

**ΤΕΛΙΚΗ ΕΚΘΕΣΗ ΤΟΥ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΟΣ:**

**ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΤΩΝ ΕΝΕΡΓΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ  
ΚΑΙ ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΟΥ ΣΕΙΣΜΙΚΟΥ ΚΙΝΔΥΝΟΥ  
ΤΟΥ ΔΥΤΙΚΟΥ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ**

**ACTIVE FAULTS INVESTIGATION AND SEISMIC RISK  
ESTIMATION IN W. CORINTHIAN GULF**

**Χρηματοδότηση:**

**Οργανισμός Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας (ΟΑΣΠ)**

**Εκτέλεση:**

**Εθνικό Κέντρο Θαλάσσιων Ερευνών (ΕΚΘΕ)**

**ΜΑΡΤΙΟΣ 1997**

## ΕΡΕΥΝΗΤΙΚΗ ΟΜΑΔΑ

Δρ. Γ. Χρόνης, Επιστημονικός Υπεύθυνος

Καθηγητής Δ. Παπανικολάου (χωρίς αμοιβή)

Δρ. Β. Λυκούσης, Ερευνητής Γ΄

Δρ. Ι. Παπούλια, Ερευνήτρια Γ΄

Δρ. Δ. Σακελλαρίου, Ερευνητής Δ΄

Γ. Ρουσάκης, Γεωλόγος-Τεχνικός

Π. Γεωργίου, Γεωλόγος-Τεχνικός

Κ. Χρόνης, Τεχνικός-Ηλεκτρονικός

Π. Μαντόπουλος, Τεχνικός-Μηχανολόγος

## ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

	σελ.
<b>ΠΕΡΙΛΗΨΗ</b>	<b>5</b>
<b>SUMMARY</b>	<b>7</b>
<b>1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ - ΙΣΤΟΡΙΚΟ</b>	<b>9</b>
<b>2. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΗ ΑΝΑΣΚΟΠΗΣΗ</b>	<b>10</b>
<b>3. ΕΠΙΣΤΗΜΟΝΙΚΟΣ ΕΞΟΠΛΙΣΜΟΣ - ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ</b>	<b>12</b>
3.1 ΕΠΙΣΤΗΜΟΝΙΚΟΣ ΕΞΟΠΛΙΣΜΟΣ	12
3.2 ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ	12
<b>4. ΧΡΟΝΟΔΙΑΓΡΑΜΜΑ ΕΡΕΥΝΗΤΙΚΩΝ ΕΡΓΑΣΙΩΝ ΠΕΔΙΟΥ</b>	<b>14</b>
4.1 ΠΡΩΤΟ ΤΑΞΕΙΔΙ ΤΟΥ Ω/Κ “ΑΙΓΑΙΟ”, 20 Οκτ. - 5 Νοε. 1995	14
4.2 ΔΕΥΤΕΡΟ ΤΑΞΕΙΔΙ ΤΟΥ Ω/Κ “ΑΙΓΑΙΟ”, 15 - 22 Δεκ. 1995	15
4.3 ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΕΠΙΠΤΩΣΕΩΝ ΤΟΥ ΚΥΜΑΤΟΣ ΤΗΣ 1/1/96	15
4.4 ΤΡΙΤΟ ΤΑΞΕΙΔΙ ΤΟΥ Ω/Κ “ΑΙΓΑΙΟ”, 20 - 25 Ιαν. 1996	15
<b>5. ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ</b>	<b>16</b>
5.1 ΗΠΕΙΡΩΤΙΚΗ ΠΛΑΤΦΟΡΜΑ	17
5.2 ΗΠΕΙΡΩΤΙΚΗ ΚΑΤΩΦΕΡΕΙΑ	17
5.3 ΚΥΡΙΑ ΛΕΚΑΝΗ	18
<b>6. ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ - ΛΙΘΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ</b>	<b>19</b>
6.1 ΚΥΡΙΑ ΛΕΚΑΝΗ	19
6.1.1 Περιοχή ανατολικά Ιτέας - Δερβένι	19
6.1.2 Περιοχή Αιγιαλείας - Ερατεινής	20
6.1.3 Περιοχή Αιγίου - Μόρνου	20
6.1.4 Λεκάνη Ρίου - Ναυπάκτου	21
6.1.5 Συμπεράσματα	21
6.2 ΗΠΕΙΡΩΤΙΚΗ ΠΛΑΤΦΟΡΜΑ (“ΥΦΑΛΟΚΡΗΠΙΔΑ”)	22
<b>7. ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ</b>	<b>23</b>
7.1 ΝΟΤΙΑ ΡΗΞΙΓΕΝΗΣ ΖΩΝΗ - NPZ	23
7.2 ΒΟΡΕΙΑ ΡΗΞΙΓΕΝΗΣ ΖΩΝΗ - BPZ	25
7.3 ΚΥΡΙΑ ΛΕΚΑΝΗ ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΕΣΗΣ	26
7.4 ΡΗΓΜΑΤΑ ΒΟΡΕΙΟΥ ΠΕΡΙΘΩΡΙΟΥ	26
7.5 ΡΗΓΜΑΤΑ ΝΟΤΙΟΥ ΠΕΡΙΘΩΡΙΟΥ	26
7.6 ΛΕΚΑΝΗ ΡΙΟΥ - ΝΑΥΠΑΚΤΟΥ	27

<b>8. ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΕΣ ΚΑΤΟΛΙΣΘΗΣΕΙΣ</b>	<b>28</b>
8.1 ΙΣΤΟΡΙΚΟ	28
8.2 ΓΕΝΕΣΗ ΚΑΙ ΔΟΜΗ ΤΩΝ ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΩΝ ΚΑΤΟΛΙΣΘΗΣΕΩΝ	29
8.2.1 Θαλάσσιο κύμα της 7ης Φεβ. 1963	29
8.2.2 Θαλάσσιο κύμα της 1ης Ιαν. 1996	30
8.3 ΠΙΘΑΝΟΤΗΤΕΣ ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΗΣ ΕΠΑΝΕΜΦΑΝΙΣΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ	31
<b>9. ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΑΙΓΙΑΛΕΙΑΣ-ΕΡΑΤΕΙΝΗΣ</b>	<b>32</b>
9.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ	32
9.2 ΙΣΤΟΡΙΚΟ	32
9.3 ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΚΑΘΕΣΤΩΣ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΑΙΓΙΑΛΕΙΑΣ	34
9.4 ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΑ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΑΙΓΙΑΛΕΙΑΣ	34
9.4.1 Ηπειρωτική Πλατφόρμα (“Υφαλοκρηπίδα”) Αιγιαλείας	35
9.4.2 Ηπειρωτική Κατωφέρεια Αιγιαλείας	35
9.4.3 Κεντρικό Τμήμα του Κόλπου	36
9.5 ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΑ ΔΟΜΗ ΤΟΥ ΟΡΜΟΥ ΤΗΣ ΕΡΑΤΕΙΝΗΣ	36
9.5.1 Ηπειρωτική Πλατφόρμα Ορμου Ερατεινής	36
9.5.2 Ηπειρωτική Κατωφέρεια Ορμου Ερατεινής	37
9.6 ΑΡΧΑΙΑ ΕΛΙΚΗ: ΚΑΤΑΣΤΡΟΦΗ ΚΑΙ ΠΙΘΑΝΗ ΘΕΣΗ	38
9.6.1 Ιστορικό	38
9.6.2 Γεωφυσικά δεδομένα	38
9.6.3 Καταποντισμός της Αρχαίας Ελίκης	39
9.6.4 Γεωμορφολογική Εξέλιξη της Περιοχής - Πιθανή Θέση των Ερειπίων της Αρχαίας Ελίκης	40
<b>10. ΣΕΙΣΜΙΚΟΣ ΚΙΝΔΥΝΟΣ</b>	<b>42</b>
10.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ	42
10.2 ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ	42
10.2.1 Σεισμολογικά στοιχεία	42
10.2.2 Μακροσεισμικά στοιχεία	43
10.3 ΣΕΙΣΜΙΚΟΣ ΚΙΝΔΥΝΟΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ Δ. ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ	43
10.3.1 Μέθοδοι υπολογισμού σεισμικού κινδύνου	43
10.3.2 Μέθοδος McGuire (Γραμμικό μοντέλο)	44
<b>11. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΣΥΖΗΤΗΣΗ</b>	<b>47</b>
<b>12. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ</b>	<b>52</b>
<b>ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ: Εικόνες, Σχήματα, Χάρτες</b>	<b>55</b>

## ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Ο Κορινθιακός Κόλπος είναι μία από τις πλέον ενεργές νεοτεκτονικά και σεισμικά περιοχές της Μεσογείου. Αποτελεί μία μεταλλική τεκτονική λεκάνη με διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ, σχεδόν κάθετη προς τη γενική διάταξη των αλπικών ενοτήτων της ηπειρωτικής Ελλάδας και της Τάφρου του Ιονίου.

Ο Δυτικός Κορινθιακός Κόλπος αποτέλεσε αντικείμενο του ερευνητικού προγράμματος με θέμα την διερεύνηση των ενεργών ρηγμάτων και την εκτίμηση του σεισμικού κινδύνου, το οποίο χρηματοδοτήθηκε από τον Οργανισμό Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας (ΟΑΣΠ). Στα πλαίσια του προγράμματος πραγματοποιήθηκαν τρία ερευνητικά ταξείδια με το Ω/Κ ΑΙΓΑΙΟ του ΕΚΘΕ συνολικής διάρκειας 30 ημερών (Οκτ., Δεκ. 1995, Ιαν. 1996) και καταγράφηκαν περισσότερα από 2500 χλμ. σεισμικών τομών από τον θαλάσσιο χώρο του Δ. Κορινθιακού Κόλπου (Εικ. 1) με διάφορα συστήματα παραγωγής ηχητικών κυμάτων (AIR GUN 1, 5, 10, 40 in<sup>3</sup>, 3,5 Khz). Λεπτομερής ακουστική διασκόπηση του βυθού πραγματοποιήθηκε στην θαλάσσια περιοχή μεταξύ Αιγιαλείας και Ερατεινής, με σκοπό τη διερεύνηση πιθανών συνοδών υποθαλάσσιων γεωδυναμικών φαινομένων του πρόσφατου σεισμού εντάσεως 6,1R της 15/6/1995,

**Μορφολογία:** Το δυτικό τμήμα του Κορινθιακού Κόλπου μπορεί να διακριθεί σε τρεις περιοχές: την ηπειρωτική τράπεζα, την κατωφέρεια και την κύρια λεκάνη.

Στις περισσότερες περιοχές του Κόλπου η ηπειρωτική τράπεζα απουσιάζει ή περιορίζεται σε πολύ μικρή απόσταση από την ακτή, μέχρι λίγες δεκάδες μέτρα. Στις λίγες περιπτώσεις που εμφανίζεται, το βάθος του ορίου της δεν είναι σταθερό και κυμαίνεται μεταξύ 74 - 110 μ. Ιδιαίτερα στη περιοχή της Αιγιαλείας το όριο της πλατφόρμας ευρίσκεται σε βάθος 35 - 55 μ.

Η βόρεια και η νότια κατωφέρεια του Κόλπου χαρακτηρίζονται από έντονες μορφολογικές κλίσεις που κυμαίνονται μεταξύ 15-30%.

Η κύρια λεκάνη αποτελεί το βαθύτερο επίπεδο τμήμα του Κόλπου που εκτείνεται μεταξύ της βόρειας και της νότιας κατωφέρειας. Το βάθος της αυξάνεται σταδιακά από Δ προς Α από 200μ. στη περιοχή ΝΑ των εκβολών του Μόρνου σε 930μ. περίπου στο κεντρικό τμήμα του Κόλπου.

**Ρηξιγενείς Δομές:** Το τελευταίο στάδιο εξέλιξης της τάφρου του Δ. Κορινθιακού Κόλπου ελέγχεται από δύο σημαντικές υποθαλάσσιες ρηξιγενείς ζώνες που εντοπίζονται κατά μήκος της βόρειας και της νότιας κατωφέρειας του Κόλπου. Παρουσιάζουν μέση διεύθυνση ΑΝΑ-ΔΒΔ, αλλά αποτελούνται από μία σειρά ρηγμάτων διεύθυνσης Α-Δ, τα οποία διατάσσονται κλιμακωτά.

