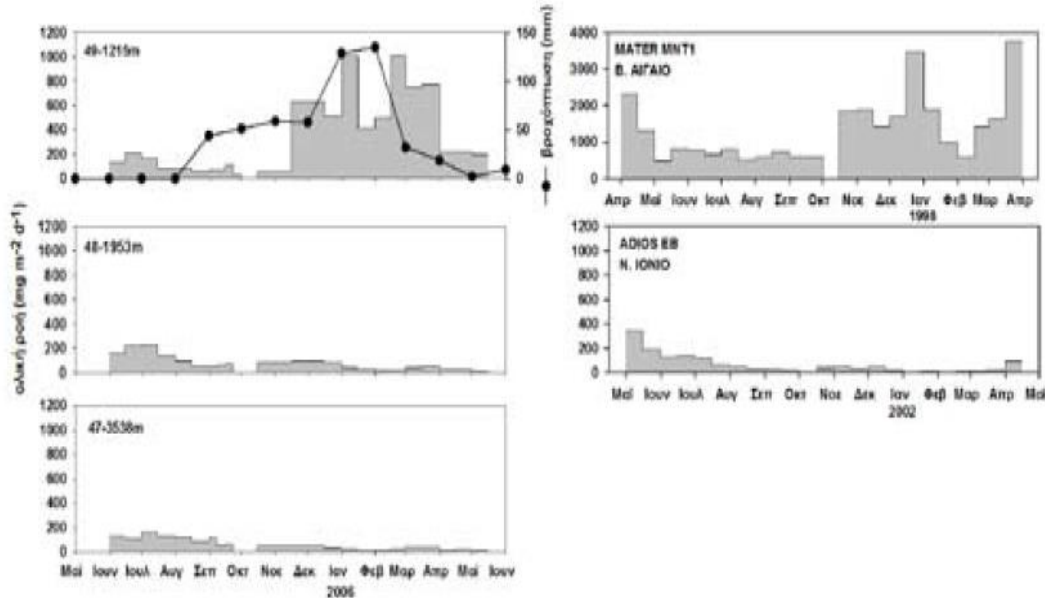
Η μέση τιμή κατά την περίοδο των χαμηλών τιμών που διήρκεσε 153 ημέρες ήταν περίπου $99 \text{ mg/m}^2\text{d}^1$, ενώ κατά την περίοδο 181 ημερών των υψηλών τιμών ήταν υπερπενταπλάσια φθάνοντας τα $566 \text{ mg/m}^2\text{d}^1$. Οι εποχιακές μεταβολές που κατεγράφησαν δείχνουν μεγάλες ομοιότητες με τις μεταβολές της ολικής ροής στο Β. Αιγαίο.



Εικόνα 111: BA-NA Τομές συγκέντρωσης αιωρούμενου υλικού mg/l στο υποθαλάσσιο φαράγγι της Σαμαριάς α)Μάιος 2005 β)Σεπτέμβριος 2005. Πηγή: *Temporal and Spatial Viability of Particle Fluxes along the Submarine Samaria Canyon(SW Cretan Continental Margin)*, Stavrakakis S.,Kontogiannis H., Karageorgis A.P., Kabouri G., Krasakopoulou E., Institute of Oceanography, Hellenic Centre for Marine Research

Στην παγίδα 48 η μέση ετήσια ροή ήταν $79 \text{ mg/m}^2\text{d}^1$ κατά πολύ μικρότερη από αυτή της 49, η οποία βρίσκεται στην αρχή του φαραγγιού κοντά στη χέρσο, και κατέγραψε παρόμοιες τιμές με αυτή της 49 μέχρι τα μέσα Νοεμβρίου. Οι μεγαλύτερες τιμές ήταν $222 \text{ mg/m}^2\text{d}^1$ (16-30/6) και $227 \text{ mg/m}^2\text{d}^1$ (1-15/7), ενώ η μικρότερη $52 \text{ mg/m}^2\text{d}^1$ (1-7/9). Μετά το Νοέμβριο οι ροές παρουσιάζουν σημαντική μείωση μέχρι το τέλος της περιόδου των μετρήσεων σε αναντιστοιχία με την παγίδα 49. Η μέση τιμή κατά την περίοδο 1/6– 15/11 ήταν $117 \text{ mg/m}^2\text{d}^1$, λίγο μεγαλύτερη από την αντίστοιχη της ιζηματοπαγίδας 49, ενώ κατά την περίοδο 16/11 – 15/5 ήταν $41 \text{ mg/m}^2\text{d}^1$.

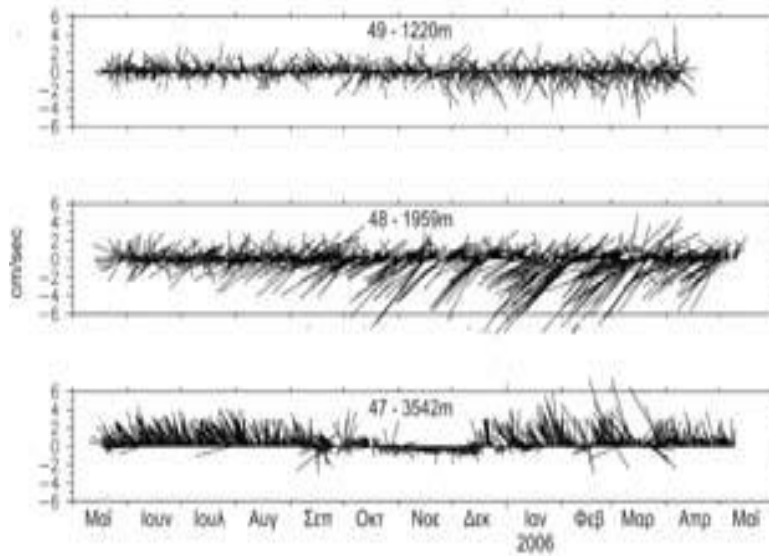
Η μέση ροή ελαττώνεται ακόμα περισσότερο στη παγίδα της βαθύτερης διάταξης 47 φθάνοντας τα $59 \text{ mg/m}^2 \text{ d}^{-1}$. Στη θέση αυτή κατεγράφησαν χρονικές μεταβολές ανάλογες με αυτές της ενδιάμεσης παγίδας 48 αλλά σαφώς με μικρότερες τιμές.



Εικόνα 112: Χρονικές Διακυμάνσεις της Ολικής Ροής στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (αριστερά), στο Β.Αιγαίο και στο Ν.Ιόνιο πέλαγος (δεξιά). Τα στοιχεία της βροχόπτωσης αφορούν το σταθμό ΕΜΥ των Χανίων. Πηγή: "Temporal and Spatial Viability of Particle Fluxes along the Submarine Samaria Canyon (SW Cretan Continental Margin), Stavrakakis S., Kontogiannis H., Karageorgis A.P., Kabouri G., Krasakopoulou E., Institute of Oceanography, Hellenic Centre for Marine Research

Οι διακυμάνσεις τις ολικής ροής των ιζηματοπαγίδων των διατάξεων 48 και 47 παρουσιάζουν μεγάλες ομοιότητες με τις διακυμάνσεις της ροής στο Ν. Ιόνιο (περιβάλλον ανοικτής θάλασσας) (Εικ. 112). Συνολικά στο υποθαλάσσιο φαράγγι της Σαμαριάς κυριαρχούν μικρές τιμές συγκέντρωσης σωματιδιακού υλικού. Εξαιρέση αποτελεί η περιοχή κοντά στο ανώτερο τμήμα του φαραγγιού (θέση 49, βάθος 1231 m) στην οποία εξαιτίας των κατακρημνίσεων που λαμβάνουν χώρα κατά τους χειμερινούς και εαρινούς μήνες, καταγράφονται μεγαλύτερες συγκεντρώσεις σωματιδιακού υλικού κατά τους μήνες αυτούς.

Οι μικρές τιμές των ολικών ροών (εκτός από την περίοδο Νοεμβρίου-Μαΐου στην ιζηματοπαγίδα της διάταξης 49) επιβεβαιώνονται και από τις μετρήσεις συγκέντρωσης αιωρούμενων σωματιδίων ($\mu\text{g/l}$) που έγιναν το Μάιο και Σεπτέμβριο 2005 (Εικ.111).



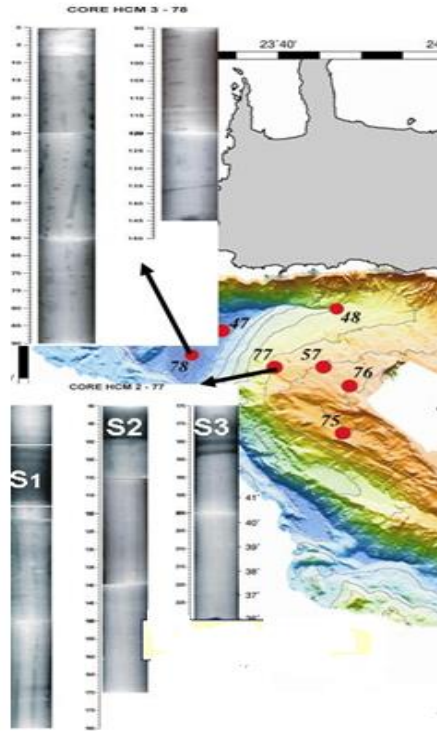
Εικόνα 113: Μέσες Ταχύτητες και Διευθύνσεις Ρευμάτων στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαρίας 10m πάνω από τον πυθμένα. Η δειγματοληψία έγινε ανά 6ωρο. Πηγή: 'Temporal and Spatial Viability of Particle Fluxes along the Submarine Samaria Canyon (SW Cretan Continental Margin), Stavrakakis S., Kontogiannis H., Karageorgis A.P., Kabouri G., Krasakopoulou E., Institute of Oceanography, Hellenic Centre for Marine Research

Τα ρεύματα που κατεγράφησαν χαρακτηρίζονται αδύναμα, με μέσες τιμές ταχύτητας μικρότερες από 5 cm/s. Σε αρκετές περιπτώσεις η ταχύτητα των ρευμάτων ήταν κάτω από το όριο ανίχνευσης του οργάνου (< 2 cm/s). Τα πιο ασθενή ρεύματα κατεγράφησαν στη θέση 49 (Εικ.113). Οι μετρηθείσες ταχύτητες, στη θέση αυτή, είχαν φορά ΒΔ-ΝΑ και αντιθέτως, σχεδόν παράλληλα προς την παράκτια βαθυμετρία. Οι ταχύτητες των ρευμάτων του πυθμένα στη θέση 48, όπου το φαράγγι είναι πολύ στενό, έχουν διεύθυνση κατά μήκος του άξονα του φαραγγιού ΝΔ-ΒΑ. Τέλος, οι διευθύνσεις στη θέση 47 ήταν ΝΑ-ΒΔ, καθώς η περιοχή επηρεάζεται από το βορειοανατολικό τμήμα του μόνιμου Κρητικού κυκλώνα (Robinson et al., 1991).

Κατά τους χειμερινούς -εαρινούς μήνες, οι αποθέσεις που φθάνουν στο φαράγγι μέσω του ποταμο-χειμάρριου συστήματος στο άνω τμήμα του, δε φαίνεται να μεταφέρονται κατά μήκος του άξονα του φαραγγιού προς τα βαθύτερα νερά των παγίδων 48 και 47. Σε αυτό συμβάλλουν τα αδύναμα ρεύματα που επικρατούν στον πυθμένα και η απουσία πυθμενικής νεφελοειδούς στρώσης κατά μήκος του φαραγγιού

Κατά τους εαρινούς μήνες, όταν η αιολική μεταφορά σκόνης από τη Σαχάρα είναι έντονη, στις ιζηματοπαγίδες που βρίσκονται στις θέσεις 48 (ενδιάμεσο βάθος) και 47(μεγαλύτερο βάθος), καταγράφονται μεγαλύτερες από τις συνηθισμένες τιμές ολικής ροής.

Το γεγονός αυτό σε συνδυασμό με το ότι όλο τον υπόλοιπο χρόνο οι ιζηματοπαγίδες στις συγκεκριμένες θέσεις καταγράφουν μικρές τιμές ροής, υποδεικνύουν ότι οι θέσεις αυτές παρουσιάζουν χαρακτηριστικά γνωρίσματα περιβάλλοντος ανοικτής θάλασσας. Επίσης, η θέση της ιζηματοπαγίδας 49 (μικρότερο βάθος) παρουσιάζει χαρακτηριστικά γνωρίσματα περιβάλλοντος ηπειρωτικού περιθωρίου.

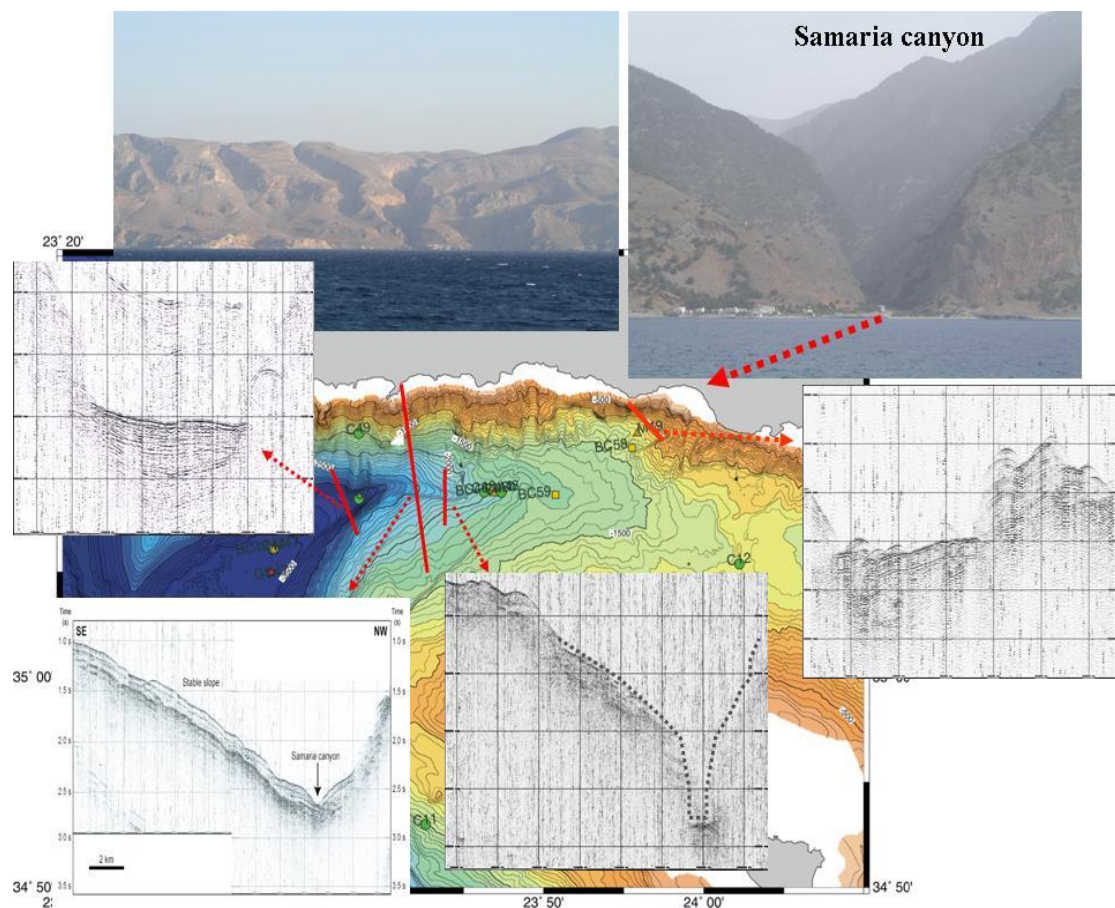


Εικόνα 114: Πυρήνες Ιζημάτων που συλλέχθηκαν από τις θέσεις 77 και 78. Πηγή: Atlas of Bathymetry and Geological Features of the Southern Cretan Slope and Canyons, 2007,HERMES, Deliverable 82, month 30

Από τα αποτελέσματα που προκύπτουν από την ανάλυση πυρήνων, HCM2-77 και HCM2-78 που συλλέχθηκαν κατά τη διάρκεια της αποστολής HERMES από την κατωφέρεια της Γαύδου σε βάθος 1131 m αφενός και από τη βαθιά λεκάνη σε βάθος 3600 m αφετέρου (Lampridou D.), υπολογίστηκαν τα ποσοστά ιλύος, αργίλου και άμμου που αναγνωρίστηκαν και στους δύο πυρήνες. Στον πυρήνα HCM2-77 το μέγιστο ποσοστό άμμου είναι 15.14% ενώ στον πυρήνα HCM2-78 4.89%. Στον πυρήνα HCM2-77 το μέγιστο ποσοστό ιλύος είναι 50.69% ενώ στον πυρήνα HCM2-78 81.6% παρόλο που στον πυρήνα HCM2-78 αναμενόταν λιγότερη ιλύς από ότι στον πυρήνα HCM2-77 καθώς βρίσκεται βαθύτερα και θα έπρεπε να κυριαρχούν λεπτότερα ιζήματα.

Στον πυρήνα HCM2-77 αναγνωρίζεται σαπροπηλός S1 ενώ στον πυρήνα HCM2-78 απουσιάζει ο σαπροπηλός. Η απουσία αυτή ερμηνεύεται από τις εντονότερες συνθήκες

μεταφοράς και απόθεσης που επικρατούν στην περιοχή. Δηλαδή ενδεχομένως διεργασίες επαναιώρησης ενεργοποιούνται από ροές ιζημάτων και από έντονα τουρβιδιτικά ρεύματα του πυθμένα με αποτέλεσμα τη διάλυση του οργανικού υλικού του σαπροπηλού. Οι έντονες τουρβιδιτικές διεργασίες διαπιστώνονται και από τις μικροδιαστρώσεις χονδρόκοκκου υλικού που διαπιστώνεται και στις ακτινογραφίες των πυρήνων (Εικ.114). Και οι δύο πυρήνες παρουσιάζουν μεγάλη πυκνότητα και χαμηλή περιεκτικότητα σε νερό λόγω αυξημένης συγκέντρωσης ιλύος. Στον πυρήνα HCM2-77 οι παραπάνω ιδιότητες θα μπορούσαν να ερμηνευθούν και από τη συγκέντρωση άμμου.



Εικόνα 115: Τα κυριότερα στρωματογραφικά χαρακτηριστικά του Υποθαλάσσιου Φαραγγιού της Σαμαριάς. Πηγή:Atlas of Bathymetry and Geological Features of the Southern Cretan Slope and Canyons, 2007,HERMES, Deliverable 82, month 30

Τα αποκτηθέντα προφίλ από σημεία του υποθαλάσσιου φαράγγιού της Σαμαριάς (Εικ.115),συγκρινόμενα με 2D μέτριας ανάλυσης δεδομένα από *sparker*

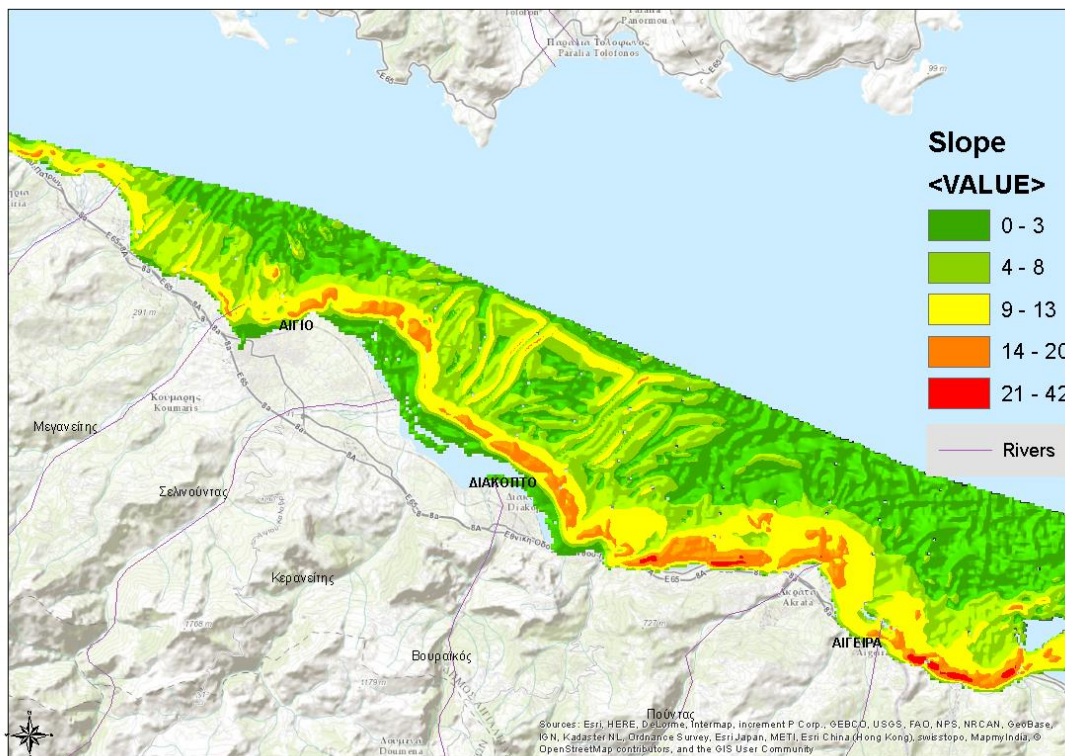
(*Golo turbidite system*), υψηλής ανάλυσης δεδομένα από *boomer* (από τα Πλειστοκαινικά ριπίδια του υποθαλάσσιου φαραγγιού που βρίσκεται στην περιοχή *Hueneme – Dume*) και με πληροφορίες από ενταφιασμένα ριπίδια στη νότια Τουρκία, υποδεικνύουν ότι οι συνεχείς αντανάκλασεις υψηλού πλάτους (*HAR*) μαρτυρούν την ύπαρξη ενσωματωμένων τουρβιδιτών με σχετικά μεγαλύτερη περιεκτικότητα σε λάσπη από ότι μπορεί να υπάρχει στα προφίλ των μη συνεχών αντανάκλασεων χαμηλού πλάτους (*LAR*).

Επίσης, οι μη συνεχείς αντανάκλασεις χαμηλού πλάτους (*LAR*) μαρτυρούν χονδρόκοκκες αποθέσεις από κατάρρευση μαζών συμπεριλαμβανομένου ενδεχομένως και ροών κορημάτων και στρωμάτων λασποροών προερχόμενων από κοντινές περιοχές φαραγγιών και χαραδρώσεων. Τέλος, διαπιστώνεται ότι και στις πλαγιές της κατωφέρειας της ΝΔ Κρήτης, που επικρατούν πιο απότομες κλίσεις και στις πλαγιές της κατωφέρειας της Γαύδου, που είναι πιο ομαλές, υπάρχουν αυλάκια λόγω κατολισθήσεων και σε κάποια σημεία σχηματίζονται προσχώματα από τα ιζήματα που έχουν κατολισθήσει.

4.2. ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΑ ΥΠΟΦΑΡΑΓΓΙΑ ΣΤΟ ΝΔ ΠΕΡΙΘΩΡΙΟ ΤΟΥ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ

4.2.1. Surface Tools

Από την παρατήρηση του χάρτη που προέκυψε μετά την εφαρμογή του εργαλείου *Slope* επί του *raster* που αποτυπώνει τη βαθυμετρία του ΝΔ περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου (Εικ.116), διαπιστώνεται ότι κατά μήκος όλης της παράκτιας ζώνης η κλίση της κατωφέρειας λαμβάνει τιμές μεγαλύτερες των 7.5° .

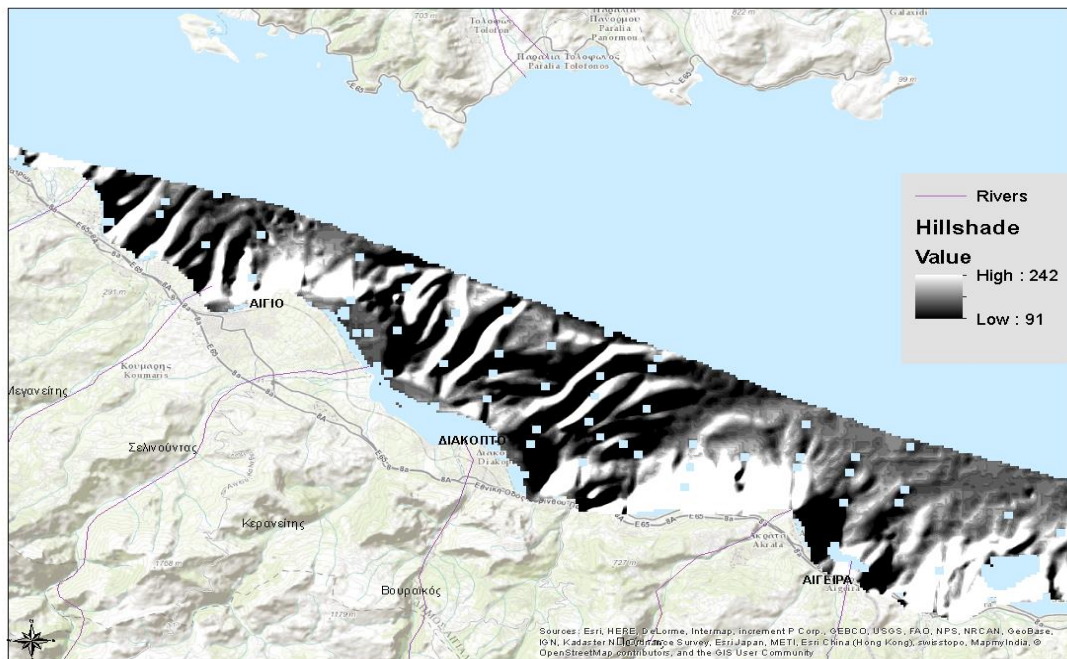


Εικόνα 116: Απεικόνιση του αποτελέσματος του εργαλείου *Slope* για τα Υποθαλάσσια Υποφαραγγία στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου

Σε κάποια σημεία, μεταξύ Διακοπτού και Ακράτας (Εικ.116), είναι εμφανές ότι η μετάβαση από τη χερσαία στη θαλάσσια περιοχή γίνεται βίαια και οι πορτοκαλί και κόκκινες περιοχές υποδεικνύουν μεγάλες κλίσεις ($>15^{\circ}$). Από το Αίγιο έως το Διακοπτό πριν τη ζώνη των μεγάλων κλίσεων ($>10^{\circ}$), που είναι παράλληλα στην ακτή, παρατηρείται μία ομαλή περιοχή (πράσινη) που εμφανίζει κλίσεις μικρότερες των 3° . Στη συγκεκριμένη περιοχή η υφαλοκρηπίδα είναι λίγο πιο αναπτυγμένη σε σχέση με την περιοχή γύρω από την Ακράτα ή την περιοχή δυτικά του Αιγίου όπου εκβάλλει ο Ερινεός (Τσετσεβίτικο), που είναι σχεδόν ανύπαρκτη.

Λόγω των απότομων τοιχωμάτων των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών του ΝΔ περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου (κίτρινες γραμμές κάθετα στην ακτογραμμή με κλίση περίπου 5-8°, σχεδόν διαγράφονται οι θέσεις στις οποίες βρίσκονται.

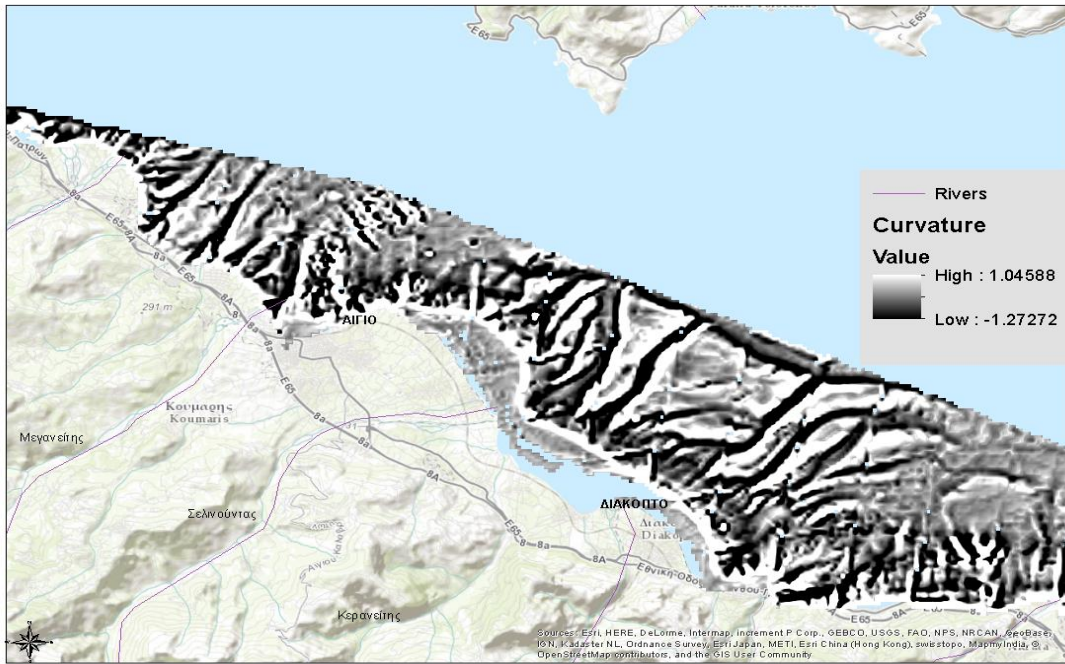
Μετά την εφαρμογή του εργαλείου *Hillshade* προέκυψε ένας χάρτης που απεικονίζει την τρισδιάστατη βαθυμετρία του ΝΔ περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου (Εικ.117).



Εικόνα 117: Απεικόνιση της 3D σκίασης (hillshade) της επιφάνειας που αναπαριστάνει τα Υποθαλάσσια Υποφάραγγια του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου

Οι πιο σκούρες περιοχές του χάρτη (Εικ.117) αντιπροσωπεύουν τα υποθαλάσσια υποφάραγγια του ΝΔ περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου.

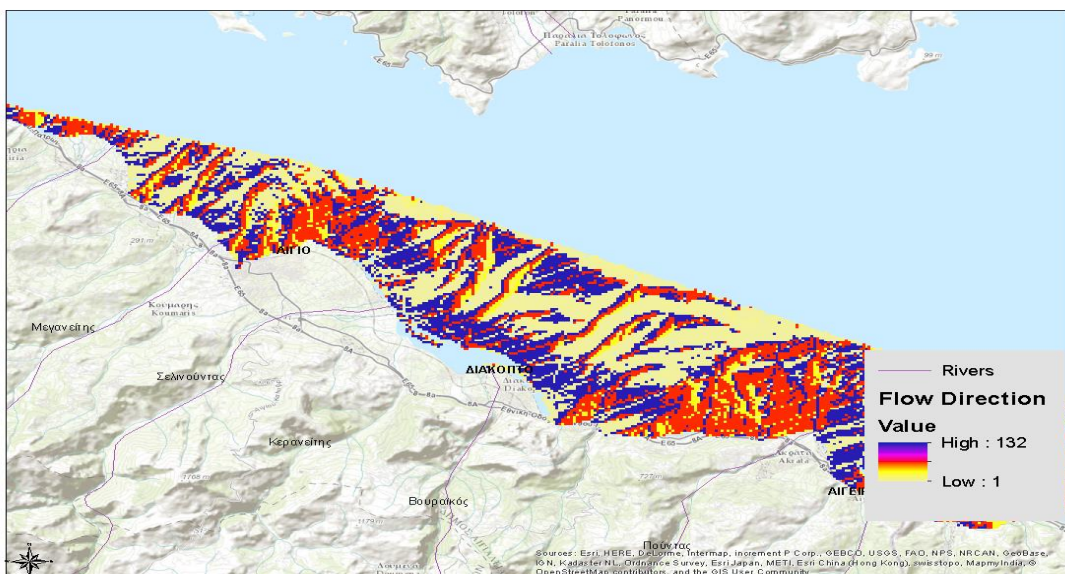
Αμέσως μετά εφαρμόστηκε το εργαλείο *Curvature* ώστε η καμπυλότητα να συμβάλλει στην εξαγωγή συμπερασμάτων για τη θέση των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου. Από το χάρτη που προέκυψε (Εικ.118) διαπιστώνονται με μεγαλύτερη σαφήνεια οι θέσεις που καταλαμβάνουν τα υποθαλάσσια υποφάραγγια του ΝΔ περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου (σκούρες χαραδρώσεις Εικ.118).



Εικόνα 118: Απεικόνιση του αποτελέσματος του εργαλείου Curvature στην επιφάνεια που αναπαριστάει τα Υποθαλάσσια Υποφάργγια στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο

4.2.2. Hydrology Tools

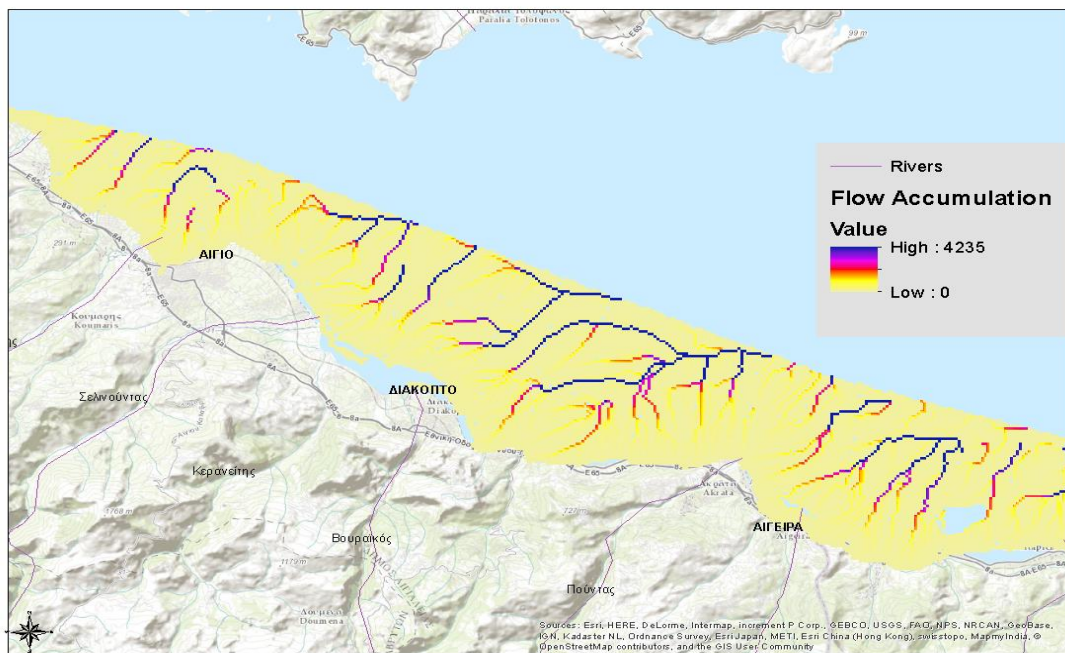
Το εργαλείο *Flow Direction* εφαρμόζεται επί του *raster* που αποτυπώνει τη βαθυμετρία του ΝΔ περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου με σκοπό να αναδειχθεί η κατεύθυνση της ροής.



Εικόνα 119: Απεικόνιση του αποτελέσματος του εργαλείου Flow Direction στην επιφάνεια που αναπαριστάει τα Υποθαλάσσια Υποφάργγια στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο

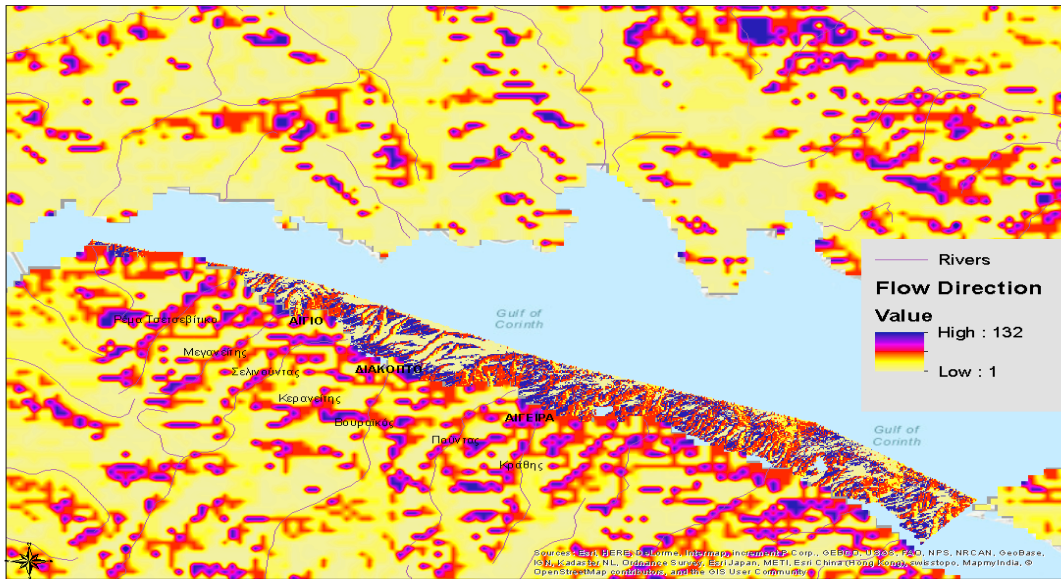
Από το χάρτη που προέκυψε, μετά την εφαρμογή του εργαλείου *Flow Direction* (Εικ. 119), διαπιστώνεται ότι οι περιοχές που δεν υπάρχει έντονη ροή (κίτρινες περιοχές) είναι πολύ λίγες σε σχέση με όλο το υπόλοιπο σύνολο. Γεγονός που υποδεικνύει την παρουσία πολλών χαραδρώσεων και καναλιών. Στην περιοχή γύρω από το Αίγιο και σε όλη την παράκτια ζώνη μεταξύ Αιγίου και Διακοπτού η ροή είναι πολύ έντονη.

Με την εφαρμογή του εργαλείου *Flow Accumulation* επιτυγχάνεται η ανάδειξη περιοχών στις οποίες η συσσώρευση της ροής είναι έντονη. Στη συγκεκριμένη περιοχή του Δυτικού Κορινθιακού είναι πολύ μεγάλος ο αριθμός των ποταμών που εκβάλλουν. Το γεγονός αυτό συμβάλλει στην ερμηνεία της τόσο έντονης συσσωρευμένης ροής (μπλε χρώμα) που παρατηρείται στο χάρτη που προέκυψε μετά την εφαρμογή του εργαλείου *Flow Accumulation* (Εικ.120).



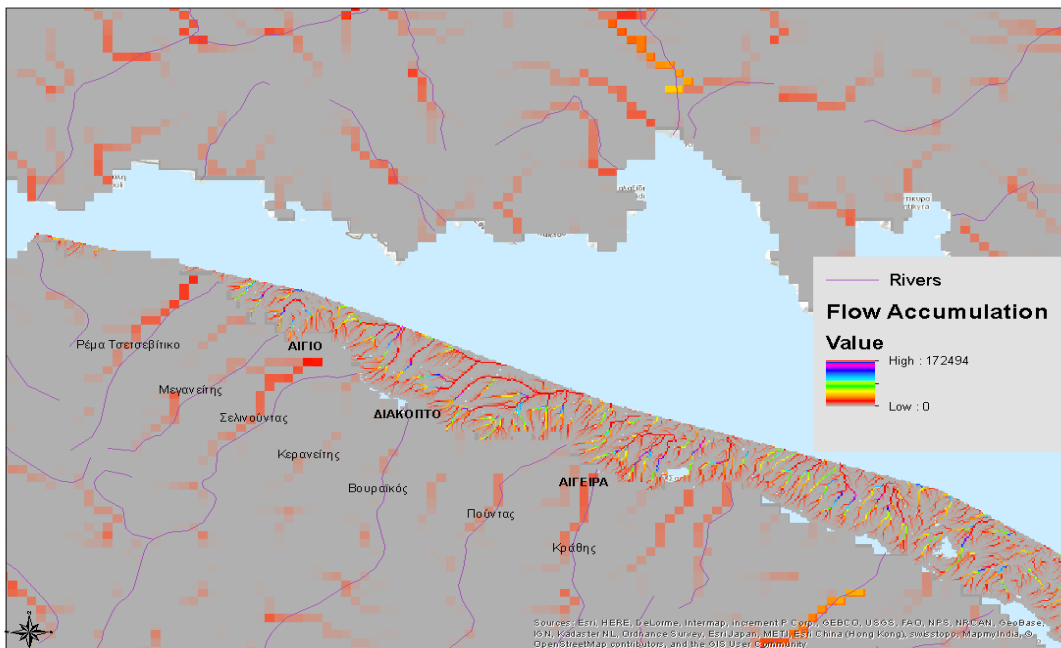
Εικόνα 120: Απεικόνιση του αποτελέσματος του εργαλείου *Flow Accumulation* στην επιφάνεια που αναπαριστάνε τα Υποθαλάσσια Υποφάραγγα στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο

Επιχειρώντας μία σύνδεση μεταξύ της ροής στην χερσαία περιοχή της Βόρειας Πελοποννήσου και της ροής στην υποθαλάσσια περιοχή του ΝΔ περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου, εφαρμόστηκε το εργαλείο *Flow Direction* τόσο στο *raster* που αποτυπώνει την υποθαλάσσια περιοχή του ΝΔ περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου όσο και στο *dem* που αποτυπώνει την χερσαία περιοχή της Βόρειας Πελοποννήσου.



Εικόνα 121: Απεικόνιση του αποτελέσματος του εργαλείου *Flow Direction* τόσο στην επιφάνεια που αναπαριστάνει τα Υποθαλάσσια Υποφαράγγια στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο όσο και στη χερσαία περιοχή που τον περιβάλλει

Στο χάρτη που προέκυψε (Εικ.121) είναι ευδιάκριτη η παρουσία πάρα πολλών ποτάμιων συστημάτων στη Βόρεια Πελοπόννησο και η σύνδεσή τους με τα υποθαλάσσια υποφαράγγια που απαντώνται σε όλο το νότιο περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου. Μετά την εφαρμογή του εργαλείου *Flow Direction*, ακολούθησε η εφαρμογή του εργαλείου *Flow Accumulation* στις ίδιες επιφάνειες.

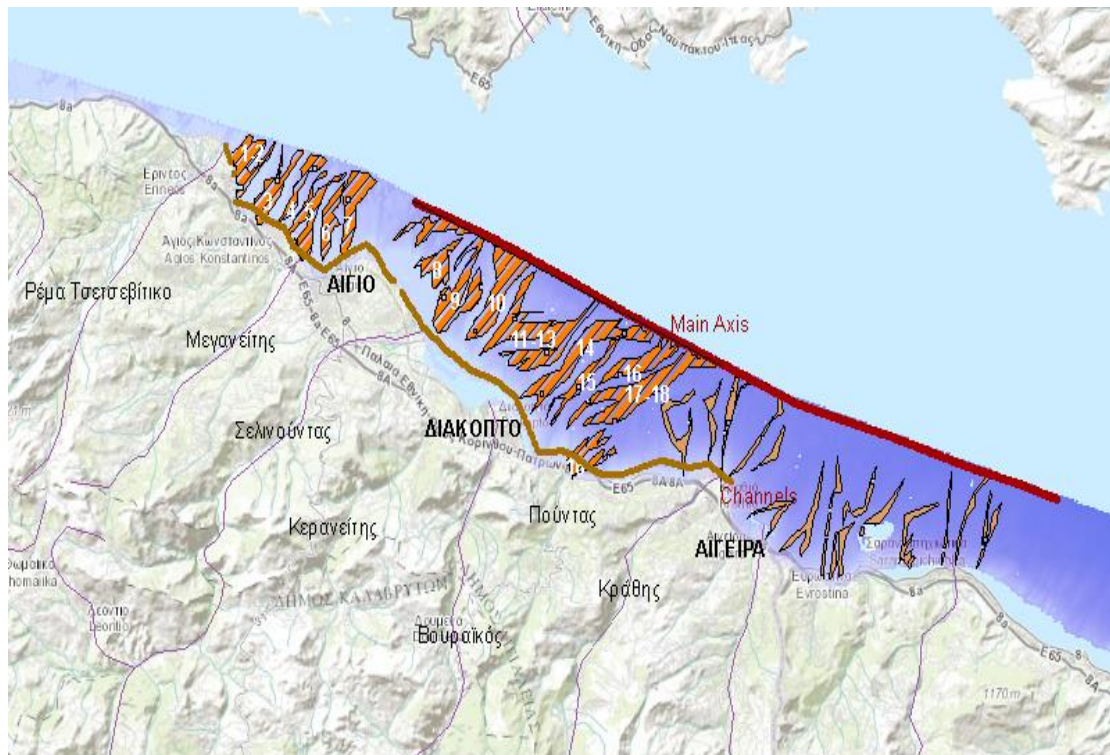


Εικόνα 122: Απεικόνιση του αποτελέσματος του εργαλείου *Flow Accumulation* τόσο στην επιφάνεια που αναπαριστάνει τα Υποθαλάσσια Υποφαράγγια στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο όσο και στη χερσαία περιοχή που τον περιβάλλει

Με βάση το χάρτη που προέκυψε (Εικ.122) παρατηρείται άμεση σύνδεση κάποιων ποταμών (Κράθης, Βουραϊκός, Σελινούντας) που εκβάλλουν στο νότιο περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου με υποθαλάσσιες περιοχές όπου επικρατεί έντονη συσσωρευμένη ροή (μωβ, μπλε περιοχές). Αν το μέγεθος των κελιών του *raster* και του *dem* ήταν το ίδιο η παρατήρηση αυτή θα ήταν πιο ευδιάκριτη.

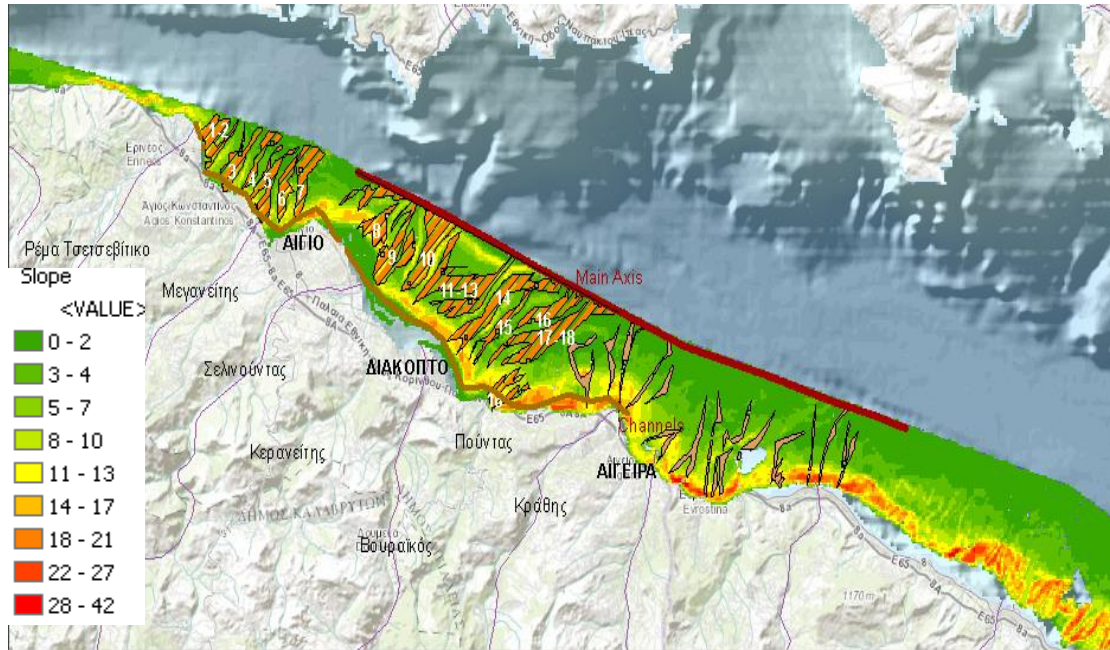
4.2.3. Ψηφιακή Καταγραφή των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγιών και των Αξόνων τους

Χρησιμοποιώντας και για το ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου την ψηφιακή καταγραφή, σχεδιάστηκαν ως πολύγωνα τα υποθαλάσσια υποφαραγγία της θάλασσας αυτής περιοχής, πάνω στο θεματικό επίπεδο της βαθυμετρίας (Εικ.123).



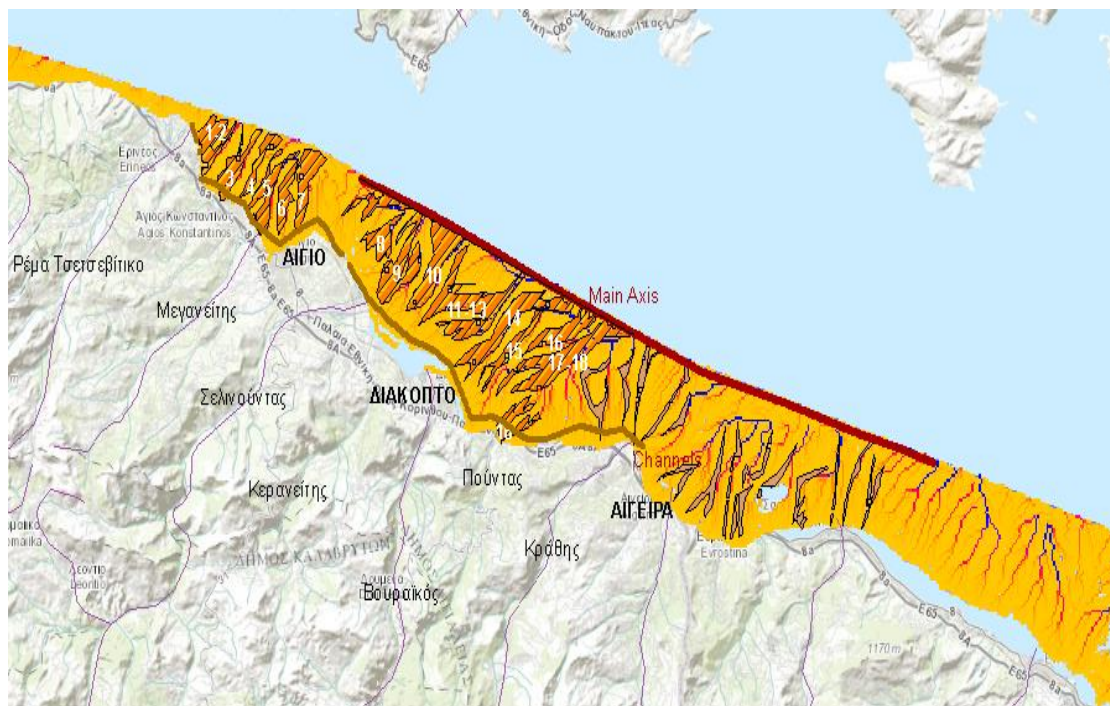
Εικόνα 123: Αποτύπωση των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο με υπόβαθρο τη βαθυμετρία της περιοχής

Αντίστοιχα, εφαρμόζοντας το σχεδιασμό των πολυγώνων στο θεματικό επίπεδο *Slope*, προέκυψε ο χάρτης της εικόνας 124 για τα υποθαλάσσια υποφαραγγία του ΝΔ περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου.