Η κατακόρυφη μετατόπιση κατά μήκος των δύο υποθαλάσσιων ρηξιγενών ζωνών είναι της τάξης των 200μ. στο δυτικό τμήμα του Κόλπου και αυξάνεται σταδιακά προς Α. Στο κεντρικό τμήμα του Κορινθιακού Κόλπου το συνολικό κατακόρυφο άλμα τόσο της νότιας όσο και της βόρειας ρηξιγενούς ζώνης υπερβαίνει τα 1000-1200μ.

Εκτός των δύο κύριων περιθωριακών ρηξιγενών ζωνών, η κύρια λεκάνη ιζηματογένεσης χαρακτηρίζεται από την παρουσία συνιζηματογενών ρηγμάτων διεύθυνσης Α-Δ. Παρόμοιας ως επί το πλείστον διεύθυνσης ρήγματα εμφανίζονται και στις περιοχές που παρεμβάλλονται μεταξύ της ακτογραμμής και του ίχνους των δύο ρηξιγενών ζωνών και δημιουργούν δεύτερης τάξης τεκτονικές δομές τάφρων και υβωμάτων. Στη δράση των ρηγμάτων αυτών κατά το Α. Πλειστόκαινο - Ολόκαινο οφείλεται ως ένα βαθμό η διακύμανση του βάθους του ορίου της ηπειρωτικής πλατφόρμας.

Διαφοροποίηση της κύριας διεύθυνσης των ρηξιγενών δομών παρατηρείται μόνο στο δυτικό άκρο του Κόλπου, στη περιοχή μεταξύ Ρίου-Αντιρίου και των εκβολών του Μόρνου, στην οποία η επικρατούσα διεύθυνση των ρηγμάτων είναι ΝΔ-ΒΑ.

**Ιζηματογένεση:** Η κύρια λεκάνη του Κόλπου χαρακτηρίζεται από περιβάλλον απόθεσης τουρβιδιτικού χαρακτήρα ιζημάτων. Το πάχος των πρόσφατων Πλειο(:)-Τεταρτογενών ιζημάτων δεν είναι σταθερό και σε συμφωνία με το βάθος του Κόλπου και το άλμα των δύο περιθωριακών ρηξιγενών ζωνών αυξάνεται από δυτικά (100μ.) προς ανατολικά (>550μ.).

Οι περιοχές μέγιστου πάχους ιζημάτων (depocenters) είναι επιμήκεις σε διεύθυνση Α-Δ και παρουσιάζουν κλιμακωτή διάταξη κατά μήκος του Κόλπου, ευρισκόμενες σε συμφωνία με τα αντίστοιχα χαρακτηριστικά των ρηγμάτων που συνιστούν τις δύο περιθωριακές ρηξιγενείς ζώνες.

Ενα μεγάλο τμήμα της κύριας λεκάνης καλύπτεται από μάζες πρόσφατων ιζημάτων που έχουν αποκοπεί από το εξωτερικό τμήμα της πλατφόρμας και έχουν ολισθήσει κατά μήκος της κατωφέρειας προς τα βαθύτερα σημεία. Πρόκειται για σύνθετα κατολισθητικά φαινόμενα, τα οποία δραστηριοποιούνται επεισοδιακά είτε λόγω σεισμικής διέγερσης είτε ασεισμικά. Η επαναλαμβανόμενη δράση των φαινομένων αυτών έχει οδηγήσει στην οπισθοχώρηση τοπικά του ορίου της ηπειρωτικής πλατφόρμας με χαρακτηριστικότερη περίπτωση αυτή της περιοχής ανοικτά των ακτών της Αιγιαλείας. Η συχνή εμφάνιση παλιρροιακών κυμάτων - τσουνάμις με σημαντικές καταστροφές στις ακτές του Δ. Κορινθιακού Κόλπου οφείλεται στην δραστηριοποίηση των υποθαλάσσιων αυτών κατολισθήσεων.

**Γεωδυναμικά Φαινόμενα του σεισμού Αιγίου-Ερατεινής:** Η υποθαλάσσια ηπειρωτική πλατφόρμα ανοικτά των ακτών της Αιγιαλείας χαρακτηρίζεται από την παρουσία σημαντικού αριθμού ενεργών ρηγμάτων διεύθυνσης Α-Δ έως ΒΔ-ΝΑ με σαφείς ενδείξεις πρόσφατης δραστηριοποίησης. Ορισμένα από αυτά εντοπίζονται στις περιοχές (Τρυπιά, Βαλλημίτικα, Τέμενη) που παρατηρήθηκαν φαινόμενα υποχώρησης ακτών, ρευστοποιήσεων και καθιζήσεων και παράκτιων/υποθαλάσσιων ολισθήσεων κατά τον σεισμό του Αιγίου, 6,1R της 15/6/1995, με τα οποία πιθανότατα συνδέονται άμεσα. Παρόμοια φαινόμενα παρατηρήθηκαν και στις ακτές του Ορμου της Ερατεινής.

Ως καθυστερημένο επακόλουθο του σεισμού του Αιγίου θα πρέπει να θεωρηθεί και το θαλάσσιο κύμα βαρύτητας (τσουνάμι), που παρατηρήθηκε την νύχτα της 31/12/95 προς 1/1/96 στις ακτές της Αιγιαλείας. Το κύμα προκλήθηκε πιθανότατα από την δραστηριοποίηση της υποθαλάσσιας κατολίσθησης που ευρίσκεται νοτιοδυτικά της Ερατεινής, κοντά στις βόρειες ακτές του Κόλπου.

**Σεισμικός κίνδυνος:** Κατά την εκτίμηση του σεισμικού κινδύνου στον Δ. Κορινθιακό Κόλπο προέκυψε μια μέγιστη επιτάχυνση της τάξης του 0,32-0,36g με πιθανότητα υπέρβασης 10% στα επόμενα 50 και 100 χρόνια αντίστοιχα, που εντοπίζεται στην περιοχή μεταξύ Αιγίου - Ερατεινής. Ο σεισμικός κίνδυνος μειώνεται σημαντικά κατά την διεύθυνση Β-Ν και λιγότερο κατά την διεύθυνση Α-Δ, ακολουθώντας την γενική διάταξη των κύριων ρηξιγενών δομών του Κόλπου.

Με βάση τα παραπάνω καθίσταται φανερό ότι ο Δυτικός Κορινθιακός Κόλπος αποτελεί μία από τις κύριες ενεργές νεοτεκτονικές μεγαδομές του Ελληνικού χώρου και χαρακτηρίζεται από σημαντικά ενεργά ρήγματα και ρηξιγενείς ζώνες διεύθυνσης Α-Δ. Η ΔΒΔ-ΑΝΑ μέση διεύθυνση που παρουσιάζει προκύπτει ως αποτέλεσμα της κλιμακωτής διάταξης των Α-Δ διευθυνόμενων ρηξιγενών δομών, οι οποίες ευρίσκονται σε πλήρη συμφωνία με την γεωδαιτικά και σεισμολογικά μετρηθείσα διάνοιξη του Κόλπου σε διεύθυνση Β-Ν και με τους μηχανισμούς γένεσης των μικρού βάθους σεισμών της περιοχής.

Στην κλίμακα παρατήρησης που προσφέρεται από τις καταγραφείσες σεισμικές τομές, οι δύο περιθωριακές ρηξιγενείς ζώνες παρουσιάζονται ισοδύναμες, ενώ στο ανατολικό τμήμα της περιοχής δεν ανιχνεύθηκε το υπόβαθρο των πρόσφατων ιζημάτων της λεκάνης.

Η αύξηση από Δ προς Α του βάθους του Κόλπου, του άλματος των περιθωριακών ρηξιγενών ζωνών και του πάχους των ιζημάτων της κύριας λεκάνης σε συνδιασμό με την τμηματική μορφή (segmented) των ρηξιγενών ζωνών και την κλιμακωτή διάταξη των τμημάτων-ρηγμάτων που τις αποτελούν και των λεκανών μέγιστης απόθεσης ιζημάτων (depocenters), μας επιτρέπει να συμπεράνουμε ότι το ανατολικό τμήμα της περιοχής έρευνας (Κεντρικός Κορινθιακός Κόλπος) ευρίσκεται σε διαφορετικό (παλαιότερο) στάδιο εξέλιξης από το δυτικό τμήμα (νεώτερο).

## SUMMARY

### ACTIVE FAULTS INVESTIGATION AND SEISMIC RISK ESTIMATION IN W. CORINTHIAN GULF

The Gulf of Corinth is one of the most active areas of the Mediterranean in terms of neotectonic and seismicity. The tectonic basin is oriented WNW-ESE, almost perpendicular to the trend of the alpine geotectonic units of W. Greece and the active Ionian Trench.

The western part of the Gulf of Corinth has become the object of the present research project which was financed by the Earthquake Planning and Protection Organization of Greece. The aim of the project was the location and the study of the active faults of the submarine area of the W. Corinthian Gulf and the estimation of the seismic risk of the area. For that purpose, more than 2500 km of seismic lines were recorded during three cruises of 30 days total duration, using various sound sources (AIR GUN 1, 5, 10, 40 in<sup>3</sup>, 3,5 Khz). A particular and more detailed study has been carried out in the broad offshore area of Aigialia - Eratini in order to recognize the submarine geodynamical phenomena associated with the Ms:6,1R earthquake of 15/6/1997.

**Morphology:** Three morphological-morphotectonic areas can be distinguished within the western part of the Corinthian Gulf : shelf, slope and main basin.

The shelf shows a very limited development or simply does not exist along the greatest part of the coastal area of the Gulf. In those few areas where the shelf is better developed, the depth of the shelf break varies between 74-110 m. Offshore Aigialia particularly the break to the slope is located in water depth of 35-55 m.

Both continental slopes of the Gulf (southern and northern) are characterized by very high values of inclination (15-30%) towards the central axis of the basin.

The main basin is located between the northern and the southern continental slope of the Gulf. Its maximum depth is increasing gradually towards E. from 200 m. offshore the mound of Mornos river to 930 m. in the central part of the Gulf.

**Active faults:** The present stage of the evolution of the Corinthian Gulf basin is clearly under the control of the Southern and the Northern marginal Fault Zones. They run along the foot of the southern and the northern continental slope of the Gulf and consist of smaller faults of E-W direction, stepwise arranged. The total vertical offset of the two fault zones increases towards E. from 200 m. in the western part of the study area to 1000-1200 m. in the central part of the Gulf.

Active faults of total vertical offset less than 300 m. and E-W direction mainly, have been recognized along the northern margin of the Gulf, where they produce second order horst and graben structures and dislocate vertically the break of the shelf.

The main sedimentary basin is characterized by the presence of synsedimentary (growth) faults of E-W direction and maximum vertical offset less than 100 m.

The prevailing E-W direction of the tectonic features of W. Corinthian Gulf is changing to NW-SE in the westernmost part of the study area (Rion - Nafpaktos area), where a few active faults of less than 100 m. vertical offset occur.

**Sedimentology:** The prevailing sedimentation within the main basin of the Gulf is of turbiditic character. The thickness of the Plio(?)–Quaternary sediments increases towards E., along the central axis of the basin, from 100 m. (W.) to more than 550 m. (E.).

A great part of the deep basin, mainly along the feet of the southern and northern slopes is characterized by the accumulation of sedimentary masses, which have been cut off from the edge of the shelf and slid along the slope to greater depth. Those submarine landslide phenomena are activated episodically due to a concrete seismic event or aseismically. Those sliding phenomena are responsible for the variation of the depth of the shelf break locally as well as for the occurrence of destructive tsunamis in W. Corinthian Gulf.

**Geodynamical phenomena associated with the Aigion-Eratini earthquake:** The interpretation of the seismic lines recorded offshore Aigialia has shown the presence of numerous active faults on the shelf, which interrupt the recent most sedimentary layers. They run E-W to NW-SE and are very probably associated with the coastal sliding phenomena triggered by the Aigion-Eratini earthquake.

The up to 3 m. high tsunami, which has been occurred along the coasts of Aigialia during the night of 31/12/1995 to 1/1/1996, must be considered as well to the phenomena associated with the Aigion-Eratini earthquake. The sea wave was triggered very probably by the reactivation of the submarine slide located opposite to Aigion city at the northern slope of the Gulf.