Εικόνα 124: Αποτύπωση των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στο Δυτικό Κορινθιακό με υπόβαθρο το θεματικό επίπεδο Slope

Ακολούθως, θεωρήθηκε σκόπιμο να χρησιμοποιηθεί ως υπόβαθρο για το σχεδιασμό των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών, το θεματικό επίπεδο *Flow Accumulation* (Εικ.125), ώστε μέσω της συγκέντρωσης της ροής να μελετηθεί ο Τύπος των υποφαραγγιών.

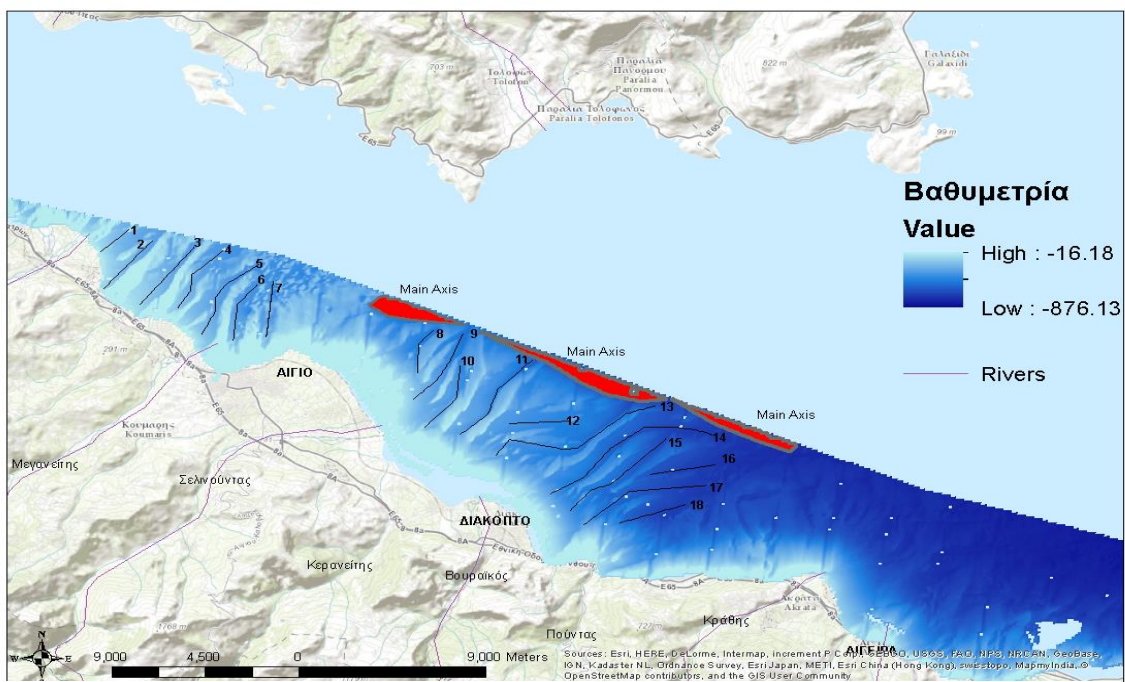


Εικόνα 125: Αποτύπωση των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο με υπόβαθρο το layer Flow Accumulation

Στις θέσεις που επικρατεί έντονη συσσωρευμένη ροή απαντώνται τα υποθαλάσσια υποφαράγγια της περιοχής (Εικ.125).

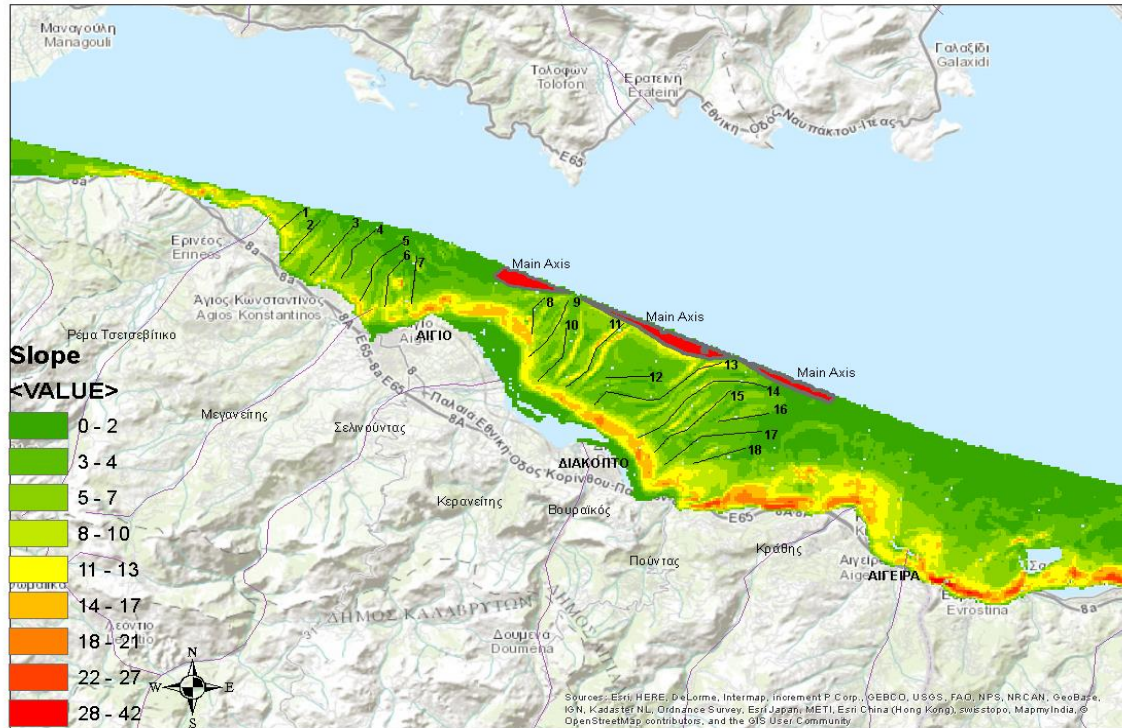
Εξαιτίας της παρουσίας πολλών ποτάμιων συστημάτων στη Βόρεια Πελοπόννησο, η εκβολή των οποίων πραγματοποιείται στον Κορινθιακό Κόλπο, θεωρείται ότι κάποια από τα υποθαλάσσια υποφαράγγια που έχουν αναπτυχθεί στη συγκεκριμένη περιοχή είναι υπολειμματικό υδρογραφικό δίκτυο από τότε που η επιφάνεια της θάλασσας ήταν σε χαμηλότερα επίπεδα. Για αυτό το λόγο θεωρείται άμεση η σύνδεση των υποφαραγγίων με τα ποτάμια συστήματα, με αποτέλεσμα η πλειοψηφία των υποφαραγγίων αυτών να χαρακτηρίζονται ως Τύπου 1 (*shelf – incising, associated with river*). Τέτοιου Τύπου υποθαλάσσια φαράγγια αναπτύσσονται με κατεύθυνση προς τα κάτω δηλαδή από νότια προς βόρεια για την περιοχή μελέτης, ώστε να καταλήξουν σε μεγαλύτερα βάθη εντός της λεκάνης του Κορινθιακού Κόλπου. Επίσης, τα υποθαλάσσια φαράγγια Τύπου 1 σχετίζονται με την εκδήλωση τουρβιδιτικών ρευμάτων κατά μήκος τους και την εκδήλωση υπέρπυκνων ροών και παλιρροιακών ρευμάτων.

Εν συνεχεία σχεδιάστηκαν στο θεματικό επίπεδο της βαθυμετρίας, ως γραμμικές οντότητες, οι άξονες των υποθαλάσσιων υποφαραγγίων και έτσι προέκυψε ένας χάρτης για τα υποθαλάσσια υποφαράγγια του ΝΔ περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου (Εικ.126).



Εικόνα 126: Αναπαράσταση κάθε υποθαλάσσιου υποφαραγγιού στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου από μία γραμμική οντότητα στο θεματικό επίπεδο της βαθυμετρίας

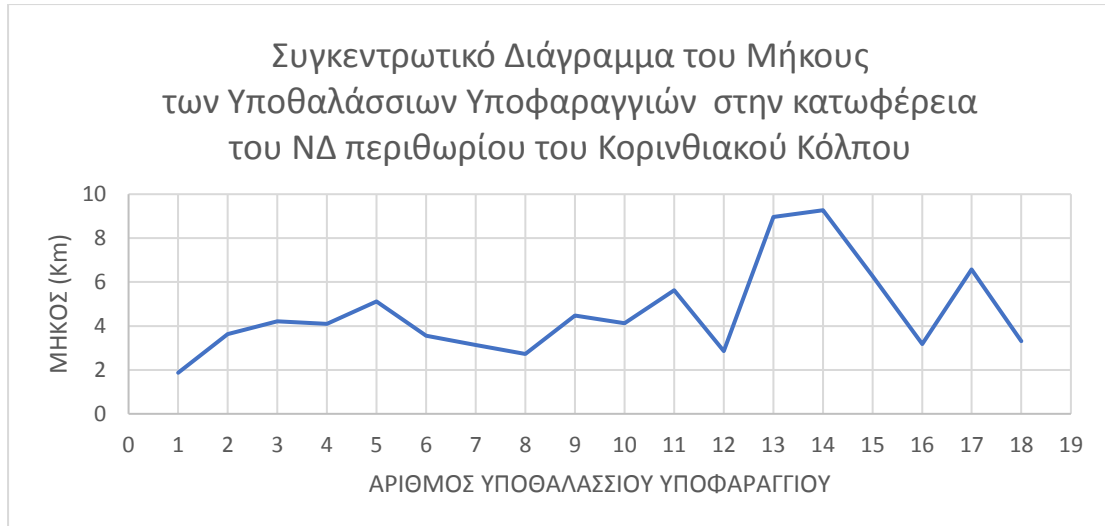
Ένας δεύτερος χάρτης προέκυψε από το σχεδιασμό των αξόνων των υποθαλάσσιων υποφαραγγίων του ΝΔ περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου, στο θεματικό επίπεδο *Slope* (Εικ.127).



Εικόνα 127: Αναπαράσταση κάθε υποθαλάσσιου υποφαραγγιού στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου από μία γραμμική οντότητα στο θεματικό επίπεδο *Slope*

4.2.4. Γεωμορφολογικά Χαρακτηριστικά των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγιών

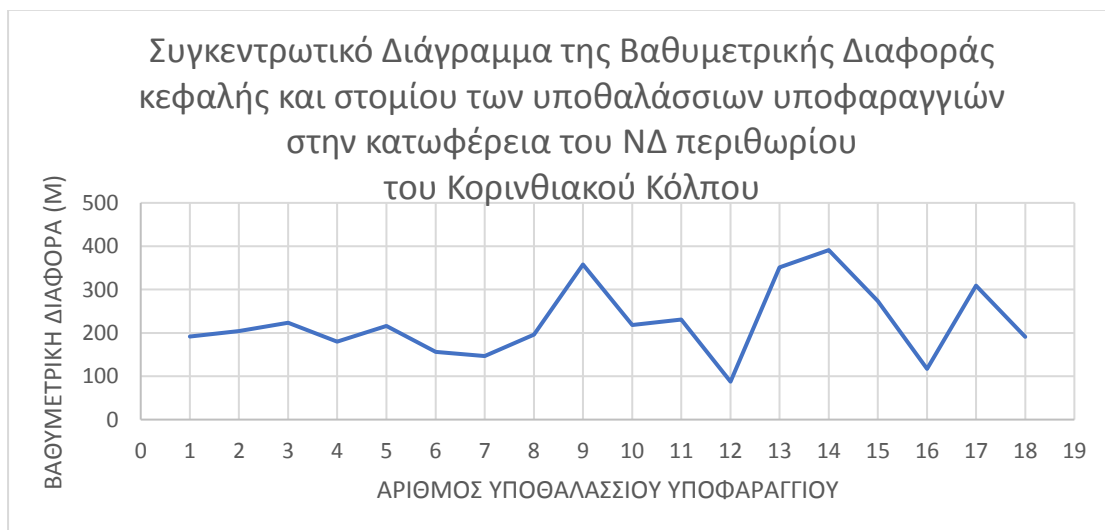
Αρχικά μελετήθηκαν τα υποθαλάσσια υποφαραγγία που απαντώνται στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου ως προς το συνολικό μήκος τους και κατασκευάστηκε ένα συνολικό διάγραμμα μήκους (Εικ.128).



Εικόνα 128: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα του Μήκους των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγιών στην κατωφέρεια του ΝΔ περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου

Στο διάγραμμα της εικόνας 128 παρατηρείται ότι με εξαίρεση δύο υποθαλάσσια υποφάραγγια (13, 14) το μήκος των οποίων φτάνει περίπου τα 9 Km, τα υπόλοιπα διαθέτουν μικρότερο μήκος. Η μέση τιμή για το μήκος των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου είναι 4.68 Km, σχεδόν το 1/5 από αυτό που επικρατεί για τα υποθαλάσσια φάραγγια της Μεσογείου(26.5 Km).

Από το διάγραμμα της βαθυμετρικής διαφοράς μεταξύ κεφαλής και στομίου (Εικ.129) για την ίδια περιοχή, παρατηρείται ότι τα βάθη στα οποία απαντώνται τα υποθαλάσσια υποφάραγγια στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου είναι πολύ μικρότερα (περίπου το 1/10) σε σχέση με τα βάθη στα οποία βρίσκονται τα υποθαλάσσια υποφάραγγια του συστήματος της Σαμαριάς.



Εικόνα 129: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα της Βαθυμετρικής Διαφοράς Κεφαλής και Στομίου των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγιών στην κατωφέρεια του ΝΔ περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου

Συνεπώς, η βαθυμετρική διαφορά ανάμεσα στην κεφαλή και το στόμιο των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών της περιοχής ενδιαφέροντος είναι σχετικά μικρή (250 m) (Εικ.129), συγκρινόμενη με την τιμή των 1613 m που επικρατεί για τα υποθαλάσσια φαράγγια της Μεσογείου.

Λαμβάνοντας υπόψη την κλίση των επιμέρους υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου, κατασκευάστηκε το διάγραμμα της εικόνας 130.



Εικόνα 130: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα του μεγέθους *Slope* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στην κατωφέρεια του ΝΔ περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου

Η μέση τιμή του μεγέθους *Slope* υπολογίζεται 5.4° , τιμή μικρότερη κατά μία μονάδα από τη μέση τιμή για τα υποθαλάσσια φαράγγια της Μεσογείου (6.5°) και σχεδόν μισή της μέσης κλίσης των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών του συστήματος της Σαμαριάς (11.2°). Τα υποθαλάσσια υποφαραγγια στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου δε φαίνεται να είναι απότομα

Τέλος από το διάγραμμα για το μέγεθος *Sinuosity* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών του ΝΔ περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου (Εικ.131), διαπιστώνεται ότι τα συγκεκριμένα υποθαλάσσια υποφαραγγια δεν είναι ιδιαίτερα ελικοειδή.

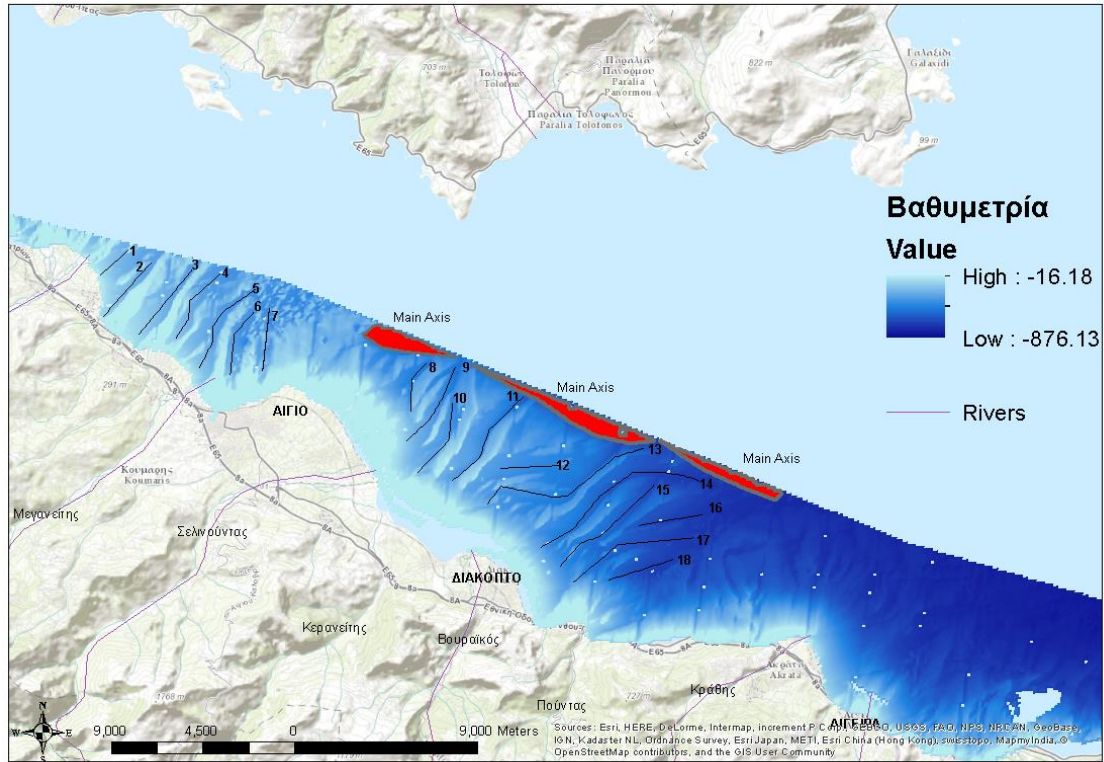


Εικόνα 131: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα του μεγέθους *Sinuosity* των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγιών στην κατωφέρεια του ΝΔ περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου

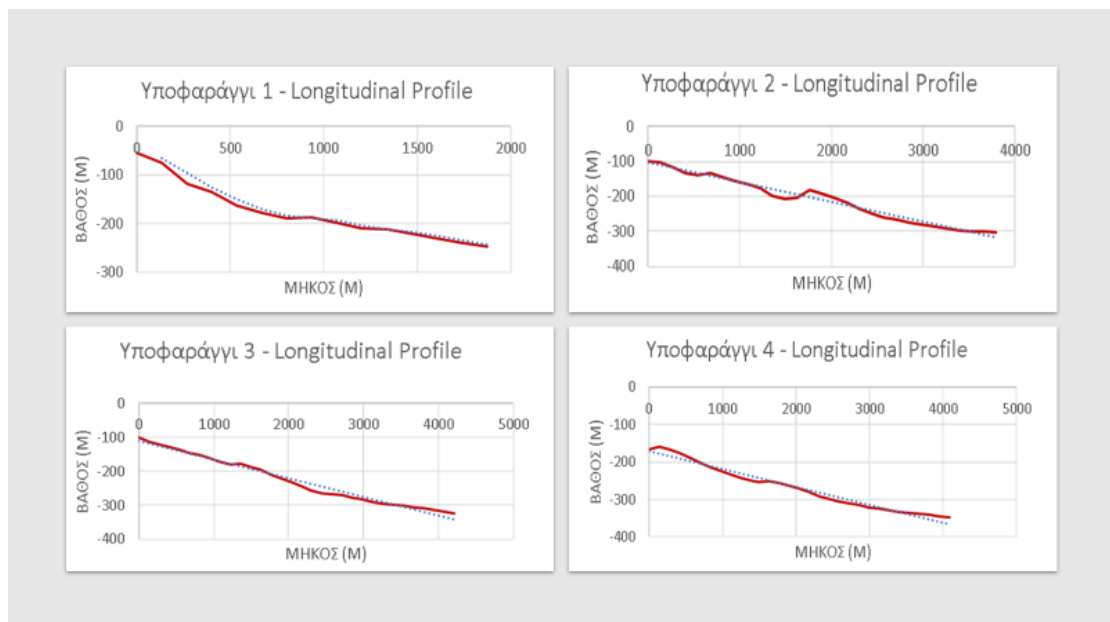
Το μέγεθος *Sinuosity* λαμβάνει τιμές πολύ κοντά στο 1. Σε κάποιες περιπτώσεις όπως στα υποθαλάσσια υποφαραγγία 1, 2, 3, 7, 12, 16 και 18 το μέγεθος *Sinuosity* ισούται με τη μονάδα, γεγονός που υποδεικνύει την απόλυτη γραμμικότητα των υποφαραγγιών αυτών. Η μέση τιμή των τιμών *Sinuosity* για τα συγκεκριμένα υποφαραγγία είναι 1.06 όταν η μέση τιμή που επικρατεί για τα υποθαλάσσια φαραγγία της Μεσογείου γενικότερα είναι 1.11. Εικάζεται ότι το μικρό μήκος των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών του ΝΔ περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου συμβάλλει στη γραμμικότητα τους

4.2.5. Longitudinal Profiles

Στο *raster* που αποτυπώνει τη βαθυμετρία του ΝΔ περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου σχεδιάστηκαν οι άξονες των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών της περιοχής ως γραμμικές οντότητες, μέσω της ψηφιακής καταγραφής. Επιλέγοντας αυτές τις γραμμές και χρησιμοποιώντας την εντολή *Create Profile*, προέκυψαν οι αντίστοιχες μηκοτομές (*Longitudinal Profiles*) (Εικ.132).



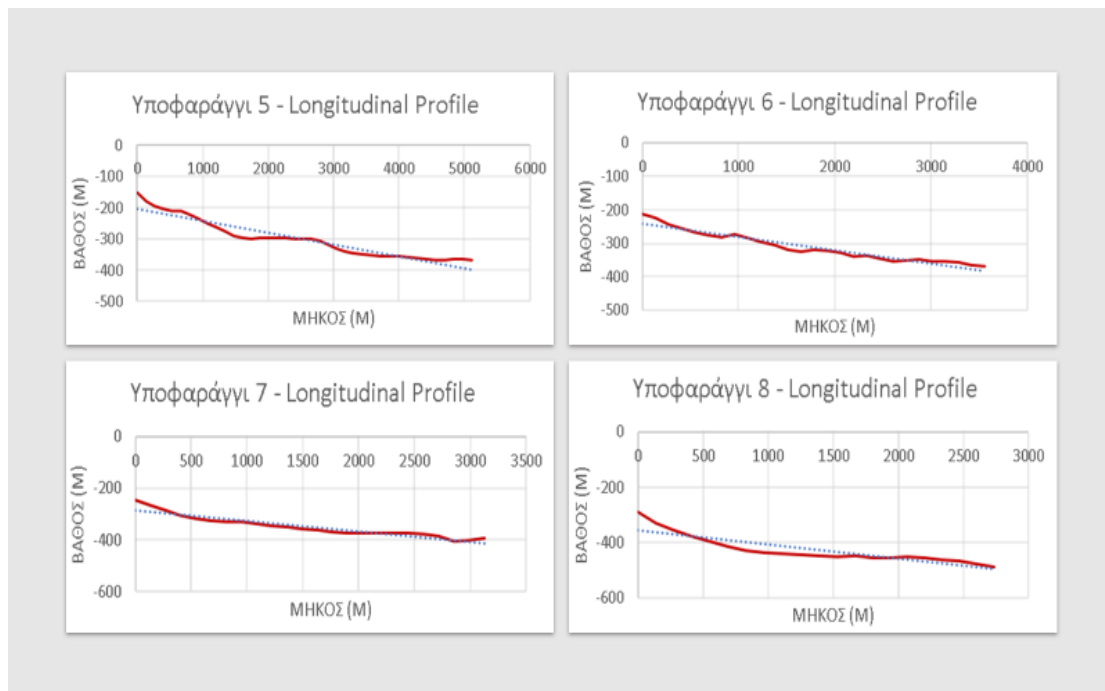
Εικόνα 132: Αναπαράσταση κάθε υποθαλάσσιου υποφαραγγιού στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο από μία γραμμική οντότητα στο θεματικό επίπεδο της βαθυμετρίας



Εικόνα 133: Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 1-4 στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου

Το *Longitudinal Profile* του υποθαλάσσιου υποφαραγγιού 1 (Εικ.133), το οποίο βρίσκεται στη θαλάσσια περιοχή που εκβάλλει ο Ερινεός, δυτικά του Αιγίου, υποδεικνύει ότι ως προς την καμπυλότητα χαρακτηρίζεται κοίλο (*concave*). Το γεγονός αυτό υποδηλώνει ότι επικρατούν διεργασίες διάβρωσης ιζημάτων, η μεταφορά των οποίων ενδεχομένως να οφείλεται στη βαρύτητα.

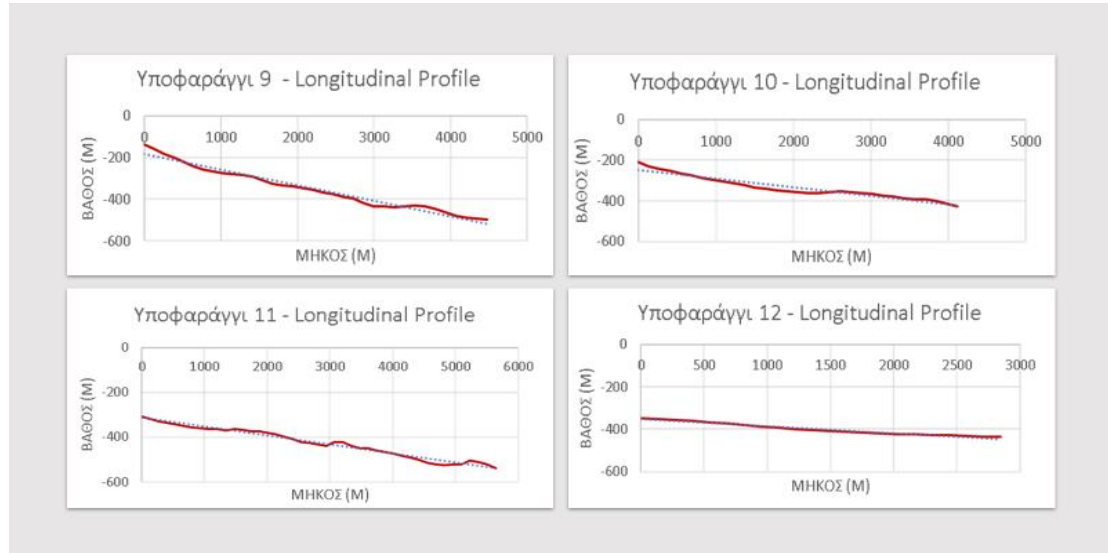
Επίσης φαίνεται ότι αυτό το υποφάραγγι βρίσκεται πολύ κοντά σε πηγή τροφοδοσίας ιζημάτων. Αυτό επιβεβαιώνεται και παρατηρώντας το χερσαίο υδρογραφικό δίκτυο της περιοχής, καθώς εκεί εκβάλλει το ρέμα Τσετσεβίτικο (Ερινεός ποταμός). Η υφαλοκρηπίδα είναι σχεδόν ανύπαρκτη. Τα *Longitudinal Profiles* των υποφαραγγιών 2-4 (Εικ.133) τα οποία βρίσκονται δυτικά του Αιγίου, δεν παρουσιάζουν καμπυλότητα.



Εικόνα 134: *Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 5-8 στο στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου

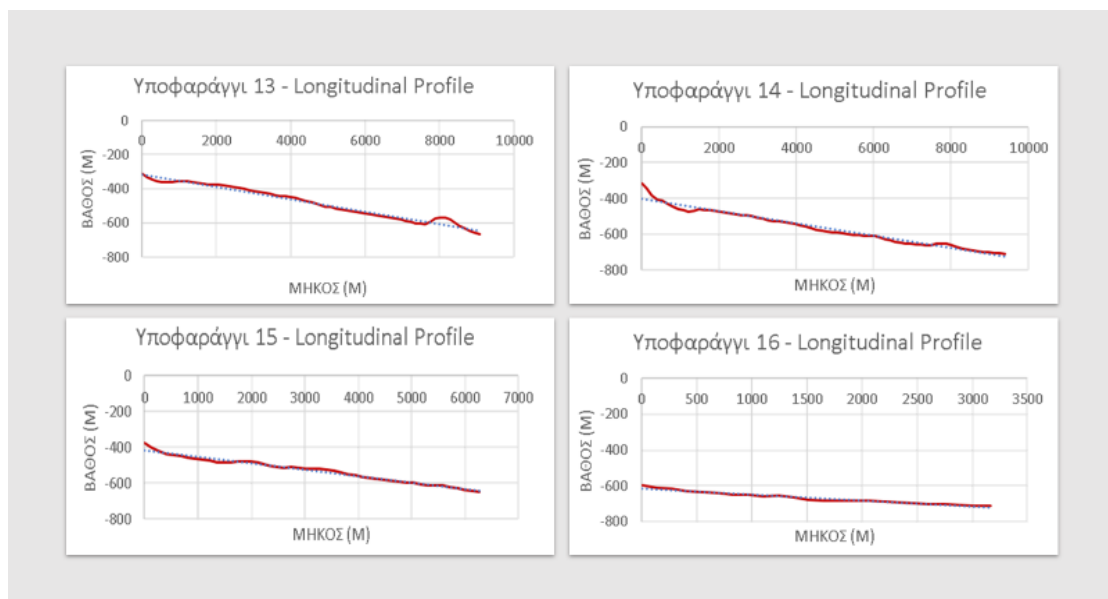
Φαινομενικά τα *Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 5-8 (Εικ.134) δεν παρουσιάζουν κάποιου είδους καμπυλότητα. Τα υποφάραγγια 5-7 βρίσκονται δυτικά του Αιγίου ενώ το 8 ανατολικά του (Εικ.132). Ωστόσο τα υποφάραγγια 5, 7 και 8 είναι κοίλα (*concave*). Αυτό διαπιστώθηκε από τα *Normalized Longitudinal Profiles*, η μελέτη των οποίων θα ακολουθήσει σε επόμενη ενότητα. Ενδεχομένως λόγω κλίμακας να μη φαίνεται στα συγκεκριμένα διαγράμματα.

Ο χαρακτηρισμός των παραπάνω υποφαραγγιών ως κοίλα οφείλεται πιθανόν στο ότι βρίσκονται κοντά στις πηγές προσφοράς, αφού ο ποταμός Μεγαλειτής εκβάλλει στη θαλάσσια περιοχή που βρίσκονται τα υποθαλάσσια υποφαραγγία 5-7 και ο ποταμός Σελινούντας εκβάλλει στη θαλάσσια περιοχή που βρίσκεται το υποθαλάσσιο υποφαραγγί 8 (Εικ.132).



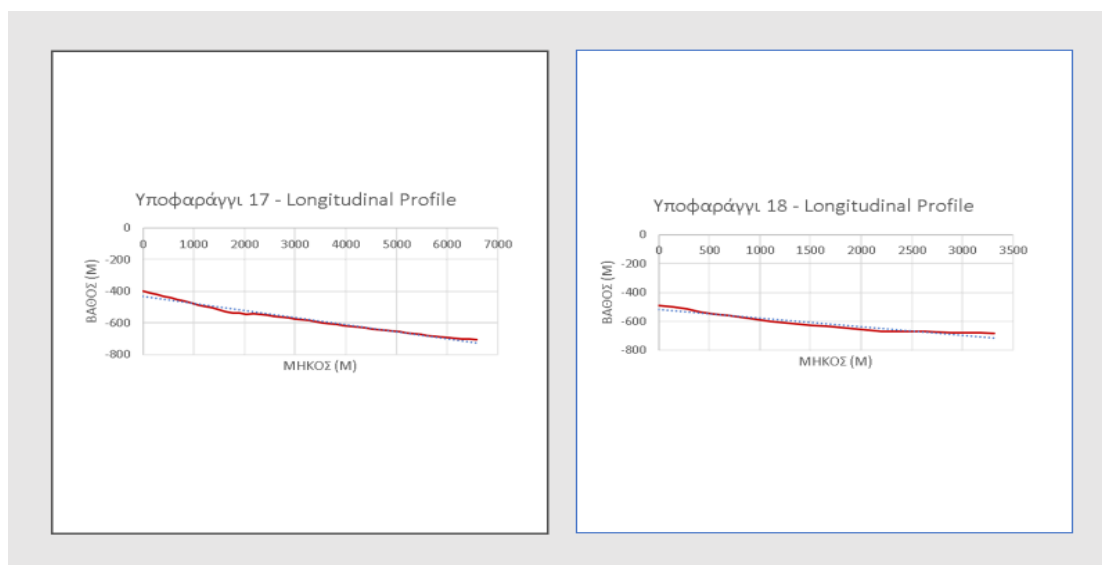
Εικόνα 135: Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 9-12 στο στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου

Δε διαφαίνεται κάποιου είδους καμπυλότητα στα προφίλ των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 9-12 (Εικ.135). Στη θαλάσσια περιοχή που βρίσκονται εκβάλλει ο ποταμός Κερανεΐτης (Εικ.132), ο οποίος τροφοδοτεί τα υποφαραγγία με ιζήματα τα οποία οδεύουν προς μεγαλύτερα βάθη εξαιτίας ρών βαρύτητας. Αναμένεται να υπάρχουν προσχώματα κατά μήκος των υποφαραγγιών αυτών.



Εικόνα 136: Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 13-16 στο στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου

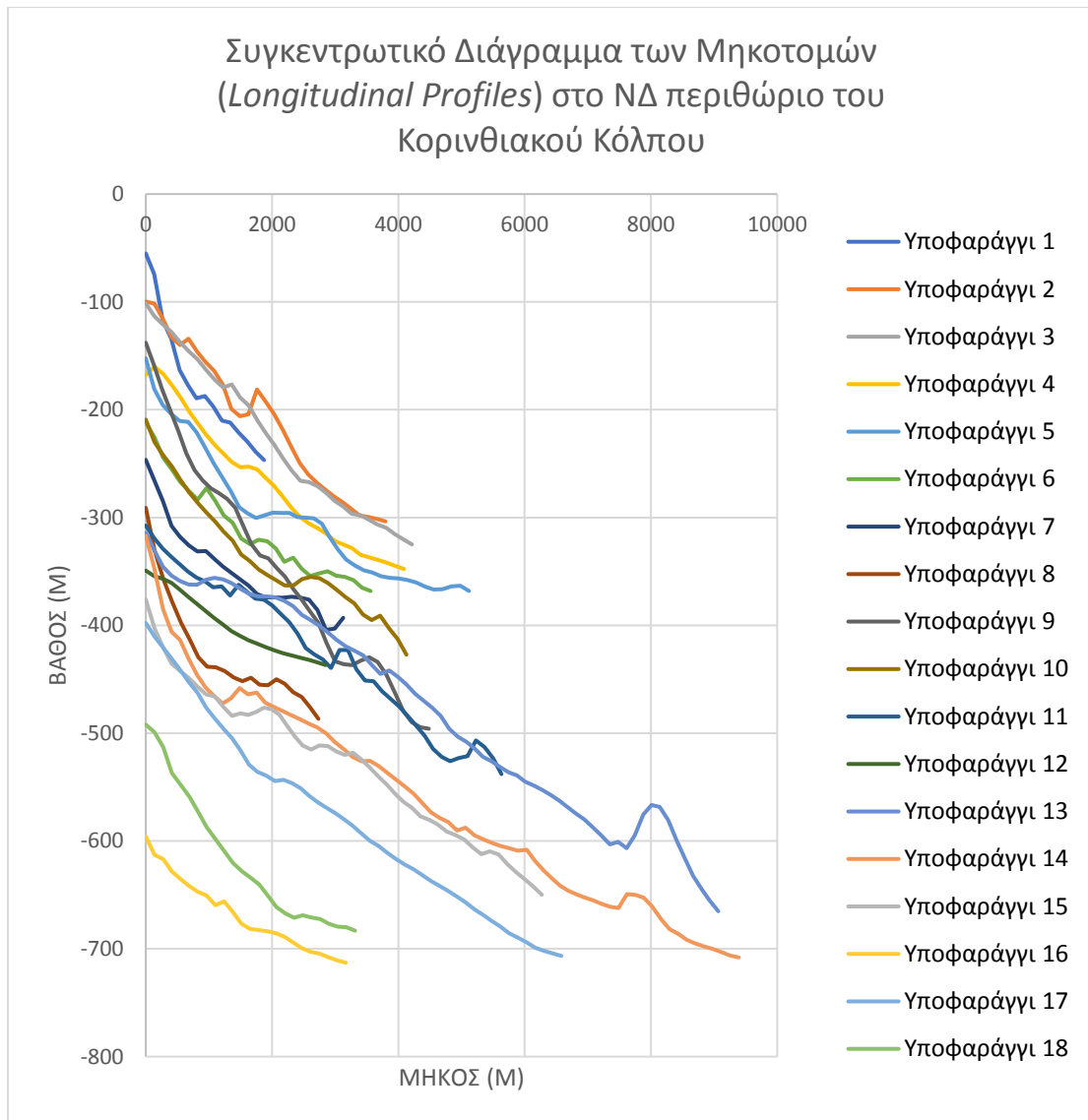
Στην περιοχή που βρίσκονται τα υποθαλάσσια υποφαραγγία 13 και 14 εκβάλλει ο Βουραϊκός ποταμός, ο οποίος διασχίζει την ευρύτερη περιοχή του Διακοπτού. Τα *Longitudinal Profiles* των υποφαραγγιών αυτών (Εικ.136) είναι γραμμικά. Υποθαλάσσια φαραγγία με τέτοιου είδους προφίλ χαρακτηρίζονται από ώριμα περιθώρια και μεγάλες αποθέσεις ριπιδίων.



Εικόνα 137: *Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 17-18 στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου

Στη θαλάσσια περιοχή που βρίσκονται τα συγκεκριμένα υποθαλάσσια υποφαραγγία εκβάλλει ο ποταμός Πούντας, ο οποίος ρέει σε χερσαία περιοχή ανατολικά του Διακοπτού και δυτικά της Ακράτας (Εικ.132). Το *Longitudinal Profile* του υποφαραγγιού 17 είναι γραμμικό ενώ αυτό του υποφαραγγιού 18 σε συνδυασμό με το κανονικοποιημένο του προφίλ χαρακτηρίζεται ως κοίλο (*concave*) (Εικ.137). Συνεπώς στο υποφάραγγι αυτό αναμένεται να επικρατούν έντονη διάβρωση, περιθώριο που δεν έχει καλυφθεί πλήρως με ιζήματα και αποθέσεις χονδρόκοκκων ιζημάτων στην έξοδό του.

Ακολούθως κατασκευάστηκε ένα συγκεντρωτικό διάγραμμα με τα *Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών του ΝΔ περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου (Εικ.138) έτσι ώστε να καταστεί ευκολότερη μία σύγκριση ανάμεσα στα προφίλ των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών ως προς την καμπυλότητά τους και κατά συνέπεια ως προς τη διαδικασία ιζηματογένεσης που επικρατεί κατά μήκος τους.



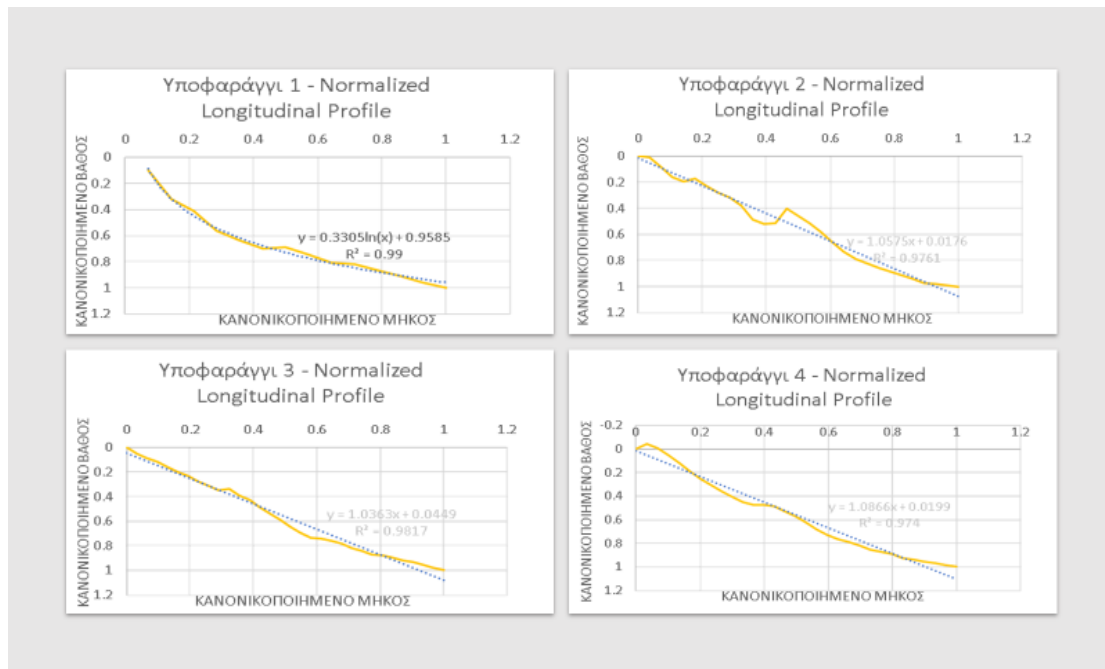
Εικόνα 138: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα των *Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου

Παρατηρώντας το συγκεντρωτικό διάγραμμα των *Longitudinal Profiles* για τα υποθαλάσσια υποφάραγγια του ΝΔ περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου (Εικ.138), συμπεραίνεται ότι η πλειοψηφία των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών έχουν μικρό μήκος (< 4 Km). Εξάιρεση αποτελούν τα υποφάραγγια 13-14 των οποίων το μήκος ξεπερνά τα 8 Km. Επίσης διαπιστώνεται ότι το βάθος στο οποίο βρίσκεται το κατώτερο σημείο (στόμιο) του βαθύτερου υποφαραγγιού δεν ξεπερνά τα 700 m.

Όσον αφορά στην καμπυλότητα των προφίλ, παρατηρείται ότι τα υποφάραγγια 5, 7-8 (περιοχή που εκβάλλει ο Μεγανείτης) και 18 (περιοχή που εκβάλλει ο Πούντας) είναι κοίλα (*concave*). Τα υπόλοιπα φαίνεται να περιγράφονται από τη γραμμική συνάρτηση, διαπίστωση που θα επαληθευτεί ή θα απορριφθεί μετά και τη μελέτη των *Normalized Longitudinal Profiles*.

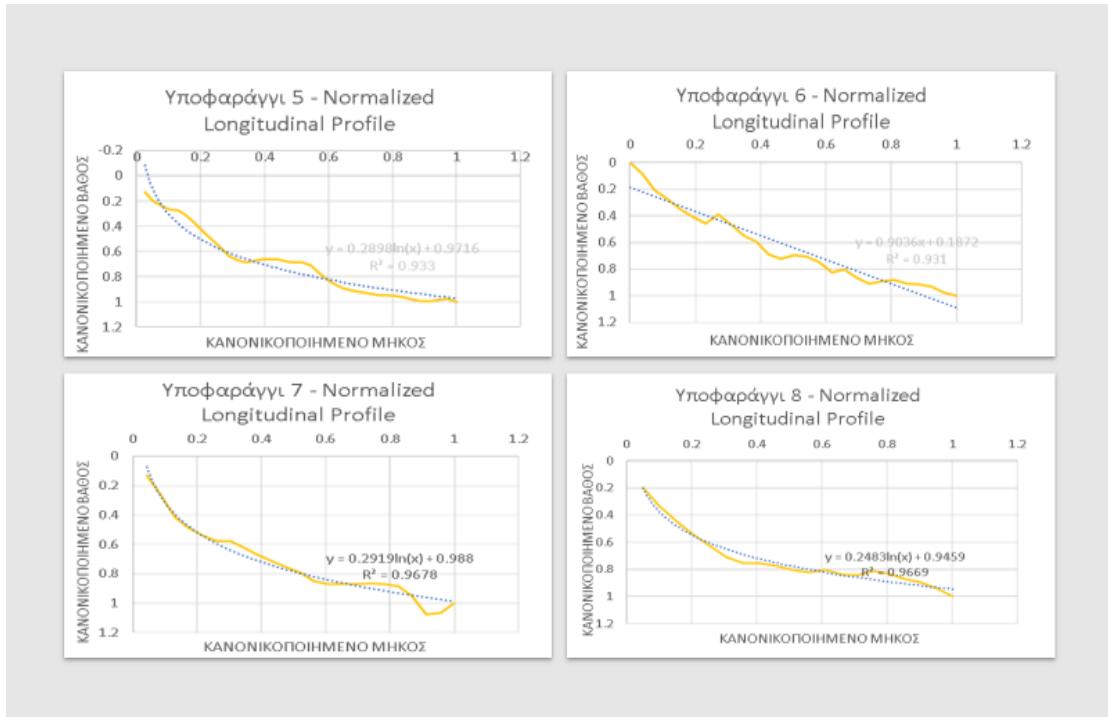
4.2.6. Normalized Longitudinal Profiles

Κατά τη μελέτη των *Normalized Longitudinal Profiles* έγινε προσπάθεια σύγκρισης της μορφής τους με τη γραφική παράσταση κάποιας εκ των τριών γνωστών μαθηματικών συναρτήσεων (γραμμική, εκθετική, λογαριθμική) με σκοπό να εξαχθούν κάποια συμπεράσματα για τις διεργασίες που επικρατούν κατά μήκος των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών.



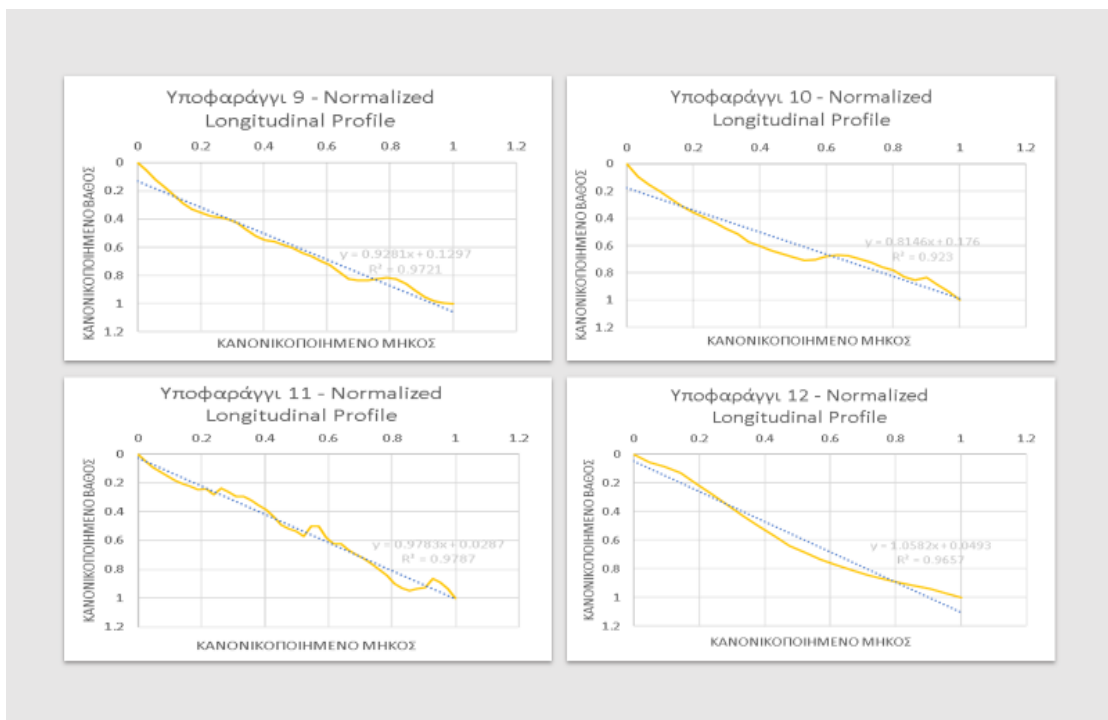
Εικόνα 139: *Normalized Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 1-4 στο στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου

Το *Normalized Longitudinal Profile* του υποθαλάσσιου υποφαραγγιού 1, που βρίσκεται ανατολικά του Ερινεού και δυτικά του Αιγίου, ταυτίζεται με τη λογαριθμική συνάρτηση ενώ τα υπόλοιπα (2, 3, 4) με τη γραμμική συνάρτηση (Εικ.139). Ομοίως με την ανάλυση που πραγματοποιήθηκε για τα *Normalized Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών του συστήματος της Σαμαριάς, η λογαριθμική συνάρτηση υποδεικνύει ένα υποθαλάσσιο φαράγγι στο οποίο επικρατούν διεργασίες διάβρωσης των ιζημάτων και αυξημένη ροή ιζημάτων πιθανόν λόγω της διάβρωσης. Επίσης, σε ένα τέτοιο φαράγγι παρουσιάζονται απότομες κλίσεις και θεωρείται άμεση η σύνδεσή του με ποτάμιο σύστημα από το οποίο τροφοδοτείται με ιζήματα. Από την άλλη μεριά, ένα γραμμικό προφίλ χαρακτηρίζει ώριμα περιθώρια και πυκνή συγκέντρωση ιζημάτων η οποία έχει πραγματοποιηθεί σταδιακά.



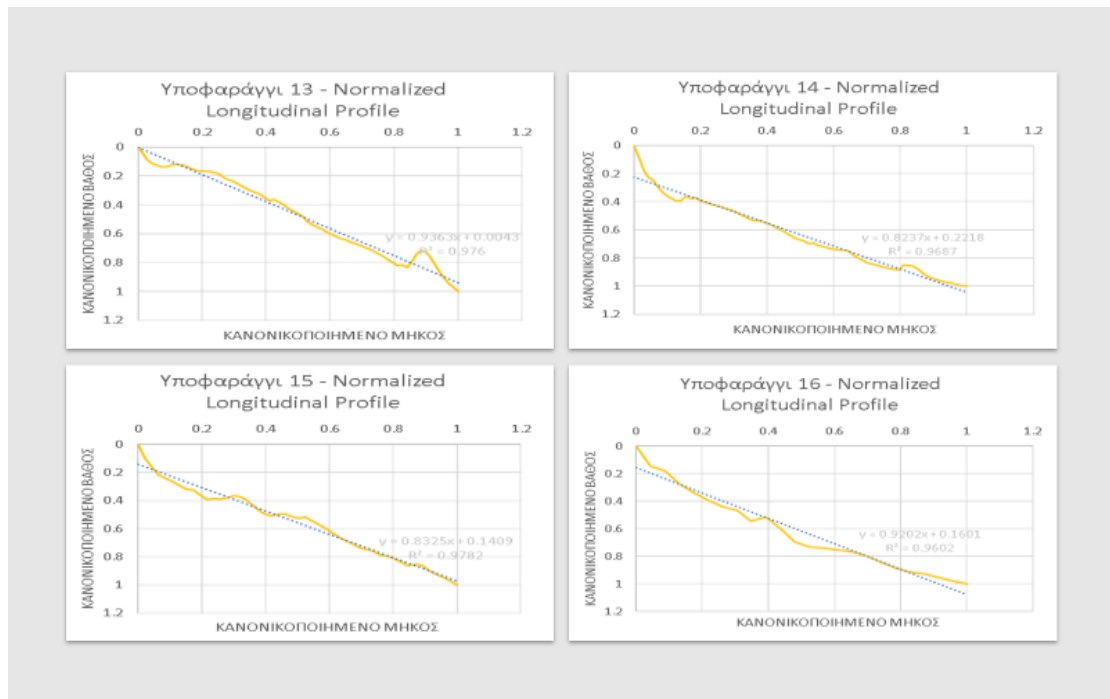
Εικόνα 140: Normalized Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 5-8 στο στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου

Τα Normalized Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 5, 7 και 8 ακολουθούν τη λογαριθμική συνάρτηση ενώ εκείνο του υποφαραγγιού 6 τη γραμμική (Εικ.140).