**Seismic risk:** A maximum seismic acceleration of 0,32g and 0,36g has been arisen from the estimation of the seismic risk of the area with 10% possibility to be exceeded within the next 50 and 100 years respectively. The seismic risk decreases strongly in the N-W direction and slowly in E-W direction, following thus the prevailing orientation of the main fault structures of the Gulf.

**Discussion:** The prevailing orientation of the neotectonic features of the Gulf of Corinth is E-W and is in agreement with the seismologically and geodetically measured opening of the basin in N-S direction as well as with the focal mechanisms of the shallow earthquakes of the area.

The two active marginal fault zones of the neotectonic basin (Southern and Northern Fault Zone) seem to be equivalent to each other producing thus a symmetric graben structure. The gradual increase from W. to the E. of the total vertical dislocation of the two marginal fault zones and of the thickness of the Plio(?)–Quaternary sediments, in association with the segmented character of the fault zones and the stepwise arrangement of the segments allows us to conclude that the opening of the Corinth graben started from the eastern part of the study area and proceeded westward during Quaternary.



## 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ - ΙΣΤΟΡΙΚΟ

Ο σεισμός της 15ης Ιουνίου 1995 ( $M_s=6,2$ ), ο οποίος προκάλεσε σημαντικές καταστροφές στην περιοχή Αιγίου - Ερατεινής αλλά και σε ολόκληρο τον Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο και κόστισε την ζωή 26 ανθρώπων, ανέδειξε ως άκρως απαραίτητη την εκπόνηση μιας λεπτομερούς και ολοκληρωμένης μελέτης με σκοπό την διερεύνηση της νεοτεκτονικής δομής και του σεισμικού κινδύνου της περιοχής. Τα αποτελέσματα που θα προέκυπταν από μια ερευνητική προσπάθεια αυτού του είδους θα συνέβαλαν αποφασιστικά στην καλύτερη δυνατή αντισεισμική θωράκιση της περιοχής και την μείωση των καταστροφικών επιπτώσεων των σεισμών στο μέλλον.

Σαν συνέχεια των παραπάνω το Ινστιτούτο Ωκεανογραφίας του ΕΚΘΕ ανέλαβε, με χρηματοδότηση του Οργανισμού Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας (ΟΑΣΠ), την εκπόνηση ερευνητικού προγράμματος, αντικείμενο του οποίου ήταν η διερεύνηση των ενεργών ρηγμάτων και η εκτίμηση του σεισμικού κινδύνου του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου.

Οι στόχοι του προγράμματος αναλυτικά ήταν οι ακόλουθοι:

- Η διερεύνηση των κύριων ρηξιγενών ζωνών στον υποθαλάσσιο χώρο του Δ. Κορινθιακού Κόλπου με ιδιαίτερη έμφαση στα ενεργά νεοτεκτονικά ρήγματα και ρηξιτεμάχη της περιοχής.
- Η συσχέτιση των υποθαλάσσιων με τα χερσαία ρήγματα της ευρύτερης περιοχής.
- Η μελέτη της υποθαλάσσιας βαθυμετρίας-γεωμορφολογίας με σκοπό την γενικότερη μορφοτεκτονική θεώρηση του Δ. Κορινθιακού Κόλπου.
- Η εκτίμηση της σχετικής μετατόπισης κατά μήκος των ενεργών νεοτεκτονικών ρηγμάτων.
- Ο εντοπισμός παράκτιων καθιζήσεων, κατολισθήσεων, μετακινήσεων μαζών ιζημάτων κ.λ.π. κατά μήκος ενεργών νεοτεκτονικών ρηγμάτων και συσχέτιση τους με τη σεισμική δραστηριότητα.
- Εκτίμηση του πάχους των χαλαρών ιζημάτων του Κόλπου.
- Καθορισμός ενός μοντέλου σεισμικών πηγών και εκτίμηση του σεισμικού κινδύνου της περιοχής του Δ. Κορινθιακού Κόλπου με συνδιασμό χερσαίων και υποθαλάσσιων δεδομένων.

Στη συνέχεια περιγράφονται αναλυτικά τα αποτελέσματα που προέκυψαν σύμφωνα με τους στόχους του προγράμματος, όπως εκτέθηκαν πιο πάνω. Η παρούσα τελική έκθεση συνοδεύεται από τον Νεοτεκτονικό Χάρτη του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου, κλίμακας 1:100.000, στον οποίο παρουσιάζονται:

- Τα κύρια και δευτερεύοντα υποθαλάσσια ενεργά ρήγματα
- Το σχετικό κατακόρυφο άλμα των υποθαλάσσιων ενεργών ρηγμάτων
- Η έκταση και ο χαρακτήρας των υποθαλάσσιων συνοδών καταστροφικών φαινομένων
- Οι κύριοι υποθαλάσσιοι μορφολογικοί σχηματισμοί όπως φαράγγια, κοιλάδες, ύφαλοι, αναβαθμίδες, μέτωπα ρηγμάτων και κατολισθήσεων κ.λ.π.
- Το σχετικό πάχος των χαλαρών ιζημάτων της λεκάνης

## 2. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΗ ΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ

Ο Κορινθιακός Κόλπος είναι μία από τις πλέον ενεργές νεοτεκτονικά και σεισμικά περιοχές της Μεσογείου.

Αποτελεί μία μεταλπική τεκτονική λεκάνη με διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ, σχεδόν κάθετη προς τη γενική διάταξη των αλπικών ενοτήτων της ηπειρωτικής Ελλάδας και έχει χαρακτήρα οπισθοτάφρου (Le Pichon & Angelier 1979, Le Pichon 1982), η οποία δημιουργήθηκε πίσω από την προς νοτιοδυτικά μετακινούμενη Τάφρο του Ιονίου.

Η γένεση της λεκάνης τοποθετείται στο Αν. Μειόκαινο και η εξέλιξη της ελέγχεται από κανονικά ρήγματα, τα οποία ευθύνονται για την κατά 1000μ. τουλάχιστον ανύψωση των πλειστοκαινικών ιζημάτων της Β. Πελοποννήσου (Philippson 1892, Kellat et al. 1976, Doutsos et al. 1988, 1990, 1992) καθώς επίσης για το έντονο ανάγλυφο, χερσαίο και υποθαλάσσιο, της ευρύτερης περιοχής.

Η Ori (1989) βασιζόμενη σε στοιχεία παλαιότερων ερευνών (Jackson et al. 1982a, 1982b, King et al. 1985, Vita-Finzi & King 1985) και σε πρωτογενή δεδομένα από τις μεταλπικές ακολουθίες των βόρειων ακτών της Πελοποννήσου διέκρινε δύο στάδια εξέλιξης της λεκάνης του Κορινθιακού Κόλπου. Το πρώτο στάδιο (Αν. Μειόκαινο - Πλειόκαινο?) χαρακτηρίζεται από χερσαίες και λιμναίες έως υφάλμυρες αποθέσεις. Το δεύτερο στάδιο εξέλιξης (Αν. Πλειόκαινο? - Τεταρτογενές) χαρακτηρίζεται από μεγάλου πάχους δελταϊκές αποθέσεις τύπου Gilbert (Dart et al. 1994) και πελαγικές αποθέσεις, οι οποίες καλύπτουν ασύμφωνα τα ιζήματα του πρώτου σταδίου. Η μετάβαση από το πρώτο στο δεύτερο στάδιο εξέλιξης σηματοδοτείται από σημαντική αύξηση της έντασης των τεκτονικών κινήσεων, ενώ η μορφή της λεκάνης κατά το δεύτερο στάδιο δεν απείχε πολύ από την σημερινή εικόνα.

Οι Παπανικολάου κ.α. (1990) μελετώντας την γεωδυναμική εξέλιξη της μεταλπικής λεκάνης Δ. Κορινθίας δέχονται μία προς Βορρά μετατόπιση του νότιου ρηξιγενούς περιθωρίου αλλά και της συνολικής δομής του Κόλπου κατά 15-20 km από το Πλειόκαινο μέχρι σήμερα. Η μετατόπιση αυτή οφείλεται στην αδρανοποίηση των παλαιότερων περιθωριακών ρηξιγενών ζωνών και την δημιουργία και δραστηριοποίηση νεότερων οι οποίες ευρίσκονται βορειότερα.

Σύμφωνα με τους Brooks & Ferentinis (1984) η σημερινή δομή του Κόλπου έχει δημιουργηθεί στο Τεταρτογενές ως αποτέλεσμα εφελκυστικών τάσεων διεύθυνσης Β-Ν και παρουσιάζει εικόνα ασύμμετρης τάφρου (half graben) στην οποία το κύριο ρήγμα, λιστρικής μορφής, τοποθετείται ανοικτά των ακτών της Β. Πελοποννήσου ("Gulf of Corinth Fault" / Ρήγμα Κορινθιακού Κόλπου). Η κύρια λεκάνη ιζηματογένεσης στο κεντρικό τμήμα του κόλπου καλύπτεται από τουρβιδιτικές αποθέσεις μέγιστου πάχους 1 km περίπου. Το εσωτερικό της λεκάνης διατρέχεται από συνιζηματογενή ρήγματα, η δράση των οποίων δημιουργεί συχνά μορφολογικές ασυνέχειες στον βυθό. Τα συνιζηματογενή αυτά ρήγματα δημιουργούν δεύτερης τάξης τεκτονικές τάφρους και υβώματα στο εσωτερικό της λεκάνης και είναι υπεύθυνα (Higgs, 1988) για τις μετατοπίσεις των περιοχών μέγιστου πάχους ιζηματογένεσης κατά την πρόσφατη περίοδο εξέλιξης (Τεταρτογενές) του Κόλπου.

Πολλοί ερευνητές προσπάθησαν με διάφορους τρόπους να διερευνήσουν το είδος και την ένταση της νεοτεκτονικής παραμόρφωσης της τάφρου του Κορινθιακού Κόλπου. Με γεωδαιτικές μεθόδους

οι Billiris et al. (1991) υπολόγισαν την ταχύτητα απομάκρυνσης μεταξύ της βόρειας και της νότιας ακτής του Κόλπου σε 1 cm/χρόνο, ενώ οι Tselentis & Makropoulos (1986) εφαρμόζοντας σεισμολογικές μεθόδους παρατήρησαν ταχύτητα βύθισης της βόρειας ως προς την νότια ακτή του Κόλπου της τάξης του 1 mm/χρόνο. Μόνο κατά τον σεισμό του Αιγίου (15/6/1995, Ms:6,3) παρατηρήθηκε απομάκρυνση 6 cm μεταξύ της βόρειας και της νότιας ακτής του Κόλπου στην περιοχή Αιγίου - Ερατεινής και βύθιση της βόρειας ακτής ως προς την νότια κατά 10 cm περίπου (Bernard et al., in press).

Οι Brooks & Ferentinis (1984) υπολόγισαν σχετική διαφορική κατακόρυφη ταχύτητα μεταξύ της ανυψούμενης ορεινής περιοχής της Β. Πελοποννήσου και της βυθιζόμενης λεκάνης του Κορινθιακού Κόλπου της τάξης των 5 mm/χρόνο για το Τεταρτογενές και μέση ταχύτητα ιζηματογένεσης στη λεκάνη 1 mm/χρόνο. Οι Keraudren & Sorel (1987) μετά από λεπτομερή μελέτη των θαλάσσιων αναβαθμίδων της περιοχής μεταξύ Κορίνθου - Ξυλοκάστρου υπολόγισαν μέση ταχύτητα ανύψωσης κατά τα τελευταία 500.000 χρόνια της τάξης του 1,5 mm/χρόνο.

Η περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου παρουσιάζει έντονη νεοτεκτονική δραστηριότητα και συνεπακόλουθα έντονη σεισμικότητα. Πέντε σεισμοί μεγέθους μεγαλύτερου των 6R έχουν λάβει χώρα κατά τα τελευταία 30 χρόνια, ενώ σημαντικός αριθμός καταστροφικών σεισμών μεγέθους μεγαλύτερου των 7R αναφέρονται κατά την ιστορική περίοδο (Παπαζάχος & Παπαζάχου 1989, Ambraseys & Jackson 1990).