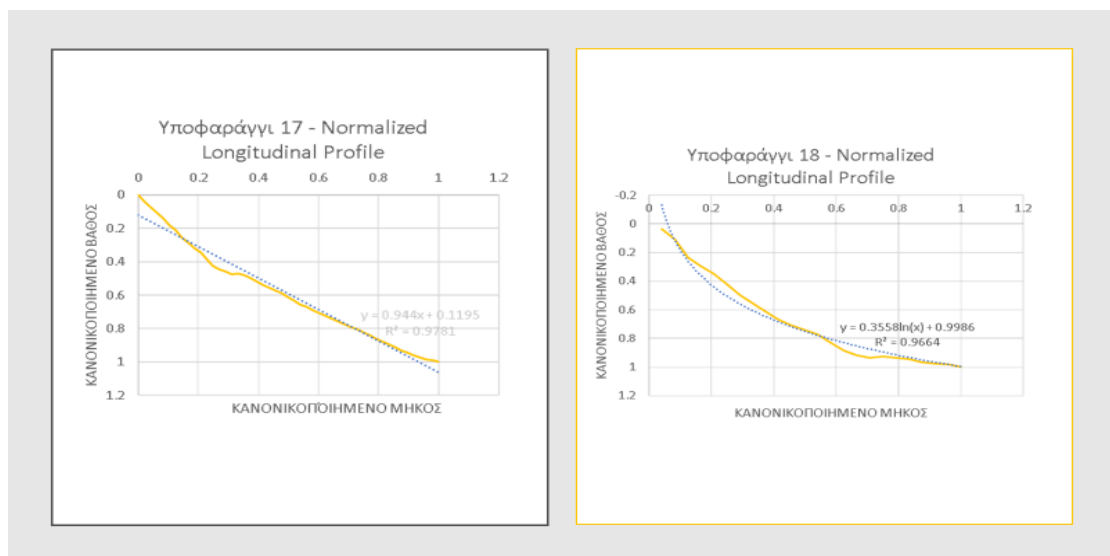
Εικόνα 141: Normalized Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 9-12 στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου

Η μορφή των *Normalized Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 9-12 ταιριάζει στη γραμμική συνάρτηση (Εικ.141).



Εικόνα 142: *Normalized Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 13-16 στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου

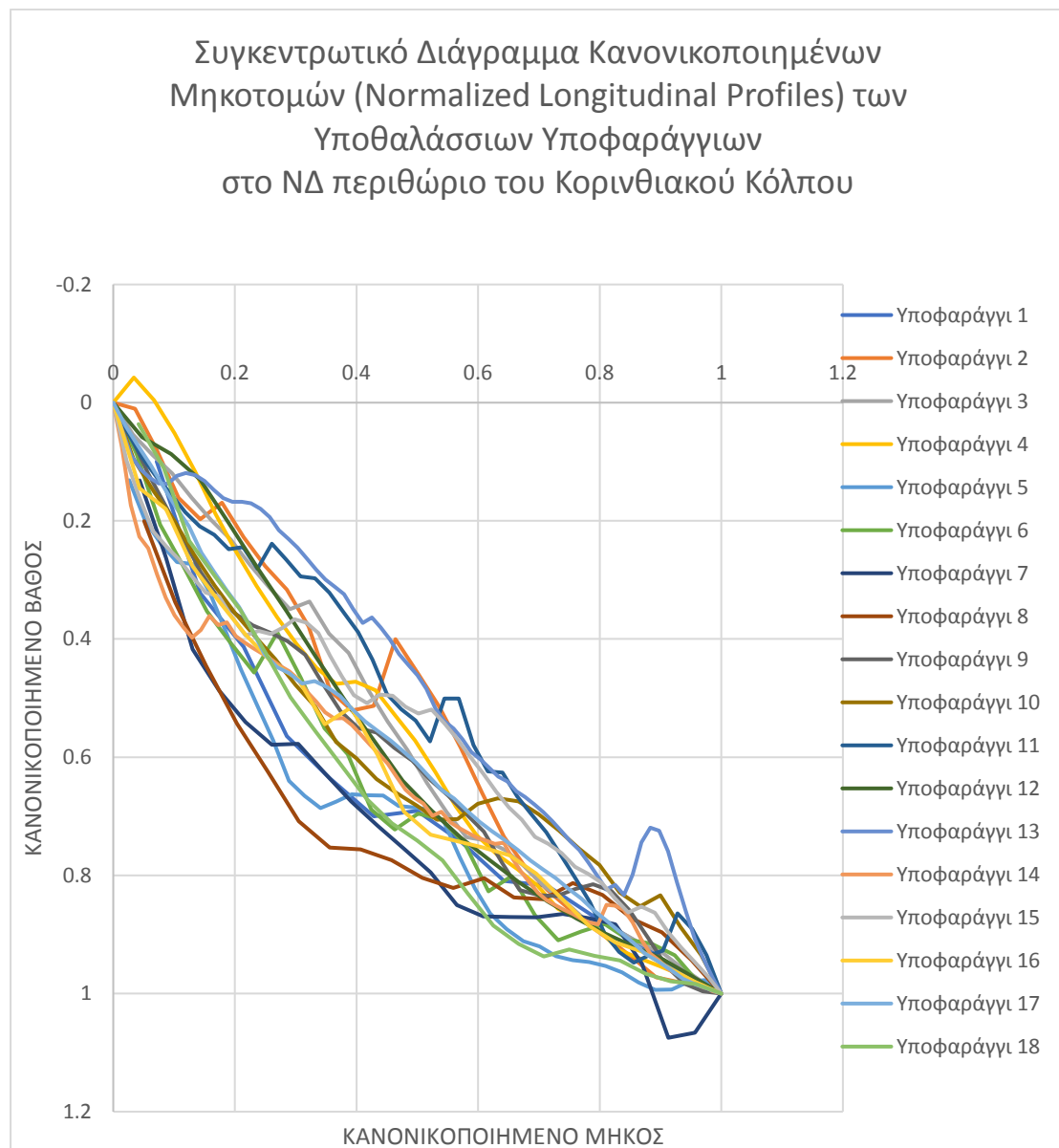
Γραμμική είναι και η μορφή των κανονικοποιημένων προφίλ που προέκυψαν για τα υποθαλάσσια υποφάραγγια 13-16 (Εικ.142).



Εικόνα 143: *Normalized Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 17-18 στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου

Το *Normalized Longitudinal Profile* του υποφαραγγιού 17 είναι γραμμικό ενώ η μορφή του *Normalized Longitudinal Profile* του υποφαραγγιού 18 ταιριάζει στη λογαριθμική συνάρτηση (Εικ.143).

Τέλος κατασκευάστηκε ένα συγκεντρωτικό διάγραμμα για τα *Normalized Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών του ΝΔ περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου (Εικ.144) μέσω του οποίου θα συγκριθεί η καμπυλότητα των επιμέρους προφίλ ώστε να προκύψουν κάποια συμπεράσματα για τη διαδικασία της ιζηματογένεσης κατά μήκος των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών.



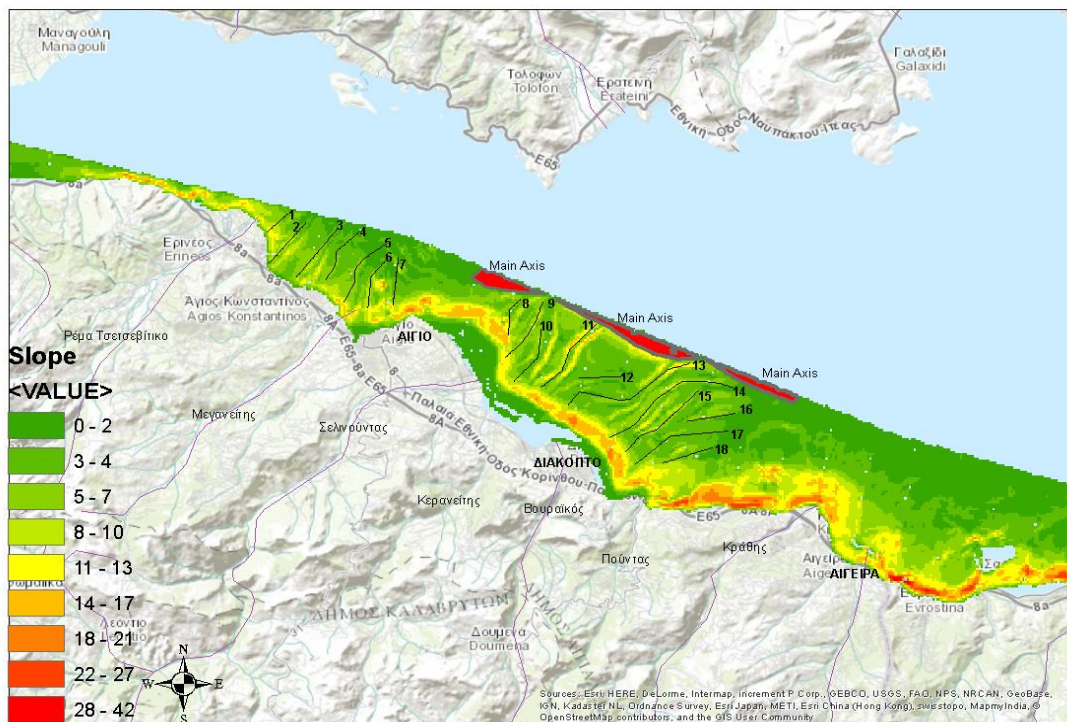
Εικόνα 144: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα των *Normalized Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου

Παρατηρώντας το διάγραμμα της εικόνας 144 διαπιστώνεται ότι τα πιο κοίλα (*concave*) προφίλ, ξεκινώντας από το πιο κοίλο, ανήκουν στα υποθαλάσσια υποφαράγγια 8 (περιοχή που εκβάλλει ο Σελινούντας), 7, 5 (περιοχή που εκβάλλει ο Μεγανείτης), 1 (περιοχή που εκβάλλει ο Ερινεός) και 18 (περιοχή που εκβάλλει ο Πούντας). Συνεπώς επιβεβαιώνεται η άμεση σύνδεση με πηγές προσφοράς ιζημάτων όπως υποδηλώνεται από ένα κοίλο προφίλ.

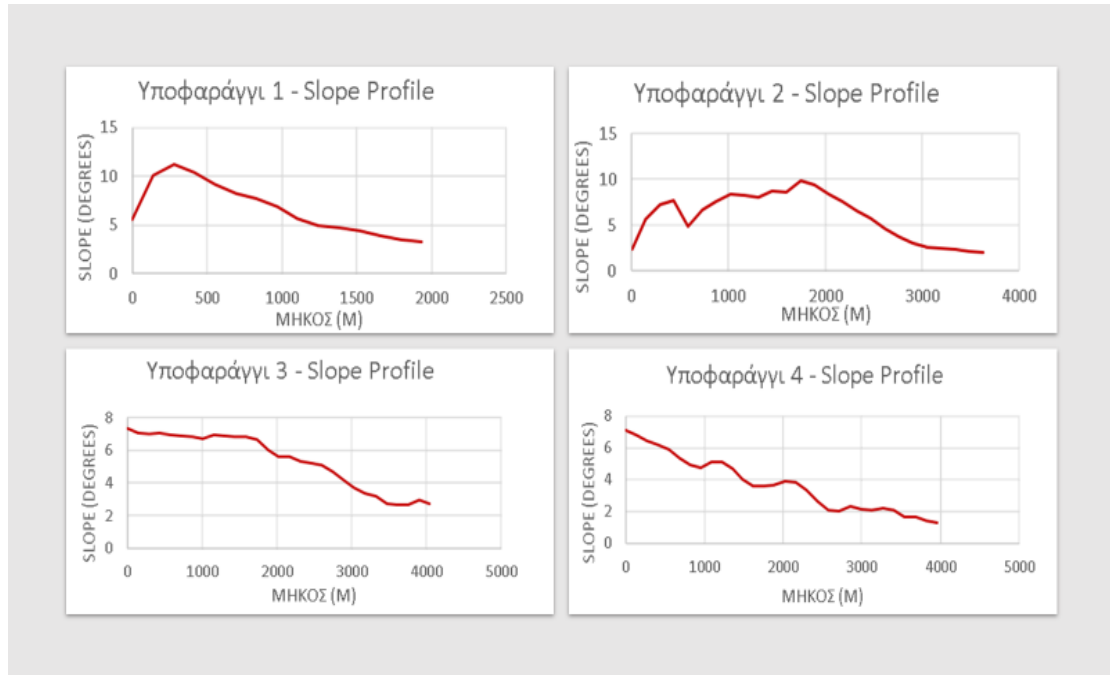
Επίσης στα συγκεκριμένα υποθαλάσσια υποφαράγγια αναμένονται περιθώρια με απότομες κλίσεις (γεγονός που συνδέεται και με το μικρό μήκος των υποφαραγγιών) και διάβρωση των ιζημάτων λόγω βαρύτητας. Τα υπόλοιπα προφίλ (2-4, 6, 9-17) ακολουθούν τη γραμμική συνάρτηση υποδεικνύοντας ανάγλυφο με προϋπάρχουσες αποθέσεις, ώριμα περιθώρια και εκτεταμένα προσχώματα.

4.2.7. Slope Profiles

Τα δεδομένα που λήφθηκαν από τις γραμμές που σχεδιάστηκαν μέσω της ψηφιακής καταγραφής, στο θεματικό επίπεδο *Slope*, οδήγησαν στην κατασκευή των *Slope Profiles* (Εικ.145).



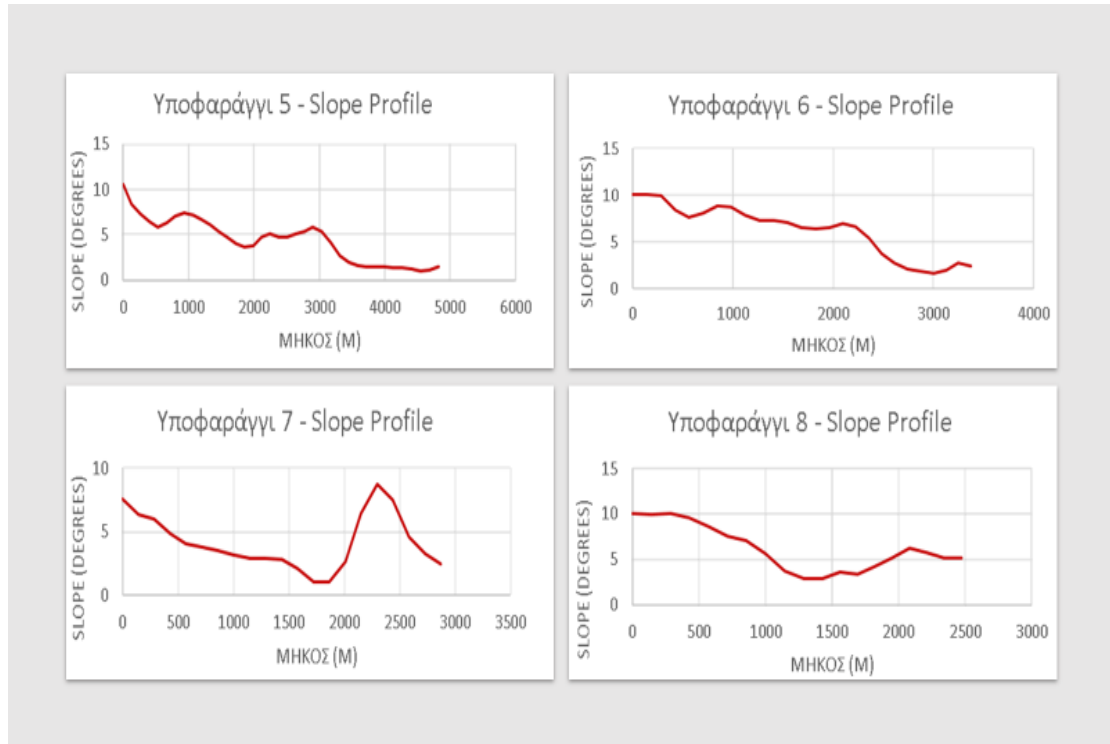
Εικόνα 145: Αναπαράσταση κάθε υποθαλάσσιου υποφαραγγιού στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο από μία γραμμική οντότητα στο θεματικό επίπεδο *Slope*



Εικόνα 146: *Slope Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 1-4 στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου

Όσον αφορά στο *Slope Profile* του υποθαλάσσιου υποφαραγγιού 1 (Εικ.146), που βρίσκεται δυτικά του Αιγίου στην περιοχή που εκβάλλει το Ρέμα Τσετσεβίτικο (Ερινεός) (Εικ.145) παρατηρείται ότι αρχικά η κλίση του αυξάνεται απότομα από την τιμή των 5° οδεύοντας προς ένα μέγιστο των 12° περίπου και κατόπιν μειώνεται καταλήγοντας να λαμβάνει σταθερές τιμές κάτω των 5° .

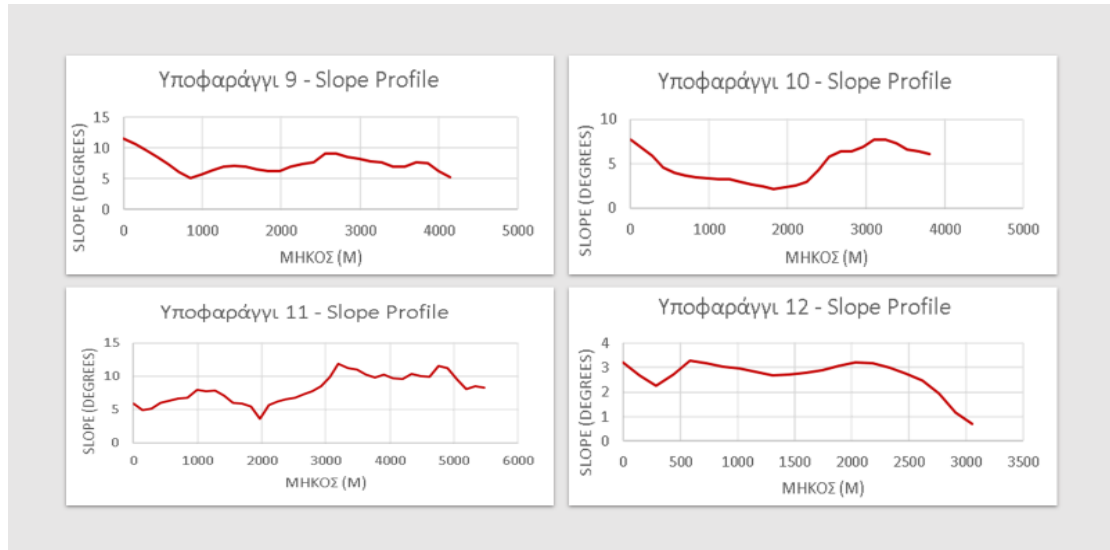
Παρατηρώντας το *Slope Profile* του υποθαλάσσιου υποφαραγγιού 2 (Εικ.146) το οποίο βρίσκεται στην περιοχή που εκβάλλει ο Ερινεός, αρχικά παρουσιάζονται αυξομειώσεις αλλά μετά το μισό μήκος του υποφαραγγιού παρατηρείται μεγάλη μείωση της κλίσης ($\sim 2^{\circ}$) υποδηλώνοντας ότι η γεωμορφολογία του πυθμένα γίνεται πιο ομαλή. Η κλίση στο υποθαλάσσιο υποφάραγγι 3 (Εικ.146) αρχικά λαμβάνει σταθερά μεγάλες τιμές ($\sim 7^{\circ}$) και μετά το μισό μήκος του υποφαραγγιού μειώνεται απότομα ($< 4^{\circ}$). Κατόπιν σταθεροποιείται στην τιμή των 2° ενώ η κλίση στο υποθαλάσσιο υποφάραγγι 4 (Εικ.146) μειώνεται προοδευτικά ξεκινώντας από την μεγαλύτερή της τιμή ($\sim 7^{\circ}$) και σχεδόν μηδενίζεται στην πορεία.



Εικόνα 147: *Slope Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 5-8 στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου

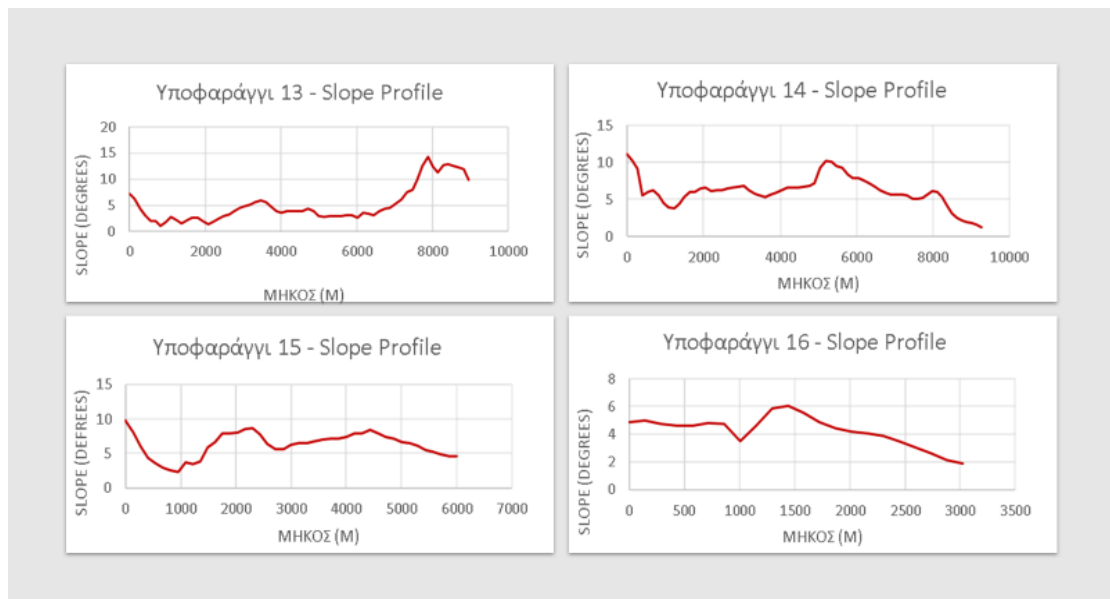
Παρατηρώντας τα *Slope Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 5 και 6 (Εικ.147), τα οποία βρίσκονται δυτικά του Αιγίου (Εικ.145), σε περιοχή όπου η υφαλοκρηπίδα είναι σχεδόν ανύπαρκτη, φαίνεται να έχουν παρόμοια συμπεριφορά. Εμφανίζουν μία αρχική κλίση περίπου 10° και μετά επέρχεται σταδιακή μείωση μέχρι ένα σημείο ($\sim 5^{\circ}$). Ακολούθως, μετά από μία απότομη μείωση, η κλίση σταθεροποιείται κοντά στις 0° όπου τα υποφάραγγια έχουν πλέον «σβήσει» και ενσωματωθεί στο υποθαλάσσιο υπόβαθρο.

Για τα υποθαλάσσια υποφάραγγια 7 και 8 (Εικ.147), τα οποία βρίσκονται εκατέρωθεν του Αιγίου (Εικ.145), παρουσιάζεται μία αρχική κλίση περίπου 8° και ακολουθεί σταδιακή μείωση η οποία διακόπτεται από ένα απότομο μέγιστο (*peak*) μεγαλύτερο των 8° , το οποίο συμβαίνει περίπου στα 2/3 του μήκους τους. Κατόπιν, ακολουθεί πάλι απότομη μείωση της κλίσης.



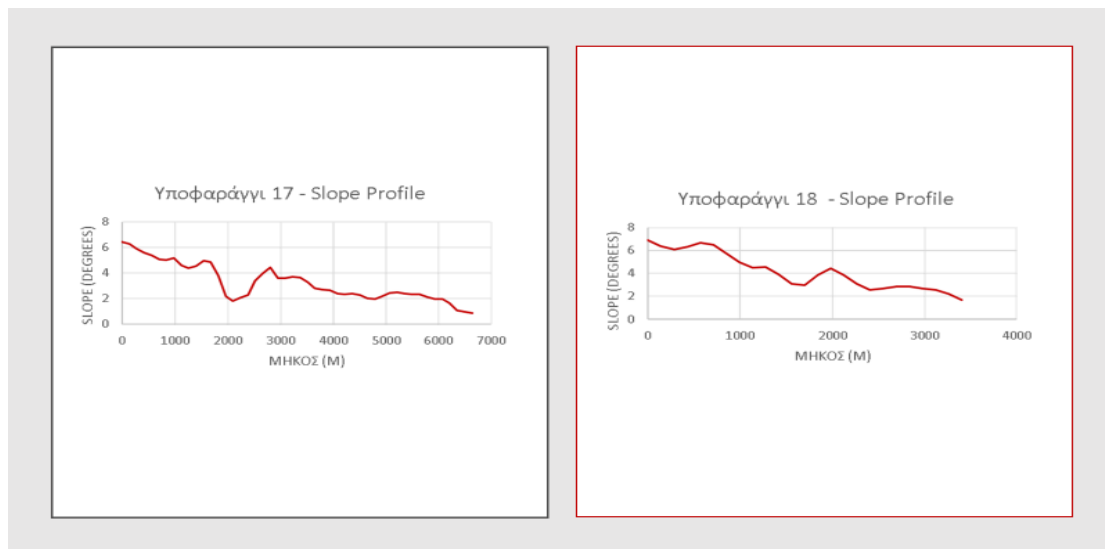
Εικόνα 148: Slope Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 9-12 στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου

Στο υποθαλάσσιο υποφαράγγι 9, που μαζί με τα υποφαράγγια 10 και 11 βρίσκεται στην περιοχή εκβολής του ποταμού Σελινούντα (Εικ.145), παρατηρείται ότι έχει σχεδόν σταθερή κλίση ($\sim 7.5^{\circ}$) καθόλο το μήκος του (Εικ.148). Το υποθαλάσσιο υποφαράγγι 10 ως προς την κλίση έχει παρόμοια συμπεριφορά με τα υποθαλάσσια υποφαράγγια 7 και 8 (Εικ.148,147). Το υποθαλάσσιο υποφαράγγι 11 έχει τις περισσότερες αυξομειώσεις αλλά η κλίση του δεν ξεπερνά τις 12° (Εικ.148). Το υποθαλάσσιο υποφαράγγι 12 έχει σχεδόν σταθερή μικρή κλίση ($\sim 3^{\circ}$), παρουσιάζοντας μία απότομη μείωση στα τελευταία 500m του μήκους του (Εικ.148).



Εικόνα 149: Slope Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 13-16 στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου

Τις μικρότερες τιμές κλίσης ($<2.5^\circ$) φαίνεται να παρουσιάζει το υποθαλάσσιο υποφάραγγι 13 (Εικ.149), το οποίο βρίσκεται στην περιοχή εκβολής του Βουραϊκού ποταμού (Εικ.145). Αυτή η διαπίστωση ενδεχομένως να υποδεικνύει μεγάλες αποθέσεις ιζημάτων που έχουν δημιουργήσει πλέον ομαλό υπόβαθρο. Ωστόσο στα τελευταία 1000 m παρατηρείται μία απότομη αύξηση. Κλίσεις περίπου 6° φαίνεται να επικρατούν και στα υποθαλάσσια υποφάραγγια 14-16 (Εικ.149) που βρίσκονται στην ίδια περιοχή.

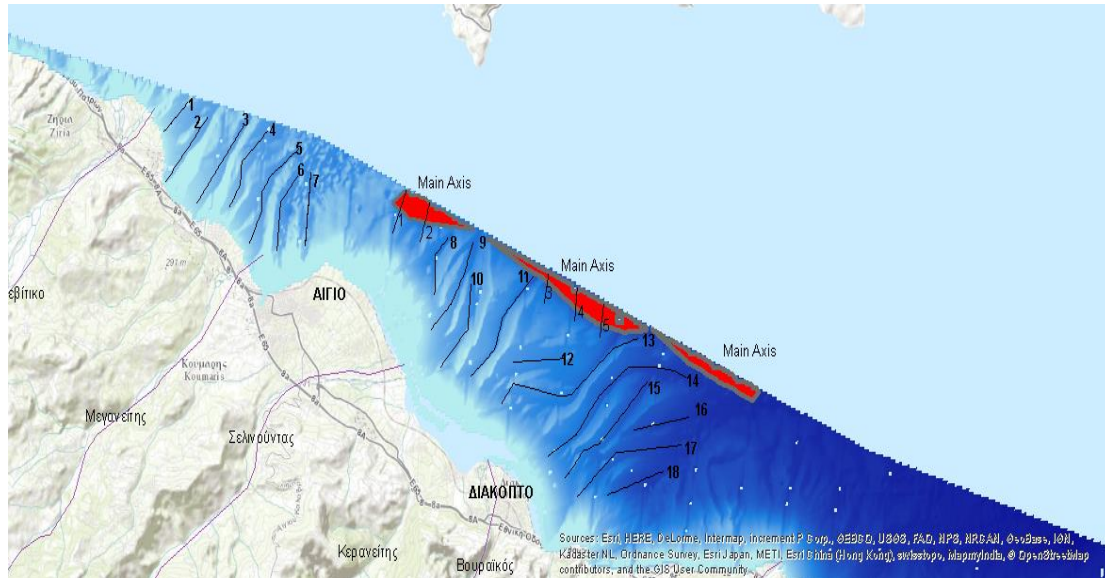


Εικόνα 150: *Slope Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 17-18 στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου

Και τα δύο *Slope Profiles* των υποφαραγγιών 17 και 18 παρουσιάζουν αρκετές αυξομειώσεις, αλλά ξεκινώντας από αρχική κλίση περίπου 7° , καταλήγουν προοδευτικά να έχουν ελάχιστη κλίση ($\sim 1^\circ$) (Εικ.150).

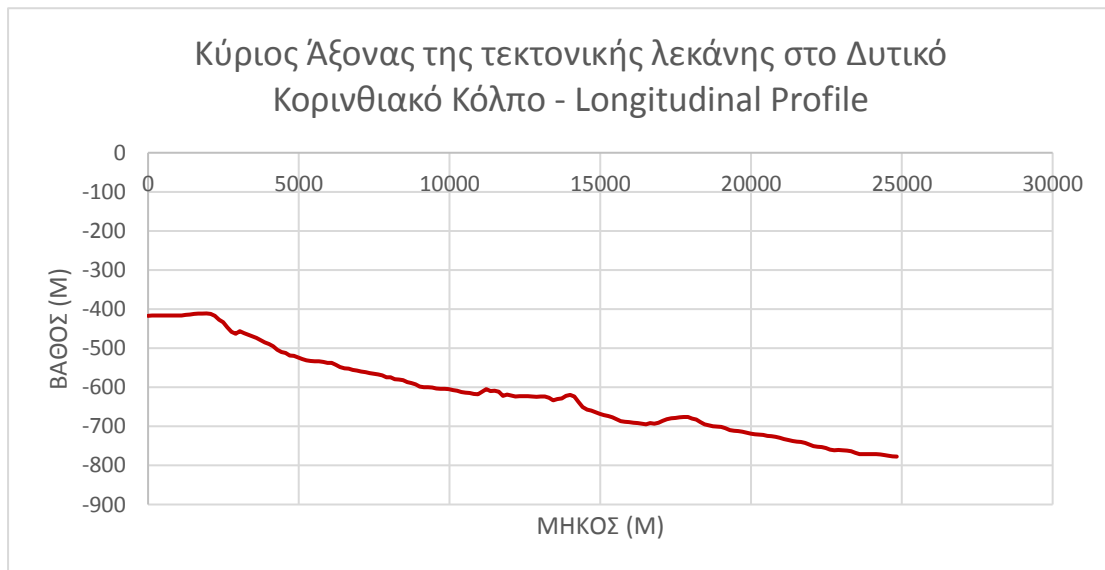
4.2.8. Μελέτη του Κύριου Άξονα της Τεκτονικής Λεκάνης του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου

Ο άξονας της βαθιάς τεκτονικής λεκάνης του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου δεν είναι επαρκώς αποτυπωμένος (Εικ. 151). Ωστόσο, επιχειρήθηκε να μελετηθεί μέσω των *Longitudinal* και *Slope Profiles*, που προέκυψαν από τις γραμμικές οντότητες που σχεδιάστηκαν για να τον απεικονίσουν, στα θεματικά επίπεδα της βαθυμετρίας και της κλίσης αντίστοιχα.



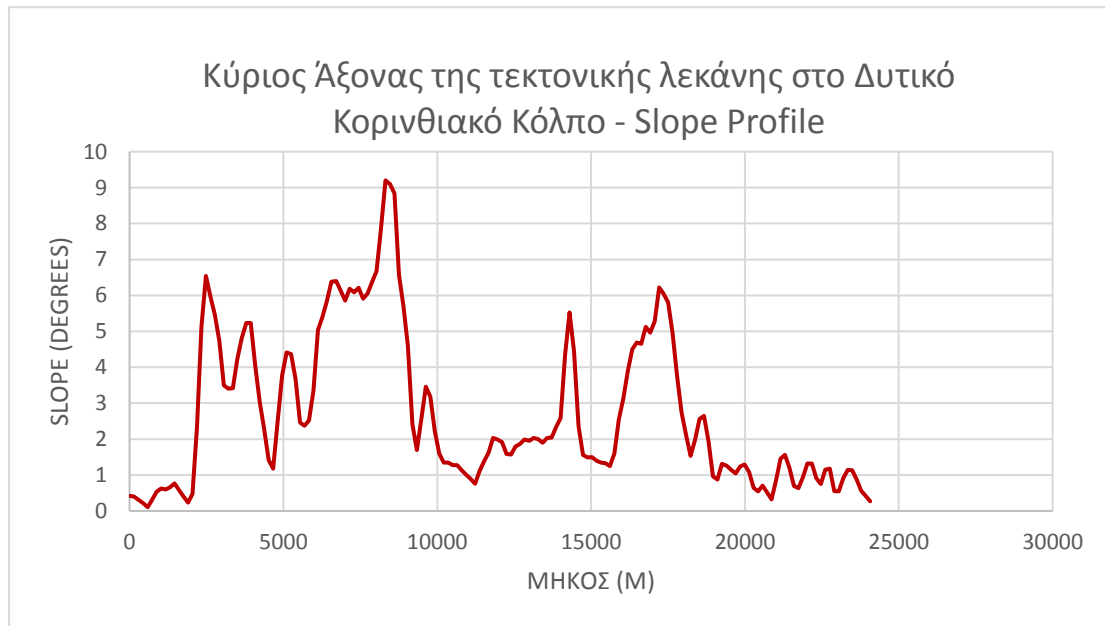
Εικόνα 151: Γενική Απεικόνιση των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγιών στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο και ειδικότερα του άξονα της τεκτονικής λεκάνης και των τομών επί αυτού

Η κάθε γραμμή σχεδιάστηκε με φορά από δυτικά προς ανατολικά. Δηλαδή από περιοχή μικρότερου βάθους (400 m) προς περιοχή μεγαλύτερου βάθους (800 m). Παρατηρώντας το *Longitudinal Profile* του κύριου άξονα της τεκτονικής λεκάνης του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου (Εικ.152), διαπιστώνεται ότι το μήκος του κύριου άξονα είναι περίπου 25 Km και ότι η μορφή του προφίλ ταιριάζει στη γραμμική συνάρτηση.



Εικόνα 152: *Longitudinal Profile* του κύριου άξονα της τεκτονικής λεκάνης στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο

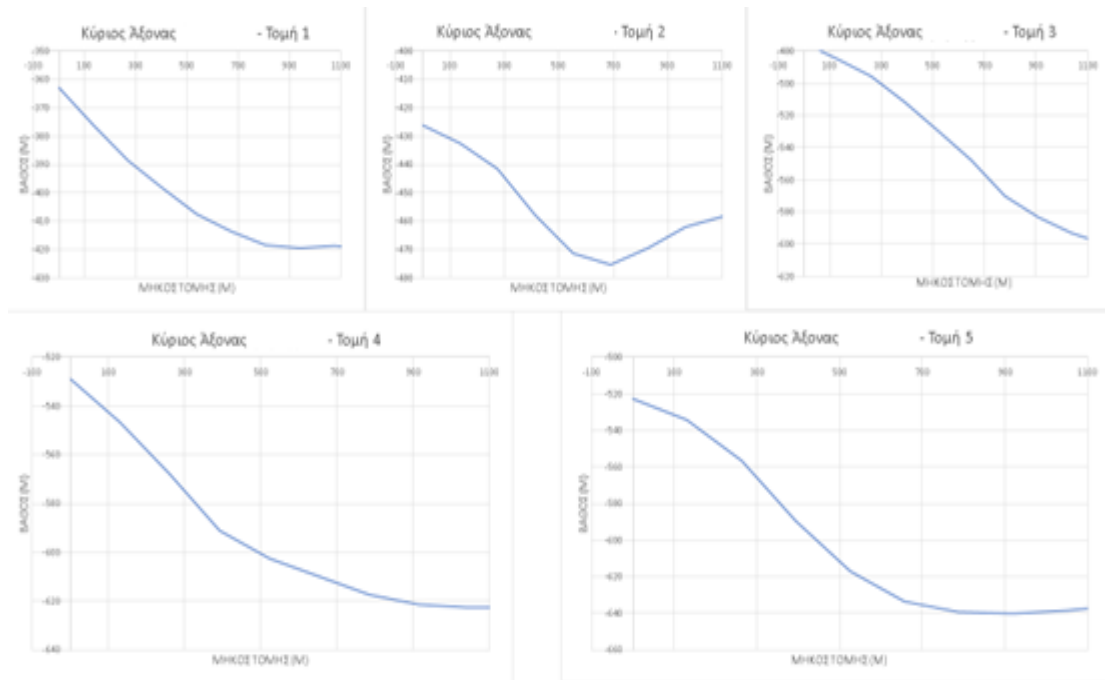
Έχει κατεύθυνση από τα δυτικά προς τα ανατολικά. Σε αυτό συμβάλλει και η κλίση της περιοχής στην οποία βρίσκεται (θαλάσσια περιοχή ανάμεσα στο Αίγιο- Διακοπτό και την Ερατεινή). Μοιάζει να είναι ο διάδρομος που ενώνει τη Δυτική λεκάνη του Κόλπου με την Κεντρική.



Εικόνα 153: Slope Profile του κύριου άξονα της τεκτονικής λεκάνης στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο

Παρατηρώντας το *Slope Profile* του κύριου άξονα της τεκτονικής λεκάνης στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο (Εικ.153) διαπιστώνεται ότι ενώ στα πρώτα χιλιόμετρα του μήκους του αλλά και στα τελευταία (που πλέον καταλήγει στη σχεδόν επίπεδη βαθύτερη κεντρική λεκάνη του Κορινθιακού Κόλπου) παρουσιάζει σταθερές τιμές κλίσης ($\sim 1^\circ$), ενδιάμεσως επικρατούν αρκετές αυξομειώσεις στην κλίση του πυθμένα. Η μέγιστη τιμή κλίσης που εμφανίζει ο κύριος άξονας είναι περίπου 9° (Εικ.153).

Οι διατομές (εγκάρσιες τομές - *cross – sections*) που λήφθηκαν επί του κυρίου άξονα της βαθιάς τεκτονικής λεκάνης είναι 5, με προσανατολισμό από τα δυτικά προς τα ανατολικά (Εικ.151). Με τη συμβολή του εργαλείου *interpolation*, δημιουργήθηκαν τα *Profiles* των διατομών (Εικ.154).

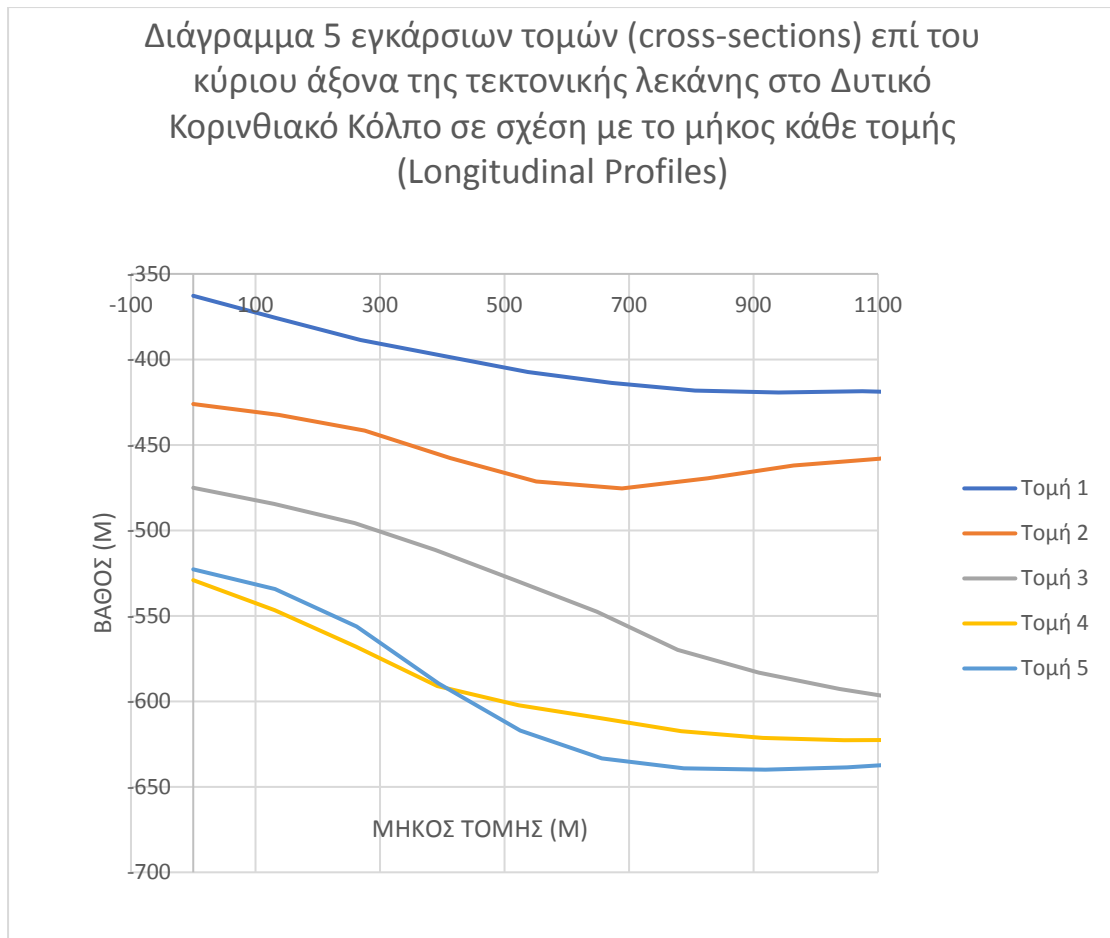


Εικόνα 154: Επιμέρους Διατομές (Εγκάρσιες Τομές - Cross – Sections) επί του κύριου άξονα της τεκτονικής λεκάνης στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο

Όπως έχει ήδη αναφερθεί, επειδή η περιοχή στην οποία βρίσκεται ο κύριος άξονας δεν είναι πλήρως αποτυπωμένη στο *raster* με βάση το οποίο πραγματοποιείται η συγκεκριμένη μελέτη, είναι εμφανές από τα επιμέρους *Longitudinal Profiles* των τομών ότι απεικονίζεται μόνο το ένα τοίχωμα του κύριου άξονα και ένα μέρος του πυθμένα.

Μόνο στο *Longitudinal Profile* της τομής 2 φαίνεται και το δεύτερο τοίχωμα (Εικ.154), ενδεχομένως επειδή ο κύριος άξονας σε εκείνο το σημείο στενεύει. Ωστόσο, μπορεί κάποιος να διακρίνει ότι ο κύριος άξονας της τεκτονικής λεκάνης είναι *U-shaped*. Φαίνεται να διαθέτει ικανοποιητικό πλάτος *thalweg*.

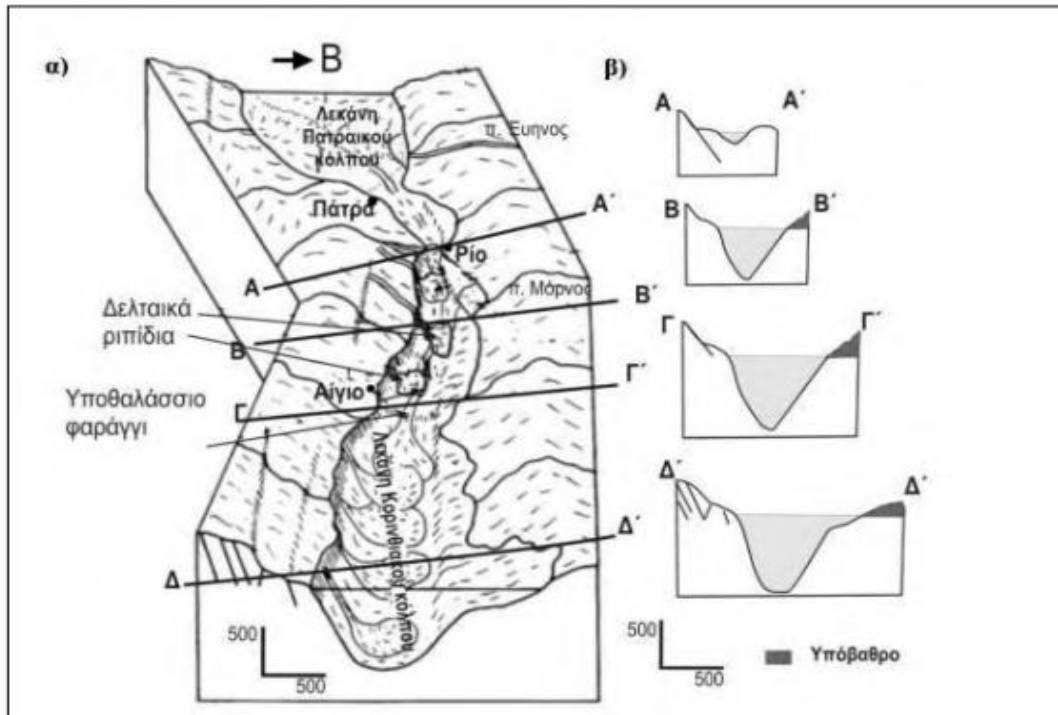
Ακολούθως κατασκευάστηκε ένα συγκεντρωτικό διάγραμμα των διατομών (Εικ.155).



Εικόνα 155: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα Τομών (Cross – Sections) επί του κύριου άξονα της τεκτονικής λεκάνης στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο

Από το συγκεντρωτικό διάγραμμα (Εικ.155), παρατηρείται ότι οι δύο πρώτες τομές έχουν ληφθεί σε σημεία μικρού βάθους. Το κατώτερο σημείο του *thalweg* σε σχέση με το ανώτερο σημείο του τοιχώματος του κύριου άξονα έχουν πολύ μικρή βαθυμετρική διαφορά (~50 m). Το προφίλ της διατομής 2 φαίνεται να είναι το πιο αντιπροσωπευτικό, καθώς η εικόνα του είναι ολοκληρωμένη. Από τα προφίλ των τομών 4 και 5 διακρίνεται ότι το βάθος έχει αυξηθεί αρκετά και ότι η καμπυλότητα του κύριου άξονα της λεκάνης μοιάζει να έχει σχήμα *U*, γεγονός που υποδεικνύει έντονη συσσώρευση ιζημάτων τόσο στα τοιχώματα όσο και στο *thalweg*.

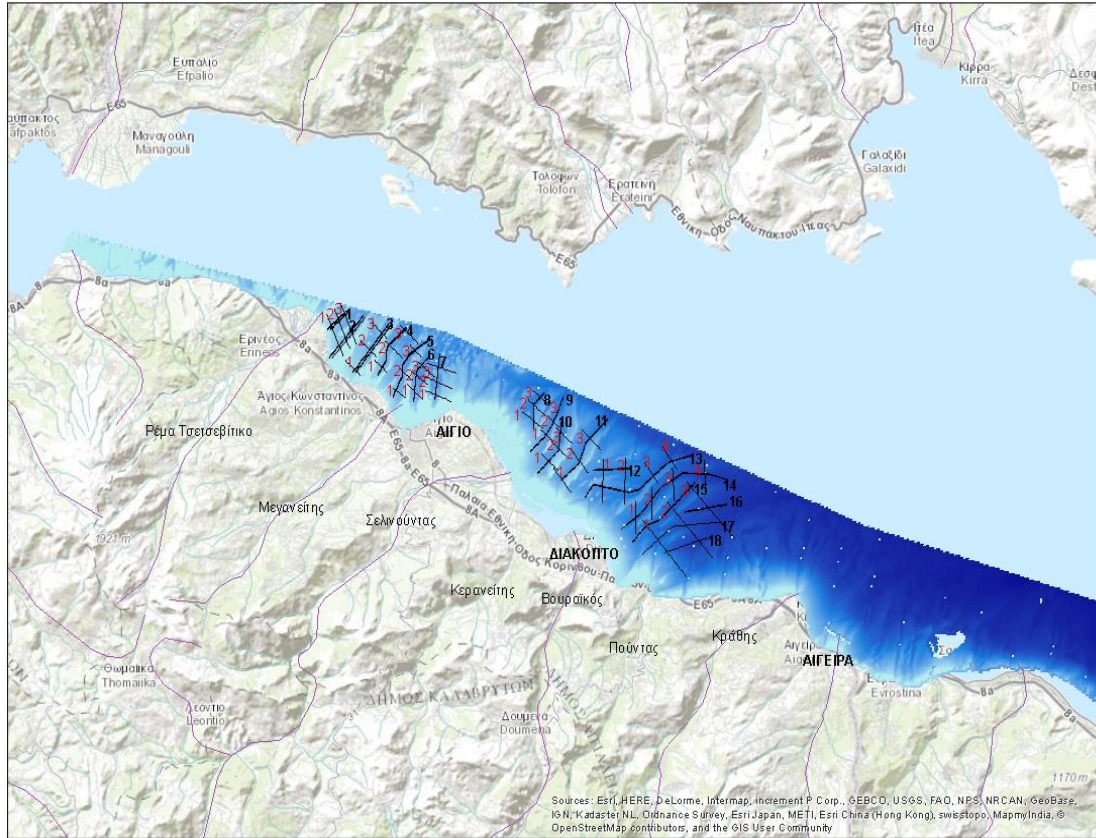
Ακολούθως παρατίθεται ένα μορφολογικό σκαρίφημα των Κόλπων του Πατραϊκού και του Κορινθιακού στους οποίους α) παρουσιάζονται κάποια περιβάλλοντα απόθεσης και β) κάποιες βυθομετρικές τομές εγκάρσια στον Κορινθιακό Κόλπο που απεικονίζουν τη γεωμετρία του (Iatrou, 2013) (Εικ.156)



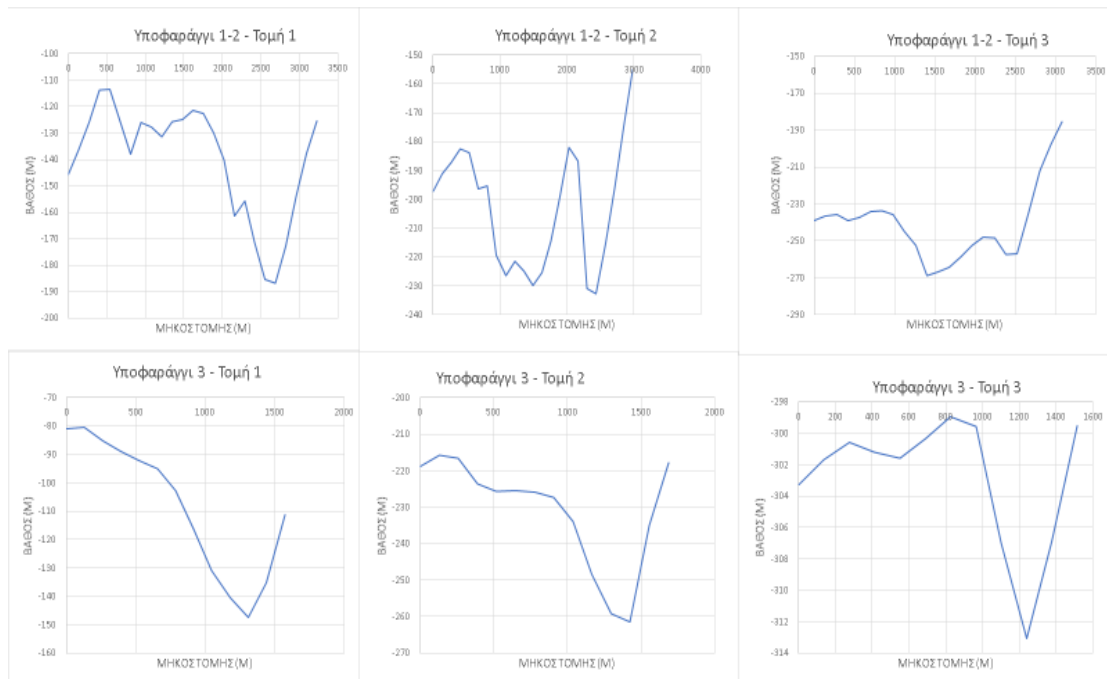
Εικόνα 156: α)Μορφολογικό Σκαρίφημα του Πατραϊκού και Κορινθιακού Κόλπου που παρουσιάζει τα περιβάλλοντα απόθεσης β) Βυθομετρικές Τομές εγκάρσια στον Κορινθιακό Κόλπο που απεικονίζουν τη γεωμετρία του(επεξεργασία από Zelilidis, 2003). Πηγή: Ιατρού Μαργαρίτα, Διδακτορική Διατριβή, 2013

4.2.9. Διατομές (Εγκάρσιες Τομές - Cross – Sections) επί των Αξόνων των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγιών

Ο χάρτης της βαθυμετρίας όπου απεικονίζονται τα υποθαλάσσια υποφαραγγία του ΝΔ περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου χρησιμοποιήθηκε για να ληφθούν οι διατομές (εγκάρσιες τομές) επί των αξόνων των υποφαραγγιών με φορά από τα δυτικά προς τα ανατολικά (Εικ.157). Η κάθε τομή μελετάται μέσω του βαθυμετρικού προφίλ με σκοπό να παρατηρηθεί το σχήμα του κάθε υποθαλάσσιου υποφαραγγιού.



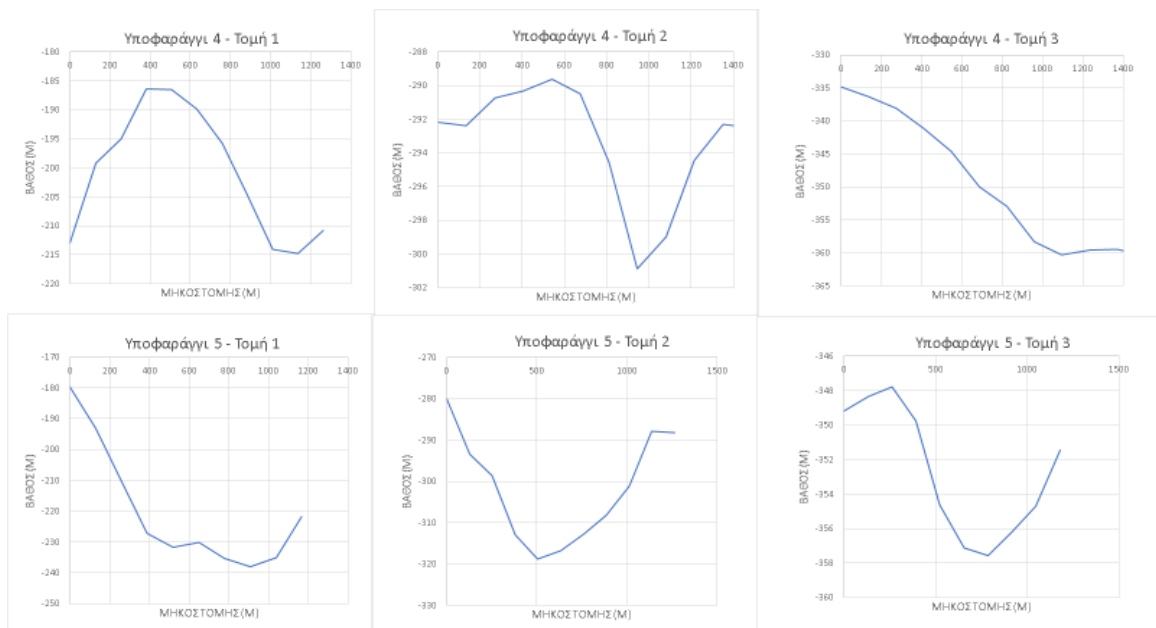
Εικόνα 157: Απεικόνιση των Τομών (Cross- Sections) επί των Αξόνων των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών του Φαραγγιού του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου



Εικόνα 158: 3 Εγκάρσιες Τομές (Cross- Sections) επί των αξόνων των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 1-3 στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου

Παρατηρώντας τις διατομές (εγκάρσιες τομές) επί των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 1 και 2 (Εικ.158), που βρίσκονται δυτικά του Αιγίου, στην περιοχή που εκβάλλει το Ρέμα Τσετσεβίτικο (Ερινεός) (Εικ.157), διαπιστώνεται ότι στην τομή1, το υποθαλάσσιο υποφάραγγι 1 δε φαίνεται να είναι σχηματισμένο σε αντίθεση με το υποφάραγγι 2. Πιθανόν επειδή η ανάπτυξή του ξεκινάει μετά το ύψος της τομής 1. Ωστόσο, στην τομή 2, παρουσιάζεται να έχει σχήμα *U*. Στην τομή 3, τα υποθαλάσσια υποφάραγγια 1 και 2 ενοποιούνται, γεγονός που επιβεβαιώνεται και από την εικόνα που αποτυπώνει τα υποθαλάσσια υποφάραγγια της περιοχής ενδιαφέροντος. Συνολικά το σύστημα υποφαραγγιών 1-2 χαρακτηρίζεται ως σχήματος *V*, ενδεχομένως εξαιτίας της σύνδεσής του με το Ρέμα Τσετσεβίτικο (Ερινεός). Όπως έχει προαναφερθεί, όταν ένα φάραγγι έχει σχήμα *V*, σημαίνει ότι επικρατούν κατά μήκος του έντονες διεργασίες διάβρωσης και εκδηλώνονται τουρβιδιτικές ροές ενδεχομένως λόγω κατολισθήσεων που συμβαίνουν στα τοιχώματα των φαραγγιών.

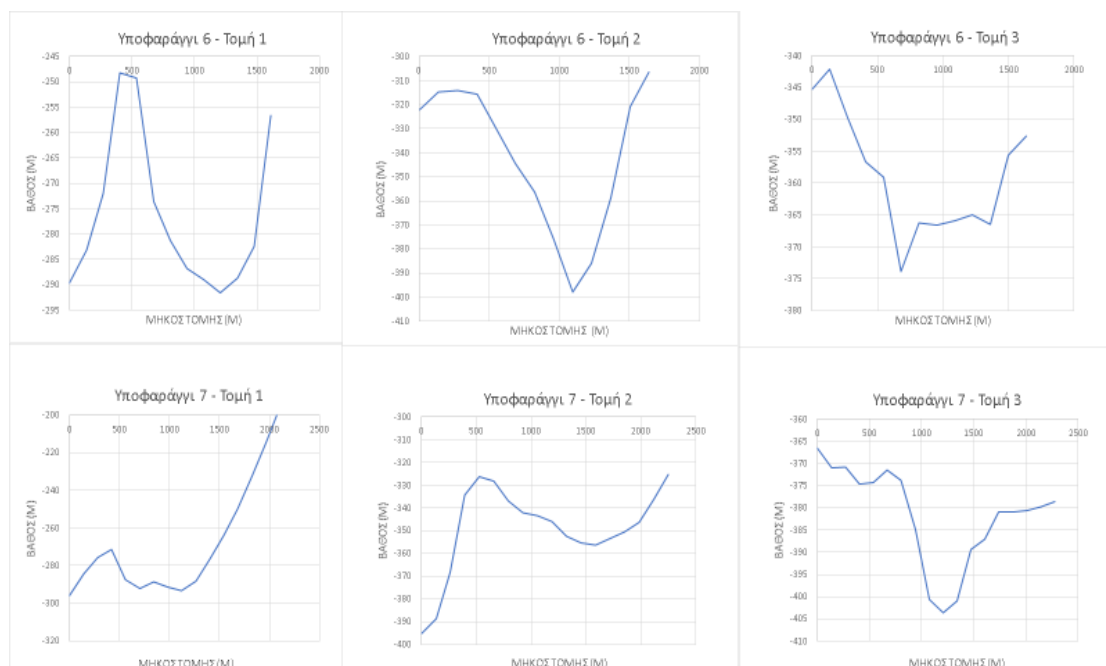
Το υποθαλάσσιο υποφάραγγι 3 (Εικ.158), το οποίο επίσης βρίσκεται δυτικά του Αιγίου, σε θέση όπου η υφαλοκρηπίδα είναι σχεδόν ανύπαρκτη, φαίνεται να έχει σχήμα *V*. Δηλαδή διαθέτει κυρτά τοιχώματα και επικρατεί κατά μήκος του έντονη διάβρωση. Ενδεχομένως, η εικόνα του αυτή να συνδέεται με κάποιο ρήγμα στην περιοχή. Από τις 3 τομές συνολικά φαίνεται ότι το υποφάραγγι 3 έχει γραμμικό άξονα. Η αρχική βαθυμετρική διαφορά του ανώτερου σημείου των τοιχωμάτων του και του κατώτερου σημείου του πυθμένα του αρχικά ήταν 60m ενώ κατόπιν φαίνεται να μειώνεται.



Εικόνα 159: 3 Εγκάρσιες Τομές (Cross- Sections) επί των αξόνων των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 4-5 στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου

Για το υποθαλάσσιο υποφάραγγι 4, αντλούνται πληροφορίες μόνο από την τομή 2 (Εικ.159). Οι τομές 1 και 3 δε δείχνουν και τα δύο τοιχώματα άρα εικάζεται ότι ο άξονάς του δεν είναι γραμμικός. Στην τομή 2 φαίνεται να διαθέτει σχήμα V, το οποίο υποδεικνύει έντονη διάβρωση. Πρόκειται για ένα υποφάραγγι που προμηθεύεται άμμο και χονδρόκοκκα υλικά από την υφαλοκρηπίδα.

Παρατηρώντας τις διατομές του υποθαλάσσιου υποφαραγγιού 5 (Εικ.159), διαπιστώνεται ότι πρόκειται για ένα πολύ καλά σχηματισμένο V-shaped υποφάραγγι, γεγονός το οποίο υποδηλώνει έντονη διάβρωση τόσο στα κυρτά τοιχώματα του υποφαραγγιού όσο και κατά το μήκος του. Έχουν συμβεί προσχώσεις από τα ιζήματα του ποταμού Μεγαλείτη που συνδέεται με το υποφάραγγι αυτό (Εικ.157). Αρχικά, στις πρώτες τομές φαίνεται να υπάρχει μεγάλη βαθυμετρική διαφορά ανάμεσα στο ανώτερο σημείο των τοιχωμάτων του και στο κατώτερο σημείο του πυθμένα του, ωστόσο τελικά η διαφορά αυτή δεν ξεπερνά τα 10 m.

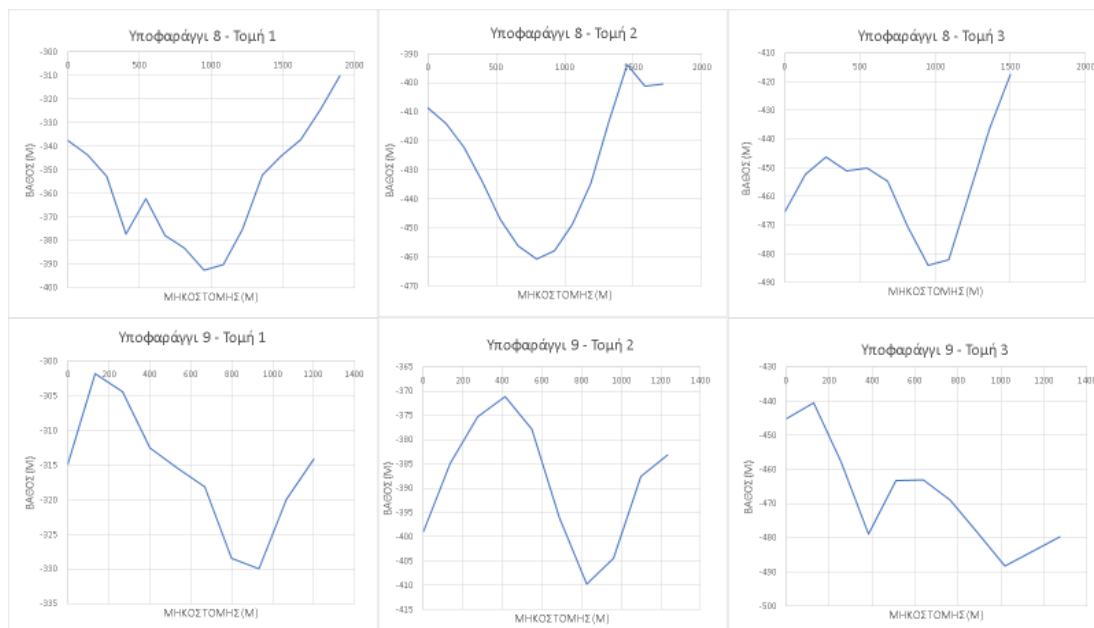


Εικόνα 160: 3 Εγκάρσιες Τομές (Cross- Sections) επί των αξόνων των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 6-7 στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου

Το υποθαλάσσιο υποφάραγγι 6 ενώ στην τομή 1 φαίνεται να έχει σχήμα U, στις τομές 2 και 3 φαίνεται να αποκτά σχήμα V (Εικ.160), ενδεχομένως λόγω του ποταμού Μεγαλείτη που εκβάλλει στην περιοχή (Εικ.157).

Δηλαδή ενώ στα πρώτα μέτρα του μήκους του φαίνεται να είναι σε ισορροπία και να διαθέτει πυκνή συγκέντρωση ιζημάτων, ήπια εναποτιθέμενων στα τοιχώματα και κατά μήκος του, εν συνεχεία παρουσιάζει εικόνα έντονης διάβρωσης. Επίσης, ενώ αρχικά η βαθυμετρική διαφορά ανώτερου και κατώτερου σημείου είναι περίπου 40 m, τελικά αυξάνεται στα 80 m.

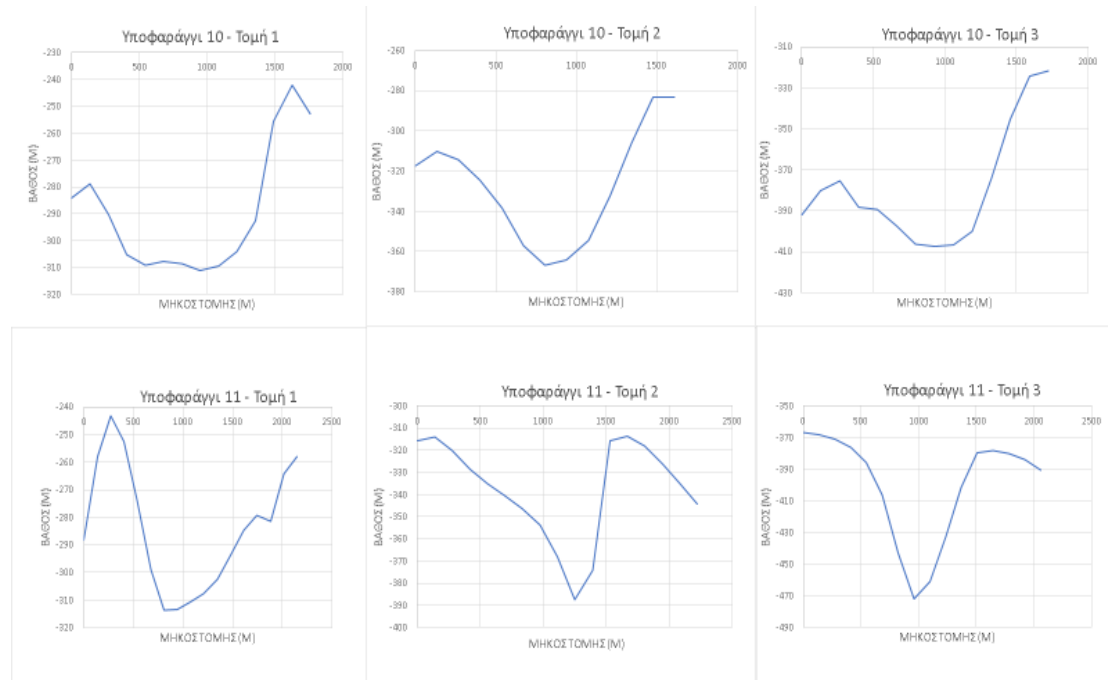
Παρατηρώντας τα προφίλ των τομών επί του υποθαλάσσιου υποφαραγγιού 7 (Εικ.160), το οποίο βρίσκεται δυτικά του Αιγίου (Εικ.157), διαπιστώνεται ότι το υποφάραγγι είναι *U-shaped*. Το συγκεκριμένο υποφάραγγι δε φαίνεται να έχει άμεση σύνδεση με κάποιο μεγάλο ποτάμιο σύστημα. Για αυτό το λόγο δεν επικρατούν κατά μήκος του έντονες διεργασίες διάβρωσης. Στις τομές 2 και 3 αποτυπώνεται με μεγαλύτερη ακρίβεια. Η βαθυμετρική διαφορά ανάμεσα στο ανώτερο και το κατώτερο σημείο του είναι 30 m.



Εικόνα 161: 3 Εγκάρσιες Τομές (Cross- Sections) επί των αξόνων των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 8-9 στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου

Το υποθαλάσσιο υποφάραγγι 8, που βρίσκεται ανατολικά του Αιγίου, είναι πολύ καλά σχηματισμένο. Διαθέτει σχήμα V (Εικ.161). Ο ποταμός Σελινούντας που εκβάλλει στην περιοχή (Εικ.157) φαίνεται να τροφοδοτεί το υποφάραγγι με μεγάλες ποσότητες ιζημάτων. Ωστόσο δε φαίνεται να έχει φτάσει ακόμα σε κατάσταση ισορροπίας. Παρατηρείται επίσης ότι σε όλες τις τομές, η βαθυμετρική διαφορά ανώτερου και κατώτερου σημείου φαίνεται να παραμένει σταθερή στην τιμή των 50 m περίπου.

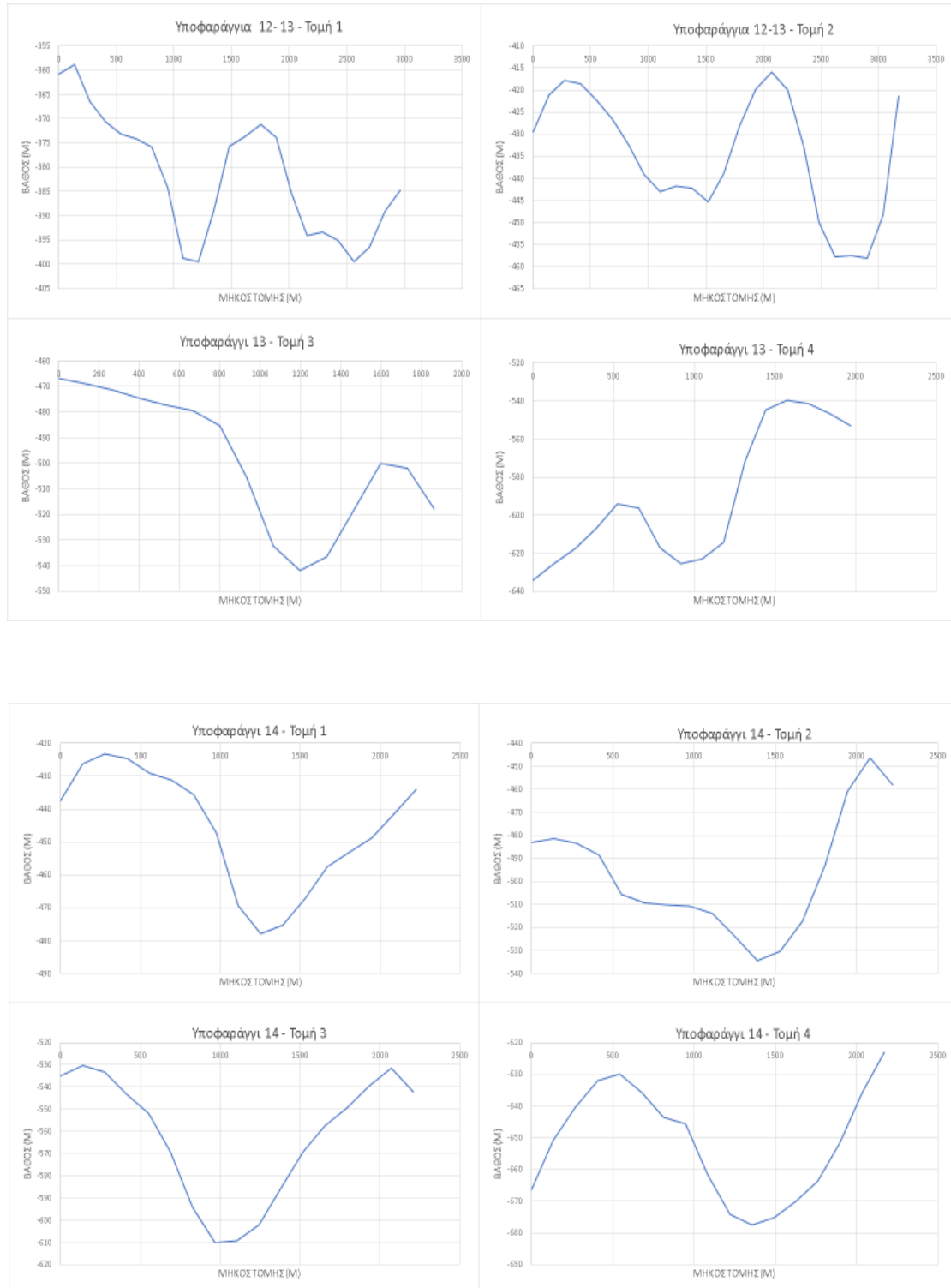
Το υποθαλάσσιο υποφαράγγι 9 είναι *V-shaped* (Εικ.161), οπότε επικρατούν κατά μήκος του έντονες και ενεργές διεργασίες διάβρωσης, ενδεχομένως λόγω της παρουσίας κάποιου ρήγματος αλλά και του ότι στην περιοχή εκβάλλει ο Σελινούντας ποταμός.



Εικόνα 162: 3 Εγκάρσιες Τομές (Cross- Sections) επί των αξόνων των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 10-11 στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου

Παρατηρώντας τις διατομές επί του υποθαλάσσιου υποφαραγγιού 10 (Εικ.162), διαπιστώνεται ότι είναι ένα *U-shaped*, πολύ καλά αναπτυγμένο υποφαράγγι. Φαίνεται να μη συνδέεται άμεσα με τις εκβολές κάποιου ποταμού. Αρχικά, υπολογίζεται ότι η βαθυμετρική διαφορά ανάμεσα στην κεφαλή και το στόμιο είναι περίπου 40 m, ενώ τελικά μειώνεται στα 30 m περίπου.

Το υποθαλάσσιο υποφαράγγι 11 φαίνεται να είναι *V-shaped*, ενδεχομένως λόγω της εναπόθεσης ιζημάτων από τον ποταμό Κερανεΐτη που εκβάλλει στην περιοχή (Εικ.157). Και σε αυτή την περίπτωση ενώ η αρχική βαθυμετρική διαφορά ανάμεσα στο ανώτερο και το κατώτερο σημείο του υποφαραγγιού είναι περίπου 60 m, εν συνεχεία αυξάνεται και γίνεται περίπου 100 m.

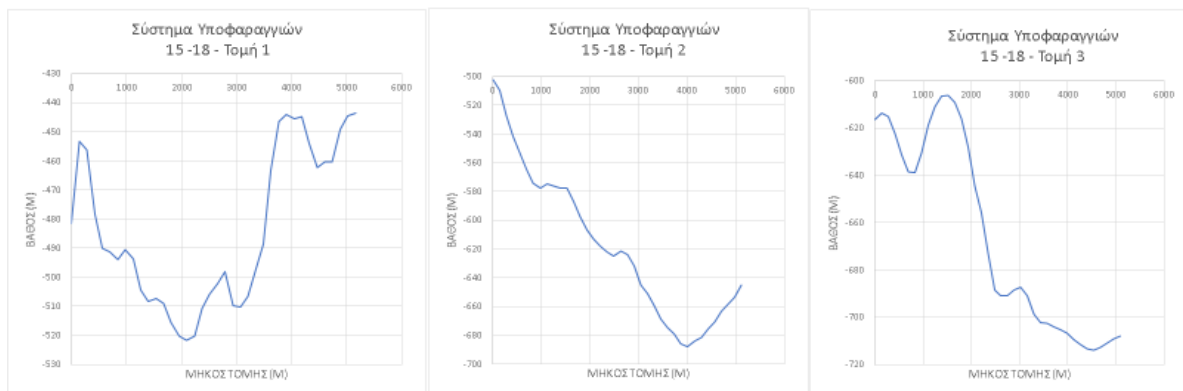


Εικόνα 163: Εγκάρσιες Τομές (Cross- Sections) επί των αξόνων των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 12-14 στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου

Η υποθαλάσσια περιοχή στην οποία βρίσκονται τα υποθαλάσσια υποφαράγγια 12-14 είναι πολύ καλά αποτυπωμένη. Το σύστημα των υποφαραγγιών αυτών φαίνεται να είναι αρχικά *V-shaped* ενώ έπειτα μεταμορφώνεται σε *U-shaped* (Εικ.163).

Στην περιοχή αυτή είναι οι εκβολές του ποταμού Βουραϊκού (Εικ.157). Συνεπώς, συμπεραίνεται ότι τροφοδοτεί τα υποθαλάσσια αυτά υποφαράγγια με πυκνά ιζήματα, τα οποία προκαλούν έντονη διάβρωση των τοιχωμάτων των υποφαραγγιών και τουρβιδιτικά ρεύματα, μέσω των οποίων καταλήγουν να σχηματίσουν περιοχές ριπιδίων σε μεγαλύτερα βάθη.

Η βαθυμετρική διαφορά ανώτερου και κατώτερου σημείου του συστήματος υποφαραγγιών 12-13 αρχικά είναι 70 m ενώ στη συνέχεια μειώνεται στα 40 m και για το υποφαράγγι 14 αρχικά είναι 40 m, ενώ στη συνέχεια αυξάνεται στα 60 m.

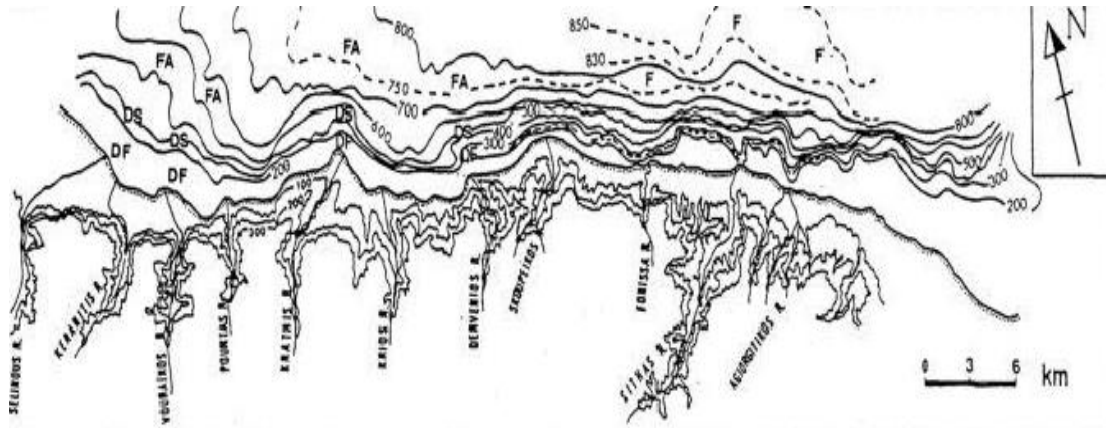


Εικόνα 164: 3 Εγκάρσιες Τομές (Cross- Sections) επί των αξόνων των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 15-18 στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου

Η υποθαλάσσια περιοχή στην οποία βρίσκονται τα υποφαράγγια 15-18, είναι μεταξύ των εκβολών του Βουραϊκού και του Πούντα (Εικ.157). Στην περιοχή παρατηρούνται πολυάριθμες χαραδρώσεις που έχουν σχήμα V (Εικ.164).

4.2.10. Η Διαδικασία της Ιζηματογένεσης

Η μορφολογία του νότιου περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου ελέγχεται κυρίως από τρία ρήγματα και από αρκετά ποτάμια και εφήμερους χειμάρρους, οι οποίοι εκβάλλουν στον Κόλπο (Εικ.165).



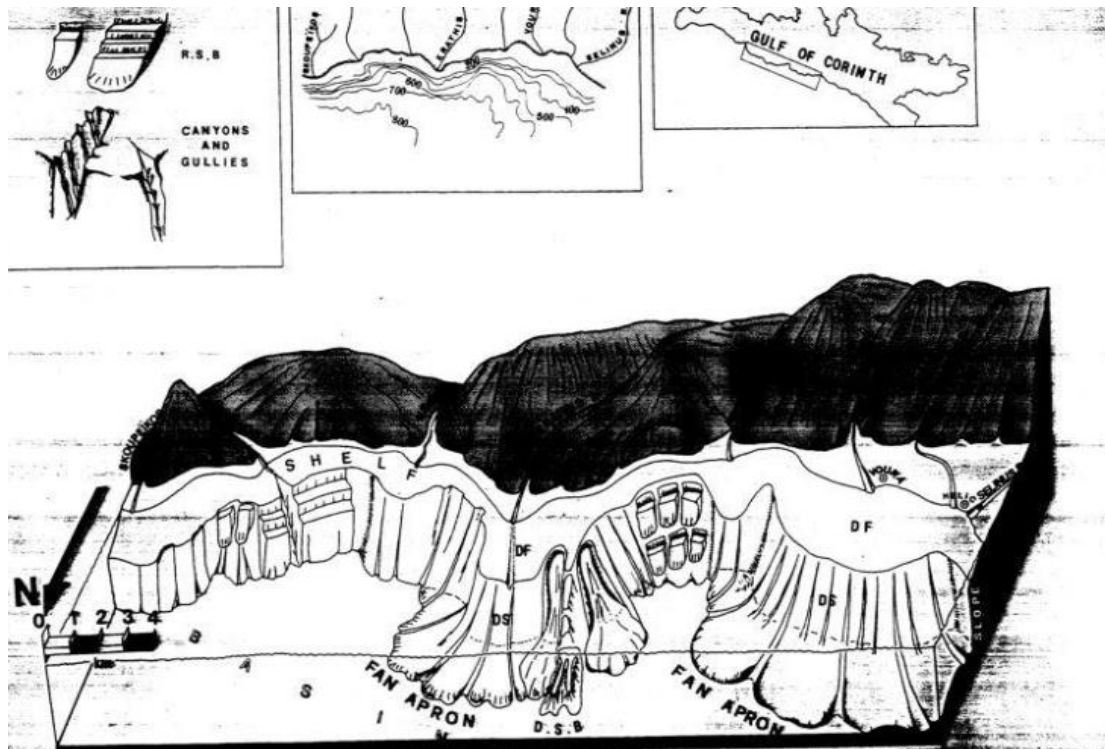
Εικόνα 165: Λεπτομερής Τοπογραφικός και Βυθομετρικός Χάρτης του νότιου Κορινθιακού Κόλπου. Η έντονη γραμμή υποδηλώνει την ακτογραμμή. Οι ισοβαθείς είναι σε μέτρα. (DF=δελταϊκό πλατώ, DS=δελταϊκή πλαγιά, FA=δελταϊκά ριπιδία, F=ριπίδιο). Πηγή: Παπαθεοδώρου Γεώργιος, 1990, Πανεπιστήμιο Πατρών, "Διεργασίες Σύγχρονης Ιζηματογένεσης στον Κορινθιακό Κόλπο

Στο δυτικό τμήμα του νότιου περιθωρίου, μεταξύ των ποταμών Σελινούντα και Σκοπέϊκου, οι ακτές είναι απότομες με κλίση που κυμαίνεται από 6° έως 45° .

Στην περιοχή επικρατούν κροκαλοπαγή Καλάβριας ηλικίας. Επίσης, παρατηρείται ύπαρξη κροκαλών και στα στόμια των ποταμών, όπου υπάρχουν περιοχές ριπιδίων. Το χερσαίο ριπίδιο του ποταμού Κράθη είναι το μεγαλύτερο και καλύπτει μία περιοχή 1 Km^2 ενώ το ριπίδιο του ποταμού Πούντα είναι μικρό και καλύπτει περιοχή 0.4 Km^2 . Οι ποταμοί Βουραϊκός και Σελινούντας σχηματίζουν ένα ενοποιημένο ριπίδιο που καλύπτει μία συνολική περιοχή 6.8 Km^2 .

Όπως φαίνεται από την ανάπτυξη των ισοβαθών, σε κάθε ένα από τα ποτάμια του ΝΔ περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου, έχουν διαμορφωθεί οι εξής μορφολογικές ενότητες (Εικ.166):

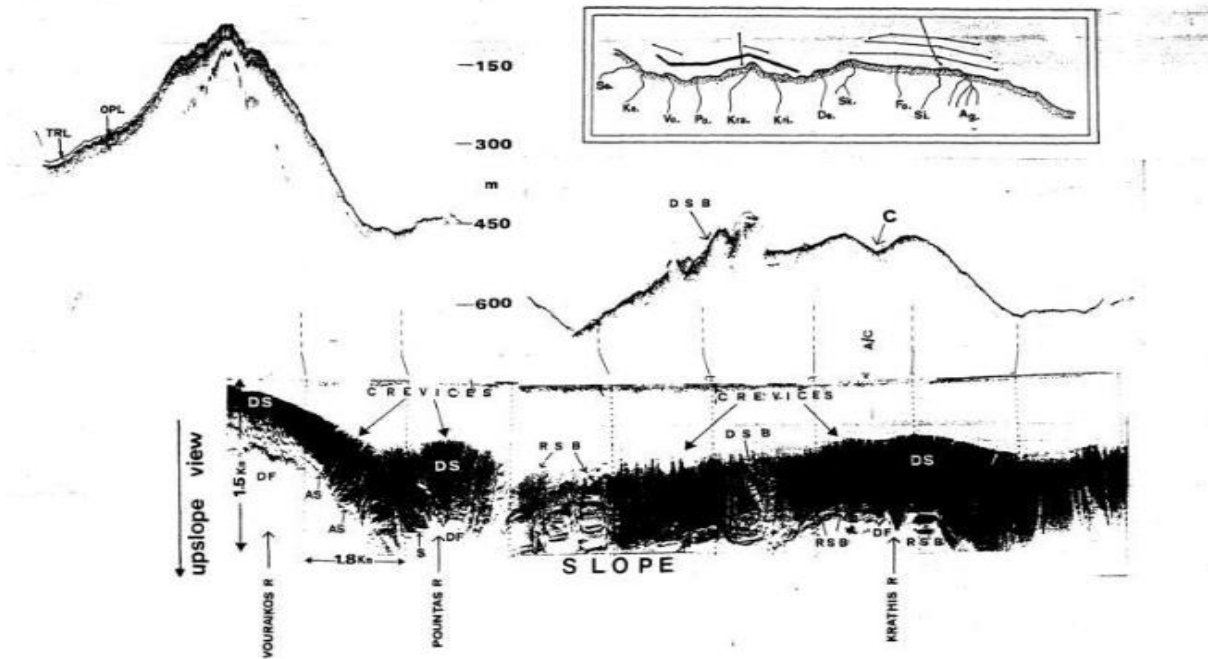
- δελταϊκό πλατώ (*delta -front, DF*)
- δελταϊκή πλαγιά (*delta -slope, DS*)
- δελταϊκό ριπίδιο (*fan apron, FA*)



Εικόνα 166: Σχηματική Αναπαράσταση της Φυσιογραφίας του ΝΑ περιθωρίου (Σελινούντας - Σκοπείκος), όπου παρουσιάζονται διαφόρων τύπων μετακινήσεις βαρύτητας, που προέκυψαν από τη μελέτη των ηχογραφιών και των τομογραφιών. Επιπλέον σημειώνονται οι θέσεις των καταβυθισμένων αρχαίων πόλεων Ελίκη και Βούρα (DF=δελταϊκό πλατώ, DS=δελταϊκή πλαγιά, DSB=παραμορφωμένα ολισθέντα τεμάχια, RSB=περιστροφικές ολισθήσεις). Πηγή: Παπαθεοδώρου Γεώργιος, 1990, Πανεπιστήμιο Πατρών, "Διεργασίες Σύγχρονης Ιζηματογένεσης στον Κορινθιακό Κόλπο"

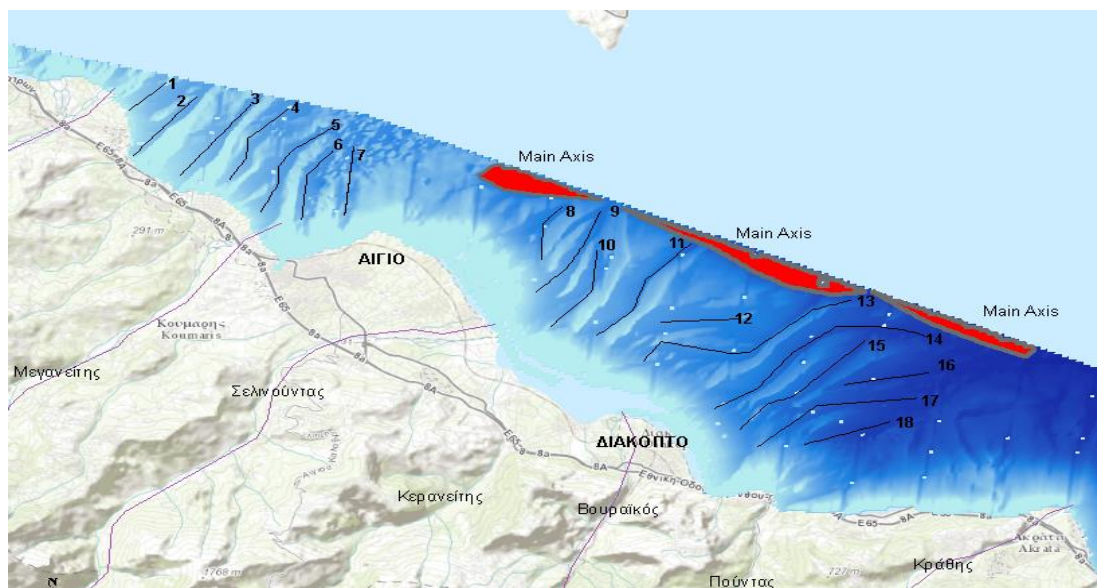
Αυτές οι ενότητες είναι καλά αναπτυγμένες στα ποτάμια Σελινούντα, Βουραϊκό και Κράθη. Το δελταϊκό πλατώ εκτείνεται μέχρι ένα βάθος 150-250 m και παρουσιάζει κλίσεις που κυμαίνονται από 16⁰ έως 25⁰. Η δελταϊκή πλαγιά που είναι μορφολογική συνέχεια του δελταϊκού πλατώ, έχει κωνοειδή μορφή και καταλήγει στο δελταϊκό ριπίδιο. Οι δελταϊκές πλαγιές κυμαίνονται από 22⁰ έως 40⁰, ενώ οι κλίσεις που παρουσιάζουν τα δελταϊκά ριπίδια είναι 1.5⁰ έως 4.6⁰. Η πλαγιά στο δυτικό τμήμα του νότιου περιθωρίου, παρουσιάζει εύρος 2-3 Km και χαρακτηρίζεται από τις μορφολογικές ενότητες των δελταϊκών πλαγιών.

Από τη μελέτη τομογραφιών και ηχογραφιών, από το νότιο περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου, διαπιστώνεται μεγάλο εύρος σεισμικών φάσεων, γεγονός που υποδηλώνει συγκεκριμένους μηχανισμούς μεταφοράς ιζημάτων.



Εικόνα 167: Ηχογραφία και Τομογραφία 3.5kHz υποπαράλληλα των ισοβαθών της δελταϊκής πλαγιάς των ποταμών Βουραϊκού, Πούντα και Κράθη, όπου παρουσιάζονται λεπτομέρειες της μορφολογίας του πυθμένα (DF= δελταϊκό πλατώ, DS=δελταϊκή πλαγιά, AS=τοξοειδή μέτωπα, RSB=περιστροφικές ολισθήσεις, DSB= παραμορφωμένα ολισθέντα τεμάχη, C=κύριο κανάλι, TRL=στρώμα ακουστικά διαφανές, DPL=στρώμα ακουστικά αδιαφανές, A/C=αλλαγή πορείας. Πηγή: Παπαθεοδώρου Γεώργιος, 1990, Πανεπιστήμιο Πατρών, "Διεργασίες Σύγχρονης Ιζηματογένεσης στον Κορινθιακό Κόλπο"

Στο δυτικό τμήμα του νότιου περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου, μεταξύ των ποταμών Σελινούντα και Κράθη, δηλαδή στην υποθαλάσσια περιοχή όπου βρίσκονται τα υποφαράγγια 8-18 (Εικ.168), τα δελταϊκά πλατώ καλύπτονται από λεπτό στρώμα άμμου και πηλού.



Εικόνα 168: Απεικόνιση των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών που βρίσκονται στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου. Πηγή: ArcMap 10.4

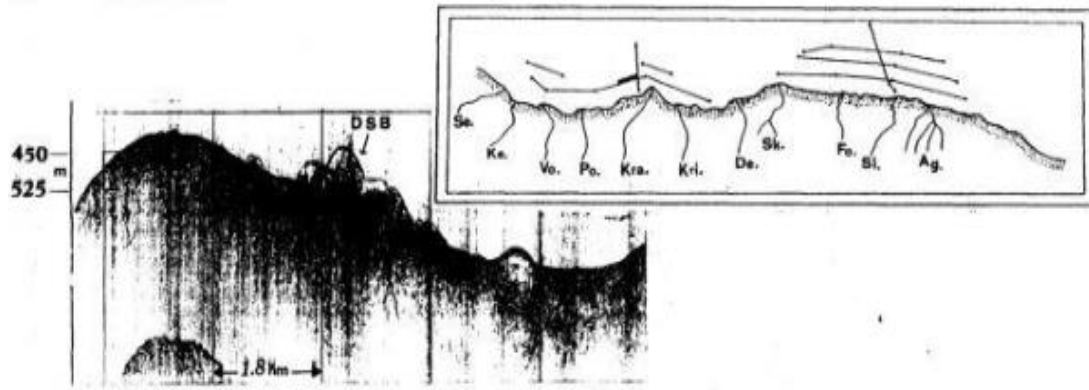
Τομογραφίες από το δελταϊκό πλατώ του ποταμού Σελινούντα, έδειξαν την παρουσία δομών διαφυγής νερού από τα ιζήματα του πυθμένα. Γεγονός που ενδεχομένως να ενεργοποιεί ρευστοποιήσεις ιζημάτων. Οι δομές αυτές έχουν τη μορφή είτε κωνοειδών συγκεντρώσεων αδρομερών ιζημάτων (ψηφίδες, κροκάλες) είτε περιορισμένων καταπτώσεων του πυθμένα.

Τα παραπάνω επιβεβαιώνονται από τα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά του υποθαλάσσιου υποφαραγγιού 8 που βρίσκεται στην περιοχή. Το προφίλ του χαρακτηρίζεται ως κοίλο (*concave*) που υποδεικνύει διεργασίες διάβρωσης των ιζημάτων και μεταφορά τους λόγω βαρύτητας και την επικράτηση απότομων τοιχωμάτων και χονδρόκοκκων ριπιδίων στο στόμιο.

Επίσης λόγω του ότι είναι *V-shaped* υποδηλώνονται διεργασίες συγκέντρωσης άμμου και διαβρωτικά τουρβιδιτικά ρεύματα. Στις περιοχές μετάβασης από το δελταϊκό πλατώ στη δελταϊκή πλαγιά δηλαδή στο δελταϊκό μέτωπο μπροστά από τους ποταμούς Βουραϊκό και Πούντα, περιοχή όπου βρίσκονται τα υποθαλάσσια υποφαραγγία 13-18 (Εικ.168), εμφανίζονται στις ηχογραφίες ημισεληνοειδή μέτωπα (AS) (Εικ.167).

Η παρουσία των μετώπων αυτών υποδηλώνει την ύπαρξη κατολισθήσεων με οπισθόδρομη ανάπτυξη (*retrogressive slumping*). Η διαπίστωση αυτή είναι σύμφωνη με τη γραμμικότητα των προφίλ των υποφαραγγιών 13-18 που υποδεικνύει κανάλια με εκτεταμένα προσχώματα και αναβαθμίδες.

Αντίθετα στις περιοχές μετάβασης, από το δελταϊκό πλατώ στη δελταϊκή πλαγιά του ποταμού Κράθη, εμφανίζονται στις ηχογραφίες επάλληλα μέτωπα κλιμακωτής διάταξης, γεγονός που υποδηλώνει την παρουσία παράλληλων ζωνών έντονης ανάκλασης και ηχητικής σκιάς. Ο ακουστικός αυτός χαρακτήρας υποδηλώνει την ύπαρξη περιστροφικών ολισθήσεων (*rotated slides RSB*) (Εικ.167). Τα ολισθέντα αυτά τεμάχια παρουσιάζουν καλή πλευρική ανάπτυξη. Το κανάλι του σημερινού ποταμού Κράθη έχει διανοιχθεί στο δελταϊκό πλατώ και στη δελταϊκή πλαγιά, όπως διαπιστώνεται στην ηχογραφία.

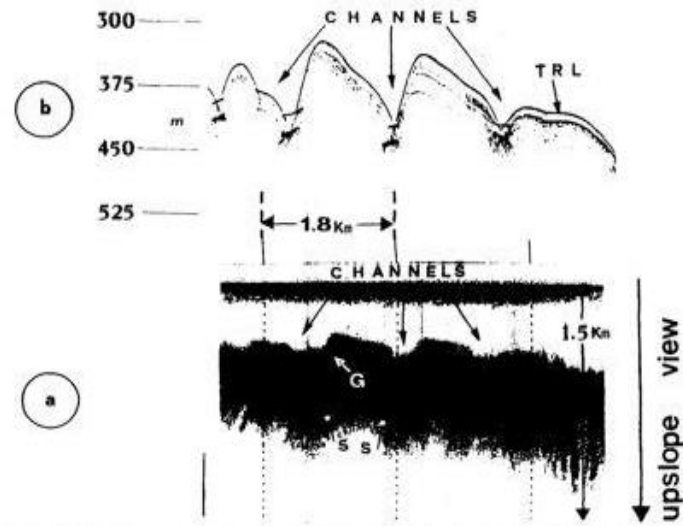


Εικόνα 169: Τομογραφία air-gun στην οποία παρουσιάζονται αποθέσεις ιζημάτων με έντονη εσωτερική παραμόρφωση όπως υποδηλώνεται από τον ακουστικά διαφανή χαρακτήρα τους, αποτέλεσμα της ολίσθησης που υπέστησαν και η θέση της τομογραφίας. Πηγή: Παπαθεοδώρου Γεώργιος, 1990, Πανεπιστήμιο Πατρών, "Διεργασίες Σύγχρονης Ιζηματογένεσης στον Κορινθιακό Κόλπο"

Η δελταϊκή πλαγιά των ποταμών Βουραϊκού και Σελινούντα καθώς και η μεταξύ τους περιοχή καλύπτεται από ένα επιφανειακό στρώμα που παρουσιάζει στις τομογραφίες, είτε σαφή επιφανειακή ανάκλαση είτε υπερβολικής μορφής επικαλυπτόμενες σεισμικές ανακλάσεις, μικρής υψομετρικής διαφοράς από το γύρω πυθμένα. Το στρώμα αυτό παρουσιάζει ακουστικά διαφανή χαρακτήρα.