Στο δυτικό τμήμα του Κόλπου ιδιαίτερα, εκτός του πρόσφατου καταστροφικού σεισμού Αιγίου-Ερατεινής της 15/6/1995, αναφέρονται τουλάχιστον δύο ακόμη χαρακτηριστικές περιπτώσεις σεισμικών γεγονότων που προκάλεσαν εκτεταμένες καταστροφές. Η πρώτη περίπτωση είναι ο σεισμός του 1871 μ.Χ., ο οποίος προκάλεσε μεγάλης έκτασης παράκτιες ολισθήσεις και ρευστοποιήσεις στην ευρύτερη περιοχή της Αιγιαλείας και συνοδεύτηκε από δραστηριοποίηση του ρήγματος της Ελίκης, κατά μήκος του οποίου παρατηρήθηκε κατακόρυφο άλμα 2 μ. (Schmidt, 1875). Ο δεύτερος καταστροφικός σεισμός συνδέεται με τον καταποντισμό της Αρχαίας Ελίκης το 373 π.Χ. και συνοδεύτηκε από μεγάλο παλιρροιακό κύμα και πιθανότατα από δραστηριοποίηση του ίδιου ρήγματος (Μουγιάρης 1987, Mouyaris et al. 1992).

Από την μελέτη των μηχανισμών γένεσης πρόσφατων σεισμών προκύπτει ότι κατά μήκος του Κόλπου επικρατούν εφελκυστικές τάσεις διεύθυνσης B-N (McKenzie, 1972), οι οποίες εκτονώνονται με τη σεισμική δράση κανονικών ρηγμάτων διεύθυνσης A-Δ έως ANA-ΔΒΔ. Νεώτερες έρευνες (Rigo et al. 1996, Armijo et al. 1996) έδειξαν ότι η μορφοτεκτονική εξέλιξη του Κόλπου ελέγχεται κατά κύριο λόγο από την επαναλαμβανόμενη σεισμική δραστηριότητα που συνδέεται κυρίως με κανονικά ρήγματα του νότιου περιθωρίου της τάφρου (Ρήγματα Ψαθόπυργου, Ελίκης, Αιγίου, Ξυλοκάστρου, κ.λ.π.), το οποίο εμφανίζεται περισσότερο ενεργό από το βόρειο.

Σε αντίθεση με τα παραπάνω οι Μαριολάκος & Παπανικολάου (1987), μετά από μελέτη και επεξεργασία των μηχανισμών γένεσης 128 σεισμών κανονικού εστιακού βάθους και μεγέθους >5,4R που περιλαμβάνονται στον κατάλογο των Drakopoulos & Delibasis (1982) για την περίοδο 1947-1981, παρατήρησαν ότι η περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου χαρακτηρίζεται από τεκτονικές κινήσεις με σημαντική συνιστώσα οριζόντιας ολίσθησης.

Με την βοήθεια σεισμολογικών και μαγνητοτελλουρικών μεθόδων οι Bernard et al. (in press) και Chouliaras et al. (1996) καταλήγουν στην ύπαρξη μίας ζώνης διάτμησης (detachment zone) σε βάθος 10 km περίπου, η οποία παρουσιάζει μικρή κλίση 25° προς Β και κανονικό χαρακτήρα διάτμησης και χαρακτηρίζεται από μεγάλη συγκέντρωση σεισμικών εστιών. Οι ίδιοι ερευνητές πιστεύουν ότι τα μεγάλα ενεργά ρήγματα του νότιου περιθωρίου του Κόλπου (Ελίκης, Αιγίου, υποθαλάσσιο ρήγμα) καταλήγουν στο βάθος στην αναφερθείσα ζώνη διάτμησης, της οποίας αποτελούν συνέχεια, ενώ τα ρήγματα του βόρειου περιθωρίου καταλαμβάνουν θέση αντιθετικών ρηγμάτων, γεγονός που συμφωνεί με την δομή της ασύμμετρης τάφρου (half graben).

Οι Pham et al (1996) καταλήγουν στην ύπαρξη μιας πλαστικής ζώνης πάχους 7 χλμ σε βάθος 9-12 χλμ., η οροφή της οποίας αντιστοιχεί με την ζώνη διάτμησης που αναφέρουν οι προηγούμενοι ερευνητές. Σε αντίθεση όμως με τα παραπάνω η πλαστική αυτή ζώνη έχει συγκλινική μορφή και δεν παρουσιάζει κλίση προς Β. ενώ επιπρόσθετα εκτείνεται προς Β και προς Ν πέρα από τα γνωστά ενεργά ρήγματα.

### 3. ΕΠΙΣΤΗΜΟΝΙΚΟΣ ΕΞΟΠΛΙΣΜΟΣ - ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

#### 3.1 ΕΠΙΣΤΗΜΟΝΙΚΟΣ ΕΞΟΠΛΙΣΜΟΣ

Για τις ανάγκες των εργασιών πεδίου του προγράμματος χρησιμοποιήθηκε το ερευνητικό σκάφος Ω/Κ ΑΙΓΑΙΟ του Εθνικού Κέντρου Θαλάσσιων Ερευνών (**Εικ. 1**). Για τον προσανατολισμό και την πλοήγηση του σκάφους χρησιμοποιήθηκε σύστημα GPS μοντέλο TRIMBLE Surveyor 4000 AX.

Κατά την γεωφυσική έρευνα των υποστρωμάτων του πυθμένα του Δυτικού Κορινθιακού κόλπου χρησιμοποιήθηκαν διάφορα συστήματα παραγωγής ηχητικών κυμάτων και καταγραφής των σεισμικών τομών, με σκοπό την επίτευξη αφ' ενός υψηλής διεισδυτικότητας, αφ' ετέρου υψηλής διακριτικής ικανότητας.

Συγκεκριμένα χρησιμοποιήθηκαν:

- Σύστημα παραγωγής ηχητικών κυμάτων AIR GUN της BOLT με χωρητικότητα θαλάμης 1, 5, 10 και 40 in<sup>3</sup> (**Εικ. 2 & 3**).
- Σύστημα παραγωγής ηχητικών κυμάτων 3,5 Khz της ORE 16 στοιχείων εκπομπής/λήψης ηχητικών σημάτων (**Εικ. 4**).
- Όργανο θερμικής καταγραφής σεισμικών τομών EPC Recorder, Model 4603 (**Εικ. 5**).
- Βυθόμετρο τύπου NARROW-BEAM (Model FURUNO FF824) μικρής γωνίας ηχητικής δέσμης (περίπου 4°).

#### 3.2 ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Η ανάλυση και ερμηνεία των αποτελεσμάτων της παρούσας μελέτης βασίστηκε στην λιθοακουστική ή λιθοσεισμική διασκόπηση των υποστρωμάτων του πυθμένα με ηχητικές πηγές διαφορετικής έντασης και εναλασσόμενων συχνοτήτων, η δε ανάλυσή τους πραγματοποιήθηκε χρησιμοποιώντας τεχνικές της ακουστικής ή σεισμικής στρωματογραφίας.

Σεισμική ή ακουστική στρωματογραφία είναι η μελέτη και λιθοστρωματογραφική εκτίμηση των συνεχών καταγραφών της ακουστικής απόκρισης των υποστρωμάτων του πυθμένα σε ρυθμικά εκπέμπουσα ηχητική πηγή. Η λεπτομέρεια της διακριτικής ανάλυσης των υποστρωμάτων του πυθμένα αλλά και η κατακόρυφη διεισδυτική ικανότητα εξαρτάται από την συχνότητα και ένταση της ηχητικής πηγής αλλά και την κοκκομετρική σύσταση και συνεκτικότητα των υποστρωμάτων. Γενικά, ηχητικές πηγές υψηλών συχνοτήτων (2-7 kHz) και χαμηλής έντασης δίδουν την δυνατότητα μέτριας διεισδυτικότητας (5-30 m) αλλά υψηλής κατακόρυφης διακριτικότητας (0.3 -0.6 m) σε αμμώδη έως αργιλώδη ιζήματα βυθού.

Αντίθετα, ισχυρές ηχητικές πηγές (Air Gun, Water Gun, εκρηκτικά κλπ.) χαμηλών συχνοτήτων εκπομπής (50-800Hz) παρέχουν την δυνατότητα διερεύνησης μεγάλου πάχους υποστρωμάτων του πυθμένα αλλά με μικρή κατακόρυφη διακριτική ικανότητα (4-10m).

Για τις ανάγκες της μελέτης του Δ. Κορινθιακού Κόλπου χρησιμοποιήθηκε σαν ισχυρή πηγή ακουστικών κυμάτων, το σύστημα Air Gun με εναλλάσσόμενη θαλάμη συμπίεσης - εκτόνωσης ατμοσφαιρικού αέρα από 1-40 in<sup>3</sup> και με συχνότητες λειτουργίας από 0.1-1 kHz (**Εικ. 2 & 3**). Τα ανακλώμενα από τα υποστρώματα του πυθμένα ακουστικά κύματα λαμβάνονται από σύστημα

υδροφώνων εν σειρά, τα οποία εσύροντο από το Ω/Κ ΑΙΓΑΙΟ και επέπλεαν στην επιφάνεια της θάλασσας (**Εικ. 6**). Το σύστημα αυτό, που ήταν και η κύρια πηγή πληροφοριών στο πεδίο, έδωσε και την δυνατότητα καταγραφής υποστρωμάτων του πυθμένα έως 500-600m κάτω από το βυθό με κατακόρυφη διακριτική ικανότητα από 4 έως 6m.

Υψηλότερη διακριτικότητα αλλά μικρή διεύθυνση επιτεύχθηκε με το σύστημα χαμηλών συχνοτήτων 3.5 kHz της ORE (**Εικ. 5**). Το σύστημα αυτό χρησιμοποιήθηκε σε προδελταϊκές και αργιλώδεις αποθέσεις για να διερευνηθούν κινήσεις μαζών ιζημάτων, κατολισθητικά φαινόμενα αλλά και κατακόρυφα άλματα ρηγμάτων.

Τέλος πραγματοποιήθηκε σημαντικός αριθμός δειγματοληψιών με δειγματολείπτη βαρύτητας για να προσδιορισθεί ο χαρακτήρας των πλέον πρόσφατων ιζημάτων.

## 4. ΧΡΟΝΟΔΙΑΓΡΑΜΜΑ ΕΡΕΥΝΗΤΙΚΩΝ ΕΡΓΑΣΙΩΝ ΠΕΔΙΟΥ

Στα πλαίσια των εργασιών πεδίου του προγράμματος πραγματοποιήθηκαν τρία ερευνητικά ταξίδια με το Ω/Κ ΑΙΓΑΙΟ του ΕΚΘΕ συνολικής διάρκειας 30 ημερών και καταγράφηκαν περισσότερα από 2000 χλμ. σεισμικών τομών από τον θαλάσσιο χώρο του Δ. Κορινθιακού Κόλπου (Εικ. 7).

Στα πλαίσια του προγράμματος δόθηκε ιδιαίτερη έμφαση στην ευρύτερη θαλάσσια περιοχή μεταξύ Αιγίου και Ερατεινής, στην οποία τοποθετείται το επίκεντρο του πρόσφατου καταστροφικού σεισμού εντάσεως 6,1R της 15/6/1995. Καταγράφηκαν περίπου 500 ν.μ. σεισμικών τομών (Εικ. 7) με σκοπό τη διερεύνηση πιθανών γεωδυναμικών φαινομένων, όπως μετατοπίσεις κατά μήκος ρηξιγενών δομών, υποθαλάσσιες και παράκτιες κατολισθήσεις, κ.α., που προκλήθηκαν από τον σεισμό της 15/6/1995.

Τέλος πραγματοποιήθηκε σημαντικός αριθμός επισκέψεων στις παράκτιες περιοχές του Δ. Κορινθιακού Κόλπου με σκοπό την σύνδεση των γεωλογικών και νεοτεκτονικών στοιχείων της ξηράς με τα αντίστοιχα υποθαλάσσια, ενώ μία από τις επισκέψεις αυτές έγινε το πρώτο δεκαήμερο του Ιανουαρίου 1996 με σκοπό την μελέτη των χαρακτηριστικών του θαλάσσιου κύματος (τσουνάμι) που παρατηρήθηκε στις ακτές της Αιγιαλείας την νύχτα της 31/12/95.

Στη συνέχεια ακολουθεί αναλυτική περιγραφή των εργασιών πεδίου που έγιναν στα πλαίσια των ερευνητικών ταξιδιών στον Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο.

### 4.1 ΠΡΩΤΟ ΤΑΞΕΙΔΙ ΤΟΥ Ω/Κ “ΑΙΓΑΙΟ”, 20 Οκτ. - 5 Νοε. 1995 (Εικ. 8)

Κατά τη πρώτη φάση του ταξιδιού πραγματοποιήθηκε πυκνό δίκτυο παράλληλων σεισμικών τομών διεύθυνσης Β-Ν και ΒΔ-ΝΑ και σε απόσταση 1 μιλίου μεταξύ τους, συνολικού μήκους περίπου 1000 χλμ. σε ολόκληρη τη θαλάσσια περιοχή του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου με σκοπό τον εντοπισμό των ενεργών ρηγμάτων, των μεγάλων υποθαλάσσιων κατολισθήσεων και την συνολική μελέτη της γεωτεκτονικής δομής του Κόλπου με τη μέγιστη δυνατή ακρίβεια. Χρησιμοποιήθηκε ηχοβολιστικό όργανο AIR-GUN με χωρητικότητα θαλάμης 10 in<sup>3</sup>, το οποίο παρέχει υψηλή διεισδυτικότητα και διακριτική ικανότητα.

Κατά τη δεύτερη φάση του ταξιδιού πραγματοποιήθηκε λεπτομερέστατη έρευνα της παράκτιας περιοχής της Αιγιαλείας, από τις εκβολές του ποταμού Μεγανίτη δυτικά του Αιγίου μέχρι τις εκβολές του Βουραϊκού ανατολικά του Αιγίου. Η περιοχή αυτή παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον γιατί κατά μήκος της παρατηρήθηκαν παράκτιες ολισθήσεις και οπισθοχώρηση των ακτών, που προκλήθηκαν από τον σεισμό της 15ης Ιουνίου 1995. Καταγράφηκαν περίπου 200 χιλιόμετρα σεισμικών τομών κάθετα και παράλληλα προς την ακτογραμμή με ηχοβολιστικό όργανο AIR-GUN με χωρητικότητα θαλάμης 1 in<sup>3</sup> υψηλής διακριτικής ικανότητας.

Τέλος έγινε επιλεκτική πυρηνοληψία των ανώτερων στρωμάτων του πυθμένα σε συγκεκριμένα σημεία, με σκοπό να προσδιορισθεί το είδος της σύγχρονης ιζηματογένεσης. Η πυρηνοληψία έγινε σε θέσεις που παρουσιάζουν διαφορετικό δυναμικό καθεστώδες μεταξύ τους και καλύπτουν τα διάφορα περιβάλλοντα ιζηματογένεσης του Κόλπου, δηλαδή την ηπειρωτική πλατφόρμα, την κατωφέρεια και το επίπεδο βαθύτερο τμήμα της λεκάνης.

#### **4.2 ΔΕΥΤΕΡΟ ΤΑΞΕΙΑΙ ΤΟΥ Ω/Κ “ΑΙΓΑΙΟ”, 15 - 22 Δεκ. 1995 (Εικ. 9)**

Ολοκληρώθηκε η έρευνα της παράκτιας περιοχής της Αιγιαλείας και επεκτάθηκε στην παράκτια περιοχή του Ορμου της Ερατεινής, στην οποία παρατηρήθηκαν επίσης ολισθήσεις των ακτών κατά τον σεισμό της 15ης Ιουνίου 1995. Καταγράφηκαν περίπου 500 χιλιόμετρα σεισμικών τομών με ηχοβολιστικά όργανα υψηλής διακριτικής ικανότητας AIR-GUN με χωρητικότητα θαλάμης 1 in<sup>3</sup> και 3,5 KHz.

#### **4.3 ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΕΠΙΠΤΩΣΕΩΝ ΤΟΥ ΚΥΜΑΤΟΣ ΤΗΣ 1/1/96**

Αμέσως μετά την εμφάνιση του παλιρροιακού κύματος (τσουνάμι) που έπληξε τις ακτές της Αιγιαλείας την νύκτα της 31ης Δεκ. 1995 προς 1η Ιαν. 1996, δύο ερευνητές του ΕΚΘΕ επισκέφθηκαν την περιοχή και μελέτησαν τις επιπτώσεις και τα χαρακτηριστικά του φαινομένου, δηλ. το ύψος του κύματος κατά θέσεις, την διείδυση του στη στεριά και άλλες παραμέτρους με σκοπό να εντοπισθεί η εστία γέννησης του κύματος.

#### **4.4 ΤΡΙΤΟ ΤΑΞΕΙΑΙ ΤΟΥ Ω/Κ “ΑΙΓΑΙΟ”, 20 - 25 Ιαν. 1996 (Εικ. 10)**

Πραγματοποιήθηκε λεπτομερής σεισμική έρευνα της θαλάσσιας περιοχής δυτικά του Ορμου της Ερατεινής και μελετήθηκε η υποθαλάσσια κατολίσθηση, η οποία προξένησε το παλιρροιακό κύμα της 31ης Δεκ. 1995 - 1ης Ιαν. 1996. Επίσης μελετήθηκε η θαλάσσια περιοχή ανοικτά των εκβολών του ποταμού Σελινούντα, στην οποία ευρίσκεται η υποθαλάσσια κατολίσθηση που προξένησε το μεγάλο παλιρροιακό κύμα της 7ης Φεβ. 1963. Συνολικά καταγράφηκαν περίπου 300 χλμ. σεισμικών τομών με ηχοβολιστικά όργανα 3,5 KHz μεγάλης ακρίβειας και διακριτικότητας.

Με το ίδιο όργανο πραγματοποιήθηκε συμπληρωματική έρευνα ολόκληρου του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου κατά μήκος του ίδιου δικτύου σεισμικών τομών που καταγράφηκε με AIR-GUN κατά το πρώτο ερευνητικό ταξίδι. Με το τρόπο αυτό, δηλαδή με τον συνδιασμό των δύο διαφορετικών τομογράφων υποδομής πυθμένα, κατέστη δυνατό να συλλεχθούν σεισμικές καταγραφές, οι οποίες παρέχουν αφ' ενός υψηλή διείδυτικότητα στα στρώματα του πυθμένα, αφ' ετέρου υψηλή διακριτική ικανότητα των ανώτερων στρωμάτων.

Τέλος πραγματοποιήθηκε γεωφυσική έρευνα της ευρύτερης θαλάσσιας περιοχής μεταξύ Αιγιαλείας - Ερατεινής με ηχοβολιστικό όργανο AIR-GUN με χωρητικότητα θαλάμης 40 in<sup>3</sup> υψηλής διείδυτικής ικανότητας, με σκοπό τη διερεύνηση της δομής της περιοχής σε όσο το δυνατόν μεγαλύτερο βάθος από τον πυθμένα.

## 5. ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ

Ο Δυτικός Κορινθιακός Κόλπος αποτελεί ένα τεκτονικά ελεγχόμενο μορφολογικό βύθισμα επιμήκους μορφής, το οποίο διατάσσεται κάθετα προς την επικρατούσα διεύθυνση των βασικών μορφολογικών-μορφοτεκτονικών χαρακτηριστικών της Δυτικής Ελλάδας.

Το μεγαλύτερο τμήμα του Κόλπου, ανατολικά από τις εκβολές του Μόρνου, παρουσιάζει μέση διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ, παράλληλα προς την οποία διατάσσονται τα βασικά μορφολογικά-μορφοτεκτονικά στοιχεία, όπως η ηπειρωτική κατωφέρεια, ο μεγάλος άξονας της κύριας λεκάνης κ.α.

Στο δυτικό τμήμα του Κόλπου, από τις εκβολές του Μόρνου μέχρι το στενό Ρίου-Αντιρίου, αντίθετα από το ανατολικό, η επικρατούσα διεύθυνση μορφολογικών στοιχείων είναι ΝΔ-ΒΑ. Το τμήμα αυτό του Κόλπου αποτελεί ουσιαστικά μια ενδιάμεση περιοχή μεταξύ του κύριου τμήματος του Κορινθιακού Κόλπου με τον Πατραϊκό Κόλπο, στον οποίο η διεύθυνση των μορφοτεκτονικών στοιχείων είναι Α-Δ.

Το μήκος της θαλάσσιας περιοχής του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου που ερευνήθηκε, από το στενό Ρίου-Αντιρίου μέχρι τη θαλάσσια περιοχή μεταξύ της χερσονήσου Κουρμούτσι και του Καμαρίου, είναι περίπου 70 χλμ. (38 ν.μ.).

Το ελάχιστο πλάτος του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου, μετά το στενό Ρίου Αντιρίου (2,2 χλμ. - 1,2 ν.μ.), παρατηρείται στην περιοχή μεταξύ των εκβολών του Μόρνου και της περιοχής δυτικά του Ψαθόπυργου (3,5 χλμ. - 1,9 ν.μ.). Το μέγιστο πλάτος του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου παρατηρείται στο ύψος του Κόλπου της Ιτέας και φθάνει τα 32 χλμ. (17 ν.μ.). Το μέσο πλάτος του Κόλπου παρουσιάζει σταδιακή αύξηση από Δ προς Α.

Το βάθος του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου αυξάνεται επίσης από Δ προς Α.

Το δυτικό τμήμα της περιοχής έρευνας, μεταξύ Μόρνου και Ρίου-Αντιρίου αποτελεί μία ρηχή λεκάνη, το μέγιστο βάθος της οποίας εντοπίζεται σε μία επίμηκη αύλακα ΝΔ-ΒΑ διεύθυνσης δυτικά του Ακρ. Δρέπανο και δεν υπερβαίνει τα 120 μ.

Από τις εκβολές του Μόρνου και ανατολικότερα το μέγιστο βάθος του Κόλπου αυξάνεται σταδιακά από τα 200 μ. στην περιοχή μεταξύ Μόρνου - Ψαθόπυργου μέχρι τα 900-930 μ. στο ανατολικό άκρο της περιοχής έρευνας, ανοικτά των νότιων ακτών της Χερσονήσου Κουρμούτσι.

Αν στη τιμή του βάθους του Κορινθιακού Κόλπου προστεθούν τα μέγιστα υψόμετρα των ορεινών όγκων που τον περιβάλλουν, προκύπτουν υψομετρικές διαφορές που υπερβαίνουν τα 3000 μ. Στον Πίνακα που ακολουθεί παρουσιάζονται τα μέγιστα υψόμετρα των κυριώτερων ορεινών όγκων της νότιας Στερεάς Ελλάδας και της βόρειας Πελοποννήσου, σε συνδιασμό με το αντίστοιχο βάθος του Κόλπου και την συνολική υψομετρική διαφορά που προκύπτει.

Βάθος Κόλπου (μ.)	Ορος	Μέγιστο Υψόμετρο (μ.)	Συνολική υψομετρική διαφορά (μ.)
300	Βαρδούσια	2350	2650
700	Γκίωνα	2301	3001
900	Παρνασσός	2457	3357
300	Παναχαϊκόν	1926	2226
700	Αροάνια (Χελμός)	2109	2809
900	Κυλλήνη (Ζήρια)	2378	3278



Από την τελευταία στήλη του Πίνακα προκύπτει ότι η συνολική υψομετρική διαφορά μεταξύ του πυθμένα του Κόλπου και των κορυφών των κυριώτερων ορεινών όγκων τόσο της νότιας Στερεάς Ελλάδας όσο και της βόρειας Πελοποννήσου αυξάνεται από Δ προς Α, παράλληλα με το βάθος και το μέσο πλάτος του Κόλπου.

Οι μεγάλες αυτές υψομετρικές διαφορές αποτελούν μία σαφή έκφραση της έντονης νεοτεκτονικής δραστηριότητας που χαρακτηρίζει τον Κορινθιακό Κόλπο.

Ο υποθαλάσσιος χώρος του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου μπορεί να διακριθεί μορφολογικά-μορφοτεκτονικά σε τρία τμήματα, τα οποία, με ορισμένες εξαιρέσεις, αναγνωρίζονται σε ολόκληρο το μήκος του κόλπου: την ηπειρωτική πλατφόρμα, την κατωφέρεια και την κύρια λεκάνη.