Η ύπαρξη των υπερβολικών ανακλάσεων υποδηλώνει την παρουσία σημαντικού αριθμού αυλακιών (*crevices*) μικρού μεγέθους (καναλιών) και απότομων πλευρικών κλίσεων. Το επιφανειακό ακουστικά διαφανές στρώμα, επικάθεται σε ένα ακουστικά αδιαφανές στρώμα, το οποίο παρουσιάζει επίσης ομαλές υπερβολικές ανακλάσεις, γεγονός που υποδηλώνει την παρουσία αυλακιών. Το τελευταίο αναδύεται στην επιφάνεια του πυθμένα, στα όρια του δελταϊκού πλατώ.

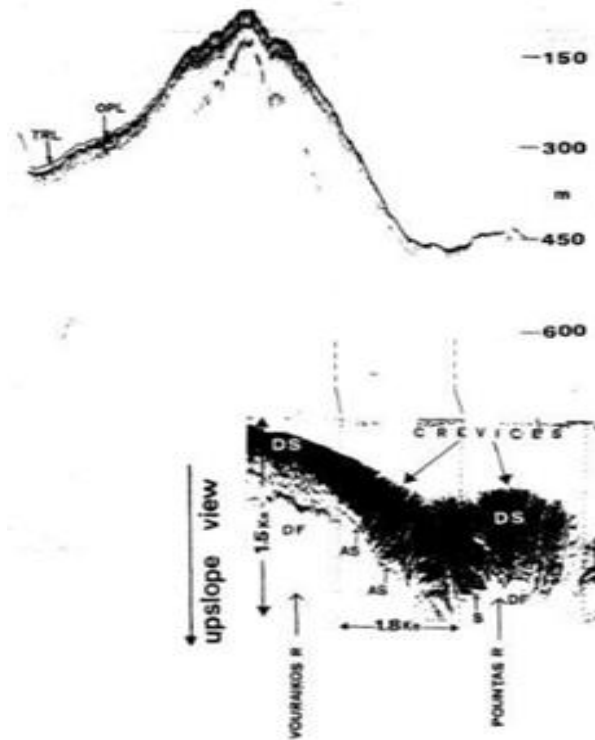
Ο πυθμένας της δελταϊκής πλαγιάς των ποταμών Πούντα και Κράθη, συνίσταται από ένα ακουστικά αδιαφανές στρώμα με υπερβολικής μορφής επικαλυπτόμενες ανακλάσεις εφαπτομενικές προς την επιφάνεια του πυθμένα, που υποδεικνύουν την παρουσία έντονου μικροανάγλυφου που οφείλεται σε μικρού μεγέθους αυλάκια. Η δελταϊκή πλαγιά του ποταμού Κράθη και ενδεχομένως και των άλλων ποταμών, επηρεάζεται από περιστροφικές ολισθήσεις με διάφορους βαθμούς παραμόρφωσης των ολισθέντων ιζημάτων, όπως υποδηλώνεται από τους διάφορους ακουστικούς χαρακτήρες (*DSB*), που παρουσιάζονται στην τομογραφία air-gun της εικόνας 169.



Εικόνα 170: Ηχογραφία και Τομογραφία 3.5kHz εγκάρσια του δελταϊκού ριπιδίου του Βουραϊκού ποταμού, όπου διαπιστώνονται κανάλια τα οποία έχουν διανοιχθεί βαθειά σε καλά στρωματοποιημένα ιζήματα στις περιοχές μεταξύ των καναλιών (S =κατολίσθηση, G = αυλάκια, TRL =ακουστικό διαφανές στρώμα), Πηγή: Παπαθεοδώρου Γεώργιος, 1990, Πανεπιστήμιο Πατρών, "Διεργασίες Σύγχρονης Ιζηματογένεσης στον Κορινθιακό Κόλπο"

Τα αυλάκια που αναπτύσσονται στις δελταϊκές πλαγιές των ποταμών Βουραϊκού, Σελινούντα, Πούντα και Κράθη (υποθαλάσσια υποφαραγγία 13-18 και ανατολικότερα κανάλια Εικ.168)) είναι ευθύγραμμα και αναπτύσσονται ακτινωτά ακολουθώντας τη μέγιστη τοπικά κλίση. Το εύρος αλλά και το ύψος των τοιχωμάτων των αυλακιών αυξάνεται σε κατάντη διεύθυνση. Στη βάση των δελταϊκών πλαγιών, χαρακτηριστική είναι η παρουσία αποθέσεων ροής κορημάτων όπως υποδεικνύεται από τον ακουστικά διαφανή χαρακτήρα των αποθέσεων καθώς και την απότομη απόληξή τους σε σχέση με τα υποκείμενα στρώματα.

Στην εικόνα 170 παρουσιάζεται η αποτύπωση του δελταϊκού ριπιδίου του Βουραϊκού ποταμού. Τα δελταϊκά ριπίδια αποτελούνται από παράλληλες σαφείς σεισμικές ανακλάσεις που σχηματίζουν στρώματα διαφόρων παχών. Κανάλια με ύψος τοιχωμάτων 80-100 m διανοίγονται στις αποθέσεις των δελταϊκών ριπιδίων. Δεν είναι πολύ εύκολο να διαπιστωθεί αν τα κανάλια αυτά είναι μορφολογική συνέχεια των αυλακιών που διαπιστώθηκαν στις δελταϊκές πλαγιές. Μικρής έκτασης κατολισθήσεις έχουν διαπιστωθεί στα τοιχώματα των καναλιών. Γεγονός που επαληθεύεται από το V σχήμα που εμφανίζουν τα υποφαραγγία 8 και 9 και τελικά το υποφαραγγί 11 και την καμπυλότητα (*concave*) του υποφαραγγιού 18.



Εικόνα 171: Ηχογραφία και Τομογραφία 3.5kHz υποπαράλληλα των ισοβαθών της δελταϊκής πλαγιάς των ποταμών Βουραϊκού , Πούντα και Κράθη, όπου παρουσιάζονται λεπτομέρειες της μορφολογίας του πυθμένα (DF= δελταϊκό πλατώ, DS=δελταϊκή πλαγιά, AS=τοξοειδή μέτωπα, RSB=περιστροφικές ολισθήσεις, DSB= παραμορφωμένα ολισθέντα τεμάχια, C=κύριο κανάλι, TRL=στρώμα ακουστικά διαφανές, DPL=στρώμα ακουστικά αδιαφανές, A/C=αλλαγή πορείας, S=κατολίσθηση). Πηγή: Παπαθεοδώρου Γεώργιος, 1990, Πανεπιστήμιο Πατρών, "Διεργασίες Σύγχρονης Ιζηματογένεσης στον Κορινθιακό Κόλπο"

Μία κατολίσθηση εύρους κεφαλής 1.8 Km (Εικ.171) , αναπτύχθηκε στην κατωφέρεια δυτικά του δέλτα του Κράθη, μεταξύ των ποταμών Πούντα και Βουραϊκού. Μία εναπομείνουσα ράχη ιζημάτων που διαχωρίζει την κατολίσθηση σε δύο ίσα τμήματα, συνίσταται από ιζήματα με διαφανή ακουστικό χαρακτήρα (TRL) και ασθενείς εσωτερικές ανακλάσεις, υποδηλώνοντας έτσι την παραμόρφωση που υπέστησαν κατά την περιορισμένη ολίσθηση τους. Η ράχη αυτή αποτέλεσε με τη σειρά της περιβάλλον ανάπτυξης μικρών κατολισθήσεων όπως διαπιστώνεται από την ηχογραφία.

Στον Κορινθιακό Κόλπο έχουν πραγματοποιηθεί πάρα πολλές δειγματοληψίες και πυρηνοληψίες κατά τη διάρκεια διάφορων αποστολών. Τα σημαντικότερα συμπεράσματα που προέκυψαν από κάποιες από αυτές τις αποστολές παρατίθενται παρακάτω.

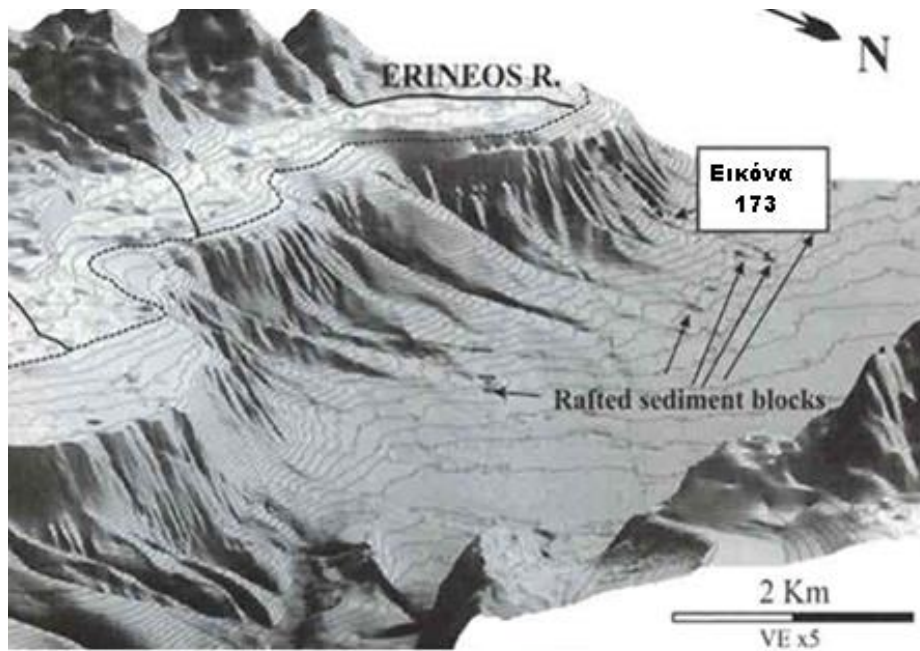
Σύμφωνα με τους Heezen et al. (1966) κατά τη διάρκεια μίας αποστολής στον Κορινθιακό Κόλπο το 1956, αναγνωρίστηκαν τα ιζηματολογικά χαρακτηριστικά της

κρηπίδας, της κατωφέρειας (πλαγιάς) και της πεδιάδας. Καταγράφηκαν για πρώτη φορά κάποια τουρβιδιτικά επεισόδια στην κατώφεια και αναγνωρίστηκαν διαφορετικά περιβάλλοντα ξηματογένεσης. Καταγράφηκαν λαμίνες λιμναίου παλαιοπεριβάλλοντος άρα επιβεβαιώθηκε η παλαιοκλιματική και παλαιογεωγραφική εξέλιξη που υποστηριζόταν από τους επιστήμονες σε θεωρητικό επίπεδο. Επιπροσθέτως, διαπιστώθηκαν θραύσεις που είχαν συμβεί στα υποθαλάσσια καλώδια τηλεπικοινωνίας και ενέργειας που κείτονται στον πυθμένα του Κόλπου.

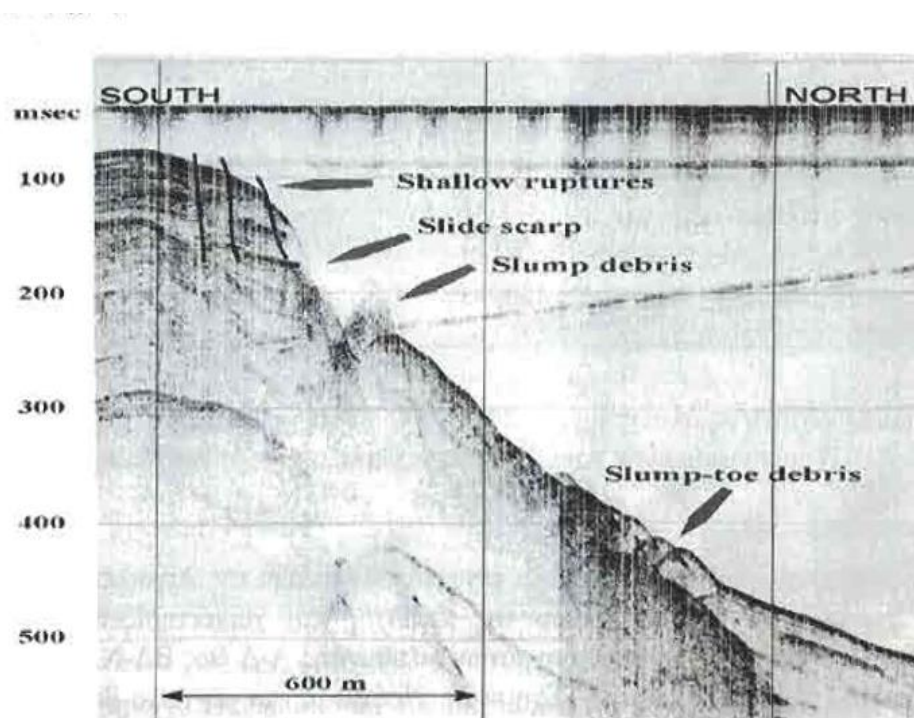
Εν συνεχεία, σύμφωνα με τους *Piper et al.* (1980) τα αποτελέσματα που προέκυψαν από μία αποστολή το 1979 στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο μετά από την κοκκομετρική και ορυκτολογική ανάλυση των ιζημάτων που συλλέχθηκαν, υποδεικνύουν την παρουσία σύγχρονων δελταϊκών ριπιδίων στην περιοχή. Διαπιστώθηκαν διεργασίες διάβρωσης και απόθεσης στις παράκτιες περιοχές και ιζηματογενείς διεργασίες στα προδελταϊκά πλατώ.

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα που προέκυψαν από τις αναλύσεις των πυρήνων ιζημάτων που συλλέχθηκαν κατά την ερευνητική αποστολή του Ελληνικού Κέντρου Θαλασσίων Ερευνών (*Lykousis et al.*, 2007), η οποία έλαβε χώρα τη διετία 2001-2002 στη Δυτική λεκάνη του Κορινθιακού Κόλπου, αναγνωρίστηκαν γεγονότα βαρυτικών μετακινήσεων. Συγκεκριμένα, αναγνωρίστηκαν ροές κορημάτων που εξελίχθηκαν σε τουρβιδιτικές αποθέσεις. Διαπιστώθηκε ότι αυτές οι βαρυτικές μετακινήσεις συνέβησαν εντός των τελευταίων 4-5 χιλιάδων χρόνων. Χρονική περίοδος που συμπίπτει με την άνοδο της στάθμης της θάλασσας και υποδεικνύει τη μεταμόρφωση των χερσαίων δελταϊκών πεδίων της περιοχής σε δελταϊκά ριπίδια

Επίσης διαπιστώθηκε η ύπαρξη σύγχρονων ρυθμών ξηματογένεσης για τα τελευταία 100-120 χρόνια (2.5 mm/έτος) και ότι οι αναφερόμενες βαρυτικές μετακινήσεις προκλήθηκαν από το συνδυασμό α)μεγάλου φόρτου φερτών υλικών από τους ποταμούς που εκβάλλουν στην περιοχή και β)των δύο κύριων μεγάλης έντασης σεισμικών επεισοδίων που συνέβησαν στην περιοχή (1817 και 1861). Εικάζεται ότι οι σεισμοί αυτοί ευθύνονται για τις βαρυτικές μετακινήσεις. Επιπροσθέτως, καταγράφηκαν αδρόκοκες αμμώδεις στρώσεις που ενδεχομένως να οφείλονται στο σεισμό του 1861. Οι αποθέσεις αυτές μπορεί να έχουν προκληθεί είτε από εκδήλωση παλιρροιακού κύματος (*tsunami*) είτε από ροές κορημάτων (Εικ.172,173)

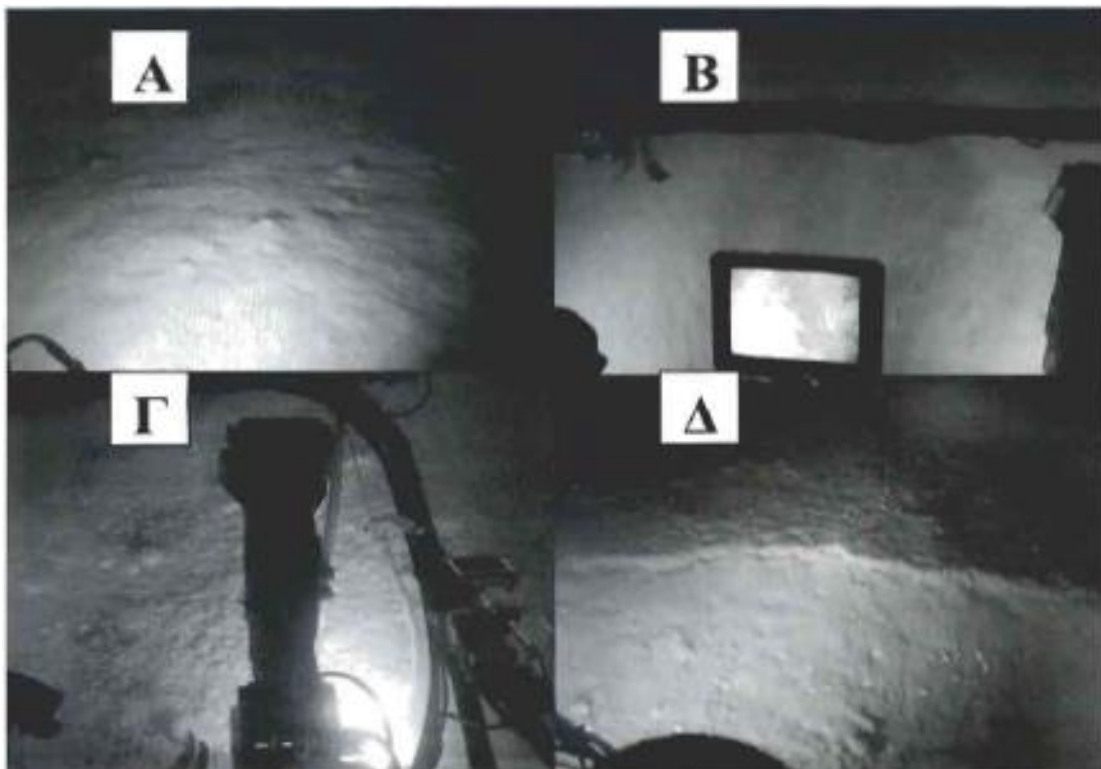


Εικόνα 172: 3D απεικόνιση της υποθαλάσσιας περιοχής της Αιγιάλειας. Πηγή: Lykousis et al., 2007



Εικόνα 173: 3D απεικόνιση της υποθαλάσσιας μορφολογίας της περιοχής της Αιγιάλειας. Πηγή: Lykousis et al., 2007

Επιπροσθέτως με καταδύσεις που έγιναν με το βαθυσκάφος «ΘΕΤΙΣ», διαπιστώθηκε ότι τα κατώτερα πρανή (σε βάθος 200-250 m) των κοιλαδοφαραγγιών παρουσιάζουν διαβρωσιγενή κανάλια τουρβιδιτικών ροών διατομής περίπου 30x30 cm, τα οποία καλύπτονται επιφανειακά από αμμορυτίδες και ότι υπάρχουν κροκάλες ρηχής παράκτιας ζώνης σε βάθη περίπου 100-200m (Εικ.174). Ακόμη, επικρατούν φαινόμενα ασταθούς δομής των ιζημάτων του πυθμένα σε απότομα πρανή (σε βάθος περίπου 50-100 m). Τα παραπάνω αποτελέσματα επιβεβαιώνουν τη σύγχρονη ροή ιζηματογενούς υλικού από τη ρηχή παράκτια ζώνη προς τα βαθύτερα τμήματα της Δυτικής λεκάνης του Κορινθιακού Κόλπου.

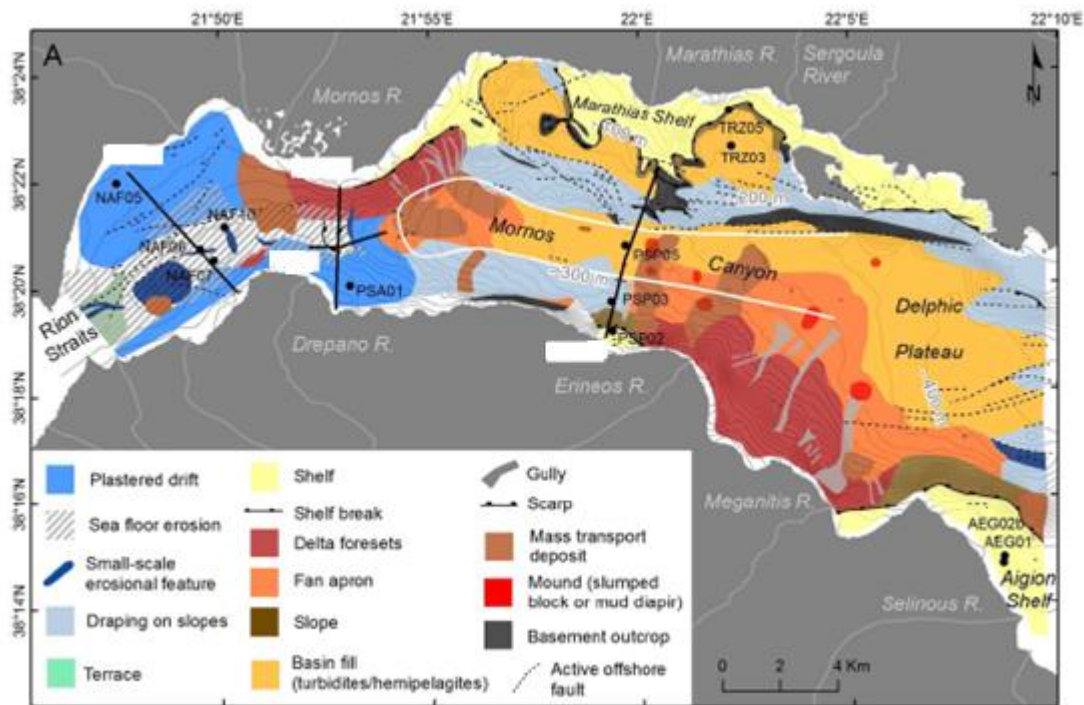


Εικόνα 174: Αντιπροσωπευτικές Φωτογραφίες από τα πρανή του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου (περιοχή Αιγιαλείας), Α)κροκάλες ρηχής παράκτιας ζώνης σε βάθη περίπου 100-200m Β) διαβρωσιγενή κανάλια τουρβιδιτικών ροών που καλύπτονται από αμμορυτίδες Γ) κροκάλες ρηχής παράκτιας ζώνης σε βάθη περίπου 100-200m Δ)ασταθής δομή των ιζημάτων του πυθμένα σε απότομο πρανή (σε βάθος περίπου 50-100m). Πηγή: Lykousis et al., 2007

Σε έρευνα που διενήργησε το Πανεπιστήμιο Πατρών, το 2014, στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο, συλλέχθηκαν πυρήνες ιζήματος από τις αναλύσεις των οποίων αναγνωρίστηκε ημιπελαγική ακολουθία πηλιτικών και ιλυωδών ιζημάτων, υψηλής συγκέντρωσης σε φυσικά ραδιονουκλίδια και με κυρίαρχα τα φυλλοπυριτικά ορυκτά, η οποία διακόπτεται από την παρουσία πολλών αμμωδών τουρβιδιτικών οριζόντων.

Αναγνωρίστηκε επίσης η παρουσία φυτικών υπολειμμάτων που υποδεικνύει τον επεισοδιακό χαρακτήρα απόθεσης των οριζόντων αυτών. Έγινε προσπάθεια χρονικής αντιστοίχισης 6 τουρβιδιτών του 1^{ου} πυρήνα και 4 τουρβιδιτών του 2^{ου} πυρήνα με σεισμικά γεγονότα. Εικάζεται ότι οι σεισμικοί τουρβιδίτες που φαίνεται να κυριαρχούν σχετίζονται με επεισόδια αυξημένων παροχών ιζημάτων από τους ποταμούς που εκβάλλουν στην περιοχή (κυρίως ο Μόρνος και ο Ερινεός), ενδεχομένως μετά από κάποιο εκτεταμένο μετεωρολογικό φαινόμενο.

Οι *Beckers et al.* (2016) παρουσιάζουν κάποια αποτελέσματα που προέκυψαν μέσω σεισμικής στρωματογραφίας και αναλύσεων ιζημάτων πυρήνων, οι οποίοι ανασύρθηκαν από το Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο. Σκοπός τους ήταν να διερευνήσουν την πιθανή επίδραση των ρευμάτων του πυθμένα στις Ολοκαινικές αποθέσεις.

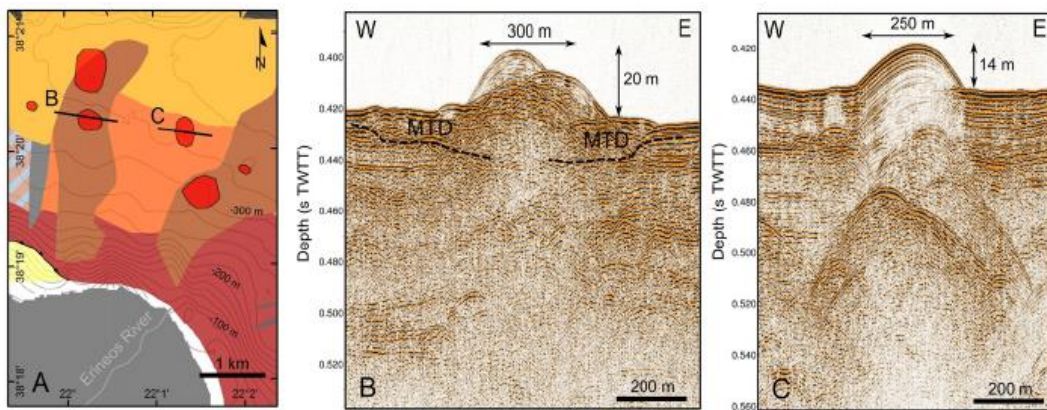


Εικόνα 175: Μορφολογικός και Ιζηματολογικός Χάρτης των Ολοκαινικών αποθέσεων στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο με βάση σεισμικά προφίλ και πυρήνες ιζημάτων. Πηγή :Beckers et al., 2016

Ανατολικά της νοητής γραμμής που ενώνει το Μόρνο με το Δρέπανο (Εικ.175), διεργασίες βαρύτητας όπως υποθαλάσσιες κατολισθήσεις και τουρβιδιτικά ρεύματα φαίνεται να παίζουν σημαντικό ρόλο στη μεταφορά ιζημάτων (*Lykousis et al.* (2007a)), (*Ferentinos et al.* (1988)) περισσότερο από ότι τα ρεύματα πυθμένα. Ωστόσο, μέσω ραδιοχρονολογήσεων ¹⁴C (AMS) που πραγματοποιήθηκαν κυρίως στα ιζήματα που ανασύρθηκαν από τις υποθαλάσσιες περιοχές των Τριζονίων, του Μόρνου, του Αιγίου

και του Ερινεού υποδεικνύεται ότι τα ρεύματα πυθμένα επηρεάζουν την ιζηματογένεση ανακατευθύνοντας τους κόκκους κατά τη διάρκεια ή λίγο μετά την απόθεσή τους.

Επίσης, αναγνώρισαν την παρουσία 11 δομών που μοιάζουν με αναχώματα τοποθετημένα κυρίως στην περιοχή ριπιδίων του Ερινεού ποταμού αλλά και σε άλλα σημεία του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου (Εικ.176). Περιγράφοντας το σχήμα τους θεωρείται ότι έχουν διάμετρο 100-750 m και ύψος 4-20 m.

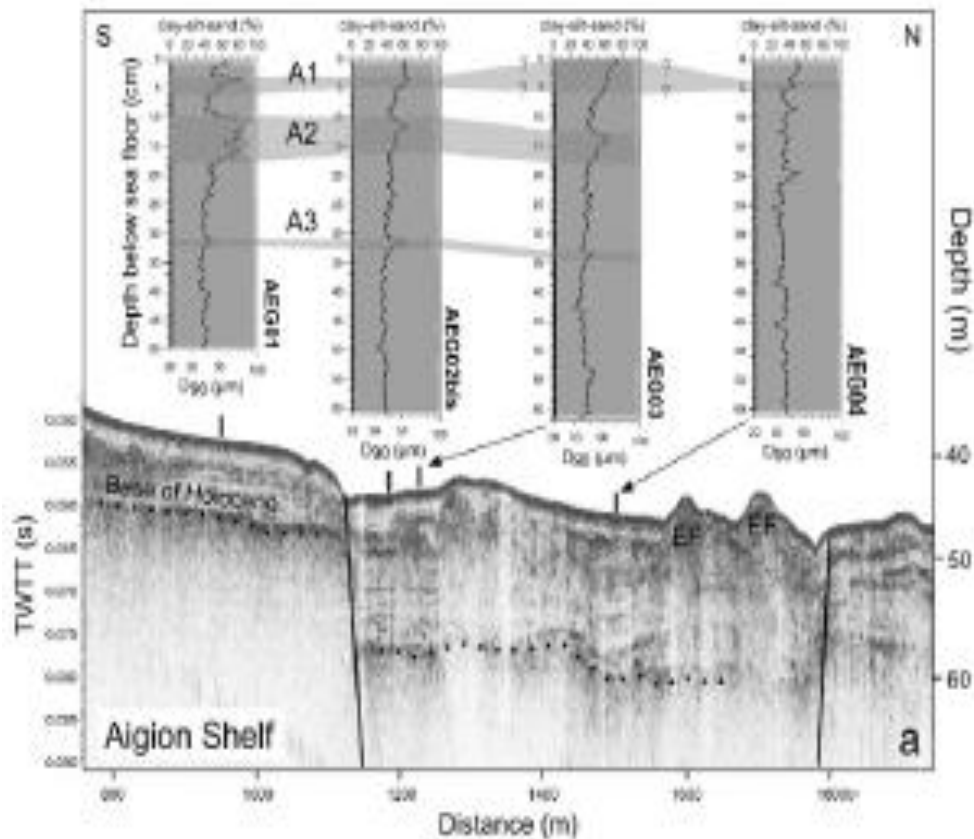


Εικόνα 176: Α)Χάρτης Απεικόνισης και Β)σεισμικά προφίλ δύο δομών που απαντώνται στο πρόδελτα του Ερινεού ποταμού. Πηγή: Beckers at al.,2016

Έχουν προταθεί δύο υποθέσεις για τη δημιουργία τους. Πρώτον ότι μπορεί να είναι μεγάλα τεμάχια ιζημάτων που κατέρρευσαν από απότομες δελταϊκές πλαγιές και δεύτερον ότι αποτελούν τις κορυφές ηφαιστειών λάσπης που έχουν προκληθεί από υπερπίεση. Φαίνεται να επικρατεί η δεύτερη εκδοχή.

Σύμφωνα με τους Beckers et al. (2017), μετά την ανάλυση που πραγματοποιήθηκε σε πυρήνες ιζημάτων που ανασύρθηκαν από τη θαλάσσια περιοχή γύρω από την υφαλοκρηπίδα του Αιγίου, αυτή η περιοχή χαρακτηρίζεται από δομές διαφυγής υγρού κατά μήκος του τοιχώματος που βρίσκεται στο ρήγμα του Αιγίου (Εικ.177). Γεγονός που επηρεάζει τη διαδικασία της ιζηματογένεσης και υποδεικνύει ρευστοποιήσεις. Οπτικά τα ιζήματα των πυρήνων συνίστανται από ομογενή πράσινη-καφέ ιλύ. Με βάση την κοκκομετρία επιβεβαιώνεται η επικράτηση της ιλύος.

Ωστόσο αναγνωρίζονται και 3 στρώματα αποτελούμενα από πιο χονδρόκοκκα ιζήματα θεωρούμενα ως επεισοδιακές αποθέσεις. Σε κάποια σημεία, διαφορετικού βάθους, φάνηκαν κενά, χωρίς ύπαρξη ιζημάτων, υποδεικνύοντας βιοσυσσώρευση ζωικών οργανισμών.

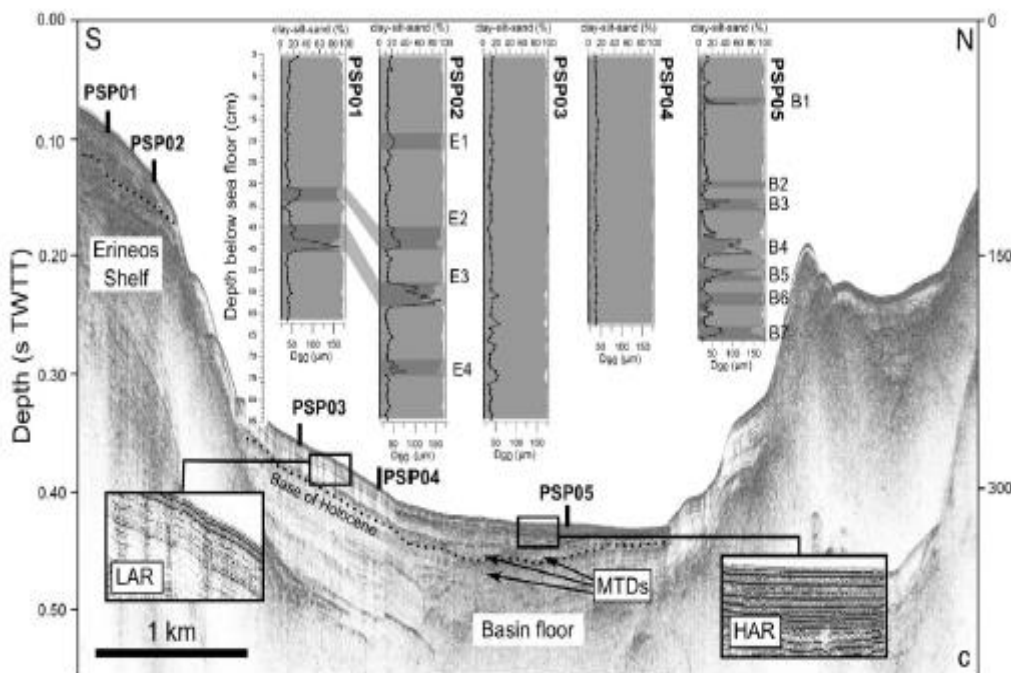


Εικόνα 177: Σεισμικό προφίλ από πηγή 3.5kHz της περιοχής της υφαλοκρηπίδας του Αιγίου (EF=escape feature). Πηγή: Beckers et al., 2017

Μετά από πιο αναλυτική μελέτη των ιζημάτων των πυρήνων, με χρήση ακτίνων X, διαπιστώθηκε ότι είναι πολύ πιθανό να έχει συμβεί κάποια κατάρρευση. Το 1ο επεισόδιο απόθεσης αποτελείται από 5-20% άμμο. Κάποιοι κόκκοι μεγάλου μεγέθους που αναγνωρίστηκαν ήταν ασθενώς αμβλυμένοι, υποδεικνύοντας μεταφορά τους από ποτάμια συστήματα και όχι από την ακτή. Το 2ο επεισόδιο δεν αναγνωρίστηκε σε όλους τους πυρήνες, άρα ήταν τοπικής κλίμακας. Το 3ο δείχνει να μοιάζει με το 1ο.

Με την εις άτοπον επαγωγή κατέληξαν στο ότι γενεσιουργός αιτία του 1ου επεισοδίου και διεργασιών διάβρωσης που αναγνωρίστηκαν ήταν κάποιο από τα παλιρροιακά κύματα (tsunamis) που συνέβησαν τα έτη 1963, 1995 ή 1996.

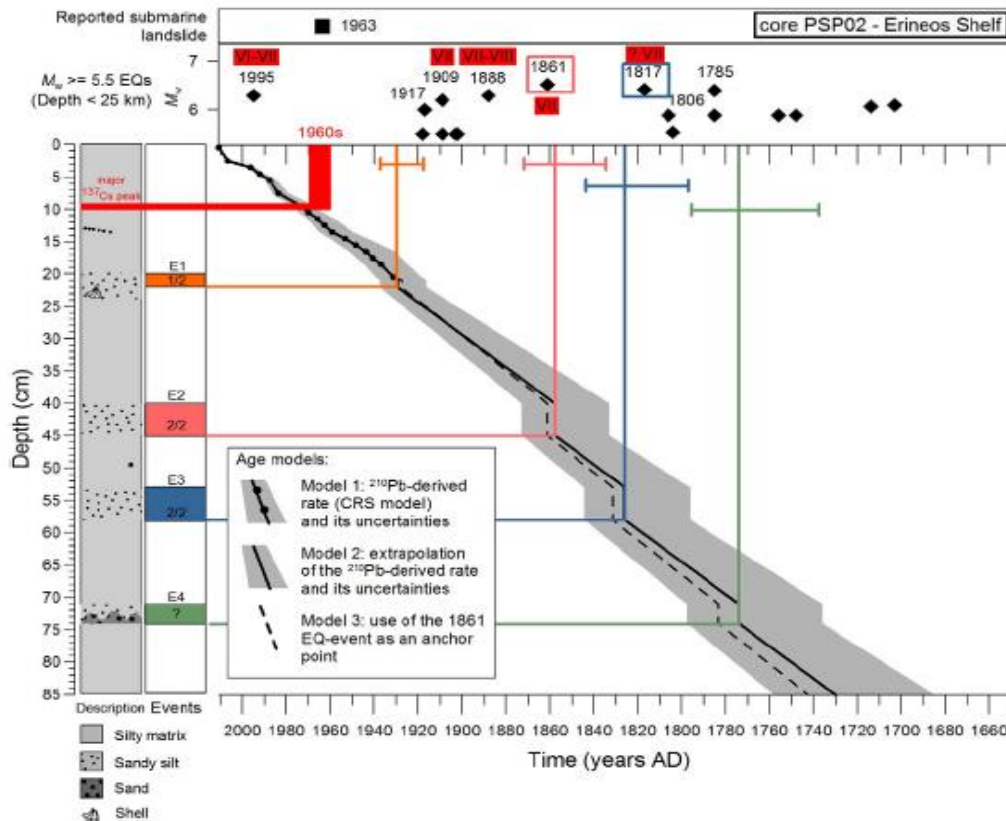
Τα παραπάνω επιβεβαιώνονται και από τα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών που απαντώνται εκεί (Εικ.168). Συγκεκριμένα, τα υποφάραγγια 7 και 8 που βρίσκονται εκατέρωθεν του Αιγίου χαρακτηρίζονται κοίλα (*concave*) υποδηλώνοντας διεργασίες διάβρωσης, μεταφορά των ιζημάτων λόγω βαρύτητας και απότομα τοιχώματα ενδεχομένως λόγω καταρρέυσεων. Επίσης είναι εμφανής η άμεση σύνδεση του υποφαραγγιού 8 με ποτάμιο σύστημα από το οποίο μεταφέρονται τα ιζήματα.



Εικόνα 178: Σεισμικό προφίλ από sparker 3.5kHz της περιοχής μπροστά από τις εκβολές του Ερινεού ποταμού (LHR=low amplitude reflections, HAR=high amplitude reflections)Πηγή: Beckers et al., 2017

Πυρήνες ανασύρθηκαν και από τη θαλάσσια περιοχή γύρω από την υφαλοκρηπίδα του Ερινεού (Εικ.178). Αναγνωρίστηκαν γκρι-καφέ ιλύς και 4 στρώματα αποτελούμενα από πιο χονδρόκοκκα ιζήματα. Το 1ο στρώμα είναι το πιο λεπτό (2 cm). Παρόλο που φαίνεται να έχει κόκκους λίγο μεγαλύτερου μεγέθους από τα ανώτερα και κατώτερα ημιπελαγικά ιζήματα μέσα στον πυρήνα, τα χημικά του χαρακτηριστικά δε διαφέρουν. Το 2ο στρώμα είναι πιο πυκνό (4 cm) και χαρακτηρίζεται από απότομη αυξομείωση του μεγέθους των κόκκων μεταξύ της βάσης και της κορυφής του.

Κυρίως αποτελείται από υπολείμματα χερσαίων φυτικών οργανισμών και *charcoals*. Το 3ο στρώμα είναι το πιο πυκνό (5 cm) και αποτελείται από τα πιο χονδρόκοκκα ιζήματα (*lithics* ~ 3/4, υπολείμματα φυτικών οργανισμών ~1/4 και κελύφη). Το 4ο στρώμα έχει βάση από σκουρόχρωμη γκρι άμμο επικαλυπτόμενη από ιζήματα που μοιάζουν με των υπόλοιπων τριών στρωμάτων.



Εικόνα 179: Καταγραφή Ιζημάτων για την περιοχή που εκβάλλει ο Ερινεός ποταμός και υποθαλάσσιες /παράκτιες κατολισθήσεις και μεγάλου μεγέθους σεισμοί στην περιοχή. Πηγή: Beckers et al., 2017

Προσπαθώντας να πραγματοποιήσουν μία αντιστοιχία μεταξύ της παρουσίας αυτών των στρωμάτων και των αιτιών που τα δημιούργησαν (Εικ.179), οι Beckers et al. (2017) κατέληξαν ότι ενδεχομένως το 1ο επεισόδιο να οφείλεται στο σεισμό του 1917 μεγέθους 6 βαθμών της κλίμακας Ρίχτερ παρόλο που το επίκεντρο ήταν 30 Km μακριά. Σε αυτή τη διαπίστωση συνέβαλε το ότι, σύμφωνα με τους Lykousis et al. (2009), περιστροφικές κατολισθήσεις μπορεί να λαμβάνουν χώρα στις προδελταϊκές κατωφέρεις μικρής κλίσης (0.5 - 2°) του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου μετά από ταρακούνημα μετρίου μεγέθους.

Η πιο πιθανή αιτία μεταφοράς των ιζημάτων του 2ου στρώματος είναι η υπέρπυκνη ροή από ποτάμιο σύστημα. Λόγω της παρουσίας πολλών φυτικών υπολειμμάτων στα ιζήματα του στρώματος αυτού, θεωρείται ότι μετά τον σεισμό του 1861, έλαβε χώρα κάποια κατολίσθηση που προμήθευσε το ποτάμιο σύστημα με φυτικούς οργανισμούς και εν συνεχεία μέσω των υποθαλάσσιων υποφαραγγίων αυτή η ροή κατέληξε στον πυθμένα της θάλασσας (Εικ.179). Το 3ο επεισόδιο εικάζεται ότι οφείλεται στο σεισμό του 1817 και το 4ο λόγω της υψηλής συγκέντρωσης οργανικών καταλοίπων σε κάποια υπέρπυκνη ροή. Στην περιοχή αυτή, ανατολικά του Ερινεύου, απαντώνται τα υποθαλάσσια υποφαραγγία 1-4 (Εικ.168). Στην πλειοψηφία τους είναι *V-shaped*, επιβεβαιώνοντας ότι στην περιοχή υπάρχουν ενεργά ρήγματα και επικρατεί έντονη διάβρωση, ενδεχομένως λόγω κατολισθήσεων και παρουσιάζουν τελικά μικρές κλίσεις στην κατωφέρεια ($<2^\circ$).

Επιπτώσεις της Μετακίνησης Ιζημάτων στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο – Αποσταθεροποίηση Πρανών

Η παρουσία των υποθαλάσσιων υποφαραγγίων και των υπολοίπων χαραδρώσεων μικρότερου μεγέθους σε όλη την παράκτια ζώνη του νότιου περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου είναι ένας πάρα πολύ σημαντικός παράγοντας για την αποσταθεροποίηση των υφαλοπρανών της περιοχής.

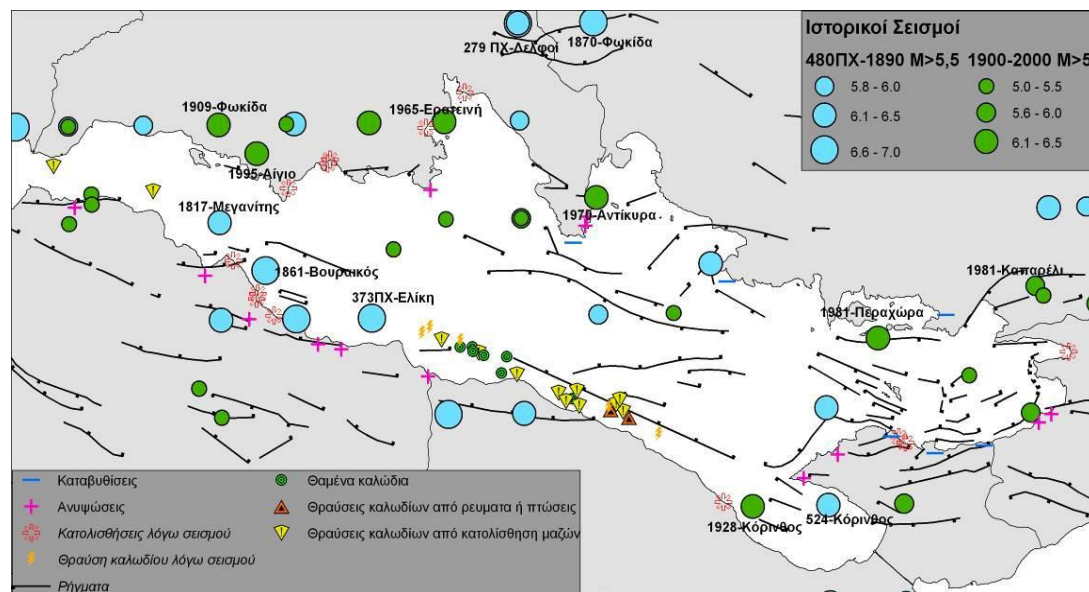
Οι αποθέσεις των ιζημάτων που προέρχονται από τα ποτάμια συστήματα της Βόρειας Πελοποννήσου δεν είναι εφικτό να παραμείνουν στην υφαλοκρηπίδα. Ούτως ή άλλως σε πολλές περιοχές η υφαλοκρηπίδα είναι ανύπαρκτη. Αλλά μέσω των χαραδρώσεων οδεύουν προς τη βαθύτερη λεκάνη του Κορινθιακού Κόλπου συμπαρασύροντας και ιζήματα που βρίσκονται σε μικρότερα βάθη, όπως έχει διαπιστωθεί από αναλύσεις που έχουν πραγματοποιηθεί στα ιζήματα πυρήνων που έχουν συλλεχθεί με πυρηνολήπτες (στα επιφανειακά ιζήματα του πυθμένα) ή δειγματολήπτες (στα επιφανειακά νερά). Συνεπώς το πρόβλημα της αποσταθεροποίησης των υφαλοπρανών επιδεινώνεται.

Επίσης κατά μήκος των υποθαλάσσιων χαραδρώσεων και υποφαραγγίων, τα οποία έχουν σε πολλές περιπτώσεις απότομα τοιχώματα μεγάλων κλίσεων, λαμβάνουν χώρα πολλές καταρρεύσεις που οφείλονται είτε στη βαρύτητα (κατολισθήσεις) είτε στην αύξηση της πίεσης των πόρων των ιζημάτων (ρευστοποιήσεις). Σύμφωνα με τα αποτελέσματα των ερευνών των *Lykousis et al.* (2007) κατά τη διάρκεια των καταρρέσεων αυτών μεγάλες ποσότητες άμμου της παράκτιας ζώνης μεταφέρονται

με μορφή επεισοδιακών τουρβιδιτικών ροών και αποτίθενται στη βαθύτερη λεκάνη του Κορινθιακού Κόλπου.

Επιπροσθέτως, σε ακτινογραφίες πυρήνων ιζημάτων που συλλέχθηκαν από τη Δυτική λεκάνη του Κορινθιακού Κόλπου σε συνδυασμό με ραδιοχρονολογήσεις (^{14}C -AMS) διαπιστώθηκε ότι, τα τελευταία 2-3 χιλιάδες χρόνια, έχουν εντοπισθεί διαστρώσεις άμμου ορισμένων εκατοστών που αποδίδονται σε τουρβιδιτικές αποθέσεις στις οποίες περιέχονται αμμώδη ιζήματα προερχόμενα από την παράκτια ζώνη.

Καταβυθίσεις ακτών που έχουν αναφερθεί στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο, από αρχαιοτάτων χρόνων, σχετίζονται με κατολισθήσεις που προέκυψαν μετά από σεισμούς ή έντονες βροχοπτώσεις. Για παράδειγμα, το 373π.Χ. ένας ισχυρός σεισμός καταβύθισε την αρχαία πόλη Ελίκη καθώς και μία μικρότερη πόλη στη θέση της σημερινής πόλης Βούρα (Εικ.180).



Εικόνα 180: Συνθετικός Χάρτης Γεωλογικής Επικινδυνότητας (Heezen et al., 1966; Ferentinos et al., 1988; Ambraseys and Jackson, 1997; Stefatos et al., 2002; Moretti et al., 2003; Bell et al., 2009)
Πηγή: Γεωδυναμικό Ινστιτούτο, Εθνικό Αστεροσκοπείο

Οι Leonard et al. (1988) βασίζόμενοι στις καταγραφές του Πausanias αλλά και σε γεωτεχνικές αναλύσεις δυνατότητας ή μη ανάπτυξης υγροποίησης (*liquefaction*) στην πιθανή θέση της Ελίκης, συμπέραναν ότι η αρχική κατάπτωση της πόλης προκλήθηκε από προσεισμικές δονήσεις και ενδεχομένως να σχετιζόταν και με φαινόμενα υγροποίησης και εν συνεχεία ο κύριος σεισμός ενεργοποίησε μία μεγάλη κατολίσθηση που καταβύθισε την πόλη στον Κόλπο. Η αρχαία πόλη Ελίκη ακόμα δεν έχει εντοπισθεί.

Το 1861 ένας ισχυρός σεισμός προκάλεσε την καταβύθιση ενός μεγάλου μέρους της παράκτιας ζώνης μεταξύ των ποταμών Σελινούντα και Βουραϊκού, έκτασης περίπου 125 Km (Εικ.180) . Θεωρείται ότι λόγω υψηλής πίεσης των πόρων κατά τη διάρκεια του σεισμού, προκλήθηκαν υδραυλικές θραύσεις αμμωδών εδαφών. Η καταβύθιση αυτή δεν οφείλεται απαραίτητα σε υγροποίηση αλλά πιο πιθανά σε ολίσθηση πάνω σε στρώμα αργίλων.

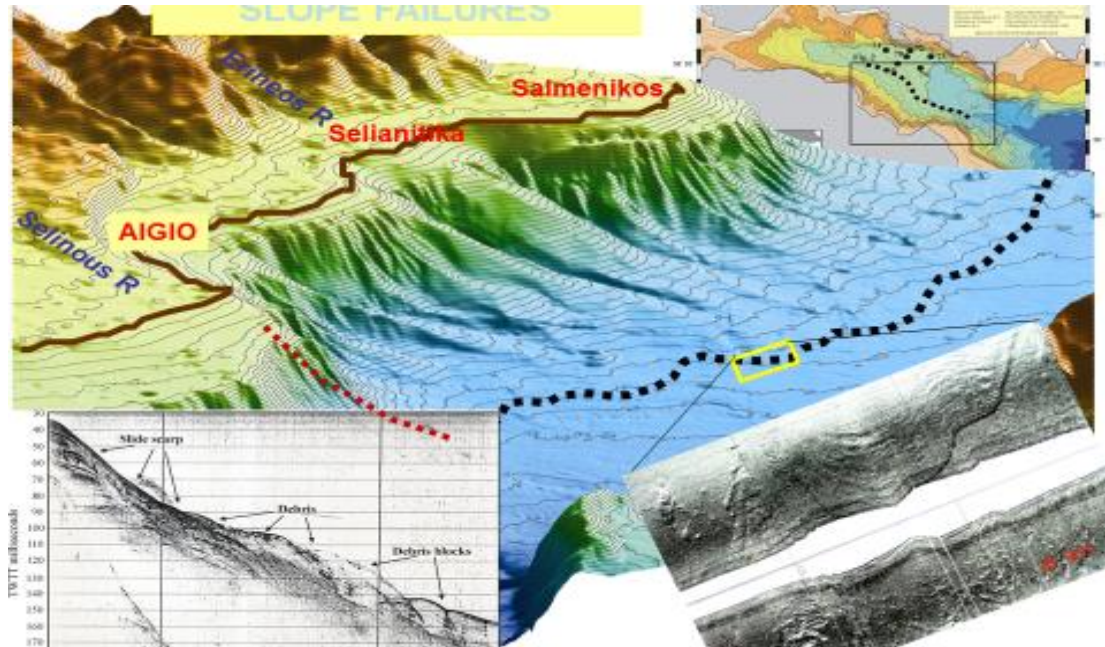
Σύμφωνα με πρόσφατες εκτιμήσεις, μετά το σεισμό του 1861 μεγάλες ποσότητες ιζημάτων όγκου $0.6 \times 10^6 m^3$ κατέληξαν στον πυθμένα της βαθύτερης λεκάνης. Το γεγονός αυτό έχει ως αποτέλεσμα την περαιτέρω διάβρωση των ιζημάτων του πυθμένα στα πρηνή και την κατάληξη μεγάλης ποσότητας ιζημάτων στη βαθύτερη λεκάνη, τα οποία έχουν κατολισθήσει από τις χαραδρώσεις ενώ συντελέστηκε περαιτέρω ανάπτυξη παράκτιων κοιλαδοφαραγγιών τα οποία διακόπτουν τη σύγχρονη παράκτια απόθεση της άμμου οδηγώντας μεγάλες ποσότητες κοκκωδών ιζημάτων προς τα βαθύτερα.

Η επαναλαμβανόμενη δράση των «οπισθόδρομων» κατολισθητικών φαινομένων έχει διαχρονικά οδηγήσει στη σταδιακή οπισθοχώρηση του ορίου της ηπειρωτικής πλατφόρμας και την ελαχιστοποίηση του εύρους της παράκτιας ζώνης με χαρακτηριστικότερο παράδειγμα την περιοχή ανοικτά των ακτών της Αιγιαλείας.

Η υποθαλάσσια ηπειρωτική πλατφόρμα ανοικτά των ακτών της Αιγιαλείας αποτελεί συνέχεια του χερσαίου δελταϊκού πεδίου της περιοχής και χαρακτηρίζεται από την παρουσία σημαντικού αριθμού ενεργών ρηγμάτων με διεύθυνση Α-Δ έως ΒΔ-ΝΑ. Πρόκειται για ρήγματα βαρύτητας με συνολικά άλματα της τάξης των λίγων μέτρων έως λίγων δεκάδων μέτρων, τα οποία διακόπτουν τη συνέχεια τόσο των πιο πρόσφατων δελταϊκών ιζημάτων όσο και του βυθού, δημιουργώντας ευδιάκριτες μορφολογικές ανωμαλίες στην επιφάνεια της πλατφόρμας.

Ορισμένα από αυτά εντοπίζονται στις περιοχές Τρυπιά, Τέμενη, Βαλλημίτικα, όπου καταγράφηκαν φαινόμενα υποχώρησης ακτών, ρευστοποιήσεων και καθιζήσεων (Lekkas et al., 1997). Τα παραπάνω κατά πάσα πιθανότητα σχετίζονται με το σεισμό που εκδηλώθηκε το 1995 με επίκεντρο το Αίγιο.

Οι υποθαλάσσιες κατολισθήσεις που καταγράφηκαν εντοπίζονται στην περιοχή ανάμεσα στις εκβολές των ποταμών Σελινούντα και Μεγανείτη (Εικ.181) αλλά και στον Κόλπο της Ερατεινής στο βόρειο περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου.

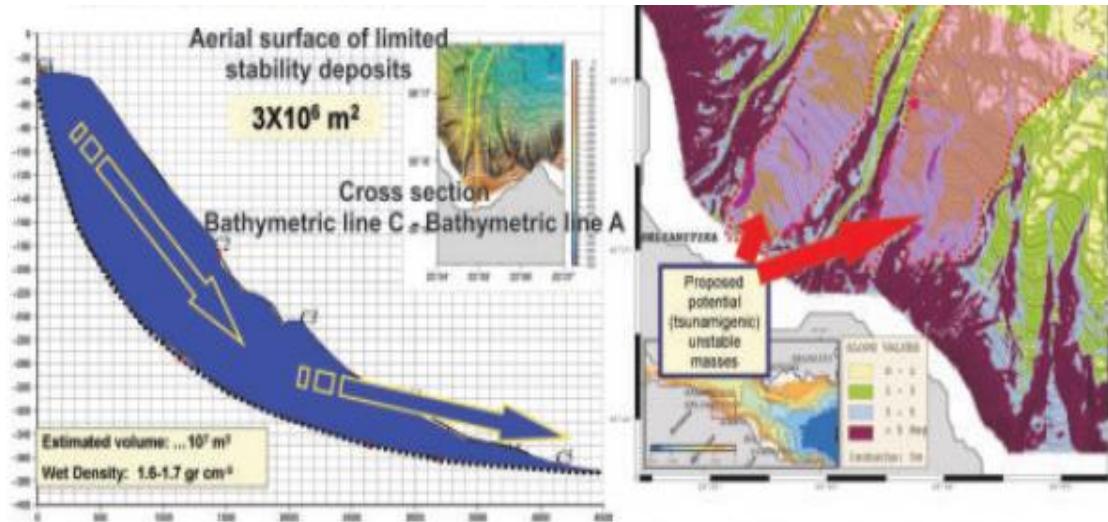


Εικόνα 181: Υποθαλάσσιες Καταρρεύσεις σχετιζόμενες με Ολοκαινικές αποθέσεις δελταϊκών ριπιδίων.
Πηγή: Lykoysis et al., 2007

Επιπροσθέτως, όπως έχει ήδη αναφερθεί, το υδροδυναμικό καθεστώς εντός ενός υποθαλάσσιου φαραγγιού είναι ιδιαίτερο. Αν είναι μικρού εύρους μπορεί να ενισχυθεί η ροή του νερού που εισέρχεται σε αυτό. Το γεγονός αυτό σε συνδυασμό με τη γεωμετρία του Κόλπου, ενδεχομένως να ερμηνεύει την εκδήλωση πολλών παλιρροιακών κυμάτων (*tsunamis*) στον Κορινθιακό Κόλπο.

Κάποια από τα παλιρροιακά κύματα που έχουν καταγραφεί στο παρελθόν έχουν ενεργοποιηθεί από κάποιο σεισμό μετά από εκτεταμένη κατολίσθηση. Ωστόσο υπάρχουν και κάποια περιστατικά παλιρροιακών κυμάτων για την ενεργοποίηση των οποίων δεν ευθύνεται κάποιο σεισμικό γεγονός αλλά κάποια ενεργοποίηση κατολίσθησης λόγω βαρύτητας. Σχετικό επεισόδιο έλαβε χώρα τον Αύγουστο του 2008 στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο και συγκεκριμένα στα παράλια του Αιγίου (νότιο περιθώριο) και της Φωκίδας (βόρειο περιθώριο). Σεισμικό γεγονός για την ενεργοποίηση του *tsunami* δεν υπήρξε και αφού αποκλείστηκαν οι υπόλοιποι πιθανοί τρόποι ενεργοποίησης, θεωρείται ότι αιτία ήταν κάποια υποθαλάσσια κατολίσθηση.

Στηριζόμενοι σε κάποιες γραφικές εκτιμήσεις πιθανών καταρρεύσεων ιζημάτων με συνέπεια πιθανή εκδήλωση *tsunami* (Εικ.182), εκτιμάται ότι κατάρρευση πάνω από 10^6 - $10^7 m^3$ ασταθών ιζημάτων μπορεί να ενεργοποιήσουν *tsunami* ύψους τουλάχιστον $5 m$ λαμβάνοντας υπόψη το μικρό βάθος και την εγγύτητα στην ακτή.

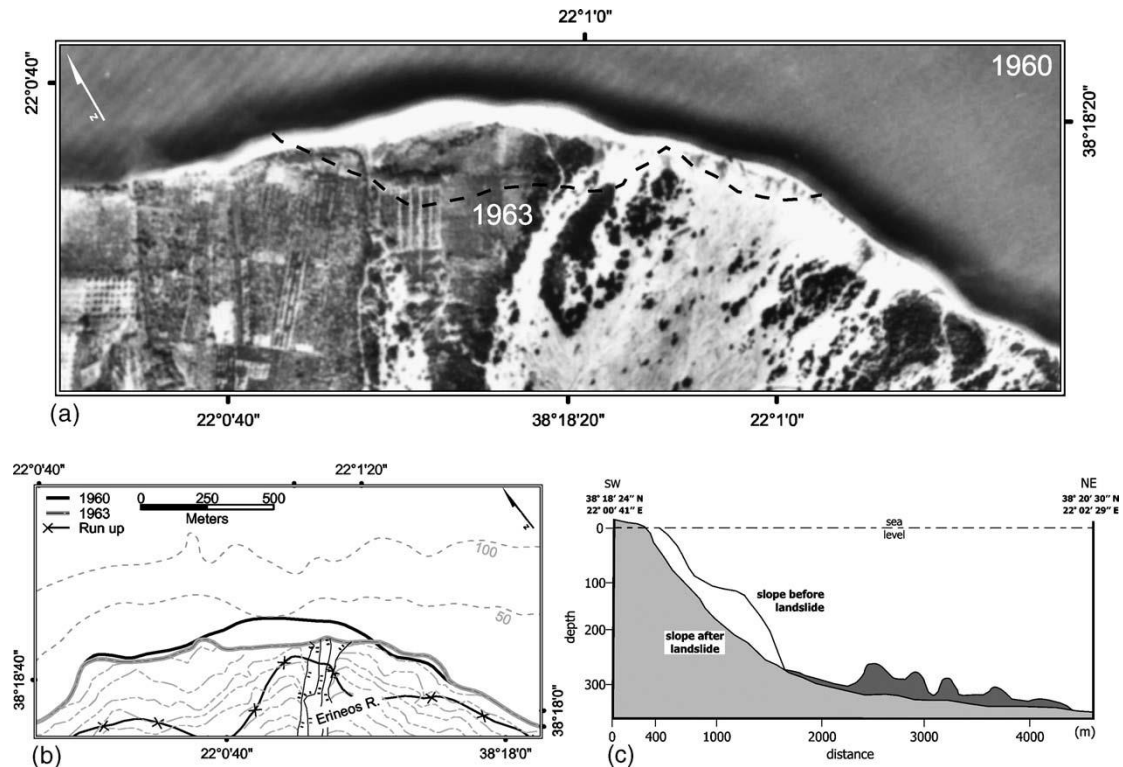


Εικόνα 182: Γραφικές Εκτιμήσεις πιθανών καταρρεύσεων ιζημάτων με συνέπεια πιθανό *tsunami* χρησιμοποιώντας *multibeam bathymetry*. Πηγή: Lykousis et al

Όποια και να είναι η αφορμή εκδήλωσης ενός παλιρροιακού κύματος, οι καταστροφές που προκαλεί στην παράκτια ζώνη της περιοχής είναι έντονες. Σύμφωνα με τον καθηγητή Παπαθεοδώρου Γεώργιο, η υποθαλάσσια κατολίσθηση που πραγματοποιήθηκε το 1963 στην Τ.Κ. Καμαρών Αιγιάλειας, δημιούργησε ένα σημαντικό τσουνάμι όπου καταγράφηκαν καταστροφές σπιτιών και ένας ή δυο νεκροί. Ένα μεγάλο κομμάτι του δέλτα κατολίσθησε στη θάλασσα (Εικ.183).

Αν αυτό γινόταν σήμερα στην παράκτια ζώνη της Άκολης θα είχαμε χιλιάδες νεκρούς και θα είχε καταστραφεί μεγάλος μέρος της παράκτιας ζώνης, διότι το 1963 η παράκτια ζώνη δεν ήταν πυκνοκατοικημένη.

Σύμφωνα με μία ημι-εμπειρική εξίσωση που χρησιμοποιήθηκε από τους Watts et al. (2003) και η ισχύς της οποίας επιβεβαιώθηκε από το επαρκώς μελετημένο παλιρροιακό κύμα (*tsunami*) που εκδηλώθηκε το 1963, εκτιμάται ότι μία υποθαλάσσια κατολίσθηση παρόμοιου μεγέθους με όσες έχουν συμβεί έως τώρα στον Κορινθιακό Κόλπο μπορεί να προκαλέσει παλιρροιακό κύμα (*tsunami*) ύψους από $1 m$ έως και $4 m$.



Εικόνα 183: α)Αεροφωτογραφία του στομίου του Ερινέου ποταμού που λήφθηκε το 1963 πριν την παράκτια κατολίθωση. Η διακεκομμένη γραμμή υποδεικνύει την ακτογραμμή μετά την κατολίθωση β)Τοπογραφικός Χάρτης της περιοχής που δείχνει την πορεία και το ύψος του παλιρροιακού κύματος (tsunami), γ)Βαθυμετρικό προφίλ της θαλάσσιας περιοχής μπροστά από το στόμιο του ποταμού Ερινέου που δείχνει το άλμα της υποθαλάσσιας επιφάνειας μετά το παλιρροιακό κύμα (tsunami). Πηγή: Galanopoulos et al., 1964

Τα φυσικά αυτά φαινόμενα έχουν σημαντική επίδραση στην παράκτια δυναμική των ιζημάτων και καθορίζουν τη μορφολογία της παράκτιας ζώνης. Μέσω των μορφολογικών και ιζηματολογικών ερευνών που διενεργούνται τα τελευταία χρόνια γίνεται προσπάθεια ποσοτικοποίησης της στερεομεταφοράς. Εκτιμάται ότι ποσότητες άμμου έως $0.6 \times 10^6 \text{ m}^3$ είναι δυνατόν να μεταφέρονται μέσω τουρβιδιτικών επεισοδίων προς τη λεκάνη του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου σε χρονικό ορίζοντα συχνότητας 200-300 χρόνια. Μικρότερες ποσότητες άμμου αλλά και χαλίκων -κροκαλών μπορεί να διασπείρονται στα υφαλοπρανή με μεγαλύτερη συχνότητα.

Το Υπουργείο Υποδομών έχει ήδη εντάξει στο πρόγραμμα δημοσίων επενδύσεων έργο με προϋπολογισμό 5.500.000,00 ευρώ, για τη μελέτη των φαινομένων διάβρωσης στην ακτογραμμή του Κορινθιακού κόλπου. Έργο ιδιαίτερης σημασίας για τους κατοίκους των περιοχών αυτών που ανά τακτά χρονικά διαστήματα αντιμετωπίζουν τις συνέπειες των φυσικών διεργασιών που συμβαίνουν στο μέτωπο της παράκτιας ζώνης. Έχει αποδειχθεί ότι η τοπική επίλυση των προβλημάτων διάβρωσης, ενδεχομένως με κατασκευή προβόλων, δεν αποφέρει μόνιμα αποτελέσματα και ίσως επιδεινώνει το

πρόβλημα σε γειτονικές περιοχές. Συνεπώς, κρίνεται σκόπιμη μία συνολική μελέτη για όλη την ακτογραμμή του νότιου περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου.

Επιπτώσεις της Μετακίνησης Ιζημάτων σε ανθρώπινες κατασκευές

Η υποθαλάσσια παράκτια περιοχή στα Νικολέϊκα αποτελείται από τα δελταϊκά ιζήματα των ποταμών Κερανεΐτη και Σελινούντα. Αυτά υπέστησαν κατολισθήσεις μετά το σεισμό του 1995 με επίκεντρο το Αίγιο. Οι συγκεκριμένες κατολισθήσεις ενεργοποιήθηκαν από ρευστοποιημένους ορίζοντες.



*Εικόνα 184: Παραλιακή ζώνη στα Νικολέϊκα μετά το σεισμό του 1995.
Πηγή: <http://www.elekkas.gr/menu11h/sc-photos/g1995/aigio95.html>*

Κοντά στις παραλίες της Αιγιάλειας παρατηρήθηκαν τα αποτελέσματα των φαινομένων ρευστοποίησης (Εικ.184), τα οποία δημιουργούνται όταν σεισμικές δονήσεις χαλούν τη συνοχή λεπτόκοκκων εδαφών πλούσιων σε άμμο και νερό, με αποτέλεσμα να συμπεριφέρονται ως υγρά. Συνεπώς πολλές προβλήτες και παράκτιες κατασκευές καταβυθίστηκαν (Εικ.185). Παρατηρήθηκε λόγω του σεισμού αποκόλληση των ακτών σε παραλίες με μεγάλη κλίση, όπου ζώνες με πλάτος μέχρι 50 -70 m ολίσθησαν λόγω του σεισμού προς τη θάλασσα. Προβλήματα προέκυψαν και σε κάποιες υποδομές του λιμένα του Αιγίου (Εικ.186).



Εικόνα 185: Βυθισμένη Προβλήτα έπειτα από το σεισμό του 1995 στην ευρύτερη παραλιακή ζώνη της Αιγιαλείας. Πηγή: <http://www.elekkas.gr/menu11h/sc-photos/g1995/aigio95.html>



Εικόνα 186: Προβλήματα στις υποδομές του λιμανιού του Αγίου προέκυψαν μετά το σεισμό του 1995. Πηγή: <http://www.elekkas.gr/menu11h/sc-photos/g1995/aigio95.html>

Η έντονη διεργασία μετακίνησης ιζημάτων στο νότιο περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου έχει άμεση επίπτωση και σε άλλες ανθρώπινες κατασκευές όπως η θραύση καλωδίων (Εικ.187) καθώς τα ιζήματα (ειδικά η άμμος) που ποντίζονται τελικά στα βαθύτερα νερά προσπερνώντας κάθετα τα υποθαλάσσια υποφαράγγια στην κατωφέρεια του νότιου περιθωρίου, είναι πολύ πιθανό να προκαλέσουν τον ενταφιασμό των καλωδίων που ποντίζονται επάνω στον πυθμένα ή τη θραύση τους.

Η συχνότητα των καταρρεύσεων για μια περίοδο μετρήσεων 73 χρόνων (1884-1957) ήταν μία κάθε δύο χρόνια ενώ οι περισσότερες ζημιές στα καλώδια συνέβησαν μεταξύ των μηνών Οκτώβριο και Μάρτιο (χειμώνας) και αρκετές συνδέθηκαν με έντονες καταιγίδες (Ferentinos et al, 1988).



Εικόνα 187: Υποθαλάσσια Καλώδια στον Κορινθιακό Κόλπο και οι θραύσεις που έχουν σημειωθεί. Πηγή: Σεργίου Σπυρίδων, Σύγχρονες Διεργασίες Ιζηματογένεσης στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο, Εργαστήριο Θαλάσσιας Γεωλογίας και Φυσικής Ωκεανογραφίας, Πανεπιστήμιο Πατρών

Το πρώτο καλώδιο ποντίστηκε το 1884, το δεύτερο το 1889 και το τρίτο το 1901. Συνολικά, πάνω από 60 θραύσεις (κυρίως σπασίματα, ρωγμές και παραμορφώσεις) έχουν καταγραφεί, σύμφωνα με τον Heezen (1966). Οι Ferentinos et al. (1988) μελέτησαν εκτενέστερα τη σχέση μεταξύ βαρυτικών μετακινήσεων και θραύσεων των υποθαλάσσιων καλωδίων στην κρηπίδα και κατωφέρεια του νότιου περιθωρίου του κόλπου (μεταξύ των εκβολών των ποταμών Κράθη και Αγιωργίτικου).

Όσον αφορά στο δυτικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου, η πρώτη θραύση προκλήθηκε από σεισμικό γεγονός (25/8/89) το οποίο πυροδότησε μία εκτεταμένη υποθαλάσσια κατολίσθηση καθώς και τη δημιουργία τουρβιδιτικών ρευμάτων και αποθέσεων οι οποίες προκάλεσαν το εν λόγω σπάσιμο. Όλες οι θραύσεις που καταγράφηκαν στην προδελταϊκή πλατφόρμα του ποταμού Μόρνου, δείχνουν μια σειρά από φαινόμενα βαρυτικών μετακινήσεων που εκδηλώνονται με κατεύθυνση προς τα ανατολικά, αναδεικνύοντας την υποθαλάσσια περιοχή όπου βρίσκονται τα υποφαράγγια που μελετώνται σε αυτή την εργασία (και κυρίως τον κύριο άξονα του φαράγγιού) ως δίοδο μεταφοράς ιζημάτων.

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

5.1. Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς

Στη θαλάσσια περιοχή που ορίζεται μεταξύ της ηπειρώτικης κατωφέρειας της ΝΔ Κρήτης και της κατωφέρειας της ΒΔ Γαύδου, υπάρχει ένα υποθαλάσσιο σύστημα υποφαραγγιών που το σύνολό τους αποτελεί το υποθαλάσσιο φαράγγι της Σαμαριάς και είναι η συνέχεια του χερσαίου φαραγγιού του Εθνικού Δρυμού της Σαμαριάς.



Εικόνα 188: Απεικόνιση του Υποθαλάσσιου Φαραγγιού της Σαμαριάς

Αποτελείται από 15 περίπου υποθαλάσσια υποφαραγγία που βρίσκονται στην κατωφέρεια της ΝΔ Κρήτης με προσανατολισμό από βόρεια προς νότια και 4 υποθαλάσσια υποφαραγγία που βρίσκονται στην κατωφέρεια της Γαύδου και έχουν προσανατολισμό από νότια προς βόρεια (Εικ.188). Ανάμεσα τους και κάθετα στους άξονες των υποφαραγγιών, βρίσκεται ο κύριος άξονας του υποθαλάσσιου φαραγγιού, με κατεύθυνση από ανατολικά προς τα δυτικά, μέσω του οποίου τα ιζήματα οδεύουν προς την τάφρο που βρίσκεται δυτικά.

Για τα υποθαλάσσια υποφαραγγία της κατωφέρειας της ΝΔ Κρήτης, το μέσο μήκος είναι 11.85 Km. Αντίστοιχα, το μέσο μήκος των υποφαραγγιών της κατωφέρειας της Γαύδου είναι 12.58 Km. Και οι δύο αυτές τιμές είναι μικρές συγκρινόμενες με το μέσο

μήκος των υποθαλάσσιων φαραγγίων της Μεσογείου που είναι 26.5 Km. Ως προς τη μέση βαθυμετρική διαφορά ανάμεσα στην κεφαλή και το στόμιο των υποθαλάσσιων φαραγγίων, για τα υποφαράγγια της κατωφέρειας της ΝΔ Κρήτης είναι 1706.4 m, έναντι 1587.6 για τα υποφαράγγια της κατωφέρειας της Γαύδου. Τιμές κοντά στη μέση βαθυμετρική διαφορά για τα υποθαλάσσια φαράγγια της Μεσογείου (1613 m).

Όσον αφορά στην κλίση, τα υποφαράγγια της κατωφέρειας της ΝΔ Κρήτης φαίνονται να είναι πολύ απότομα με μέση κλίση 11.2° ενώ αυτά της κατωφέρειας της Γαύδου είναι πιο ομαλά με μέση κλίση 4.9°, τιμή πολύ μικρότερη από τη μέση κλίση των φαραγγίων της Μεσογείου (6.5°). Αμφότερα τα υποθαλάσσια υποφαράγγια των δύο κατωφερειών θεωρούνται μέτρια ελικοειδή σε σχέση με τα υποθαλάσσια φαράγγια της Μεσογείου (*sinuosity* 1.111) καθώς λαμβάνουν τιμές *sinuosity* 1.074 (ΝΔ Κρήτη) και 1.04(Γαύδος) αντίστοιχα.

Τα περισσότερα υποθαλάσσια υποφαράγγια της κατωφέρειας της ΝΔ Κρήτης είναι Τύπου 1 (*shelf-incising, associated with river system*). Εντός των συγκεκριμένων υποφαραγγίων είναι πιο πιθανό να επικρατούν τουρβιδιτικά ρεύματα, υπέρπυκνες ροές και παλιρροιακά κύματα. Τα Τύπου 1 υποθαλάσσια φαράγγια κατά κύριο λόγο αναπτύσσονται με φορά προς τα κάτω. Ωστόσο, υπάρχουν και κάποια Τύπου 2 (*shelf-incising, not associated with river system*). Αυτού του τύπου τα υποθαλάσσια φαράγγια ενδέχεται να αναπτύσσονται με οπισθόδρομη διάβρωση και σχετίζονται έντονα με την ύπαρξη σημείων διαφυγής αερίων/ρευστών στην ηπειρωτική κατωφέρεια. Ενδεχομένως να συμβάλλουν στην περιορισμένη υφαλοκρηπίδα της περιοχής. Από την άλλη μεριά, τα υποθαλάσσια υποφαράγγια της κατωφέρειας της Γαύδου είναι Τύπου 3(*blind canyons*).

Για την καμπυλότητά τους, παρατηρώντας τα *Longitudinal Profiles*, κάποια από τα υποθαλάσσια υποφαράγγια της κατωφέρειας της ΝΔ Κρήτης ακολουθούν τη γραμμική συνάρτηση (δεν έχουν ιδιαίτερη καμπυλότητα, μεταβατικά προφίλ), ενώ κάποια άλλα ακολουθούν τη λογαριθμική συνάρτηση και χαρακτηρίζονται ως *concave*. Γεγονός που υποδεικνύει ότι στο υπόβαθρο υπάρχουν ήδη αποθέσεις και ενδεχομένως να λαμβάνουν χώρα και διεργασίες έντονης διάβρωσης των ιζημάτων. Από την άλλη μεριά, τα υποθαλάσσια υποφαράγγια της κατωφέρειας της Γαύδου ακολουθούν όλα τη γραμμική συνάρτηση, ωστόσο τα τρία από αυτά παρουσιάζουν μία μικρή καμπυλότητα

και θα μπορούσαν να χαρακτηριστούν ως *convex*. Γεγονός που υποδεικνύει τεκτονική ανύψωση και παραμόρφωση του υποβάθρου.

Ως προς το σχήμα τους, σχεδόν όλα τα υποθαλάσσια υποφαράγγια στην κατωφέρεια της ΝΔ Κρήτης χαρακτηρίζονται ως *V-shaped*, το οποίο σημαίνει ότι τα τοιχώματα τους είναι κυρτά και εντός τους επικρατούν έντονες και ενεργές διεργασίες διάβρωσης. Είναι υποθαλάσσια υποφαράγγια που δεν έχουν έρθει ακόμα σε κατάσταση ισορροπίας. Το ίδιο συμβαίνει κατά κύριο λόγο και στα υποθαλάσσια υποφαράγγια της κατωφέρειας της Γαύδου.

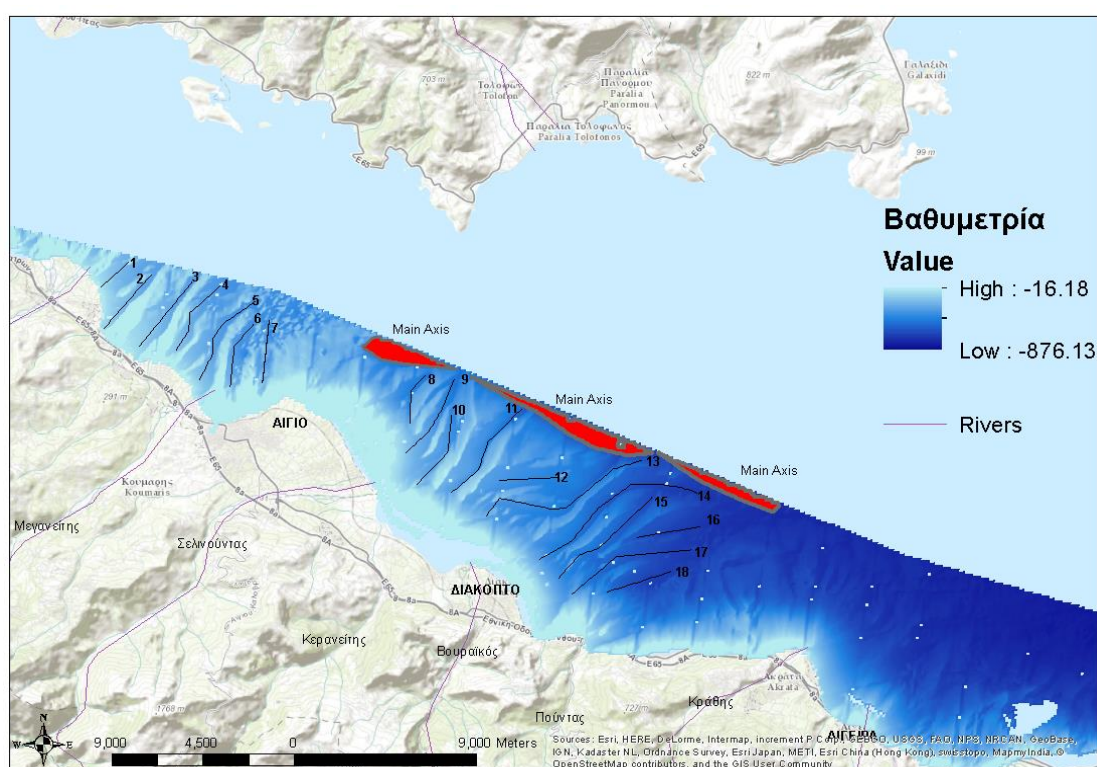
Ο κύριος άξονας του υποθαλάσσιου φαλαγγιού όπως προαναφέρθηκε έχει κατεύθυνση από ανατολικά προς τα δυτικά. Έχει μήκος περίπου 40 Km. Το βάθος του στο ανατολικό άκρο είναι στα 1500 m και φτάνει στα 3500 m στο δυτικό άκρο. Είναι σχεδόν γραμμικός. Εμφανίζει μόνο δύο αποκλίσεις από την ευθεία γραμμή (*knickpoints*) κοντά στα υποθαλάσσια υποφαράγγια 5-6 και 10-11 αντίστοιχα.

Από μελέτες που πραγματοποιήθηκαν στην περιοχή για τη μέτρηση αιωρούμενου υλικού μπορεί να ειπωθεί ότι στην περιοχή επικρατούν αδύναμα πυθμενικά ρεύματα και δεν υπάρχει νεφελοειδής στρώση κατά μήκος του φαλαγγιού. Οι τιμές σωματιδιακού υλικού είναι μεγάλες, το χειμώνα και την άνοιξη, όπου λόγω κατακρημνίσεων οι εκροές των ποταμών αυξάνονται. Ωστόσο, δεν παρατηρείται σπουδαία μεταφορά αιωρούμενων σωματιδίων κατά μήκος του κύριου άξονα του υποθαλάσσιου φαλαγγιού με φορά προς τα δυτικά όπου βρίσκεται η τάφρος.

Ωστόσο ο τρόπος μέτρησης του αιωρούμενου υλικού με ιζηματοπαγίδες δε λαμβάνει υπόψη τις πυθμενικές ροές ιζημάτων οι οποίες είναι έντονες μέσα στο φαράγγι. Από δεδομένα ανάλυσης πυρήνων διαπιστώνεται ότι ιλύς, πηλός και άμμος μεταφέρονται μέσω του κύριου άξονα του υποθαλάσσιου φαλαγγιού προς τα δυτικά όπου επικρατούν μεγαλύτερα βάθη. Επίσης τα αποτελέσματα σεισμικών καταγραφών υποδεικνύουν ότι βαρυτικές καταρρεύσεις μαζών, συμπεριλαμβανομένου πιθανότατα και ροών κορημάτων και λασποροών προερχόμενων από κοντινές περιοχές φαλαγγιών και χαραδρώσεων ενεργοποιούν τουρβιδιτικές ροές, με σχετικά μεγάλη περιεκτικότητα σε λάσπη και χονδρόκοκκες αποθέσεις. Τόσο στην κατωφέρεια της ΝΔ Κρήτης όσο και στην κατωφέρεια της Γαύδου διαπιστώνονται προσχώματα υποδεικνύοντας την έντονη μεταφορά ιζημάτων.

5.2. Υποθαλάσσια Υποφαράγγια στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου

Ο Κορινθιακός Κόλπος προκαλεί το ενδιαφέρον πάρα πολλών επιστημόνων ανά τον κόσμο για πολλούς λόγους. Είναι μία εξαιρετικά σεισμογενής περιοχή και με έντονη τεκτονική δραστηριότητα. Στην παρούσα εργασία, μελετήθηκε το ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου. Σε όλη την υποθαλάσσια παράκτια περιοχή του νότιου περιθωρίου παρατηρούνται πολυάριθμα αυλάκια, κανάλια και φαράγγια. Η χερσαία παράκτια ζώνη του νότιου περιθωρίου κυρίως εμφανίζει έντονη διάβρωση.



Εικόνα 189: Απεικόνιση των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγιών στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου

Στη χερσαία περιοχή επικρατεί έντονο υδρογραφικό δίκτυο. Θεωρείται ότι όταν η στάθμη της θάλασσας ήταν σε χαμηλότερο επίπεδο, τα ποτάμια των οποίων η εκβολή πραγματοποιείται στην περιοχή, δημιούργησαν κάποιους από τους σχηματισμούς που χαρακτηρίζουμε σήμερα υποθαλάσσια υποφαράγγια. Ωστόσο, υπάρχουν και αυτά των οποίων ο σχηματισμός οφείλεται στις καταρρεύσεις. Μέχρι σήμερα, τα ποτάμια της περιοχής τροφοδοτούν την υποθαλάσσια περιοχή στην οποία βρίσκονται τα υποφαράγγια με ιζήματα. Τα ιζήματα αυτά φαίνεται να μεταφέρονται μέσω των υποφαραγγιών προς τη βαθύτερη λεκάνη με αποτέλεσμα τη δημιουργία περιοχής ριπιδίων.

Η υποθαλάσσια περιοχή του ΝΔ περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου αποτελείται από 18 περίπου, καλά σχηματισμένα υποθαλάσσια υποφαραγγία με κατεύθυνση από νότια προς βόρεια και πολυάριθμα αυλάκια και κανάλια (Εικ.189), η παρουσία των οποίων συμβάλλει στην αποσταθεροποίηση του υποθαλάσσιου πρηνούς. Μαζί με τα υποθαλάσσια υποφαραγγία που απαντώνται στο ΒΔ περιθώριο του Κόλπου καταλήγουν στην τάφρο του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου, της οποίας ο κύριος άξονας έχει μήκος περίπου 25 Km και κατεύθυνση από δυτικά προς τα ανατολικά (δηλ.προς τη βαθύτερη κεντρική λεκάνη του Κορινθιακού Κόλπου). Το βάθος στο οποίο βρίσκεται ο κύριος άξονας της τάφρου στο ανατολικότερο άκρο φτάνει τα 800 m.

Το μέσο μήκος των υποθαλάσσιων αυτών υποφαραγγιών είναι 4.68 Km, τιμή σχεδόν αμελητέα συγκρινόμενη με το μέσο μήκος των υποθαλάσσιων φαραγγιών της Μεσογείου, το οποίο είναι 26.5 Km. Το βάθος τους λαμβάνει επίσης μικρές τιμές, μέχρι 700 m περίπου. Η μέση κλίση τους 5.4° , πλησιάζει τη μέση κλίση των υποθαλάσσιων φαραγγιών της Μεσογείου (6.5°). Δεν είναι ιδιαίτερα ελικοειδή. Η μέση τιμή του μεγέθους *Sinuosity* είναι 1.06. Σχεδόν προσεγγίζει την τιμή 1, η οποία υποδηλώνει γραμμικότητα.

Η πλειοψηφία των υποθαλάσσιων αυτών υποφαραγγιών είναι Τύπου 1 (*shelf-incising, associated with river systems*). Γεγονός αναμενόμενο λόγω της εκβολής πάρα πολλών ποταμών στις βόρειο - δυτικές ακτές της Πελοποννήσου. Συνεπώς η ανάπτυξή τους ακολουθεί την προς τα κάτω κατεύθυνση, δηλαδή έχουν προσανατολισμό από νότια προς βόρεια και η διαδικασία της ίζηματογένεσης κατά μήκος τους σχετίζεται με την υπαρξη τουρβιδιτικών ρευμάτων και υπέρπυκνων ροών.

Παρατηρώντας τα *Longitudinal Profiles*, κάποια από τα υποθαλάσσια υποφαραγγία ακολουθούν τη γραμμική συνάρτηση (μεταβατικά προφίλ) ενώ όσα συνδέονται με κάποιο μεγάλο ποτάμιο σύστημα ακολουθούν τη λογαριθμική συνάρτηση. Ως προς την καμπυλότητά τους, τα υποθαλάσσια υποφαραγγία που συνδέονται με μεγάλα ποτάμια συστήματα (1, 5, 8, 10-11, 12-14, 18) χαρακτηρίζονται ως κοίλα - *concave* (είτε *slightly concave* είτε *very concave*). Συνεπώς, στα συγκεκριμένα υποφαραγγία παρατηρούνται προϋπάρχουσες αποθέσεις και επικρατούν έντονες διεργασίες διάβρωσης των ίζημάτων.

Ως προς το σχήμα τους, παρατηρείται ότι τα υποθαλάσσια υποφαράγγια που δε συνδέονται με κάποιο μεγάλης συγκέντρωσης σε ιζήματα ποτάμιο σύστημα (υποφαράγγια 7, 10) είναι *U-shaped*, δηλαδή εμφανίζουν κοίλα τοιχώματα και τόσο στα τοιχώματά τους όσο και κατά μήκος του κύριου άξονά τους έχουν αποθεθεί ιζήματα. Είναι υποφαράγγια που έχουν φτάσει σε κατάσταση ισορροπίας. Τα υπόλοιπα είναι *V-shaped*. Δηλαδή ελέγχονται από διεργασίες συγκέντρωσης άμμου, διαβρωτικά τουρβιδιτικά ρεύματα και καταπτώσεις μαζών λόγω βαρύτητας.

Από τομογραφίες αλλά και ηχογραφίες που έχουν πραγματοποιηθεί στην περιοχή έχουν διαπιστωθεί κατά καιρούς μεγάλες υποθαλάσσιες κατολισθήσεις είτε σχετίζονται με κάποιο σεισμό είτε λόγω βαρύτητας των αποτιθέμενων ιζημάτων. Και λόγω αυτών των κατολισθήσεων είναι πολύ πιθανή η δημιουργία κάποιου παλιρροιακού κύματος (*tsunami*). Επίσης από την ανάλυση των ιζημάτων πυρήνων που έχουν ανασυρθεί από την υποθαλάσσια περιοχή του ΝΔ περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου διαπιστώνεται συσχέτιση κάποιων επεισοδίων με κάποιο σεισμό ή παλιρροιακό κύμα (*tsunami*). Η σύγχρονη ροή ιζηματογενούς υλικού από τη ρηχή παράκτια ζώνη προς τα βαθύτερα τμήματα της Δυτικής λεκάνης του Κορινθιακού Κόλπου επιβεβαιώνεται από καταδύσεις που έγιναν με το βαθυσκάφος «ΘΕΤΙΣ».

Τα ριπίδια που σχηματίζονται από τον ποταμό Κράθη καταλαμβάνουν περιοχή περίπου 1 Km^2 . Ενώ τα ριπίδια από τον ποταμό Πούντα 0.41 Km^2 . Ο Βουραϊκός και ο Σελινούντας δημιουργούν μία ενοποιημένη περιοχή ριπιδίων. Στις τομογραφίες του ενοποιημένου μετώπου, όπου βρίσκονται τα υποφαράγγια 8-13, είναι έντονη η εμφάνιση ανακλάσεων υποδεικνύοντας την ύπαρξη πολλών αυλακιών και χαραδρώσεων (Εικ.189). Το πρηνές ανάμεσα στους ποταμούς Κράθη και Πούντα είναι ιδιαίτερα ασταθές. Σημειώνονται τεμάχη που έχουν ολισθήσει περιστροφικά.

Η υποθαλάσσια περιοχή που απαντώνται οι απολήξεις των δέλτα των ποταμών Σελινούντα, Βουραϊκού και Πούντα κυριαρχείται από ακανόνιστους γκρεμούς και οπισθόδρομες κατολισθήσεις. Οι έντονες κατολισθήσεις που έχουν συμβεί στην περιοχή παρουσιάζονται και στις χαοτικές σεισμικές καταγραφές. Συγκεκριμένα, στο δελταϊκό μέτωπο μπροστά από τους ποταμούς Βουραϊκό και Πούντα αναγνωρίζονται ημισεληνοειδή μέτωπα που σχετίζονται με τις οπισθόδρομες κατολισθήσεις. Η γραμμικότητα των προφίλ των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 13-18 που απαντώνται στο μέτωπο αυτό (Εικ.199), υποδεικνύει την ύπαρξη εκτεταμένων προσχωμάτων και

αναβαθμίδων, και επιβεβαιώνει την εμφάνιση κατολισθήσεων με οπισθόδρομη ανάπτυξη.

Επιπροσθέτως, στις αποθέσεις των δελταϊκών ριπιδίων του Βουραϊκού εμφανίζονται κανάλια με ύψος 80-100 m και φαίνεται να έχουν λάβει χώρα κατολισθήσεις στα τοιχώματα των καναλιών. Για αυτό το λόγο τα υποφαραγγία 8, 9 και 11 έχουν σχήμα V, υποδεικνύοντας έντονες και ενεργές διεργασίες διάβρωσης, κυρτά τοιχώματα και χαραδρώσεις που δεν έχουν φτάσει ακόμα σε κατάσταση ισορροπίας (*state of equilibrium*).

Οι κατολισθήσεις των ιζημάτων ξεκινούν από πολύ ρηχά νερά, πολλές φορές από την παράκτια ζώνη. Κατά τη διάρκεια της κατάρρευσης πολλά από τα ρευστοποιημένα ιζήματα μετατρέπονται σε ροές κορημάτων και κατόπιν σε τουρβιδίτες. Οπότε αποτίθενται τελικά σε βαθύτερες λεκάνες. Επίσης στις περιοχές ριπιδίων μπορεί να υπάρχουν και αποθέσεις από επαναιωρούμενα σωματίδια λόγω κάποιου παλιρροιακού κύματος (*tsunami*). Ένα χαρακτηριστικό παράδειγμα μεγάλης πρόσφατης αστοχίας είναι μετά το δυνατό σεισμό του 1861. Το τουρβιδιτικό στρώμα που αποτέθηκε στη λεκάνη του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου εξαιτίας του γεγονότος αυτού είχε πάχος 8cm και συνολικό όγκο $0.5 \times 10^6 m^3$.

Στα ιζήματα πυρήνων που ανασύρθηκαν από την περιοχή του Αιγίου αναγνωρίστηκαν επεισόδια που σχετίζονται με κάποιο από τα παλιρροιακά κύματα (*tsunamis*) που εκδηλώθηκαν τα έτη 1963, 1995 ή 1996. Και στα ιζήματα πυρήνων που ανασύρθηκαν από την υποθαλάσσια περιοχή μπροστά από τον Ερινεό (Ρέμα Τσετσεβίτικο) αναγνωρίζονται επεισόδια που εικάζεται ότι σχετίζονται με τους σεισμούς του 1817 και του 1917 και με υπέρπυκνες ροές από ποτάμια συστήματα. Το σχήμα V των υποφαραγγιών 1-4 που βρίσκονται στην περιοχή επιβεβαιώνει την ύπαρξη ενεργών ρηγμάτων και την έντονη διάβρωση λόγω υποθαλάσσιων κατολισθήσεων.

6. ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

Ολοκληρώνοντας την παρούσα εργασία και αναλογιζόμενη τους τρόπους με τους οποίους θα μπορούσε να είναι πιο τεκμηριωμένη επιστημονικά, προέκυψαν οι παρακάτω προτάσεις οι οποίες θα μπορούσαν να είναι η αφετηρία για μελλοντικές εργασίες

Κατά τη μελέτη του δυτικού Κορινθιακού Κόλπου θα ήταν σκόπιμο να αναλυθεί και το βόρειο περιθώριο του Κόλπου (μέσω ενός ενιαίου *raster* της περιοχής) ώστε να είναι σαφέστερη η εικόνα του κύριου άξονα της τάφρου.

Η πραγματοποίηση στοχευμένων δειγματοληψιών ιζημάτων με πυρηνοληψίες στον άξονα του υποθαλάσσιου φαράγγιού της Σαμαριάς ή η πραγματοποίηση δειγματοληψιών με τηλεχειριζόμενο όχημα *ROV* θα συνέβαλε ώστε να γίνει μία πληρέστερη ανάλυση για τη διαδικασία μεταφοράς ιζημάτων μέσα από το υποθαλάσσιο φαράγγι.

Η αποτύπωση και άλλων περιοχών του Ελλαδικού χώρου όπου υπάρχουν υποθαλάσσια φαράγγια όπως αυτή του Βορείου Αιγαίου θα ήταν χρήσιμη ώστε να δημιουργηθεί μία καθολική βάση δεδομένων για τα υποθαλάσσια φαράγγια της χώρας. Με αυτόν τον τρόπο θα αποφευχθούν οι περιοχές αυτές κατά την πόντιση καλωδίων και αγωγών ή κατά την αγκύρωση πλατφορμών και άλλων κατασκευών.

Η αναλυτική γεωφυσική και ιζηματολογική μελέτη στην περιοχή του νότιου περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου θεωρείται αναγκαία για την αποτύπωση της σημερινής κατάστασης και την πρόταση λύσεων για την έντονη παράκτια διάβρωση που παρατηρείται στην περιοχή και η οποία προκαλεί τεράστια προβλήματα στην καθημερινή ζωή των κατοίκων.

Επειδή τα υποθαλάσσια φαράγγια είναι γενικά περίπλοκα ως προς τη γεωμορφολογία τους, δηλαδή εμφανίζουν ανωμαλίες και τραχύτητα στο ανάγλυφο τόσο του πυθμένα όσο και των τοιχωμάτων τους, θα μπορούσαν να μελετηθούν με μεγαλύτερη ακριβεία χρησιμοποιώντας τη θεωρία *Fractals* (Benoit Mandelbrot, 1975) και όχι την Ευκλείδεια γεωμετρία. Το *Fractal* είναι ένα γεωμετρικό σχήμα που επαναλαμβάνεται αυτούσιο σε άπειρο βαθμό μεγέθυνσης. Χαρακτηριστικό των *Fractals* είναι η αυτό – ομοιότητα (*self-similarity*) σε κάποιες δομές τους. Αυτή η αυτό – ομοιότητα θα μπορούσε να

αναγνωριστεί τόσο στη γεωμορφολογία των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών όσο και στη σύσταση των ιζημάτων.

Κατά την παρουσίαση των *Longitudinal Profiles* των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών που απαντώνται στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου, κάποια από αυτά (τα 5,7 που βρίσκονται δυτικά του Αιγίου και το 8 που βρίσκεται ανατολικά του Αιγίου) ενώ φαινόταν να έχουν γραμμικό βαθυμετρικό προφίλ, αλλάζοντας την κλίμακα φάνηκε ότι το προφίλ τους αποκτά έντονη καμπυλότητα. Αυτό συμβαίνει με βάση την Ευκλείδεια γεωμετρία. Όλα τα σχήματα όταν μεγεθύνονται τείνουν να μετατραπούν σε ευθείες γραμμές. Γεγονός που δε συμβαίνει στη θεωρία *Fractals*.

Επιπροσθέτως, σύμφωνα με τη θεωρία των *Fractals* ένα *Fractal* σύνολο έχει κατασκευαστεί μέσα από επαναλαμβανόμενες μεθόδους όπως ακριβώς ένα υποθαλάσσιο φαράγγι εξελίσσεται λόγω επαναλαμβανόμενων διαβρωτικών διεργασιών μεταξύ των οποίων καταρρεύσεις, ρευστοποιήσεις, δράση κυμάτων, δημιουργία αυλακιών στα ιζήματα του πυθμένα.

Επίσης και κατά το σχεδιασμό των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών το περίγραμμά τους θα ήταν πιο λεπτομερές αν χρησιμοποιείτο η θεωρία *Fractals* καθώς τα *Fractals* δεν έχουν ένα χαρακτηριστικό μέγεθος μέτρησης και θα υπήρχε η δυνατότητα αποτύπωσης λεπτομερειών σε όλες τις κλίμακες.

Τέλος, ακόμα και η διαδικασία της ιζηματογένεσης αλλά και η συνένωση των κόκκων που αποτελούν κάθε ίζημα θα μπορούσαν να περιγραφούν με τη χρήση *Fractals* καθώς έχουν αναπτυχθεί διάφορα μοντέλα που προσεγγίζουν αυτές τις συμπεριφορές. Η διαδικασία της ιζηματογένεσης είναι ένα πολύπλοκο σύστημα που ενώ φαίνεται να αποτελείται από πολλά «ανεξάρτητα» υποσυστήματα όπως τα καιρικά φαινόμενα, η τεκτονική, η φύση των πρηνών, το υδρογραφικό δίκτυο, ταυτόχρονα διατηρεί έναν ολιστικό χαρακτήρα παρουσιάζοντας φαινόμενα αυτοοργάνωσης και αυθόρμητης δημιουργίας τάξης και φανερώνει μία αδιάσπαστη ενότητα των μερών. Χαρακτηριστικό των πολύπλοκων συστημάτων είναι οι παροδικές αστάθειες τύπου κατολισθήσεων. Λόγω αυτών των ασταθειών εμφανίζεται το μοτίβο των *Fractals* (Bak P., 1996, *How Nature Works*).

7. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

7.1. Ξενόγλωσση Βιβλιογραφία

7.1.1 Ηλεκτρονική Βιβλιογραφία

Ιστοσελίδες

<http://emeric.ims.forth.gr/#top3>

<http://korinthiakos.info/content/>

<http://repository.edulll.gr>

<https://en.wikipedia.org/wiki/ArcGIS>

<https://www.google.gr/maps>

<https://www.arcgis.com/home/index.html>

<https://eclass.hua.gr/>

www.wikipedia.org

www.elekkas.gr

www.summiteam.gr

www.wiley.com

<https://landsat.usgs.gov/>

Βιβλία – Διπλωματικές Εργασίες- Διδακτορικές Διατριβές

Amblas D., Canals M., Lastras G., Berne S., Loubrieu B., December 2004, Imaging the Seascapes of the Mediterranean, Oceanography Vol.17, No. 4

Bak P., 1996, How Nature Works, Copernicus, New York, USA

Canals M., Danovaro R., Heussner S., Lykousis V., Puig P., Trincardi F., Calafat A.M., Durrieu de Madron X., Palanques A., Sanchez- Vidal A., March 2009, Cascades in Mediterranean Submarine Grand Canyons, Oceanography Vol.22, No.1

Grotzinger J., Jordan T., 2010, Understanding Earth, 6th Edition, Freeman W.H. and Company

Heap D.A., Edwards J., Fountain L., Spinnocia M., Hughes M., Mathews E., Griffin J., Borissova I., Blerin J., Mitchell C., Krassay A., September – October 2005, Geomorphology, Sedimentology and Stratigraphy of Submarine Canyons on the SW Australian Slope, RV Southern Surveyor, Australian Government, Geoscience Australia

Maurizio Wurtz, 2012, Mediterranean Submarine Canyons, Ecology and Governance, Publication Service IUCN

Papers

Abrahams A. D., 1984, Channel networks: a geomorphological perspective, Water Resour. Res., 20, 161-188

Aher P.D., Adinarayana J., Gorantiwar S.D., 2014, Quantification of morphometric characterization and prioritization for management planning in semi-arid tropics of India: a remote sensing and GIS approach, J. Hydrol., 511, 850-860

Allen S.E. and Durrieu de Madron X., 2009. A review of the role of submarine canyons in deep-ocean exchange with the shelf. Ocean Science, 5, 607–620

Alves T.M., Moita C., Sandnes F., Cunha T., Monteiro J.H. and Pinheiro L.M., 2006, Mesozoic- Cenozoic evolution of North Atlantic continental-slope basins: the Peniche basin, western Iberian margin, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 90, 31-60

Alves T.M., Lykousis V., Sakellariou D., Alexandri S., Nomikou P., 2007, Constraining the origin and evolution of confined turbidite systems: southern Cretan margin, Eastern Mediterranean Sea (34°30–36°N), Geo-Mar Lett 27:41-61.

Ambraseys N. N., Jackson J. A., 1997, Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region, Geophys. J. Int. (1998), 133, 390-406

Antobreh AA, Krastel S., 2006a, Morphology, seismic characteristics and development of Cap Timiris Canyon, offshore Mauritania: a newly discovered canyon preserved-off a major arid climatic region, Marine Petrol Geology, 23 (1): 37-59

Antobreh AA, Krastel S., 2006b, On the architecture and geological development of the Mauritania slide complex: new Insights from acoustic and high-resolution seismic imaging, EGU General Assembly, Viena 2-7 April, Geophys Res. Abstr 8: 02383

Argyriou V.A., Teeuw M.R., Rust D., Sarris A., 2016, GIS multi-criteria decision analysis for assessment and mapping of neotectonic landscape deformation: a case study from Crete, Geomorphology, 253, 262-274

Argyriou V. A., Teeuw M. R., Soupios P., Sarris A., 2017, Neotectonic Control on drainage systems: GIS-based geomorphometric and morphotectonic assessment for Crete, Greece, Journal of Structural Geology, Vol.104,93-111

Armijo R., Meyer B., King G.C.P., Rigo A., Papanastassiou D., Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean. Geophysical Journal International, Oxford University Press (OUP), 1996, 126 (1), pp.11 - 53

Arzola R.G., Wynn R.B., Lastras G., Masson D.G., Weaver P.P.E., 2008. Sedimentary features and processes in the Nazare and Setubal submarine canyons, west Iberian Margin. *Marine Geology* 250, 64–88.

Atlas of Bathymetry and Geological Features of the Southern Cretan Slope and Canyons, 2007, HERMES, Deliverable 82, month 30

Babonneau N., Sayoye B., Cremer M., Klein B., 2002. Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. *Marine and Petroleum Geology* 19, 445–467.

Babonneau N., Sayoye B., Cremer M., Bez M., 2004, Multiple terraces within the deep incised Zaire valley. In: *Confined Turbidite Systems*, Lomas S.A., Joseph P., Geological Society, London, pp 91-114

Barley B., 1999. Deepwater problems around the world. *Leading Edge* 18, 488–494.

Baztan J. et al., 2005, Axial incision: The key to understand submarine canyon evolution (in the western Gulf of Lion), *Marine and Petroleum Geology* 22, 805–826

Beckers A., Beck C., Hubert – Ferrari A., Tripsanas E., Crouzet C., Sakellariou D., Papatheodorou G., De Batist M., 2016, Influence of bottom currents on the sedimentary processes at the western tip of the Gulf of Corinth, Greece, *Marine Geology* 378, 312-332

Beckers A., Beck C., Hubert – Ferrari A., Reyss J-L, Mortier C., Albin P., Rovida A., Develle A-L., Tripsanas E., Sakellariou D., Crouzet C., Scotti O., 2017, Sedimentary impacts of recent moderate earthquakes from the shelves to the basin floor in the western Gulf of Corinth, *Marine Geology* 384, 81-102

Beer R.M., Gorsline D.S., 1971, Distribution, composition and transport of suspended sediment in Redondo Submarine Canyon and vicinity (California), Volume 10, Issue 3, Pages 153-175

Bell R.E., McNeill L.C., Bull J.M., Henstock T.J., Collier R.E.L., Leeder M.R., 2009, Fault architecture, basin structure and evolution of the Gulf of Corinth Rift, Central Greece, *Basin Research* 21, 824-855

Bemis S.P., Micklethwaite S., Turner D., James M.R., Akciz S., Thiele S.T., Bangash H.A., 2014, Ground-based and UAV-Based photogrammetry: a multi-scale, high-resolution mapping tool for structural geology and paleoseismology, *J. Struct. Geol.*, 69 (Part A), 163-178

Blondeaux P., Vittori G., 2014, The flow overbedloadsheetsandsortedbedforms *Continental Shelf Research* 85, 9–20

Blondeaux P. ,2012, Sediment mixtures, coastal bedforms and grain sorting phenomena: An overview of the theoretical analyses *Advances in Water Resources* 48, 113–124

Bonnin J., Heussner S., Calafat A., Fabres J., Palanques A., Durrieu de Madron X., Canals M., Puig P., Avril J. & Delsaut N., 2008. Comparison of horizontal and downward particle fluxes across canyons of the Gulf of Lions (NW Mediterranean): Meteorological and hydrodynamical forcing. *Continental Shelf Research* 28: 1957-1970

Bouma A.H., 1962. *Sedimentology of Some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation.* Elsevier, Amsterdam (168 pp.).

Brodeur R.D., 2001. Habitat-specific distribution of Pacific Ocean perch (*Sebastes alutus*) in Pribilof Canyon, Bering Sea. *Continental Shelf Research* 21 (3), 207–224

Brooks M., Ferentinos G., 1984, Tectonics and Sedimentation in the Gulf of Corinth and the Zakynthos and Kefallinia channels, Western Greece. *Tectonophysics*,101,25-54

Brucker S., Hughes Clarke J.E., Beaudoin J., Lessels C., Czotter K., Loschiavo R., Iwanowska K., Hill P., 2007. United States Hydrographic Conference, Norfolk, Virginia (16 pp.)

Carpenter G., 1981. Coincident sediment slump/clathrate complexes on the U.S. Atlantic continental slope. *Geo-Marine Letters* 1, 29–32

Carter L., Burnett D., Drew S., Hagadorn L., Marle G., Bartlett-McNeil D., Irvine N., 2009. Submarine cables and the oceans — connecting the world. UNEP-WCMC Biodiversity Series 31. ICPC/UNEP/UNEP-WCMC (64 pp.)

Carter L., Milliman J., Wynn R.B., Gavey R., Talling P.J., Wu C-Y, Evans G., Liu C-S, Su C-C, 2012, Typhoon flood and earthquakes form long distance sediment flows through the deep ocean off Taiwan, *Geophysical Research Letters* L12603

Cartigny M.J.B., Postma G., Van den Berg J.H., Mastbergen D.R., 2010. A comparative study of sediment waves and cyclic steps based on geometries, internal structures and numerical modelling. *Marine Geology* 280, 40–56.

Cattaneo A., Babonneau N., Dan G., Déverchère J., Domzig A., Gaullier V., Lepillier B., de Lépinay B.M., Nougues A., Strzeczynski P., Sultan N., Yelles K., 2010. Submarine landslides along the Algerian Margin: a review of their occurrence and potential link with tectonic structures. In: Mosher D.C., Shipp R.C., Moscardelli L., Chaytor J.D., Baxter C.D.P., Lee H.J., Urgeles R. (Eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences. Advances in Natural and Technological Hazard Research*, 28. Springer, London, pp. 541–552.

Chorowicz J., Dhont D., Gundogdu N., 1999, Neotectonics in the eastern North Anatolian fault region (Turkey) advocates crustal extension: mapping from SAR ERS imagery and Digital Elevation Model, *J. Struct. Geol.*, 21 (5), 511-532

Clark J.D., Kenyon N.H., Pickering K.T., 1992. Quantitative analysis of the geometry of submarine channels: implications for the classification of submarine fans. *Geology* 20, 633–636.

Clark M.R., Tittensor D., Rogers A.D., Brewin P., Schlacher T., Rowden A., Stocks K., Conalvey M., 2006. Seamounts, deep-sea corals and fisheries: vulnerability of deep-sea corals to fishing on seamounts beyond areas of national jurisdiction. UNEPWCMC, Cambridge, UK, p. 86.

Clark M.R., Watling L., Smith C., Rowden A., Guinotte J.M., 2011. A global seamount classification to aid the scientific design of marine protected area networks. *Ocean & Coastal Management* 54 (1), 19–36.

Clark J.D., Kenyon N.H., Pickering K.T., 1992. Quantitative analysis of the geometry of submarine channels: implications for the classification of submarine fans. *Geology* 20, 633–636

Colantoni P., Gennesseaux M., Vanney J.R., Ulzeca A., Melegari G., Trombetta A., 1992. Processi dinamici del canyon sottomarino di Gioia Tauro (Mare Tirreno). *Giornale di Geologia* 54, 190–213.

Cooper R.A., Valentine P., Uzzmann J.R., Slater R.A., 1987. Submarine Canyons. In: Backus, R.H. (Ed.), *Georges Bank*. MIT Press, Cambridge, MA, pp. 53–63.

Covault et al., 2011, The natural range of submarine canyon-and-channel longitudinal profiles, *Geosphere*, April 2011

Cronin B.T., Akhmetzhanov A.M., Mazzini A., Akhmanov G., Ivanov M., Kenyon N.H. and TTR-10 Shipboard Scientists, 2005. Morphology, evolution and fill: Implications for sand and mud distribution in filling deep-water canyons and slope channel complexes. *Sedimentary Geology*, 179, 71-97.

Crookshanks S., Gilbert R., 2008. Continuous, diurnally fluctuating turbidity currents in Kluane Lake, Yukon Territory. *Canadian Journal of Earth Sciences* 45, 1123–1138

Cutter G.A. & Radford-Knoery J., 1991. Determination of carbon, nitrogen sulfur and inorganic sulfur species in marine particles. p. 57-63. In: *Marine Particles: Analysis and Characterization*, D.C. Hurd and D.W. Spencer (Eds), Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr. 63

Daly R.A., 1936. Origin of submarine “canyons”. *Am. J. Sci.* 31, 401–420.

De Cesare G., Boillat J.L., Schleiss A.J., 2006. Circulation in stratified lakes due to flood-induced turbidity currents. *Journal of Environmental Engineering* 132, 1508–1517.

De Mol L., Van Rooij D., Pirlet H., Greinert J., Frank N., Quemmerais F., Henriot J.-P., 2010. Cold-water coral habitats in the Penmarc'h and Guilvinec Canyons (Bay of Biscay): deep-water versus shallow-water settings. *Marine Geology* 282 (1–2), 40–52.

Dengler A.T., Wilde P., Noda E.K., Normark W.R., 1984. Turbidity currents generated by Hurricane Iwa. *Geo-Marine Letters* 4, 5–11.

de Stiger H.C., Boer W., de Jesus Mendes P.A., Cesar Jesus C., Thomsen L., van den Bergh G.D., van Weering T.C.E., 2007. Recent sediment transport and deposition in Nazaré Canyon, Portuguese continental margin. *Marine Geology* 246, 144–164.

Dill R.F., 1969. Earthquake effects on fill of Scripps Submarine Canyon. *Geological Society of America Bulletin* 80, 321–328

Doutsos T., Ferentinos G., Brooks M., 1985, Quaternary tectonics in the Gulf of Patras, western Greece, *Journal of Structural Geology*, Vol 7, Issue 6, 713-717

Doutsos T., Kontopoulos N., Poulimenos G., 1988, The Corinth- Patras rift as the initial stage of continental fragmentation behind an active island arc (Greece). *The Structural and Sedimentary Evolution of the Neotectonic Aegean Basins*, 5-6 April 1988, Dept. of Earth Sciences, University of Leeds

Drake C. D., 1974, *Geology of the Continental Margins*. Springer-Verlag, N. York

Durán R. et al., 2013, Sediment dynamics and post-glacial evolution of the continental shelf around the Blanes submarine canyon head (NW Mediterranean), *Progress in Oceanography* 118, 28–46

Dugan B., Fleming P.B., 2000. Overpressure and fluid flow in the New Jersey continental slope: implications for slope failure and cold seeps. *Science* 289, 288–291

Elliott G.M., Shannon P.M., Haughton P.D.W., Praeg D., O'Reilly B., 2006. Mid- to Late Cenozoic canyon development on the eastern margin of the Rockall Trough, offshore Ireland. *Marine Geology* 229, 112–132.

Farre J.A., McGregor B.A., Ryan W.B.F., Robb J.M., 1983. Breaching the shelfbreak: passage from youthful to mature phase in submarine canyon evolution. In: Stanley D.J., Moore G.T. (Eds.), *The Shelf Break: Critical Interface on Continental Margins*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 33, Tulsa, Oklahoma, pp. 25–39

Fassoulas C., 2000, *Field guide to the geology of Crete*. Heraklion: Natural History Museum of Crete

Fassoulas C., 2001, The tectonic development of a Neogene basin at the leading edge of the active European margin: the Heraklion basin, Crete, Greece, *Journal of Geodynamics*, Volume 31, Issue 1, Pages 49-70

Ferentinos G., Brooks M., Doutsos T., 1985, Quaternary tectonics in the Gulf of Patras, Western Greece. *Journal of Structural Geology*.7, No6, 713-717

Ferentinos G., Papatheodorou G., Collins M.B., 1988, Sediment transport processes on an active submarine fault escarpment: Gulf of Corinth, Greece, *Marine Geology*, 83, 43-61

Fernandez – Arcaya U. et al., 2017, Ecological Role of Submarine Canyons and Need for Canyon Conservation: A Review *Front. Mar. Sci.*

Flexas M.M., Boyer D.L., Espino M., Puigdefabregas J., Rubio A. and Company J.B., 2008. Circulation over a submarine canyon in the NW Mediterranean. *Journal of Geophysical Research*, 113, 1-18.

Forel F., 1885. Les ravins sous-lacustres des fleuves glaciaires. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 101, 725–728.

Forel F., 1895. *Le Léman: monographie limnologique*. Lausanne, Librairie de l'Université, Switzerland 651 pp.

Gage J.D., Lamont P.A., Tyler P.A., 1995. Deep-sea macrobenthic communities at contrasting sites off Portugal, preliminary results: I Introduction and diversity comparisons. *Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie und Hydrographie* 80 (2), 235–250

Galanopoulos A., Delimbasis N., Komninakis P., 1964, A sea wave due to landslide induced without an earthquake, *Geologic*, 16, pp 93-110

Galy V., France-Lanord C., Beyssac O., Faure P., Kudrass H., Palhol F., 2007. Efficient organic carbon burial in the Bengal fan sustained by the Himalayan erosional system. *Nature* 450, 407–410.

Gaudin M., Berne S., Jouanneau J.-M., Palanques A., Puig P., Mulder T., Cirac P., Rabineau M. and Imbert P., 2006. Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea). *Marine Geology*, 234, 111-128

Gierman G., 1966, Phenomenes geologiques dans la bai d' Aspra Spitia (golfe de Corinthe, Greece). *Bull. Inst. Oceanogr., Monaco*, v.66, pp1-19

Gilbert R., Crookshanks S., Hodder K., Spagnol J., Stull R., 2006. The record of an extreme flood in the sediments of montane Lake Lillooet, British Columbia: implications for paleo-environmental assessment. *Journal of Paleolimnology* 37, 737–745

Giorgis S., Weber J., Hojnowski J., Pierce W., Rodriguez A., 2011, Using orthographic projection with geographic information system (GIS) data to constrain the kinematics the Central Range Fault zone, Trinidad, *J. Struct. Geol.*, 33 (8), 1254-1264

Girardclos S., Schmidt O.T., Sturm M., Ariztegui D., Pugin A., Anselmetti F.S., 2007, The 1996 AD delta collapse and large turbidite in Lake Brienz. *Marine Geology* 241, 137–154

Gordon D.C., 1970. Some studies of the distribution and composition of particulate organic carbon in the North Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research*, 17: 233-244

Green A.N., Goff J.A. and Uken R., 2007. Geomorphological evidence for upslope canyon-forming processes on the northern KwaZulu-Natal shelf, SW Indian Ocean, South Africa. *Geo-Marine Letters*, 27, 399-409

Green A., Uken R., 2008, Submarine landsliding and canyon evolution on the northern KwaZulu- Natal Continental Shelf, South Africa, SW Indian Ocean, *Marine Geology*, 254, Issue 3, 152-170

Green A.N., 2009, Palaeo-drainage, incised valley fills and transgressive systems tract sedimentation of the northern KwaZulu-Natal continental shelf, South Africa, SW Indian Ocean, *Marine Geology*, 263, 46-63

Hale P.R., Nittrouer C.A., Liu J.T., Keil R.G., Ogston O.S., 2012, Effects of a major typhoon on sediment accumulation in Fangliao Submarine Canyon, SW Taiwan, *Marine Geology*

Hall J. et al., 2009, Structural architecture of the Rhodes Basin: A deep depocentre that evolved since the Pliocene at the junction of Hellenic and Cyprus Arcs, eastern Mediterranean, *Marine Geology* 258, 1–23

Harris P. T., Whiteway T., 2011, Global distribution of large submarine canyons: Geomorphic differences between active and passive continental margins, *Marine Geology* 285, 69–86

Harris P.T. et al., 2014, Hanging canyons of Haida Gwaii, British Columbia, Canada: Fault-control on submarine canyon geomorphology along active continental margins *Deep-Sea Research II*, 104, 83–92

Hart B.S., Hamilton T.S., Vaughn Barrie J., 1998. Sedimentation rates and patterns on a deep-water delta (Fraser Delta, Canada): integration of high-resolution seismic stratigraphy, core lithofacies, and ¹³⁷Cs fallout stratigraphy. *Journal of Sedimentary Research* 68, 556–568.

Hasiotis T. et al., 2005, A high resolution approach in the recent sedimentation processes at the head of Zakynthos Canyon, western Greece *Marine Geology* 214, 49–73

Hay A.E., 1987b. Turbidity current and submarine channel formation in Rupert Inlet, British Columbia: 2. The roles of continuous and surge-type flow. *Journal of Geophysical Research* 92, 2883–2900.

Heezen B.C., Ewing M., 1952. Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks earthquake. *American Journal of Science* 250, 849–873.

- Heezen B.C., Ewing M., 1955. Orléansville earthquake and turbidity currents. A.A.P.G. Bulletin 39, 2505–2514
- Heezen B.C., Menzies R.J., Schneider E.D., Ewing W.M., Granelli N.C.L., 1964. Congo submarine canyon. A.A.P.G. Bulletin 48, 1126–1149
- Heezen B.C., Ewing M., Johnson G.L., 1966, The Gulf of Corinth floor, Deep-Sea Research 13, 381-401
- Heezen B.C., Hollister C.D., 1971. The Face of the Deep Oxford Univ. Press, New York (659)
- Herzer R. H., Lewis D.W., 1979, Growth and burial of a submarine canyon off Motunau, North Canterbury, New Zealand, Volume 24, Issues 1-2, Pages 69-83
- Heussner S., Ratti C. & Carbonne J., 1990. The PPS3 time-series sediment trap and the trap sample processing techniques used during the ECOMARGE experiment. Continental Shelf Research, 10: 943-958
- Hickey B.M., 1997, The response of a steep-sided, narrow canyon to time-variable wind forcing. Journal of Physical Oceanography, 27, 697–726.
- Hill P., 2012. Changes in submarine channel morphology and slope sedimentation patterns from repeat multibeam surveys in the Fraser River delta, western Canada. International Association of Sedimentologists. Special Publication 44, 47–70.
- Holland K.T., Elmore P.A., 2008, A review of heterogeneous sediments in coastal environments, Earth-Science Reviews 89, 116–134
- Horton R.E., 1945, Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology, Geol. Soc. Am. Bull., 56, 275-370
- Hsu S.K., Kuo J., Lo C.L., Tsai C.H., Doo W.B., Ku C.Y. and Sibuet J.C., 2008, Turbidity currents, submarine landslides and the 2006 Pingtung earthquake of SW Taiwan, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences, 19, 767-772
- Huang Z. et al., 2014, Classification of submarine canyons of the Australian continental margin, Marine Geology 357, 362–383
- Hughes Clarke J.E., Videra Marques C.R., Pratomo D., 2013. Imaging active mass wasting on a fjord delta, Squamish, British Columbia. Submarine Mass Movements and Their Consequences, VI, 2013.
- Hühnerbach V., Masson D.G., COSTA Project partners, 2004. Landslides in the north Atlantic and its adjacent seas: an analysis of their morphology, setting and behaviour. Marine Geology 213, 343–362
- Hühnerbach V., Masson D.G., Bohrmann G., Bull J.M., Weinrebe W., 2005, Deformation and submarine landsliding caused by seamount subduction beneath the Costa Rica continental margin: New insights from high-resolution sidescan sonar data. In Submarine Slope Systems: Processes and products, Spec. Pub. 244, Geological Society, London, pp 195-205
- Hunt J.E., Wynn R.B., Masson D.G., Talling P.J., Teagle D.A., 2011. Sedimentological and geochemical evidence for multistage failure of volcanic island landslides: a case study from Icod landslide on north Tenerife, Canary Islands.

Hurther D., Thorne P.D., Bricault M., Lemmin U., Barnoud J.-M., 2011. A multi-frequency acoustic concentration and velocity profiler (ACVP) for boundary layer measurements of fine-scale flow and sediment transport processes. *Coastal Engineering* 58, 594–605.

Iatrou M., Ferentinos G., Papatheodorou G., Piper D.J.W., Tripsanas E., 2007. Anthropogenic turbidity current deposits in a seismically active graben, the Gulf of Corinth, Greece: a useful tool for studying turbidity current transport processes. In: Lykousis V., Sakellariou D., Locat J. (Eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences*. 3rd International Symposium, pp. 149–157.

Iglesias O. et al., 2014, Effects of coastal submarine canyons on tsunami propagation and impact *Marine Geology* 350, 39–51

Ikehara K., Ashi J., Machiyama H., Shirai M., 2012. Submarine slope response to earthquake shaking within West Sagami Bay, Central Japan. In: Yamada Y., Kawamura K., Ikehara K., Ogawa Y., Urgeles R., Mosher D., Chaytor J., Strasser M. (Eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences*. *Advances in Natural and technological Hazards Research*, 31. Springer, Dordrecht

Inman D.L., Nordstrom C.E., Reinhard E.F., 1976. Currents in submarine canyons: an air– sea– land interaction. *Annual Review of Fluid Mechanics* 8, 275–310.

Javed A., Khanday M.Y., Rais S., 2011, Watershed prioritization using morphometric and land use/land cover parameters: a remote sensing and GIS based approach *J. Geol. Soc. India*, 78, 63-75

Jensen S.K., Domingue J.O., 1988, Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic system analysis, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, Vol. 54 (11), 1593-1600

Jordi A. et al., 2005, Shelf-slope exchanges by frontal variability in a steep submarine canyon, *Progress in Oceanography* 66, 120–141

Kao S.J., Dai M., Selvaraj K., Zhai W., Cai P., Chen S.N., Yang J.Y.T., Liu J.T., Liu C.C. Syvitski J.P.M., 2010. Cyclone driven deep sea injection of freshwater and heat by hyperpycnal flow in the subtropics. *Geophysical Research Letters* 37, L21702

Kershaw S., Guo L., 2001, Marine notches in coastal cliffs: indicators of relative sea-level change, Perachora Peninsula, central Greece, *Marine Geology*, Vol.179, Issues 3-4, pp 213-228

Khripounoff A., Vangriesheim A., Babonneau N., Crassous P., Dennielou B., Savoye B., 2003. Direct observation of intense turbidity current activity in the Zaire submarine valley at 4000 m water depth. *Marine Geology* 194, 151–158.

Khripounoff A., Vangriesheim A., Crassous P., Etoubleau J., 2009. High frequency of sediment gravity flow events in the Var submarine canyon (Mediterranean Sea). *Marine Geology* 263, 1–6.

Khripounoff A., Crassous P., Lo Bue N., Dennielou B., Silva Jacinto R., 2012. Different types of sediment gravity flows detected in the Var submarine canyon (northwestern Mediterranean Sea). *Progress in Oceanography* 106, 138–153

Kineke G.C., Woolfe K.J., Kuehl S.A., Milliman J., Dellapenna T.M., Purdon R.G., 2000, Sediment export from the Sepik River, Papua New Guinea: evidence for a divergent sediment plume. *Continental Shelf Research* 20, 2239-2266

- Klinck J.M., 1988. The influence of a narrow transverse canyon on initially geostrophic flow. *Journal of Geophysical Research*, 93, 509–515
- Klinck J.M., 1996, Circulation near submarine canyons: A modeling study. *Journal of Geophysical Research*, 101, 1211-1223
- Kontopoulos N., Zelilidis A., 1997, Depositional environments of the coarse-grained lower Pleistocene deposits in the Rio- Antirio basin, Greece
- Kostaschuk R.A., Luternauer J.L., McKenna G.T., Moslow T.F., 1992. Sediment transport in a submarine channel system: Fraser River Delta, Canada. *Journal of Sedimentary Research* 62, 273–282.
- Krishnamurthy J., Srinivas G., Jayaram V., Chandrasekhar M.G., 1996, Influence of rock types and structures in the development of drainage networks in typical hardrock terrain, *ITC J.*, 3–4, 252-259
- Lamarche G. et al., 2011, Quantitative characterization of seafloor substrate and bedforms using advanced processing of multibeam backscatter—Application to Cook Strait, New Zealand *Continental Shelf Research* 31, S93–S109
- Lambert A., Giovanoli F., 1988, Records of riverborne turbidity currents and indications of slope failures in the Rhone Delta of Lake Geneva. *Limnology and Oceanography* 33, 458–468.
- Lambert A., Hsu K.J., 1979. Non-annual cycles of varve-like sedimentation in Walensee, Switzerland. *Sedimentology* 26, 453–461.
- Lastras G. et al., 2009, Geomorphology and sedimentary features in the Central Portuguese submarine canyons, Western Iberian margin, *Geomorphology* 103, 310–329
- Lastras G. et al., 2011, Submarine canyon formation and evolution in the Argentine Continental Margin between 44°30'S and 48°S *Geomorphology* 128, 116–136
- Laursen J., Normark W. R., 2002, Late Quaternary evolution of the San Antonio Submarine Canyon in the central Chile forearc (33°S), *Marine Geology*, Volume 188, Issues 3-4, Pages 365-390
- Lekkas E.L., Kranis H.D., 1997, Earthquake faulting and human life loss, *Engineering Geology and the Environment*, Department of Geology, University of Athens, Greece
- Le Friant A., Deplus C., Boudon G., Komorowski J.-C., Trofimovs J., Sparks R.S.J., Talling P.J., 2009. Submarine deposition of volcanoclastic material from the 1995–2005 eruptions of the Soufriere Hills volcano, Montserrat. *Journal of the Geological Society of London* 166, 171–182
- Leonards G. A., Sotiropoulos E. S. and Kavvadas M. J., 1988, Helice: The lost town of ancient Greece. *Engineering Geology of ancient works, monuments and historical sites*, Marinos and Koukis (Eds). Balkema, Rotterdam
- LePichon X., Francheteau J., Bonin J., 1973, *Plate Tectonics*. Elsevier, N. York
- Le Pichon X., Angelier J., 1979, The Hellenic Arc and Trench system: a key to the neotectonics evolution of the Eastern Mediterranean area, *Tectonophysics*, 60, 1-42

Liu J.T., Wang Y-H., Yang R.T., Hsu R.T., Kao S.-J., Lin H.-L., Kuo F.H., 2012. Cyclone induced hyperpycnal turbidity currents in a submarine canyon. *Journal of Geophysical Research* 117, C04033.

Lowe D.R., 1976. Subaqueous liquefied and fluidised sediment flows and their deposits. *Sedimentology* 23, 285–308.

Lykousis V., Chronis G., Tselepidis A., Price B., Theocharis A., Siokou-Frangou I., Van Wambeke F., Danovaro R., Stavrakakis S., Duineveld G., and others. 2002. Major outputs of the recent multidisciplinary biogeochemical researches in the Aegean Sea. *Journal of Marine Science* 33–34:313–334

Lykousis V., Sakellariou D., Rousakis G., Alexandri S., Kaberi H., Nomikou P., Georgiou P., Balas D., 2007, Sediment Failure Processes in active grabens: The Western Gulf of Corinth (Greece), Submarine Mass Movements and their Consequences III, 297-305, Springer

Lykousis V., Sakellariou D., Moretti I., Kaberi H., 2007a, Late Quaternary basin evolution of the Gulf of Corinth: sequence stratigraphy, sedimentation, fault-slip and subsidence rates. *Tectonophysics*, 440, 29-51

Lykousis V., Sakellariou D., Locat J., 2007, Submarine Mass Movements and their Consequences III, Springer, 297-305

Lykousis V., Rousakis G., Sakellariou D., 2009, Slope failures and stability analysis of shallow prodelta in the active margins of Western Greece, northeastern Mediterranean Sea, *International Journal of Earth Sciences*, 98, 807-822

Makropoulos K. and Burton P.W., 1984, Greek tectonics and seismicity. *Tectonophysics*, 106, 275-304

Mandelbrot B., 1975, *Les Objets Fractals: Forme, Hasard et Dimension*, Flammarion

Maria A., Carey S., Sigurdsson H., Kincaid C., Helgadóttir G., 2000. The source and dispersal of jökulhlaup sediments discharged to the sea following the 1996 Vatnajökull eruption. *Geological Society of America Bulletin* 112 (10), 1507–1521

Marshall N.F., 1978. Large storm-induced sediment slump reopens an unknown Scripps submarine canyon tributary. In: Stanley, D.J., Kelling, G. (Eds.), *Sedimentation in Submarine Canyons, Fans and Trenches*. Dowden, Hutchinson and Ross Inc., Pennsylvania, pp. 73–82.

Martin J., Palanques A., Vitorino J., Oliviera A., de Stiger H.C., 2011. Near-bottom particulate matter dynamics in the Nazaré submarine canyon under calm and stormy conditions. *Deep-Sea Research Part II* 58, 2388–2400

Maslin M., Owen M., Day S., Long D., 2004. Linking continental-slope failures and climate change: testing the clathrate gun hypothesis. *Geology* 32, 53–56

Masson D.G., Huvenne V.A.I., de Stiger H.C., Wolff G.A., Kirjakoulakis K., Arzola R.G., Blackbird S., 2010. Efficient burial of carbon in a submarine canyon. *Geology* 38, 831–834

Mastbergen D.R., van den Berg J.H., 2003. Breaching in fine sand and the generation of sustained turbidity currents in submarine canyons. *Sedimentology* 50, 625–637

Matsuyama M., Walsh J.P., Yeh H., 1999. The effect of bathymetry on tsunami characteristics at Sisano Lagoon, Papua New Guinea. *Geophysical Research Letters* 26 (23), 3513–3516

- Mazières A. et al., 2015, Dynamics of inner-shelf, multi-scale bedforms off the south Aquitaine coast over three decades (Southeast Bay of Biscay, France), *Continental Shelf Research* 92, 23–36
- McAdoo B.G., Pratson L.F., Orange D.L., 2000. Submarine landslide geomorphology, US continental slope. *Marine Geology* 169, 103–136
- Mercier J.L., 1981, Extensional-compressional tectonics associated with the Aegean Arc: comparison with the Andean Cordillera of south Peru- north Bolivia, *Philos. Trans. R. Soc London, Ser. A* 300, 337-355
- Middleton G.V., 1966. Experiments on density and turbidity currents: II. Uniform flow of density currents. *Canadian Journal of Earth Sciences* 3, 627–637
- Mikada H., Mitsuzawa K., Matsumoto H., Watanabe T., Morita S., Otsuka R., Sugioka H., Baba T., Araki E., Suyehiro K., 2006. New discoveries in dynamics of a M8 earthquake-phenomena and their implications from the 2003 Tokachi-oki earthquake using a long term monitoring cabled observatory. *Tectonophysics* 426, 95–105
- Monaco A., Biscaye P.E., Soyer J., Rolington R. & Heussner S., 1990. Particle fluxes and ecosystem response on a continental margin: the 1985-1988 Mediterranean ECOMARGE-I experiment. *Continental Shelf Research*, 10: 809-839.
- Moore J.G., Clague D.A., Holcomp R.T., Lipman P.W., Normark W.R., Torresan M.E., 1989. Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge. *Journal of Geophysical Research* 94, 17 465–17 484
- Morlock R.A. & Froelich P.N., 1989. A simple method for a rapid determination of biogenic silica in pelagic marine sediment. *Continental Shelf Research*, 39(9): 1415-1426
- Moretti I., Sakellariou D., Lykousis V., Micarelli L., 2003, The Gulf of Corinth: an active half graben ?, *Journal of Geodynamics*, Vol. 36, Issues 1-2, pp 323-340
- Mountjoy JJ, McKean J., Barnes PM et al, 2009, Terrestrial – style slow-moving earthflow kinematics in a submarine landslide complex. *Mar Geol* 267: 114- 127
- Mountrakis D.M., 1985, The seismic parameter b of the frequency-magnitude relation and its association with the geological zones in the area of Greece, *Tectonophysics* Volume 120, Issues 1–2, Pages 141-151
- Meulenkamp J. E., 1986, Event Stratigraphy, Basin Evolution and Tectonics of the Hellenic and Calabro-Sicilian Arcs, *Developments in Geotectonics*, Volume 21, 1986, Pages 327-350
- Mulder T., Syvitski J.P.M., 1995, Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *J. Geol.* 103, 285-299
- Mulder T., Savoye B., Syvitski J.P.M., Parize O., 1997, Des courants de turbidite hyperpycniaux dans la tete du canyon du Var? Donnees hydrologiques et observations de terrain. *Oceanologica Acta*, 20, 607-626
- Mulder T., Savoye B., Piper D.J.W. and Syvitski J.P.M., 1998. The Var submarine sedimentary system: understanding Holocene sediment delivery processes and their importance to the geological record. In: *Geological processes on Continental Margins: Sedimentation, Mass-Wasting and Stability*. Stocker, M.S., Evans, D. and A. Cramp (eds.), Geological Society Special Publication, London, pp. 146-166

Mulder T., Syvitski J.P.M., Migean S., Faugeres J-C, Savoye B., 2003, Marine Hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review, *Marine and Petroleum Geology*, Vol 20, Issues 6-8, pp 861-882

Mullenbach B.L., Nittrouer C.A., Puig P., Orange D.L., 2004. Sediment deposition in a modern submarine canyon: Eel Canyon, northern California. *Marine Geology* 211,101–119

Nelson C. H., Meyer A.W., Thor D. Larsen M.,1986, Crate Lake Oregon: A restricted basin with base-of-slope aprons of nonchannelized turbidites. *Geology* 14,238-241

Normark W.R., Piper D.J.W., 1991. Initiation processes and flow evolution of turbiditycurrents: implications for the depositional record. In: Osborne, R.H. (Ed.), *From Shoreline to Abyss*. SEPM, Special Publication, 46, pp. 207–230.

Normark W.R., Reid J.A., 2003. Extensive deposits on the Pacific Plate from Late Pleistocene, North American glacial lake outbursts. *Journal of Geology* 111, 617–637.

Obelcz J. et al., 2014, Geomorphic characterization of four shelf-sourced submarine canyons along the U.S. Mid-Atlantic continental margin, *Deep-Sea Research II*, 104,106–119

Ogston A.S., Cacchione D.A., Sternberg R.W., Kinecke G.C., 2000. Observations of storm and river flood-driven sediment transport on the northern California continental shelf. *Continental Shelf Research* 20, 2141–2162.

Onosemuode C., Adetimirin O. I., Aboderin S. O., 2010, Hydrological analysis of onitsha north east drainage basin using geoinformatic techniques, *World Appl. Sci. J.*, 11 (10) ,1297-1302

Orange D.L., Breen N.A., 1992. The effects of fluid escape on accretionary wedges 2. Seepage force, slope failure, headless submarine canyons, and vents. *Journal of Geophysical Research* 97 (B6), 9277–9295

Orange D., Wesselink A.J., Mahe G., Feizoure C.T., 1997, The effect of climate changes on river baseflow and aquifer storage in Central Africa. In: *Sustainability of Water Resources under Increasing Uncertainty* (eds D. Rosbjerg, N.-E. Boutayeb, Gustard A., Kundzewicz Z.W., Rasmussen P.F., IAHS Publ. no.240, 113-123

Ozdemir H., Bird D., 2009, Evaluation of morphometric parameters of drainage networks derived from topographic maps and DEM in point offloods, *Environ. Geol.*, 56, 1405-1415

Palanques A., Puig P., Latasa M., Sharek R., 2009. Deep sediment transport induced by storms and dense shelf water cascading in the northwestern Mediterranean. *Deep-Sea Research I* 56, 425–434

Papanikolaou D.J., Vassilakis E., 2010, Thrust faults and extensional detachment faults in Cretan tectono-stratigraphy: Implications for middle Miocene extension, *Tectonophysics*, 488, 233-247

Papazachos B. and Comninakis P., 1982, A catalogue of earthquakes in Greece and the surrounding area for the period 1901-1980. Univ. Thessaloniki, Geophysics Laboratory, Pub1, No5, 130pp

Parsons J.D., Bush J.W.M., Syvitski J.P.M., 2001, Hyperpycnal plume formation from riverine outflows with small sediment concentrations, *Sedimentology* 48 (2): 465-478

Parsons D.R., Peakall J., Aksu A.E., Flood R.D., Hiscott R.N., Besiktepe S., Mouland D., 2010. Gravity-driven flow in a submarine channel bend: direct field evidence of helical flow reversal. *Geology* 38, 1063–1066

Paull C., Ussler B., Bird L., Caress D., Hobson B., Lundsten E. and Thomas H., 2008. Confirming that Active Canyons Make Waves. Monterey Bay Aquarium Research Institute 2008 Annual Report, 22-24

Paull C.K., Ussler III W., Caress D.W., Lundsten E., Barry J., Covault J.A., Maier K.L., Xu J., Augenstein S., 2010a, Origins of large crescent-shaped bedforms within the axial channel of Monterey Canyon, *Geosphere* 6, 755-774

Perenne N., Haidvogel D.B., and Boyer D.L., 2001. Laboratory numerical model comparisons of flow over a coastal canyon. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 18, 235– 255

Perissoratis C., Mitropoulos P., Angelopoulos C., 1986, Marine geological research at the eastern Corinthiakos Gulf. I.G.M.E. Geol. and Geoph. Res. Special issue, 381-401

Piper D. J.W., Kontopoulos N., Panagos A. G., 1980, Deltaic, coastal and shallow marine sediments of the western gulf of Corinth, *Thalassographica*, 3, pp 5-14

Piper D. J. W., Cochonat P., Morrison M. L., 1999, Sidescan sonar evidence for progressive evolution of submarine failure into a turbidity current: the 1929 Grand Banks event, *Sedimentology*, 46: 79-97

Piper D. J. W., Anastasakis G., 2005, Late Neogene evolution of the western south Aegean volcanic arc: Sedimentary imprint of volcanicity around Milos, *Marine Geology*, 215, (3-4), 135-158

Piper D.J.W., Normark W.R., 2009. Processes that initiate turbidity currents and their influence on turbidites; a marine geology perspective. *Journal of Sedimentary Research* 79, 347–362

Pirazzoli P., Stiros S.C., Arnold M., Laborel J., Laborel-Deguen F., Papageorgiou S., 1994, Episodic uplift deduced from Holocene shorelines in the Perachora Peninsula, Corinth area, Greece, *Tectonophysics*, 229, 201-209

Pirazzoli P., Regnaud H., Lemasson L., 2004, Changes in storminess and surges in western France during the last century, *Marine Geology*, 210, S307-S323

Popescu I., Lericolais G., Panin N., Normand A., Dinu C., Le Drezen E., 2004. The Danube submarine canyon (Black Sea): morphology and sedimentary processes. *Marine Geology* 206, 249–265

Pratson L.F., Ryan W.B.F., Mountain G.S., Twichell D.C., 1994, Submarine canyon initiation by downslope-eroding sediment flows: evidence in late Cenozoic strata on the New Jersey continental slope. *Geological Society of America Bulletin*, 106, 395-412

Pratson L.F., Coakley B.J., 1996. A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows. *Geological Society of America Bulletin* 108, 225–234

Prior D.B., Bornhold B.D., Wiseman Jr. W.J., Lowe D.R., 1987. Turbidity current activity in a British Columbia fjord. *Science* 237, 1330–1333

- Prior D.B., Bornhold B.D., 1989. Submarine sedimentation on a developing Holocene fan delta. *Sedimentology* 36, 1053–1076
- Puga-Bernabéu A., Martin J.M., Braga J.C., 2008, Sedimentary processes in a submarine canyon excavated into a temperate- carbonate ramp (Granada Basin, southern Spain), *Sedimentology*, Vol 55, Issue 5, pp1449-1466
- Puga-Bernabéu A. et al., 2011, Morphology and controls on the evolution of a mixed carbonate–siliciclastic submarine canyon system, Great Barrier Reef margin, north-eastern Australia, *Marine Geology* 289, 100–116
- Puig P., Ogston A.S., Mullenbach B.L., Nittrouer C.A., Sternberg R.W., 2003, Shelf-to-canyon sediment transport processes on the Eel continental margin (northern California), *Marine Geology* 193, 129-149
- Puig P., Ogston A.S., Mullenbach B.L., Nittrouer C.A., Parsons J.D., Sternberg R.W., 2004, Storm-induced sediment gravity flows at the head of the Eel submarine canyon, northern California margin, *Journal of Geophysical Research* 109, C03019
- Puig P., Palanques A., Orange D.L., Lastras G. and Canals M., 2008. Dense shelf water cascades and sedimentary furrow formation in the Cap de Creus Canyon, north-western Mediterranean Sea. *Continental Shelf Research*, 28, 2017– 2030.
- Reddy G.P.O., Maji A.K., Gajbhiye K.S., 2004, Drainage morphometry and its influence on landform characteristics in a basaltic terrain: central India—a remote sensing and GIS approach, *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.*, 6, 1-16
- Restrepo-Correa I. C., G.Y. Ojeda, 2010, Geologic controls on the morphology of La Aguja submarine canyon, *Journal of South American Earth Sciences* 29, 861–870
- Ridente D. et al., 2007, Shelf-edge erosion, sediment failure and inception of Bari Canyon on the Southwestern Adriatic Margin (Central Mediterranean), Volume 246, Issues 2-4, Pages 193-207
- Robinson A.R., Golnaraghi M., Leslie W.G., Artegiani A., Hecht A., Lazzoni E., Michelato A., Sansone E., Theocharis A. & ünlüata U., 1991. The eastern Mediterranean general circulation: features, structure and variability. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 15: 215-240
- Romero-Otero G.A., Slatt R.M., Pirmez C., 2010. Detached and shelf-attached mass transport complexes on the Magdalena deepwater fan. In: Mosher D.C., Shipp R.C., Moscardelli L., Chaytor J.D., Baxter C.D.P., Lee H.J., Urgeles R. (Eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences*, Advances in Natural and Technological Hazard Research, Springer, London. 4th International Symposium on Submarine Mass Movements and Their Consequences, 28. Springer, London, pp. 593–606
- Sakellariou M. and Ferentinou, M. (2001), GIS-based Estimation of Slope Stability, *Natural Hazards Review*, Vol 2, No1, 12-21
- Salvany J. M., 2004, Tilting neotectonics of the Guadiamar drainage basin, SW Spain, *Earth Surf. Process. Landforms*, 29, 145-160
- Segura F.S., Pardo-Pascual J.E., Rosselló V.M., Fornós J.J., Gelabert B., 2007, Morphometric indices as indicators of tectonic, fluvial and karst processes in calcareous drainage basins, South Menorca Island, Spain, *Earth Surf. Process. Landforms*, 32, 1928-1946

Shepard F.P., Beard C.N., 1938. Submarine canyons: distribution and longitudinal profiles. *Geographical Review* 28 (3), 439–451

Shepard F.P., 1963. *Submarine Geology*. Harper & Row, New York

Shepard F.P., Dill R.F., 1966. *Submarine Canyons and Other Sea Valleys*. Rand McNally, Chicago

Shepard F.P., Emery K.O., 1973. Congo Submarine Canyon and Fan Valley. *AAPG Bulletin* 57 (9), 1679–1691

Shepard F.P., Marshall N.F., McLoughlin P.A., 1974, Currents in Submarine Canyons, *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, Vol 21, Issue 9, 691-706

Shepard F.P., 1981. Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence. *AAPG Bulletin* 65 (6), 1062–1077

Skirris N. et al., 2004, Effects of extreme meteorological conditions on coastal dynamics near a submarine canyon *Continental Shelf Research* 24, 1033–1045

Smith B.D., Strindberg S. and Mansur Mowgli R., 2010. The potential role of submarine canyons as ecological refuges for cetacean diversity in a changing ocean environment: a proposed case study in an ecological cul-de-sac. In: *IWC small cetaceans and climate change workshop*, 28 November – 1st December 2010, Vienna, Austria. SC/N10/CC 3, pp. 1-4

Sobarzo M., Figueroa M., Djurfeldt L., 2001. Upwelling of subsurface water into the rim of the Biobío submarine canyon as a response to surface winds. *Continental Shelf Research* 21 (3), 279–299.