## 5.1 ΗΠΕΙΡΩΤΙΚΗ ΠΛΑΤΦΟΡΜΑ

Η ηπειρωτική πλατφόρμα αποτελεί την συνέχεια της παράκτιας χερσαίας περιοχής υποθαλάσσια. Συνήθως παρουσιάζει μέση κλίση της τάξης των  $1^{\circ}$ - $2^{\circ}$  και η ανάπτυξη της ελέγχεται από δύο κυρίως παράγοντες, οι οποίοι δρουν ανταγωνιστικά: την προσφορά χερσογενούς υλικού (ποταμοχειμάρειες και δελταϊκές αποθέσεις) και την δράση υποθαλάσσιων ενεργών ρηγμάτων.

Κατά μήκος ενός μεγάλου τμήματος της ακτογραμμής του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου η ηπειρωτική πλατφόρμα είτε απουσιάζει είτε περιορίζεται σε πολύ μικρή απόσταση από την ακτή, μέχρι λίγες δεκάδες μέτρα, σε σημείο ώστε να μην ήταν δυνατό να εντοπισθεί με το Ω/Κ ΑΙΓΑΙΟ, με το οποίο έγινε η γεωφυσική διερεύνηση (Εικ. 20). Το φαινόμενο αυτό παρατηρείται συνήθως κατά μήκος των απόκρημνων ακτών του Κόλπου όπως στις περιοχές Καλοπούλας, Ακρ. Πούντα μέχρι Ακράτα και Ακρ. Ψαρομύτα μέχρι Ν. Τριζόνια. Αξιοσημείωτη είναι η απουσία ηπειρωτικής πλατφόρμας ανοικτά των ακτών ορισμένων παράκτιων χερσαίων αλλουβιακών και δελταϊκών πεδίων όπως στις περιοχές από τις εκβολές του Σαλμενίκου μέχρι το Αίγιο και από την Ακράτα μέχρι το ανατολικό άκρο της περιοχής έρευνας.

Οι περιοχές, στις οποίες η ηπειρωτική πλατφόρμα παρουσιάζει μεγαλύτερη ανάπτυξη, αποτελούν συνήθως περιοχές έντονης προσφοράς χερσογενούς υλικού, στις οποίες παρατηρούνται ενεργά δελταϊκά πεδία. Οι χαρακτηριστικότερες περιπτώσεις παρουσίας καλά αναπτυγμένης ηπειρωτικής πλατφόρμας στον Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο εντοπίζονται στις περιοχές ανοικτά του Ψαθόπυργου και των εκβολών του Μόρνου, στον Όρμο της Ερατεινής, τον Κόλπο της Ιτέας και ανοικτά των ακτών της Αιγιαλείας, από Ακρ. Γύφτισσα μέχρι το Διακοφτό. Σε όλες τις παραπάνω περιοχές εκβάλλουν ποταμοί συνεχούς ή εποχιακής ροής με σημαντικές παροχές, ιδιαίτερα κατά την χειμερινή περίοδο.

Στις περιοχές, στις οποίες εμφανίζεται η ηπειρωτική πλατφόρμα, το βάθος του ορίου της προς την κατωφέρεια (shelf break) δεν είναι σταθερό και κυμαίνεται μεταξύ 74 - 110 μ. Το γεγονός αυτό οφείλεται αφ' ενός στη δράση υποθαλάσσιων ενεργών ρηγμάτων που τέμνουν και μεταθέτουν κατακόρυφα το όριο της κρηπίδας αφ' ετέρου στην αποκοπή και ολίσθηση κατά μήκος της κατωφέρειας των εξωτερικών τμημάτων της πλατφόρμας προς μεγαλύτερα βάθη με την μορφή υποθαλάσσιων κατολισθήσεων. Στην περιοχή της Αιγιαλείας συγκεκριμένα το ιδιαίτερα μικρό βάθος του ορίου της υφαλοκρηπίδας, 32 - 58 μ., οφείλεται στην επαναλαμβανόμενη δραστηριοποίηση σύνθετης υποθαλάσσιας κατολισθητικής δομής, η οποία εντοπίζεται κατά μήκος της κατωφέρειας.

## 5.2 ΗΠΕΙΡΩΤΙΚΗ ΚΑΤΩΦΕΡΕΙΑ

Η ηπειρωτική κατωφέρεια του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου αποτελεί την υποθαλάσσια περιοχή κατά μήκος της οποίας εντοπίζονται οι εντονότερες νεοτεκτονικές και γεωδυναμικές διεργασίες και επομένως παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον. Αυτό οφείλεται στην άμεση σχέση που υπάρχει μεταξύ της δημιουργίας και εξέλιξης της κατωφέρειας με την δράση των κύριων υποθαλάσσιων ενεργών ρηξιγενών ζωνών του Κορινθιακού Κόλπου, όπως θα περιγραφεί στα επόμενα κεφάλαια.

Η κατωφέρεια χαρακτηρίζεται από μεγάλες τιμές κλίσης του πυθμένα και παρεμβάλλεται μεταξύ της μικρής κλίσης ρηχής περιοχής της υφαλοκρηπίδας και της επίσης μικρής κλίσης κύριας λεκάνης του Κόλπου.

Στον Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο διακρίνουμε την βόρεια και τη νότια κατωφέρεια, οι οποίες παρουσιάζουν κοινά χαρακτηριστικά. Χαρακτηρίζονται από έντονες μορφολογικές κλίσεις του πυθμένα που κυμαίνονται μεταξύ 15-30%.

Η μεγάλη κλίση του πρσανούς δεν ευνοεί την απόθεση ιζημάτων και ως εκ τούτου κατά μήκος της κατωφέρειας εμφανίζεται συνήθως το υπόβαθρο (αλπικό; νεογενές;) των πρόσφατων Πλειο(-)Τεταρτογενών ιζημάτων. Αντίθετα οι μεγάλες τιμές κλίσεις του υφαλοπρσανού ευνοούν την εκδήλωση υποθαλάσσιων κατολισθήσεων, οι οποίες, όπως θα περιγραφεί στη συνέχεια, παρουσιάζονται σε αρκετές περιοχές κατά μήκος της βόρειας και της νότιας κατωφέρειας του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου. Οι περιοχές αυτές αποτελούν τις κυριότερες υποθαλάσσιες εστίες γένεσης παλαιοιακών κυμάτων (tsunamis) στον Κόλπο. Η επαναλαμβανόμενη δραστηριοποίηση των υποθαλάσσιων κατολισθητικών δομών στο πρόσφατο και ιστορικό παρελθόν, που προκλήθηκε από συγκεκριμένα σεισμικά γεγονότα ή χωρίς άμεση συσχέτιση με σεισμούς, ευθύνεται για την δημιουργία των παλαιοιακών κυμάτων (tsunamis) που αναφέρονται από την αρχαιότητα μέχρι σήμερα και προκάλεσαν συχνά σημαντικές καταστροφές στις ακτές του Κόλπου.

Σε ορισμένες περιπτώσεις η σταθερή ως επί το πλείστον κλίση της κατωφέρειας διακόπτεται από μία ή περισσότερες μικρού πλάτους επίπεδες περιοχές, οι οποίες δίνουν την εντύπωση αναβαθμίδων. Στις αναβαθμίδες αυτές παρατηρείται συχνά μικρού πάχους ιζηματογένεση (μέχρι λίγες δεκάδες μέτρα). Η δημιουργία τους οφείλεται στην δράση ενεργών ρηγμάτων, παράλληλων ή πλάγιων προς την κύρια ρηξιγενή ζώνη, η οποία εντοπίζεται συνήθως στη βάση του πρσανού και διευθύνεται παράλληλα προς αυτό. Οι αναβαθμίδες αυτές δεν παρουσιάζουν κανονικότητα ως προς το βάθος στο οποίο ευρίσκονται και στις περισσότερες περιπτώσεις, όταν συνδέονται με διαφορετικά ρήγματα, δεν μπορούν να συσχετισθούν μεταξύ τους.

### 5.3 ΚΥΡΙΑ ΛΕΚΑΝΗ

Η κύρια λεκάνη αποτελεί το βαθύτερο επίπεδο τμήμα του Κόλπου που εκτείνεται μεταξύ της βόρειας και της νότιας κατωφέρειας. Το βάθος της αυξάνεται σταδιακά από Δ προς Α από 200μ. στη περιοχή ΝΑ των εκβολών του Μόρνου σε 930μ. περίπου στο ανατολικό άκρο της περιοχής έρευνας.

Το μήκος της κύριας λεκάνης του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου είναι περίπου 60 χλμ. (32 ν.μ.) και συνεχίζεται στο ανατολικό τμήμα του Κόλπου.

Το ελάχιστο πλάτος της κύριας λεκάνης παρατηρείται στο δυτικό τμήμα της περιοχής (2,8 χλμ. - 1,5 ν.μ.) και το μέγιστο στο ανατολικό άκρο (12 χλμ. - 6,5 ν.μ.). Το μέσο πλάτος της κύριας λεκάνης του Κόλπου παρουσιάζει σταδιακή αύξηση από Δ προς Α.

## 6. ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ - ΛΙΘΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

Η σεισμικοστρωματογραφική ανάλυση των λιθοακουστικών τομών των υποστρωμάτων του πυθμένα πραγματοποιήθηκε με την μεθοδολογία - τεχνική των **Mitchum & Vail (1977)** και **Vail et al (1977)**. Η μέθοδος αυτή διαχωρίζει και διακρίνει διαφορετικές ιζηματολογικές ακολουθίες (sequences) και συνθήκες απόθεσης, βασιζόμενη στην ανάλυση της γεωμετρίας, της συνέχειας, της εντονότητας, του εύρους και της συχνότητας των σεισμικών ανακλάσεων, όπως επίσης και στη μελέτη της διαμόρφωσης της εξωτερικής μορφής, των απολήξεων και των ορίων - ασυνεχειών του συνόλου των σεισμικών ανακλάσεων που συνιστούν ακολουθίες λιθοστρωματογραφικών φάσεων.

Ο χαρακτήρας των σεισμικών ανακλάσεων αλλά και η διαμόρφωσή τους σε σεισμικούς ανακλαστήρες και σεισμικοστρωματογραφικές ακολουθίες παρουσιάζει μεγάλη ποικιλία στον Δ. Κορινθιακό Κόλπο. Αντανακλώντας διαφορετικές συνθήκες απόθεσης ιζημάτων αλλά και στάδια γεωτεκτονικής εξέλιξης ο χαρακτήρας των σεισμικών ανακλάσεων διαφοροποιείται τόσο μεταξύ των λεκανών, του υφαλοπρανούς και της ηπειρωτικής πλατφόρμας ("υφαλοκρηπίδας") όσο και κατά μήκος της κύριας λεκάνης του Δ. Κορινθιακού Κόλπου με διεύθυνση Α-Δ.

### 6.1 ΚΥΡΙΑ ΛΕΚΑΝΗ

Παρά την συνεχή διαφοροποίηση των λιθοσεισμικών διασκοπίσεων του βυθού είναι δυνατόν να υπάρξει ομαδοποίησή τους στις ακόλουθες τέσσερις περιοχές με βάση τις ομοιότητες στον χαρακτήρα των σεισμικών ανακλάσεων:

- περιοχή ανατολικά της Ιτέας - Δερβένι
- ευρύτερη περιοχή Αιγιαλείας - Ερατεινής
- περιοχή Αιγίου - Μόρνου και
- περιοχή Μόρνου - Αιγίου (Λεκάνη Ρίου - Ναυπάκτου)

#### 6.1.1 Περιοχή ανατολικά Ιτέας - Δερβένι

Η περιοχή αυτή εκφράζεται από τις **τομές 71-72 και 61-62 (Εικ. 11 & 12)**. Οι σεισμικοί ανακλαστήρες του πυθμένα και των υποστρωμάτων του παρουσιάζονται γενικά παράλληλοι, έντονοι και στα ανώτερα στρώματα σχετικά συνεχείς υποδηλώνοντας παρόμοιες συνθήκες ιζηματογένεσης στη λεκάνη σε μεγάλο χρονικό διάστημα (τουλάχιστον κατά την διάρκεια του Μεσου-Ανώτερου Τεταρτογενούς). Οι αποθέσεις αυτές πρέπει να είναι τουρβιδιτικού χαρακτήρα (κυρίως αμμώδης ιλύς), όπως συνάγεται από την εντονότητα και παραλληλία των σεισμικοστρωματογραφικών ανακλαστήρων (οριζόντων). Θα πρέπει να σημειωθεί ότι παρατηρείται μια περιοδική εναλλαγή της εντονότητας και παραλληλίας των σεισμικών ανακλαστήρων με το βάθος. Εντονοί και παράλληλοι ανακλαστήρες πάχους 10-40m εναλλάσσονται με εξασθενημένους διακοπτόμενους ανακλαστήρες περίπου του ίδιου πάχους υποδεικνύοντας τις περιοδικά εναλλασσόμενες συνθήκες τουρβιδιτικής ιζηματογένεσης από πλέον χονδρόκοκκους τουρβιδίτες (αμμώδεις, αμμοχαλικώδεις) σε σχετικά λεπτόκοκκους (αμμώδης ιλύς - ιλυώδης άργιλος). Οι εναλλαγές αυτές (τουλάχιστον δέκα) είναι αποτέλεσμα των ευστατικών κινήσεων της στάθμης του Κορινθιακού Κόλπου κατά την περίοδο του

Μέσου-Ανώτερου Τεταρτογενούς (χαμηλό επίπεδο “χονδρόκοκοι” τουρβιδίτες - υψηλό επίπεδο “λεπτόκοκοι” τουρβιδίτες) όπως επίσης είναι και μια έμμεση αλλά σοβαρή ένδειξη για την σχετική χρονολόγηση των στρωμάτων που μελετώνται.

Η παραλληλία και συνέχεια των ανακλαστήρων διακόπτεται από 6-7 ρήγματα μικρού σχετικά άλματος, τα οποία διακρίνονται σε ολόκληρη την σεισμικοστρωματογραφική κολώνα του ιζήματος. Χαρακτηριστικό των ρηγμάτων αυτών είναι η βαθμιαία αύξηση της κατακόρυφης μετατόπισης που δημιουργούν από τα ανώτερα προς τα κατώτερα στρώματα της σεισμικής ακολουθίας των ιζημάτων, γεγονός που τα κατατάσσει στα συνιζηματογενή ρήγματα. Τα συνιζηματογενή ρήγματα δημιουργούνται στο εσωτερικό της λεκάνης ιζηματογένεσης, είναι αποτέλεσμα της σταδιακής παραμόρφωσης της λεκάνης και δεν αποτελούν κύρια ή περιθωριακά ρήγματα.

Στα περιθώρια της λεκάνης οι σεισμικές ανακλάσεις παρουσιάζουν τοπικά, “χαοτική διαμόρφωση”, χωρίς εσωτερική δομή. Η εικόνα αυτή είναι αποτέλεσμα των πλευρικά κατολισθενόντων μαζών ιζημάτων.

### 6.1.2 Περιοχή Αιγιαλείας - Ερατεινής

Το χαρακτηριστικό γνώρισμα των σεισμικών ανακλαστήρων στην περιοχή αυτή είναι η μεγάλη παραμόρφωσή τους τόσο σε βάθος όσο και κοντά στην επιφάνεια του βυθού. Η παραλληλία και η συνέχεια των ανακλαστήρων μόνο τοπικά και περιστασιακά παρατηρείται, ενώ κυριαρχούν οι δομές με χαοτικό χαρακτήρα εσωτερικών ανακλάσεων και με λοφοειδή ή υπερβολική εξωτερική διαμόρφωση των σεισμικών ακολουθιών (**κυρίως τομές 43-44 και 37-38, Εικ. 14 & 15**).

Οι δομές αυτές είναι αποτέλεσμα συνδιαστικών σύνθετων επεισοδιακών κινήσεων μαζών ιζημάτων, όπως κατολισθήσεων, καταπτώσεων, ρωών κορημάτων, τουρβιδιτών και πρόσφατων έντονων γεωτεκτονικών παραμορφώσεων της λεκάνης. Οι υψηλού βαθμού αναμοχλεύσεις των ιζημάτων του βυθού και των υποστρωμάτων του στην περιοχή αυτή δεν επιτρέπουν σαφή διάκριση των συνιζηματογενών ρηγμάτων εκτός από το ανατολικότερο τμήμα της περιοχής (**τομή 52-51, Εικ. 13**). Στην τομή αυτή παρατηρούνται 5-6 συνιζηματογενή ρήγματα με άλμα στην επιφάνεια του βυθού έως 20-30 m. Οι σεισμικοί ανακλαστήρες διατηρούν τυπική μόνο την συνέχεια τους και την παραλληλία τους αν και γενικά διατηρούν τον χαρακτήρα των τομών της ανατολικότερης περιοχής (Ιτέας - Δερβένι). Στα ανώτερα επιφανειακά στρώματα του βυθού (30-50m) παρατηρούνται οι (μερικώς) παράλληλοι, συνεχείς και έντονοι ανακλαστήρες που είναι δυνατόν να ερμηνευθούν ως οι “χονδρόκοκοι” τουρβιδίτες της τελευταίας ταπείνωσης της στάθμης του Κορινθιακού Κόλπου (τελευταία παγετώδης περίοδος). Η απόθεση των τουρβιδιτών αυτών έχει ολοκληρωθεί περίπου 10.000 χρόνια πριν και κατά συνέπεια με βάση το άλμα των 20-30m των επιφανειακών ιζημάτων είναι δυνατόν να εκτιμηθεί η σχετική ταχύτητα των κατακόρυφων κινήσεων των συνιζηματογενών ρηγμάτων σε  $2-2,5 \text{ m}/1000 \text{ χρόνια}$ . Οι ταχύτητες αυτές είναι 2-3 φορές υψηλότερες από κατακόρυφες κινήσεις (κυρίως καθοδικές) που εκτιμήθηκαν σε ιζήματα του Κεντρικού και Βορείου Αιγαίου κατά την διάρκεια του Μέσου-Ανώτερου Τεταρτογενούς (**Lykousis et al., 1995**) αλλά συγκρίσιμες με αυτές που παρατηρήθηκαν στον Πατραϊκό κόλπο ( $1-5 \text{ m}/1000 \text{ χρόνια}$ , Ferentinis et al. 1985).

Αυτό που θα πρέπει να σημειωθεί στην τομή 52-51 είναι η αυξανόμενη κλίση των σεισμικών ανακλαστήρων με το βάθος προς τα βόρεια γεγονός που υποδηλώνει την ανάδειξη του βορείου περιθωριακού ρήγματος σαν κύριο (λυστρικό;) ρήγμα του τμήματος αυτού της λεκάνης του κόλπου με την μορφή της ημι-ταφρου (semi-graben). Γι'αυτό το λόγο και στην περιοχή αυτή το μεγαλύτερο πάχος ιζημάτων παρατηρείται στη βάση του βορείου περιθωριακού ρήγματος.

### 6.1.3 Περιοχή Αιγίου - Μόρνου

Οι μεγάλες διαταράξεις του βυθού και των υποστρωμάτων του που παρατηρούνται στην προηγούμενη περιοχή περιορίζονται σημαντικά και εντοπίζονται στα νότια περιθώρια της λεκάνης από κατολισθήσεις ιζημάτων και ρωών κορημάτων (**τομές 30-29 & 24-23, Εικ. 16 & 17**) ιζημάτων που προέρχονται κυρίως από προδελταϊκές αποθέσεις. Στις περιοχές αυτές οι σεισμικές ανακλάσεις είναι κυρίως “υπερβολικές” ή παρουσιάζουν εσωτερική “χαοτική” διαμόρφωση. Στο υπόλοιπο τμήμα της λεκάνης τα ανώτερα 100-150m των ιζημάτων χαρακτηρίζονται κυρίως από σεισμικούς

ανακλαστήρες παράλληλους έως υποπαράλληλους, έντονους (χαμηλών συχνοτήτων) και σχετικά συνεχείς που ερμηνεύονται ως “χονδροκλαστικοί” τουρβιδίτες (κυρίως αμμοχαλικώδεις). Οι έντονοι αυτοί ανακλαστήρες εναλλάσσονται με μικρού πάχους ορίζοντες 5-10m, των οποίων η διαμόρφωση των σεισμικών ανακλάσεων είναι διακοπτόμενη, τοπικά υπερβολική και χαοτική. Οι αποθέσεις αυτές είναι δυνατόν να ερμηνευθούν ως αναμειγξείς ή εναλλαγές ροών κορημάτων και πλέον “λεπτόκοκκων” τουρβιδιτικών αποθέσεων. Στα βαθύτερα στρώματα (βάθος μεγαλύτερο από 150m) οι σεισμικοί ανακλαστήρες είναι “χαοτικοί” χωρίς συνέχεια ή παραλληλία, ένδειξη της παραμόρφωσης τους λόγω της γενικότερης εξέλιξης του κόλπου. Θα πρέπει να σημειωθεί ότι δεν παρατηρήθηκαν αξιόλογα συνιζηματογενή ρήγματα στο τμήμα αυτό της λεκάνης. Αυτό όμως που την χαρακτηρίζει είναι η μείωση του εύρους της προς τα δυτικά, όπου και περιορίζεται από τις εκβολές του ποταμού Μόρνου (τομές 16-15 και 18-17, Εικ 18). Στις περιοχές αυτές οι παράλληλοι συνεχείς ανακλαστήρες εναλλάσσονται με ικανού πάχους (20-30m) εξασθενημένους ανακλαστήρες που υποδηλώνουν την σημαντική προσφορά λεπτόκοκκων αργιλο-ιλυωδών ιζημάτων από τις εκβολές των ποταμών του βορείου και νοτίου περιθωρίου του δυτικού τμήματος του Κορινθιακού Κόλπου. Και σε αυτό το τμήμα της λεκάνης, τα συνιζηματογενή ρήγματα είναι ελάχιστα με πολύ μικρό κατακόρυφο άλμα (περίπου 5m). Επίσης τα συνιζηματογενή ρήγματα του βορείου και νοτίου περιθωρίου της λεκάνης, όπως και αυτά του κατώτερου πρηνούς εμφανίζουν μικρό άλμα, είναι “ρηγματα βαρύτητας” (gravity faults) και συσχετίζονται με την παραμόρφωση πρόσφατων ιζημάτων (κυρίως προδελταϊκών) λόγω συνεχούς και σταδιακής ολίσθησης τους προς την λεκάνη. Όπως και στο ανατολικότερο τμήμα της περιοχής Αιγίου-Μόρνου, οι ανακλαστήρες διαμορφώνονται σε “χαοτικού - υπερβολικού” χαρακτήρα σε βάθη μεγαλύτερα από 60-70m λόγω της συνεχούς παραμόρφωσης της λεκάνης.

Γενικά, η λεκάνη της περιοχής Αιγίου-Μόρνου παρουσιάζει μικρότερο πάχος ιζημάτων (έως 300-400m) από την λεκάνη ανατολικά της Ιτέας-Δερβένι, σταδιακά μειούμενο προς τα δυτικά, και πιο χονδροκόκκη υφή ιζημάτων (τουρβιδίτες, ροές κορημάτων, κατολισθήσεις). Αν τα ανωτέρω συνδυαστούν με το μικρότερο εύρος και βάθος της λεκάνης η υποθαλάσσια λεκάνη Αιγίου-Μόρνου είναι δυνατόν να θεωρηθεί νεώτερης ηλικίας στην γεωτεκτονική εξέλιξη του Κορινθιακού σε σχέση με την λεκάνη ανατολικά της Ιτέας-Δερβένι.