Sommerfield C.K., Nittrouer C.A., 1999. Modern accumulation rates and a sediment budget for the Eel Shelf: a flood-dominated depositional environment. *Marine Geology* 154 (1–4), 227–241

Sparks R.S.J., Bonnez R.T., Huppert H.E., Lister J.R., Hallworth M.A., Mader H., Phillips J., 1993. Sediment-laden gravity currents with reversing buoyancy. *Earth and Planetary Science Letters* 114, 243–257

Stavrakakis S., Kontogiannis H., Karageorgis, A.P., Kabouri G., Krasakopoulou E., Temporal and Spatial Viability of Particle Fluxes along the Submarine Samaria Canyon (SW Cretan Continental Margin), 9th Symposium on Oceanography & Fisheries, 2009 - Proceedings, Volume I

Stefatos A., Papatheodorou G., Ferentinos G., Leeder M., Collier R., 2002, Seismic reflection imaging of active offshore faults in the Gulf of Corinth: their seismotectonic significance, *Basin Research*, 14, 487-502

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

Stefatos G., Hamza A.B., 2009, Fault detection using robust multivariate control chart, *Expert Systems with Applications*, Vol.36, Issue 3, Part 2, p 5888-5894

Sternberg R.W., Cacchione D.A., Paulson B., Kineke G.C., Drake D.E., 1996. Observations of sediment transport on the Amazon subaqueous delta. *Continental Shelf Research* 16, 697–715

- Stewart I.S., Vita-Finzi C., 1996, Coastal uplift on active normal faults: the Eliko fault, Greece, *Geophysical Research Letters*, 23, 1853-1856
- Strahler A. N., 1957, Quantitative analysis of watershed geomorphology, *Trans. Am. Geophys. Union*, 38, 913-920
- Sumner E.J., Talling P.J., Amy L.A., 2009. The deposits of flows transitional between turbidity currents and debris flow. *Geology* 37, 991–994
- Syvitski J.P.M., Hein F.J., 1991. Sedimentology of an arctic basin: Itirbilung Fiord, Baffin Island, Canada. *Geological Survey of Canada Professional Paper* 91-11 (67 pp.)
- Talling P. J. et al., 2013, How are subaqueous sediment density flows triggered, what is their internal structure and how does it evolve? Direct observations from monitoring of active flows, *Earth-Science Reviews* 125, 244–287
- Talling P. J. et al., 2014, On the triggers, resulting flow types and frequencies of subaqueous sediment density flows in different settings *Marine Geology* 352, 155–182
- Traykovski P., Geyer W.R., Irish J.D., Lynch J.F., 2000, The role of wave-induced density-driven fluid mud flows for cross-shelf transport on the Eel River continental shelf, *Continental Shelf Research* 20, 2113-2140
- Traykovski P., Wiberg P.L., Geyer W.R., 2007. Observations and modelling of wavesupported sediment gravity flows on the Po prodelta and comparison to prior observations from the eel shelf. *Continental Shelf Research* 27, 375–399
- Trincardi F. Fogliani F., Verdicchio G., Asioli A., Correggiari A., Minisini D., Piva A., Remia A., Ridente D. and Taviani M., 2007. The impact of cascading currents on the Bari Canyon System, SW-Adriatic Margin (Central Mediterranean). *Marine Geology*, 246, 208-230
- Trofimovs J., Amy L., Boudon G., Deplus C., Doyle E., Fournier N., Hart M.B., Komorowski J.C., Le Friant A., Loc E.J., Pudsey C., Ryan G., Sparks R.S.J., Talling P.J., 2006. Submarine pyroclastic deposits formed at the Soufriere Hills volcano, Montserrat (1995–2003): what happens when pyroclastic flows enter the ocean? *Geology* 34, 549–552
- Tsutsui B., Campbell J.F., Coulbourn W.T., 1987. Storm-generated, episodic sediment movements off Kahe Point, Oahu, Hawaii. *Marine Geology* 76, 281–299
- Twichell D.C. and Roberts D.G., 1982. Morphology, distribution, and development of submarine canyons on the United States Atlantic continental slope between Hudson and Baltimore Cantons. *Geology*, 10, 408-412
- Urlaub M., Zervos A., Talling P.J., Masson D.G., Clayton C.I., 2012. How do 2° slopes fail in areas of slow sedimentation? A sensitivity study on the influence of accumulation rate and permeability on submarine slope stability. In: Yamada, Y., et al. (Eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences*. Springer, Dordrecht, pp. 277–287
- Vangriesheim A., Khripounoff A., Crassous P., 2009. Turbidity events observed in situ along the Congo submarine channel. *Deep-Sea Research Part II* 56, 2208–2222
- Varnavas S., Ferentinos G., and Collins M., 1986, Dispersion of bauxitic red mud in the Gulf of Corinth, Greece. *Marine Geology*, 70, 211-222

- Vetter E.W., Dayton P.K., 1998. Macrofaunal communities within and adjacent to a detritus-rich submarine canyon system. *Deep Sea Research-II* 45, 25–54
- Völker D., Scholz F., Geerson J., 2011. Analysis of submarine landsliding in the rupture area of the 27 February 2010 Maule earthquake, Central Chile. *Marine Geology* 288, 79–89
- Walker R.G., 1992. Turbidites and submarine fans. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models—Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland, Canada, pp. 239–263
- Waterhouse A.F., Allen S.E. and Bowie A.W., 2009. Upwelling flow dynamics in long canyons at low Rossby Number, *Journal of Geophysical Research*, 114, 1-18
- Watts P., Grilli S.T., Kirby J.T., Fryer G.J., Tappin D.R., 2003, Landslide tsunami case studies using a Boussinesq model and a fully nonlinear tsunami generation model. *Nat Haz Earth Sci Syst EGU* 3(5): 391-402
- Weber M.E., Weidicke M.H., Kudrass H.R., Hubscher C., Eelenkeuser H., 1997. Active growth of the Bengal Fan during sea-level rise and highstand. *Geology* 25, 315–318
- Winkelmann D., Geissler W., Schneider J., Stein R., 2008. Dynamics and timing of the Hinlopen/Yermak Megaslide north of Spitsbergen, Arctic Ocean. *Marine Geology* 250, 34–50
- Winterwerp J.C., Bakker W.T., Mastbergen D.R., van Rossum H., 1992. Hyperconcentrated sand–water mixture flows over erodible bed. *Journal of Hydraulic Engineering* 118,1508–1525
- Wright L.D., Friedrichs C.T., Kim S.C., Scully M.E., 2001. Effects of ambient currents and waves on gravity-driven sediment transport on continental shelves. *Marine Geology* 175, 25–45
- Wright L.D., Friedrichs C.T., 2006, Gravity-driven sediment transport on continental shelves: a status report, *Continental Shelf Research* 26, 2092-2107
- Xu J.P., Noble M.A., Rosenfeld L.K., 2004, In-situ measurements of velocity structure within turbidity currents. *Geophysical Research Letters* 31, L09311
- Xu J.P., Swatzenski P.W., Noble M., Li A.-C., 2010, Event-driven sediment flux in Hueneme and Mugu submarine canyons, Southern California, *Marine Geology* 269, 74-88
- Xu J.P., 2011, Measuring currents in submarine canyons: technological and scientific progress in the past 30 years, *Geosphere* 7, 868-876
- Xu J.P., Barry J.P., Paull C.K., 2013. Small-scale turbidity currents in a big submarine canyon. *Geology* 41, 143–146
- Yoklavich M., Greene H.G., Cailliet G.M., Sullivan D.E., Lea R.N., Love M.S., 2000. Habitat associations of deep-water rockfishes in a submarine canyon: an example of a natural refuge. *Fisheries Bulletin* 98 (3), 625–641
- Yoshikawa S., Nemoto K., 2010, Seasonal variations of sediment transport to a canyon and coastal erosion along the Shimizu coast, Suruga Bay, Japan, *Marine Geology* 271, 165–176
- Yu H.S., Hong E., 2006, Shifting submarine canyons and development of a foreland basin in SW Taiwan: controls of foreland sedimentation and longitudinal sediment transport, *Journal of Asian Earth Sciences* 27, 922–932

Zuffa G.G., Normark W.R., Serra F., Brunner A., 2000. Turbiditemegabeds in an ocean rift valley recording jokulhlaups of late Pleistocene glacial lakes of the western United States. *Journal of Geology* 108, 253–274

7.1.2. Έντυπη Βιβλιογραφία

Barton C. C, La Pointe R. P., 1995, *Fractals in the Earth Sciences*, Plenum Press, New York and London

Lampridou Danai, *Morphotectonic analysis and submarine morphology of the Southwestern Crete*

Scholtz H. C., Mandelbrot B.B., 1989, *Fractals in Geophysics*, Basel, Boston, Berlin

7.2. Ελληνόγλωσση Βιβλιογραφία

7.2.1. Ηλεκτρονική Βιβλιογραφία

Βιβλία – Διπλωματικές Εργασίες- Διδακτορικές Διατριβές

Θεοδοσίου Χριστίνα, 2013, ‘‘Άλληλεπίδραση Τεκτονικής και Ιζηματογένεσης στην Παράκτια Περιοχή της Κορίνθου’’, Διπλωματική Εργασία, Εργαστήριο Τεκτονικής, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Πατρών

Ιατρού Μαργαρίτα, 2013, ΔΔ, Ωκεανογραφικές – Γεωμορφολογικές έρευνες στον κεντρικό Κορινθιακό Κόλπο σε σχέση με τη διασπορά μεταλλευτικών αποβλήτων ερυθράς ιλύος, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Πατρών

Κασιμάλης Β., Κονισπολιάτης Ν., 2013, *Θαλάσσια Γεωλογία και Γεωφυσική*

Λυκούσης Β., *Θαλάσσια Γεωλογία*

Παπαθεοδώρου Γεώργιος, 1990, *Διεργασίες Σύγχρονης Ιζηματογένεσης στον Κορινθιακό Κόλπο*, Πανεπιστήμιο Πατρών

Σεργίου Σπυρίδων, 2015, ‘‘Σύγχρονες Διεργασίες Ιζηματογένεσης στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο’’, Εργαστήριο Θαλάσσιας Γεωλογίας και Φυσικής Ωκεανογραφίας, Πανεπιστήμιο Πατρών

Τσούλος Λ., Σκοπελίτη Α., Στάμου Λ., 2015γ, Εκπαιδευτικό Υλικό του μαθήματος «Συστήματα Γεωγραφικών Πληροφοριών στους Υδατικούς Πόρους» ΣΠΜ ΕΜΠ

7.2.2. Έντυπη Βιβλιογραφία

Τσακίρης Γ., 1995, *Υδατικοί Πόροι : Ι.Τεχνική Υδρολογία*, Αθήνα, Εκδόσεις Συμμετρία

8. ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

8.1. Ευρετήριο Εικόνων

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

- Εικόνα 1:** Τα Υποθαλάσσια Φαραγγιά ως «διάδρομοι» μεταφοράς Ιζημάτων. Πηγή: Grotzinger J., Jordan T., 2010, Understanding Earth, 6th Edition, W.H. Freeman and Company 11
- Εικόνα 2:** Επισκευή Υποθαλάσσιου Αγωγού. Πηγή: <http://summiteam.gr/>..... 12
- Εικόνα 3:** Φωτογραφίες που δείχνουν την βιοποικιλότητα εντός των υποθαλάσσιων φαραγγιών. Α)εχινοειδή Β)πεδίο από τη θάλασσα στήλη Korhobelemnion C)Κοράλλια D)Δίθυρα και Κοράλλια Ε)κοινότητα κοραλλιών F)κοινότητα κοραλλιών G)Εξακρinoειδής Σπόγγος Η)stalked crinoid. Πηγή: Fernandez – Arcaya U. et al.,2017, Ecological Role of Submarine Canyons and Need for Canyon Conservation, Front. Mar. Sci..... 13
- Εικόνα 4:** Σχηματική Απεικόνιση ενός Υποθαλάσσιου Φαραγγιού (Submarine Canyon). Πηγή: "Mediterranean Submarine Canyons, Ecology and Governance", Maurizio Wurtz, Publication Service IUCN, 2012..... 14
- Εικόνα 5:** Χάρτης που απεικονίζει το μέγεθος spacing για τα υποθαλάσσια φαράγγια ανά τον κόσμο. Πηγή: P.T.Harris και T. Whiteway, 2011, Marine Geology,285, 68-86 17
- Εικόνα 6:** Τύποι Υποθαλάσσιων Φαραγγιών και η Διανομή τους στη Μεσόγειο. Πηγή: P.T.Harris and T.Whiteway, 2011 19
- Εικόνα 7:** Χαρακτηριστική Απεικόνιση των 3 τύπων υποθαλάσσιων φαραγγιών στις περιοχές Α)Zaire Β) Bay of BengalC)Gulf of Lyon D)Laurentian Channel. Πηγή: P.T. Harris και T.Whiteway,2011, Marine Geology,Vol 285, Issues 1-4,69-86..... 19
- Εικόνα 8:** Οι φάσεις εξέλιξης κατά το σχηματισμό ενός υποθαλάσσιου φαραγγιού σύμφωνα με το μοντέλο των Farre et al.,1983. Πηγή: A. Puga - Bernabeu et al., Marine Geology, 289, 2011,100-116 22
- Εικόνα 9:** Αναπαράσταση του υδροδυναμικού καθεστώτος σε μία τομή ενός υποθαλάσσιου φαραγγιού. Πηγή: : "Mediterranean Submarine Canyons, Ecology and Governance", Maurizio Wurtz, Publication Service IUCN, 2012 25
- Εικόνα 10:** Α)Ανάβλυση (upwelling) και Β)Καταβύθιση (downwelling) της ροής σε μία παράκτια περιοχή. Πηγή: John Wiley and Sons, Inc, www.wiley.com 26
- Εικόνα 11:** Ανεμογενή Ρεύματα στο Υφαλοόριο ή Ρεύματα στην κατωφέρεια οδηγούν σε ανάβλυση(upwelling) ή καταβύθιση(downwelling) της ροής μέσα στο υποθαλάσσιο φαράγγι με ιδιαίτερη επίδραση στο χείλος(rim). Πηγή: "Mediterranean Submarine Canyons, Ecology and Governance", Maurizio Wurtz, Publication Service IUCN, 2012..... 27
- Εικόνα 12:** Σχηματική Απεικόνιση των Ενεργών και Παθητικών Περιθωρίων. Πηγή: "Mediterranean Submarine Canyons, Ecology and Governance", Maurizio Wurtz, Publication Service IUCN, 2012..... 28

- Εικόνα 13:** Γραφική Παράσταση που απεικονίζει το ποσοστό γεωγραφικής ύπαρξης υποθαλάσσιων φαραγγίων Τύπου 1 και 2 ανά τον κόσμο σε σχέση με την εξαγωγή ίζημάτων που έχει παρατηρηθεί από την έρευνα των Ludwig και Probst,1998. Πηγή: P.T.Harris ,T. Whiteway,2011, Marine Geology,285,69-8633
- Εικόνα 14:** Αναπαράσταση ροής στην περιοχή του υποθαλάσσιου φαραγγιού Var,στη θάλασσα περιοχή της Nice (France) ενεργοποιούμενη από κατάρρευση στην κατοφέρεια. Πηγή:Mulder et al.,199736
- Εικόνα 15:** Φωτογραφία των τριών monuments που χρησιμοποιήθηκαν στη μελέτη Πηγή:Paull et al.,2010a.....37
- Εικόνα 16:** Α)Χάρτης του ανώτερου τμήματος του υποθαλάσσιου φαραγγιού Monterey υποδεικνύοντας την τοποθεσία των οργάνων παρακολούθησης από τους Paull και Xu Β)Ημισελινοειδείς μορφές στον πυθμένα (bedforms) και θέσεις των τριών monuments. Πηγή:Paull et al.,2010a38
- Εικόνα 17:** Μεταβολές στις θέσεις των monuments με το πέρασμα του χρόνου στο ανώτερο τμήμα του υποθαλάσσιου φαραγγιού του Monterey. Πηγή: Paull et al., 2010a39
- Εικόνα 18:** Αναπαράσταση ροής στο υποθαλάσσιο φαράγγι Monterey στην Καλιφόρνια. Πηγή:Paull et al., 2010a, 2010b; Xu et al., 2010.....39
- Εικόνα 19:** Αναπαράσταση ροής στο υποθαλάσσιο φαράγγι του Eel στην θάλασσα παράκτια περιοχή της Καλιφόρνιας Πηγή:P.J.Talling/ Marine Geology 352 (2014) 155-182.....41
- Εικόνα 20:** Χάρτης που απεικονίζει την πορεία 2 υποθαλάσσιων ροών που ενεργοποιήθηκαν από τον τυφώνα Morakot στην Ταϊβάν το 2009. Πηγή:Carter et al., 2012.....43
- Εικόνα 21:** Βαθυμετρικό προφίλ κατά μήκος της πορείας της ροής που δείχνει ταυτόχρονα τις θέσεις των καλωδίων (2009) Πηγή:Carter et al., 2012.....44
- Εικόνα 22:** Ύψη κύματος που καταγράφηκαν στην θάλασσα παράκτια περιοχή της ΝΑ Ταϊβάν κατά τη διάρκεια του τυφώνα Morakot το 2009.Πηγή: Hale et al., 2012 44

ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

- Εικόνα 23:** Χερσαίο Φαράγγι Σαμαριάς. Πηγή: Google Maps.....45
- Εικόνα 24:** Απεικόνιση της Θάλασσας περιοχής που βρίσκεται το Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς. Πηγή: ESRI Topographic Basemap, EMODnet Bathymetry 2015/ ArcGIS Online46
- Εικόνα 25:** Χάρτης απεικόνισης της Βαθυμετρίας γύρω από την Κρήτη. Πηγή: ESRI Topographic Basemap,World Ocean Reference,GEBCO_2014 Bathymetric Contours/ ArcGIS Online.....47
- Εικόνα 26:** Χάρτης απεικόνισης των Κλίσεων γύρω από την Κρήτη. Πηγή: ESRI Ocean Forum 2015,Bathymetric_Slope/ ArcGIS Online.....47
- Εικόνα 27:** Απεικόνιση των Υποθαλάσσιων Γεωμορφολογικών Σχηματισμών γύρω από την Κρήτη. Πηγή:ESRI Ocean Basemaps,UnderSea Features/ArcGIS Online ...48
- Εικόνα 28:** Απλοποιημένος Τεκτονικός Χάρτης της Κρήτης. Πηγή: Papanikolaou and Vassilakis, 201049

- Εικόνα 29:** Η τεκτονική εξέλιξη της λεκάνης του Ηρακλείου (a-c) και οι πρόσφατες τεκτονικές κινήσεις του νησιού (d). Με ανοικτό γκρι οι καταβυθίσεις και με σκούρο γκρι οι ανυψώσεις. Πηγή:Fassoulas, 2000.....50
- Εικόνα 30:** Απεικόνιση του Κορινθιακού Κόλπου και του υδρογραφικού δικτύου στη Βόρεια Πελοπόννησο. Πηγή: www.korinthiakos.info.....51
- Εικόνα 31:** Απεικόνιση της 3D βαθυμετρίας του Κορινθιακού Κόλπου όπου διακρίνονται τα Υποθαλάσσια Υποφαράγγια, τα κανάλια και οι χαραδρώσεις. Πηγή:ESRI Topographic Basemap, EMODnet Bathymetry 2015/ ArcGIS Online....51
- Εικόνα 32:** Φυσιογραφικός Χάρτης του Κορινθιακού Κόλπου. Πηγή: Heezen et al.,1966.....52
- Εικόνα 33:** Απεικόνιση των κλίσεων στο νότιο και βόρειο περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου.Πηγή: ESRI Ocean Forum 2015,Bathymetric_Slope/ ArcGIS Online53
- Εικόνα 34:** Απεικόνιση της Βαθυμετρίας του Κορινθιακού Κόλπου. Πηγή:ESRI Topographic Basemap,World Ocean Reference,GEBCO_2014 Bathymetric Contours/ ArcGIS Online54
- Εικόνα 35:** Απεικόνιση των 4 λεκανών του Κορινθιακού Κόλπου και των ρηγμάτων που συνέβαλαν στη διάνοιξή του. Πηγή: Δορυφορική Φωτογραφία Landsat της Κεντρικής Ελλάδας και βυθομετρία του Κορινθιακού Κόλπου όπως χαρτογραφήθηκε από τους ερευνητές του ΕΛΚΕΘΕ.....55
- Εικόνα 36:** Δομικός Χάρτης της περιοχής του Κορινθιακού Κόλπου όπως τροποποιήθηκε από Armijo et al., 1996, Sakellariou et al., 2001, Stefatos et al., 2002. Πηγή: <http://korinthiakos.info/content>.....57
- Εικόνα 37:** Πίνακας ποσότητας μεταφερόμενου ιζήματος από τους ποταμούς του νότιου περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου. Πηγή: Παπαθεοδώρου Γεώργιος, 1990, Πανεπιστήμιο Πατρών, "Διεργασίες Σύγχρονης Ιζηματογένεσης στον Κορινθιακό Κόλπο"58

ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

- Εικόνα 38:** Η κωδικοποίηση της κατεύθυνσης της ροής60
- Εικόνα 39:** Κάναβος Συγκεντρωτικής Ροής.....61
- Εικόνα 40:** Ροή Εργασιών63
- Εικόνα 41:** Απεικόνιση του raster(διαφανής περιοχή) με τη συμβολή του οποίου θα γίνει η μελέτη του Υποθαλάσσιου Φαραγγιού της Σαμαριάς Πηγή: ESRI Imagery Basemaps και raster από το τμήμα πολυδεσμικής βαθυμετρικής απεικόνισης (swath bathymetry) του Ινστιτούτου Ωκεανογραφίας του ΕΛΚΕΘΕ.63
- Εικόνα 42:** Απεικόνιση του raster(διαφανής περιοχή) με τη συμβολή του οποίου θα γίνει η μελέτη των Υποθαλάσσιων Φαραγγιών στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου. Πηγή: ESRI Imagery Basemaps και raster από το τμήμα πολυδεσμικής βαθυμετρικής απεικόνισης (swath bathymetry) του Ινστιτούτου Ωκεανογραφίας του ΕΛΚΕΘΕ.....64
- Εικόνα 43:** Απεικόνιση της Βαθυμετρίας της θαλάσσιας περιοχής όπου βρίσκεται το Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς.....64
- Εικόνα 44:** Απεικόνιση της Βαθυμετρίας της θαλάσσιας περιοχής όπου βρίσκονται τα Υποθαλάσσια Υποφαράγγια στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου.65

| | |
|--|----|
| Εικόνα 45: Εύρος τιμών για το μέγεθος altitude..... | 65 |
| Εικόνα 46: Profile Curvature | 66 |
| Εικόνα 47: Planform Curvature | 66 |
| Εικόνα 48: Standard Curvature ως συνδυασμός του Profile Curvature και του Planform Curvature..... | 67 |
| Εικόνα 49: Αποτύπωση των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών του συστήματος του Φαραγγιού της Σαμαριάς στο θεματικό επίπεδο της βαθυμετρίας της περιοχής. | 69 |
| Εικόνα 50: Αναπαράσταση κάθε υποθαλάσσιου υποφαραγγιού του συστήματος του Φαραγγιού της Σαμαριάς από μία γραμμική οντότητα στο θεματικό επίπεδο της βαθυμετρίας | 69 |
| Εικόνα 51: Αποτύπωση των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο στο θεματικό επίπεδο της βαθυμετρίας της περιοχής. | 70 |
| Εικόνα 52: Αναπαράσταση κάθε υποθαλάσσιου υποφαραγγιού στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου από μία γραμμική οντότητα στο θεματικό επίπεδο της βαθυμετρίας. | 70 |
| Εικόνα 53: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα των κατηγοριών ενός longitudinal profile ανάλογα με την καμπυλότητα του και εξαγόμενα συμπεράσματα για την υποθαλάσσια γεωμορφολογία των περιθωρίων που φιλοξενούν τα αντίστοιχα υποθαλάσσια φαράγγια. Πηγή: Covault et al., 2011, (Covault J.A.; Fildani A.; Romans B.W.; McHargue T., 2001), The natural range of submarine canyon-and-channel longitudinal profiles | 72 |
| Εικόνα 54: Απεικόνιση των Διατομών (Cross- Sections) επί των Αξόνων των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών του Φαραγγιού της Σαμαριάς | 78 |
| Εικόνα 55: Απεικόνιση των Διατομών (Cross- Sections) επί των Αξόνων των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου | 78 |

ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΟ ΦΑΡΑΓΓΙ ΤΗΣ ΣΑΜΑΡΙΑΣ

| | |
|--|----|
| Εικόνα 56: Απεικόνιση της Υποθαλάσσιας περιοχής του Φαραγγιού της Σαμαριάς στο θεματικό επίπεδο Slope. | 80 |
| Εικόνα 57: Απεικόνιση της 3D σκίασης (hillshade) της επιφάνειας που αναπαριστάει το Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς | 81 |
| Εικόνα 58: Απεικόνιση του αποτελέσματος του εργαλείου Curvature στην επιφάνεια που αναπαριστάει το Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς..... | 81 |
| Εικόνα 59: Απεικόνιση του αποτελέσματος του εργαλείου Flow Direction στην επιφάνεια που αναπαριστάει το Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς..... | 82 |
| Εικόνα 60: Απεικόνιση του αποτελέσματος του εργαλείου Flow Accumulation στην επιφάνεια που αναπαριστάει το Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς..... | 83 |
| Εικόνα 61: Απεικόνιση του αποτελέσματος του εργαλείου Flow Direction τόσο στην επιφάνεια που αναπαριστάει το Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς όσο και στη χερσαία περιοχή της ΝΔ Κρήτης | 84 |

| | |
|---|----|
| Εικόνα 62: Απεικόνιση του αποτελέσματος του εργαλείου Flow Accumulation τόσο στην επιφάνεια που αναπαριστάνει το Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς όσο και στη χερσαία περιοχή της Κρήτης..... | 84 |
| Εικόνα 63: Αποτύπωση των υποθαλάσσιων υποφαραγγίων του συστήματος του Φαραγγιού της Σαμαριάς με υπόβαθρο τη βαθυμετρία της περιοχής. | 85 |
| Εικόνα 64: Αποτύπωση των υποθαλάσσιων υποφαραγγίων του συστήματος του φαραγγιού της Σαμαριάς με υπόβαθρο το θεματικό επίπεδο Slope | 86 |
| Εικόνα 65: Αποτύπωση των υποθαλάσσιων υποφαραγγίων του συστήματος του Φαραγγιού της Σαμαριάς με υπόβαθρο το layer Flow Accumulation..... | 86 |
| Εικόνα 66: Αναπαράσταση κάθε υποθαλάσσιου υποφαραγγιού του συστήματος του Φαραγγιού της Σαμαριάς από μία γραμμή στο θεματικό επίπεδο της βαθυμετρίας .. | 88 |
| Εικόνα 67: Αναπαράσταση κάθε υποθαλάσσιου υποφαραγγιού του συστήματος του Φαραγγιού της Σαμαριάς από μία γραμμή με υπόβαθρο το raster που παράχθηκε από την εφαρμογή του εργαλείου Slope | 88 |
| Εικόνα 68: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα του Μήκους των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγίων στην κατωφέρεια της ΝΔ Κρήτης | 89 |
| Εικόνα 69: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα του Μήκους των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγίων στην κατωφέρεια της Γαύδου..... | 90 |
| Εικόνα 70: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα της Βαθυμετρικής Διαφοράς Κεφαλής και Στομίου των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγίων στην κατωφέρεια της ΝΔ Κρήτης | 90 |
| Εικόνα 71: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα της Βαθυμετρικής Διαφοράς Κεφαλής και Στομίου των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγίων στην κατωφέρεια της Γαύδου..... | 91 |
| Εικόνα 72: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα του μεγέθους Slope των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγίων στην κατωφέρεια της ΝΔ Κρήτης | 92 |
| Εικόνα 73: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα του μεγέθους Slope των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγίων στην κατωφέρεια της Γαύδου..... | 92 |
| Εικόνα 74: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα του μεγέθους Sinuosity των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγίων στην κατωφέρεια της ΝΔ Κρήτης | 93 |
| Εικόνα 75: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα του μεγέθους Sinuosity των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγίων στην κατωφέρεια της Γαύδου..... | 94 |
| Εικόνα 76: Αναπαράσταση κάθε υποθαλάσσιου υποφαραγγιού του φαραγγιού της Σαμαριάς από μία γραμμική οντότητα με υπόβαθρο το θεματικό επίπεδο της βαθυμετρίας | 94 |
| Εικόνα 77: Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγίων 1-4 στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης) | 95 |
| Εικόνα 78: Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγίων 5-8 στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης) | 96 |
| Εικόνα 79: Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγίων 9-12 στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης) | 96 |
| Εικόνα 80: Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγίων 13-15 στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης) | 97 |

| | |
|--|-----|
| Εικόνα 81: Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών A-D στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια Γαύδου)..... | 98 |
| Εικόνα 82: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα των Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης) | 99 |
| Εικόνα 83: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα των Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια Γαύδου) ... | 100 |
| Εικόνα 84: Normalized Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 1-4 στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης) | 101 |
| Εικόνα 85: Normalized Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 5-8 στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης) | 102 |
| Εικόνα 86: Normalized Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 9-12 στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης) | 102 |
| Εικόνα 87: Normalized Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 13-15 στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης) | 103 |
| Εικόνα 88: Normalized Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών A-D στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια Γαύδου)..... | 103 |
| Εικόνα 89: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα των Normalized Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης) | 104 |
| Εικόνα 90: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα των Normalized Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια Γαύδου)..... | 105 |
| Εικόνα 91: Αναπαράσταση κάθε υποθαλάσσιου υποφαραγγιού στο Φαράγγι της Σαμαριάς από μία γραμμική οντότητα με υπόβαθρο το θεματικό επίπεδο Slope ... | 106 |
| Εικόνα 92: Slope Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 1-4 στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης)..... | 106 |
| Εικόνα 93: Slope Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 5-8 στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης)..... | 107 |
| Εικόνα 94: Slope Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 9-15 στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης)..... | 108 |
| Εικόνα 95: Slope Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών A-D στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια Γαύδου)..... | 109 |
| Εικόνα 96: Γενική Απεικόνιση του Υποθαλάσσιου Φαραγγιού της Σαμαριάς και ειδικότερα του κύριου άξονά του και των τομών επί αυτού..... | 110 |
| Εικόνα 97: Longitudinal Profile του κύριου άξονα του Υποθαλάσσιου Φαραγγιού της Σαμαριάς | 110 |
| Εικόνα 98: Slope Profile του κύριου άξονα του Υποθαλάσσιου Φαραγγιού της Σαμαριάς | 111 |
| Εικόνα 99: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα Διατομών (Cross – Sections) επί του κύριου άξονα του Υποθαλάσσιου Φαραγγιού της Σαμαριάς | 112 |

- Εικόνα 100:** Απεικόνιση των Εγκάρσιων Τομών (Cross- Sections) επί των Αξόνων των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών του Φαραγγιού της Σαμαριάς 113
- Εικόνα 101:** 3 Εγκάρσιες Τομές (Cross- Sections) επί των αξόνων των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 1-2 στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης) 114
- Εικόνα 102:** 3 Εγκάρσιες Τομές (Cross- Sections) επί των αξόνων των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 3-5 στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης) 115
- Εικόνα 103:** 3 Εγκάρσιες Τομές (Cross- Sections) επί των αξόνων των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 6-7 στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης) 115
- Εικόνα 104:** 3 Εγκάρσιες Τομές (Cross- Sections) επί των αξόνων των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 8-12 στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης)..... 116
- Εικόνα 105:** 3 Εγκάρσιες Τομές (Cross- Sections) επί των αξόνων των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 13-14 στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης)..... 117
- Εικόνα 106:** 4 Εγκάρσιες Τομές (Cross- Sections) επί των άξονα του υποθαλάσσιου υποφαραγγιού 15 στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια ΝΔ Κρήτης) 117
- Εικόνα 107:** 3 Εγκάρσιες Τομές (Cross- Sections) επί του άξονα του υποθαλάσσιου υποφαραγγιού Α στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια Γαύδου) 118
- Εικόνα 108:** 4 Εγκάρσιες Τομές (Cross- Sections) επί του άξονα του υποθαλάσσιου υποφαραγγιού Β στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια Γαύδου) 119
- Εικόνα 109:** 3 Εγκάρσιες Τομές (Cross- Sections) επί του άξονα του υποθαλάσσιου υποφαραγγιού C και 4 Εγκάρσιες Τομές επί του άξονα του υποθαλάσσιου υποφαραγγιού D στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς (κατωφέρεια Γαύδου). 120
- Εικόνα 110:** Βαθυμετρικός Χάρτης του ΝΔ Κρητικού ηπειρωτικού περιθωρίου και οι θέσεις των τριών διατάξεων. Πηγή: 'Temporal and Spatial Viability of Particle Fluxes along the Submarine Samaria Canyon (SW Cretan Continental Margin), Stavrakakis S., Kontogiannis H., Karageorgis A.P., Kabouri G., Krasakopoulou E., Institute of Oceanography, Hellenic Centre for Marine Research 120
- Εικόνα 111:** ΒΑ-ΝΔ Τομές συγκέντρωσης αιωρούμενου υλικού $\mu\text{g/l}$ στο υποθαλάσσιο φαράγγι της Σαμαριάς α)Μαΐος 2005 β)Σεπτέμβριος 2005. Πηγή: Temporal and Spatial Viability of Particle Fluxes along the Submarine Samaria Canyon(SW Cretan Continental Margin), Stavrakakis S.,Kontogiannis H., Karageorgis A.P., Kabouri G., Krasakopoulou E., Institute of Oceanography, Hellenic Centre for Marine Research 121
- Εικόνα 112:** Χρονικές Διακυμάνσεις της Ολικής Ροής στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς(αριστερά), στο Β.Αιγαίο και στο Ν.Ιόνιο πέλαγος(δεξιά). Τα στοιχεία της βροχόπτωσης αφορούν το σταθμό EMY των Χανίων. Πηγή: 'Temporal and Spatial Viability of Particle Fluxes along the Submarine Samaria Canyon(SW Cretan Continental Margin), Stavrakakis S.,Kontogiannis H., Karageorgis A.P., Kabouri G., Krasakopoulou E., Institute of Oceanography, Hellenic Centre for Marine Research 122

Εικόνα 113: Μέσες Ταχύτητες και Διευθύνσεις Ρευμάτων στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς 10m πάνω από τον πυθμένα. Η δειγματοληψία έγινε ανά δωρο. Πηγή: 'Temporal and Spatial Viability of Particle Fluxes along the Submarine Samaria Canyon (SW Cretan Continental Margin), Stavrakakis S., Kontogiannis H., Karageorgis A.P., Kabouri G., Krasakopoulou E., Institute of Oceanography, Hellenic Centre for Marine Research 123

Εικόνα 114: Πυρήνες Ιζημάτων που συλλέχθηκαν από τις θέσεις 77 και 78. Πηγή: Atlas of Bathymetry and Geological Features of the Southern Cretan Slope and Canyons, 2007,HERMES, Deliverable 82, month 30 124

Εικόνα 115: Τα κυριότερα στρωματογραφικά χαρακτηριστικά του Υποθαλάσσιου Φαραγγιού της Σαμαριάς. Πηγή:Atlas of Bathymetry and Geological Features of the Southern Cretan Slope and Canyons, 2007,HERMES, Deliverable 82, month 30 ... 125

ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΑ ΥΠΟΦΑΡΑΓΓΙΑ ΣΤΟ ΝΔ ΠΕΡΙΘΩΡΙΟ ΤΟΥ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ

Εικόνα 116: Απεικόνιση του αποτελέσματος του εργαλείου Slope για τα Υποθαλάσσια Υποφαράγγια στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου..... 127

Εικόνα 117: Απεικόνιση της 3D σκίασης (hillshade) της επιφάνειας που αναπαριστάει τα Υποθαλάσσια Υποφαράγγια του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου..... 128

Εικόνα 118: Απεικόνιση του αποτελέσματος του εργαλείου Curvature στην επιφάνεια που αναπαριστάει τα Υποθαλάσσια Υποφαράγγια στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο 129

Εικόνα 119: Απεικόνιση του αποτελέσματος του εργαλείου Flow Direction στην επιφάνεια που αναπαριστάει τα Υποθαλάσσια Υποφαράγγια στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο..... 129

Εικόνα 120: Απεικόνιση του αποτελέσματος του εργαλείου Flow Accumulation στην επιφάνεια που αναπαριστάει τα Υποθαλάσσια Υποφαράγγια στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο..... 130

Εικόνα 121: Απεικόνιση του αποτελέσματος του εργαλείου Flow Direction τόσο στην επιφάνεια που αναπαριστάει τα Υποθαλάσσια Υποφαράγγια στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο όσο και στη χερσαία περιοχή που τον περιβάλλει 131

Εικόνα 122: Απεικόνιση του αποτελέσματος του εργαλείου Flow Accumulation τόσο στην επιφάνεια που αναπαριστάει τα Υποθαλάσσια Υποφαράγγια στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο όσο και στη χερσαία περιοχή που τον περιβάλλει 131

Εικόνα 123: Αποτύπωση των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο με υπόβαθρο τη βαθυμετρία της περιοχής 132

Εικόνα 124: Αποτύπωση των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στο Δυτικό Κορινθιακό με υπόβαθρο το θεματικό επίπεδο Slope 133

Εικόνα 125: Αποτύπωση των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο με υπόβαθρο το layer Flow Accumulation 133

Εικόνα 126: Αναπαράσταση κάθε υποθαλάσσιου υποφαραγγιού στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου από μία γραμμική οντότητα στο θεματικό επίπεδο της βαθυμετρίας 134

| | |
|---|-----|
| Εικόνα 127: Αναπαράσταση κάθε υποθαλάσσιου υποφαραγγιού στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου από μία γραμμική οντότητα στο θεματικό επίπεδο Slope | 135 |
| Εικόνα 128: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα του Μήκους των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγιών στην κατωφέρεια του ΝΔ περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου ... | 136 |
| Εικόνα 129: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα της Βαθυμετρικής Διαφοράς Κεφαλής και Στομίου των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγιών στην κατωφέρεια του ΝΔ περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου | 136 |
| Εικόνα 130: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα του μεγέθους Slope των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στην κατωφέρεια του ΝΔ περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου | 137 |
| Εικόνα 131: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα του μεγέθους Sinuosity των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγιών στην κατωφέρεια του ΝΔ περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου ... | 138 |
| Εικόνα 132: Αναπαράσταση κάθε υποθαλάσσιου υποφαραγγιού στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο από μία γραμμική οντότητα στο θεματικό επίπεδο της βαθυμετρίας | 139 |
| Εικόνα 133: Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 1-4 στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου | 139 |
| Εικόνα 134: Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 5-8 στο στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου | 140 |
| Εικόνα 135: Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 9-12 στο στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου | 141 |
| Εικόνα 136: Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 13-16 στο στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου | 141 |
| Εικόνα 137: Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 17-18 στο στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου | 142 |
| Εικόνα 138: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα των Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου | 143 |
| Εικόνα 139: Normalized Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 1-4 στο στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου | 144 |
| Εικόνα 140: Normalized Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 5-8 στο στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου | 145 |
| Εικόνα 141: Normalized Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 9-12 στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου | 145 |
| Εικόνα 142: Normalized Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 13-16 στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου | 146 |
| Εικόνα 143: Normalized Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 17-18 στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου | 146 |
| Εικόνα 144: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα των Normalized Longitudinal Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου | 147 |
| Εικόνα 145: Αναπαράσταση κάθε υποθαλάσσιου υποφαραγγιού στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο από μία γραμμική οντότητα στο θεματικό επίπεδο Slope | 148 |

| | |
|--|-----|
| Εικόνα 146: Slope Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 1-4 στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου | 149 |
| Εικόνα 147: Slope Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 5-8 στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου | 150 |
| Εικόνα 148: Slope Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 9-12 στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου | 151 |
| Εικόνα 149: Slope Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 13-16 στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου | 151 |
| Εικόνα 150: Slope Profiles των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 17-18 στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου | 152 |
| Εικόνα 151: Γενική Απεικόνιση των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγιών στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο και ειδικότερα του άξονα της τεκτονικής λεκάνης και των τομών επί αυτού | 153 |
| Εικόνα 152: Longitudinal Profile του κύριου άξονα της τεκτονικής λεκάνης στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο..... | 153 |
| Εικόνα 153: Slope Profile του κύριου άξονα της τεκτονικής λεκάνης στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο..... | 154 |
| Εικόνα 154: Επιμέρους Διατομές (Εγκάρσιες Τομές - Cross – Sections) επί του κύριου άξονα της τεκτονικής λεκάνης στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο | 155 |
| Εικόνα 155: Συγκεντρωτικό Διάγραμμα Τομών (Cross – Sections) επί του κύριου άξονα της τεκτονικής λεκάνης στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο | 156 |
| Εικόνα 156: α)Μορφολογικό Σκαρίφημα του Πατραϊκού και Κορινθιακού Κόλπου που παρουσιάζει τα περιβάλλοντα απόθεσης β) Βυθομετρικές Τομές εγκάρσια στον Κορινθιακό Κόλπο που απεικονίζουν τη γεωμετρία του(επεξεργασία από Zelilidis, 2003). Πηγή: Ιατρού Μαργαρίτα, Διδακτορική Διατριβή, 2013 | 157 |
| Εικόνα 157: Απεικόνιση των Τομών (Cross- Sections) επί των Αξόνων των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών του Φαραγγιού του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου . | 158 |
| Εικόνα 158: 3 Εγκάρσιες Τομές (Cross- Sections) επί των αξόνων των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 1-3 στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου..... | 158 |
| Εικόνα 159: 3 Εγκάρσιες Τομές (Cross- Sections) επί των αξόνων των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 4-5 στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου..... | 159 |
| Εικόνα 160: 3 Εγκάρσιες Τομές (Cross- Sections) επί των αξόνων των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 6-7 στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου..... | 160 |
| Εικόνα 161: 3 Εγκάρσιες Τομές (Cross- Sections) επί των αξόνων των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 8-9 στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου..... | 161 |
| Εικόνα 162: 3 Εγκάρσιες Τομές (Cross- Sections) επί των αξόνων των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 10-11 στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου..... | 162 |
| Εικόνα 163: Εγκάρσιες Τομές (Cross- Sections) επί των αξόνων των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 12-14 στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου..... | 163 |
| Εικόνα 164: 3 Εγκάρσιες Τομές (Cross- Sections) επί των αξόνων των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών 15-18 στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου..... | 164 |

Εικόνα 165: Λεπτομερής Τοπογραφικός και Βυθομετρικός Χάρτης του νότιου Κορινθιακού Κόλπου. Η έντονη γραμμή υποδηλώνει την ακτογραμμή. Οι ισοβαθείς είναι σε μέτρα.(DF=δελταϊκό πλατώ, DS=δελταϊκή πλαγιά, FA=δελταϊκά ριπίδια, F=ριπίδιο). Πηγή: Παπαθεοδώρου Γεώργιος, 1990, Πανεπιστήμιο Πατρών, "Διεργασίες Σύγχρονης Ιζηματογένεσης στον Κορινθιακό Κόλπο..... 165

Εικόνα 166: Σχηματική Αναπαράσταση της Φυσιογραφίας του ΝΔ περιθωρίου (Σελινούνας - Σκοπεϊκος), όπου παρουσιάζονται διαφόρων τύπων μετακινήσεις βαρύτητας, που προέκυψαν από τη μελέτη των ηχογραφιών και των τομογραφιών. Επιπλέον σημειώνονται οι θέσεις των καταβυθισμένων αρχαίων πόλεων Ελίκη και Βούρα (DF=δελταϊκό πλατώ. DS=δελταϊκή πλαγιά, DSB=παραμορφωμένα ολισθέντα τεμάχια, RSB=περιστροφικές ολισθήσεις). Πηγή: Παπαθεοδώρου Γεώργιος, 1990, Πανεπιστήμιο Πατρών, "Διεργασίες Σύγχρονης Ιζηματογένεσης στον Κορινθιακό Κόλπο" 166

Εικόνα 167: Ηχογραφία και Τομογραφία 3.5kHz υποπαράλληλα των ισοβαθών της δελταϊκής πλαγιάς των ποταμών Βουραϊκού, Πούντα και Κράθη, όπου παρουσιάζονται λεπτομέρειες της μορφολογίας του πυθμένα (DF= δελταϊκό πλατώ, DS=δελταϊκή πλαγιά, AS=τοξοειδή μέτωπα, RSB=περιστροφικές ολισθήσεις, DSB=παραμορφωμένα ολισθέντα τεμάχια, C=κύριο κανάλι, TRL=στρώμα ακουστικά διαφανές, DPL=στρώμα ακουστικά αδιαφανές, A/C=αλλαγή πορείας. Πηγή: Παπαθεοδώρου Γεώργιος, 1990, Πανεπιστήμιο Πατρών, "Διεργασίες Σύγχρονης Ιζηματογένεσης στον Κορινθιακό Κόλπο" 167

Εικόνα 168: Απεικόνιση των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών που βρίσκονται στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου. Πηγή: ArcMap 10.4..... 167

Εικόνα 169: Τομογραφία air-gun στην οποία παρουσιάζονται αποθέσεις ιζημάτων με έντονη εσωτερική παραμόρφωση όπως υποδηλώνεται από τον ακουστικά διαφανή χαρακτήρα τους, αποτέλεσμα της ολίσθησης που υπέστησαν και η θέση της τομογραφίας. Πηγή: Παπαθεοδώρου Γεώργιος, 1990, Πανεπιστήμιο Πατρών, "Διεργασίες Σύγχρονης Ιζηματογένεσης στον Κορινθιακό Κόλπο" 169

Εικόνα 170: Ηχογραφία και Τομογραφία 3.5kHz εγκάρσια του δελταϊκού ριπιδίου του Βουραϊκού ποταμού, όπου διαπιστώνονται κανάλια τα οποία έχουν διανοιχθεί βαθειά σε καλά στρωματοποιημένα ιζήματα στις περιοχές μεταξύ των καναλιών (S=κατολίσθηση, G= αυλάκια, TRL=ακουστικό διαφανές στρώμα), Πηγή: Παπαθεοδώρου Γεώργιος, 1990, Πανεπιστήμιο Πατρών, "Διεργασίες Σύγχρονης Ιζηματογένεσης στον Κορινθιακό Κόλπο" 170

Εικόνα 171: Ηχογραφία και Τομογραφία 3.5kHz υποπαράλληλα των ισοβαθών της δελταϊκής πλαγιάς των ποταμών Βουραϊκού, Πούντα και Κράθη, όπου παρουσιάζονται λεπτομέρειες της μορφολογίας του πυθμένα (DF= δελταϊκό πλατώ, DS=δελταϊκή πλαγιά, AS=τοξοειδή μέτωπα, RSB=περιστροφικές ολισθήσεις, DSB=παραμορφωμένα ολισθέντα τεμάχια, C=κύριο κανάλι, TRL=στρώμα ακουστικά διαφανές, DPL=στρώμα ακουστικά αδιαφανές, A/C=αλλαγή πορείας, S=κατολίσθηση). Πηγή: Παπαθεοδώρου Γεώργιος, 1990, Πανεπιστήμιο Πατρών, "Διεργασίες Σύγχρονης Ιζηματογένεσης στον Κορινθιακό Κόλπο" 171

Εικόνα 172: 3D απεικόνιση της υποθαλάσσιας περιοχής της Αιγιάλειας. Πηγή: Lykousis et al., 2007 173

Εικόνα 173: 3D απεικόνιση της υποθαλάσσιας μορφολογίας της περιοχής της Αιγιάλειας. Πηγή: Lykousis et al., 2007 173

- Εικόνα 174:** Αντιπροσωπευτικές Φωτογραφίες από τα πρανή του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου (περιοχή Αιγιαλείας), Α)κροκάλες ρηχής παράκτιας ζώνης σε βάθη περίπου 100-200m Β) διαβρωσιγενή κανάλια τουρβιδιτικών ροών που καλύπτονται από αμμορυτίδες Γ) κροκάλες ρηχής παράκτιας ζώνης σε βάθη περίπου 100-200m Δ)ασταθής δομή των ιζημάτων του πυθμένα σε απότομο πρανή (σε βάθος περίπου 50-100m). Πηγή: Lykousis et al., 2007..... 174
- Εικόνα 175:** Μορφολογικός και Ιζηματολογικός Χάρτης των Ολοκαινικών αποθέσεων στο Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο με βάση σεισμικά προφίλ και πυρήνες ιζημάτων. Πηγή :Beckers et al., 2016..... 175
- Εικόνα 176:** Α)Χάρτης Απεικόνισης και Β)σεισμικά προφίλ δύο δομών που απαντώνται στο πρόδελτα του Ερινεού ποταμού. Πηγή: Beckers at al.,2016..... 176
- Εικόνα 177:** Σεισμικό προφίλ από πηγή 3.5kHz της περιοχής της υφαλοκρηπίδας του Αιγίου (EF=escape feature). Πηγή: Beckers et al., 2017 177
- Εικόνα 178:** Σεισμικό προφίλ από sparker 3.5kHz της περιοχής μπροστά από τις εκβολές του Ερινεού ποταμού (LHR=low amplitude reflections, HAR=high amplitude reflections)Πηγή: Beckers et al., 2017..... 178
- Εικόνα 179:** Καταγραφή Ιζημάτων για την περιοχή που εκβάλλει ο Ερινεός ποταμός και υποθαλάσσιες /παράκτιες κατολισθήσεις και μεγάλου μεγέθους σεισμοί στην περιοχή. Πηγή: Beckers et al., 2017 179
- Εικόνα 180:** Συνθετικός Χάρτης Γεωλογικής Επικινδυνότητας (Heezen et al., 1966; Ferentinos et al., 1988; Ambraseys and Jackson, 1997; Stefatos et al., 2002; Moretti et al., 2003; Bell et al., 2009).Πηγή: Γεωδυναμικό Ινστιτούτο, Εθνικό Αστεροσκοπείο 181
- Εικόνα 181:** Υποθαλάσσιες Καταρρεύσεις σχετιζόμενες με Ολοκαινικές αποθέσεις δελταϊκών ριπιδίων. Πηγή: Lykousis et al., 2007 183
- Εικόνα 182:** Γραφικές Εκτιμήσεις πιθανών καταρρεύσεων ιζημάτων με συνέπεια πιθανό tsunami χρησιμοποιώντας multibeam bathymetry. Πηγή: Lykousis et al 184
- Εικόνα 183:** α)Αεροφωτογραφία του στομίου του Ερινεού ποταμού που λήφθηκε το 1963 πριν την παράκτια κατολίσθηση. Η διακεκομμένη γραμμή υποδεικνύει την ακτογραμμή μετά την κατολίσθηση β)Τοπογραφικός Χάρτης της περιοχής που δείχνει την πορεία και το ύψος του παλιρροιακού κύματος (tsunami), γ)Βαθυμετρικό προφίλ της θαλάσσιας περιοχής μπροστά από το στόμιο του ποταμού Ερινεού που δείχνει το άλμα της υποθαλάσσιας επιφάνειας μετά το παλιρροιακό κύμα (tsunami). Πηγή: Galanopoulos et al., 1964..... 185
- Εικόνα 184:** Παραλιακή ζώνη στα Νικολέϊκα μετά το σεισμό του 1995. Πηγή: <http://www.elekkas.gr/menu11h/sc-photos/g1995/aigio95.html> 186
- Εικόνα 185:** Βυθισμένη Προβλήτα έπειτα από το σεισμό του 1995 στην ευρύτερη παραλιακή ζώνη της Αιγιαλείας. Πηγή: <http://www.elekkas.gr/menu11h/sc-photos/g1995/aigio95.html> 187
- Εικόνα 186:** Προβλήματα στις υποδομές του λιμανιού του Αιγίου προέκυψαν μετά το σεισμό του 1995.Πηγή:<http://www.elekkas.gr/menu11h/sc-photos/g1995/aigio95.html> 187
- Εικόνα 187:** Υποθαλάσσια Καλώδια στον Κορινθιακό Κόλπο και οι θραύσεις που έχουν σημειωθεί. Πηγή:Σεργίου Σπυρίδων, Σύγχρονες Διεργασίες Ιζηματογένεσης στο

Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο, Εργαστήριο Θαλάσσιας Γεωλογίας και Φυσικής
Ωκεανογραφίας, Πανεπιστήμιο Πατρών 188

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Εικόνα 188: Απεικόνιση του Υποθαλάσσιου Φαραγγιού της Σαμαριάς 189

Εικόνα 189: Απεικόνιση των Υποθαλάσσιων Υποφαραγγιών στο ΝΔ περιθώριο του
Κορινθιακού Κόλπου..... 192

8.2. Ευρετήριο Πινάκων

Πίνακας 1: Στατιστική για τα υποθαλάσσια φαράγγια ανάλογα με τον Τύπο στον οποίο
ανήκουν για ενεργά (ροζ περιοχή) και παθητικά (πράσινη περιοχή) περιθώρια. Πηγή:
P.T. Harris and T. Whiteway, 2011, Marine Geology, 285, 69-86..... 20

Πίνακας 2: Στατιστική σε παγκόσμια κλίμακα για τα μετρητικά μεγέθη που
χαρακτηρίζουν γεωμορφολογικά ένα υποθαλάσσιο φαράγγι. Πηγή: P.T.Harris και T.
Whiteway, 2011, Marine Geology, 285, 69-86 32

Πίνακας 3: Συγκεντρωτικός Πίνακας των γεωγραφικών συντεταγμένων και του
βάθους του ανώτερου και κατώτερου τμήματος των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών που
απαντώνται στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς 73

Πίνακας 4: Συγκεντρωτικός Πίνακας του μήκους, της βαθυμετρικής διαφοράς
ανάμεσα στο ανώτερο και το κατώτερο σημείο ενός υποθαλάσσιου φαραγγιού, του
Slope, του Sinuosity και του τύπου για τα υποθαλάσσια υποφάραγγια που απαντώνται
στο Υποθαλάσσιο Φαράγγι της Σαμαριάς 74

Πίνακας 5: Συγκεντρωτικός Πίνακας των γεωγραφικών συντεταγμένων και του
βάθους του ανώτερου και κατώτερου τμήματος των υποθαλάσσιων υποφαραγγιών που
απαντώνται στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου..... 75

Πίνακας 6: Συγκεντρωτικός Πίνακας του μήκους, της βαθυμετρικής διαφοράς
ανάμεσα στο ανώτερο και το κατώτερο σημείο ενός υποθαλάσσιου φαραγγιού, του
Slope, του Sinuosity και του τύπου για τα υποθαλάσσια υποφάραγγια που απαντώνται
στο ΝΔ περιθώριο του Κορινθιακού Κόλπου..... 76