#### 6.1.4 Λεκάνη Ρίου - Ναυπάκτου (τομές 3-4 και 5-6, Εικ. 19)

Η ρηχή αυτή λεκάνη (μέγιστο βάθος 100m) έχει κυρίως πληρωθεί με ολοκαινικές προδελταϊκές αποθέσεις πάχους έως 35-40m περίπου προερχόμενες από τον ποταμό Μόρνο. Τούτο διαφαίνεται από την σύνθετη πλάγια-σιγμοειδή προσχηματική διαμόρφωση των σεισμικών ανακλαστήρων, χαρακτηριστική μορφή σε γρήγορα προωθούμενες προδελταϊκές αποθέσεις. Οι προδελταϊκές αυτές αποθέσεις παρουσιάζουν έντονες διαβρώσεις (στο κεντρικό τμήμα του κόλπου) από παλιρροιακά ρεύματα βυθού αλλά και πληθώρα κατολισθητικών φαινομένων διάφορων τύπων όπως ορίζοντες μεταπτώσεις, σύνθετες περιστροφικές κατολισθήσεις, ροές κορημάτων κλπ., που έχουν παρατηρηθεί σε όλη την έκταση των προδελταϊκών αποθέσεων του ποταμού Μόρνου. Στη βάση των προδελταϊκών ολοκαινικών αποθέσεων οι ολοκαινικές επικλινείς χαλικώδεις - κροκαλοχαλικώδεις αποθέσεις εμφανίζονται σαν έντονοι, μεγάλου εύρους συνεχείς ανακλαστήρες οι οποίοι διακόπτονται συχνά από ακολουθία διαρρήξεων το μέγιστο άλμα των οποίων φθάνει τα 7-10m περίπου. Ο εκτιμώμενος ρυθμός των κατακόρυφων κινήσεων ανέρχεται περίπου στο  $1 \text{ m}/1000 \text{ χρόνια}$ .

#### 6.1.5 Συμπεράσματα

Η λιθοσεισμική ανάλυση των υποστρωμάτων του πυθμένα ανέδειξε τη σημαντική διαφοροποίηση του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου κατά μήκος του κυρίου άξονα του και από Ανατολή προς Δύση (Εικ. 21):

α) Το πάχος των πλειστοκαινικών κυρίως ιζημάτων μειώνεται σημαντικά από το ανατολικό τμήμα της λεκάνης προς το δυτικό, το οποίο συνδυαζόμενο με το μειούμενο βάθος της και τον περιορισμό του εύρους της οδηγεί στο συμπέρασμα του νεώτερου γεωτεκτονικού σταδίου εξέλιξης των δυτικών υπολεκανών από την ανατολικότερη και κυρίως λεκάνη του Κορινθιακού Κόλπου.

β) Την κλιμακωτή διάταξη των κέντρων μέγιστης απόθεσης ιζημάτων (depocenters), γεγονός που υποδεικνύει την “κλιμακωτή” διάσταση (μετανάστευση) της εξέλιξης και την χρονική διαφοροποίηση από Ανατολικά (παλαιότερο) προς Δυτικά (νεώτερο) της δημιουργίας του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου.

γ) Την διαφοροποίηση του χαρακτήρα της ιζηματογένεσης και των μηχανισμών ιζηματοπόθεσης σαν αποτέλεσμα του νεοτεκτονικού σταδίου ανάπτυξης του κόλπου (λεπτόκοκκοι τουρβιδίτες στην παλαιότερη και μεγαλύτερη ανατολική λεκάνη, χονδρόκοκκοι τουρβιδίτες - ροές κορημάτων στην κεντρική μικρότερη λεκάνη, προδελταϊκές αποθέσεις στη ρηχή και νεώτερη δυτικότερη υπολεκάνη, κατολισθήσεις ιζημάτων στα πλέον ενεργά τμήματα της λεκάνης).

## 6.2 ΗΠΕΙΡΩΤΙΚΗ ΠΛΑΤΦΟΡΜΑ (“ΥΦΑΛΟΚΡΗΠΙΔΑ”)

Η ηπειρωτική πλατφόρμα του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου παρουσιάζει σημαντικές διαφοροποιήσεις κατά μήκος του βορείου περιθωρίου του κόλπου σε σχέση με το νότιο χωρίς να εμφανίζονται σημαντικές διαφορές κατά την διεύθυνση Α-Δ, όπως στην περίπτωση της κυρίως λεκάνης του κόλπου.

Το εύρος της πλατφόρμας και το πάχος των ιζημάτων είναι ελάχιστο στη νότια ηπειρωτική πλατφόρμα, που λόγω των έντονων τεκτονικών (ανοδικών) κινήσεων διαμορφώνει απότομα πρανή και κατακερματίζεται, με άμεση συνέπεια την ελαχιστοποίηση του εύρους της και την αδυναμία των προδελταϊκών αποθέσεων να προωθηθούν και να την διευρύνουν. Σε συμφωνία με τα ανωτέρω είναι και οι μικρού πάχους σεισμικοί ανακλαστήρες των υποστρωμάτων του πυθμένα που εμφανίζονται έντονοι, παράλληλοι και μεγάλου εύρους υποδηλώνοντας κυρίως κροκαλοχαλικώδεις ή/και αμμώδεις κυρίως αποθέσεις του τέλους του Πλειστόκαινου (Προ-Ολοκαινικές). Πρόσφατα ολοκαινικά προδελταϊκά ιζήματα επικαθώνται στις προηγούμενες αποθέσεις. Τα προδελταϊκού χαρακτήρα αυτά ιζήματα δεν σχηματίζουν την κλασσική πλάγια-σιγμοειδή προσχωματική μορφή των σεισμικών ανακλαστήρων διότι αφ’ ενός μεν δεν διατηρούν σταθερό με τον χρόνο το σημείο εκβολής τους (κατακόρυφες κινήσεις ή/και μετακίνηση κοίτης) και αφ’ ετέρου παραμορφώνονται και καταστρέφονται από τα συχνά κατολισθητικά φαινόμενα.

Αντίθετα η βόρεια ηπειρωτική πλατφόρμα παρουσιάζει μικρούς ρυθμούς κατακόρυφων κινήσεων (κυρίως καθοδικών) και δια τούτο είναι ευρύτερη, με ικανό πάχος ιζημάτων ιδιαίτερα σε περιοχές κόλπων, όπως αυτοί της Ιτέας και Ερατεινής (τομές 61-62 & 43-44, Εικ. 12 & 14) αλλά και περιοχές εκβολών μεγάλων ποταμών π.χ. Μόρνος. Αυτό που κυρίως παρατηρείται είναι οι προσχωματικού-προδελταϊκού χαρακτήρα σεισμικές ακολουθίες στα ανώτερα 30-40m ιζημάτων και υποπαράλληλων, ασυνεχών ή/και “χαοτικών” ανακλαστήρων στα βαθύτερα στρώματα που υποδηλώνουν “γεμισματα” (fill-in) με προδελταϊκά ιζήματα διαφόρων μορφολογικών ανωμαλιών του παλαιοαναγλύφου κατά την διάρκεια του Ανώτερου Πλειστοκαίνου.

Αξίζει δε να σημειωθεί ότι στον κόλπο της Ιτέας (τομή 61-62, Εικ. 12) εκτός των ολοκαινικών προδελταϊκών αποθέσεων παρατηρήθηκε και η ύπαρξη προδελταϊκών αποθέσεων (πλάγια διαμόρφωση σεισμικών ανακλαστήρων) σε βάθη νερού 70-80m και σε ασυμφωνία υποκείμενα των προδελταϊκών ολοκαινικών αποθέσεων. Οι αποθέσεις αυτές έχοντας αποτεθεί στην αμέσως πριν το Ολόκαινο ταπείνωση της στάθμης του Κορινθιακού κόλπου (κατά την τελευταία παγετώδη περίοδο) αποδεικνύουν για πρώτη φορά ότι ο Κορινθιακός είχε αποκλεισθεί από την ανοικτή θάλασσα κατά την διάρκεια της τελευταίας παγετώδους περιόδου με επίπεδο στάθμης περίπου 70-75m χαμηλότερο από το σημερινό. Τούτο σημαίνει ότι ο Κορινθιακός κόλπος 25.000 -15.000 χρόνια πριν περίπου διατηρούσε επίπεδο στάθμης περίπου 30-35m ανώτερο από αυτό της ανοικτής θάλασσας που όπως υπολογίζεται ευρίσκετο 100-110m κατώτερα από το σημερινό επίπεδο.

## 7. ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ

Μέχρι σήμερα οι γνωστές μεγάλες ενεργές ρηξιγενείς δομές στην περιοχή του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου ήταν τα ρήγματα του Ψαθόπυργου, της Ελίκης και του Ξυλόκαστρου στην παράκτια ζώνη της Β. Πελοποννήσου και το υποθαλάσσιο “Ρήγμα του Κορινθιακού Κόλπου” (Corinthian Gulf Fault - Brooks & Ferentinis, 1984), κατά μήκος της νότιας ηπειρωτικής κατωφέρειας του Κόλπου.

Από την ερμηνεία των σεισμικών τομών που καταγράφηκαν στα τρία ερευνητικά ταξείδια στον θαλάσσιο χώρο του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου προέκυψαν σημαντικά στοιχεία για την υποθαλάσσια τεκτονική - νεοτεκτονική δομή του Κόλπου, τα οποία δεν ήταν γνωστά μέχρι τώρα (**Εικ. 20**).

Σύμφωνα με αυτά το τελευταίο στάδιο εξέλιξης (Τεταρτογενές;) της τάφρου του Δ. Κορινθιακού Κόλπου με τη σημερινή της μορφή ελέγχεται κατά κύριο λόγο από δύο σημαντικές υποθαλάσσιες ρηξιγενείς ζώνες που εντοπίζονται κατά μήκος της βόρειας και της νότιας κατωφέρειας του Κόλπου. Παρουσιάζουν μέση διεύθυνση ΑΝΑ-ΔΒΔ, παράλληλη προς την μέση διεύθυνση των ακτογραμμών και προς τον επιμήκη άξονα του Κόλπου, αλλά αποτελούνται από μία σειρά ρηγμάτων διεύθυνσης Α-Δ, τα οποία διατάσσονται κλιμακωτά (en echelon).

Η κατακόρυφη μετατόπιση κατά μήκος των δύο υποθαλάσσιων ρηξιγενών ζωνών είναι της τάξης των 200μ. στο δυτικό τμήμα του Κόλπου και αυξάνεται σταδιακά προς Α. Στο κεντρικό τμήμα του Κορινθιακού Κόλπου το συνολικό κατακόρυφο άλμα τόσο της νότιας όσο και της βόρειας ρηξιγενούς ζώνης υπερβαίνει τα 1000-1200μ. Στην κλίμακα παρατήρησης που προσφέρεται από τις καταγραφείσες σεισμικές τομές (βάθος διείδυσης μέχρι 500-550μ. κάτω από τον πυθμένα) οι δύο ρηξιγενείς ζώνες παρουσιάζονται ισοδύναμες, ενώ στο ανατολικό τμήμα της περιοχής δεν ανιχνεύθηκε το υπόβαθρο των πρόσφατων ιζημάτων της λεκάνης.

Εκτός των δύο κύριων περιθωριακών ρηξιγενών ζωνών, η κύρια λεκάνη ιζηματογένεσης χαρακτηρίζεται από την παρουσία συνιζηματογενών ρηγμάτων διεύθυνσης Α-Δ. Παρόμοιας ως επί το πλείστον διεύθυνσης ρήγματα εμφανίζονται και στις περιοχές που παρεμβάλλονται μεταξύ της ακτογραμμής και του ίχνους των δύο ρηξιγενών ζωνών και δημιουργούν δεύτερης τάξης τεκτονικές δομές τάφρων και υβωμάτων. Στη δράση των ρηγμάτων αυτών κατά το Α. Πλειστόκαινο - Ολόκαινο οφείλεται ως ένα βαθμό η διακύμανση του βάθους του ορίου της ηπειρωτικής πλατφόρμας.

Διαφοροποίηση της κύριας διεύθυνσης των ρηξιγενών δομών παρατηρείται μόνο στο δυτικό άκρο του Κόλπου, στη περιοχή μεταξύ Ρίου-Αντιρίου και των εκβολών του Μόρνου, στην οποία η επικρατούσα διεύθυνση των ρηγμάτων είναι ΝΔ-ΒΑ.

### 7.1 ΝΟΤΙΑ ΡΗΞΙΓΕΝΗΣ ΖΩΝΗ - NPZ

Η Νότια Ρηξιγενής Ζώνη αντιστοιχεί στο υποθαλάσσιο “Ρήγμα του Κορινθιακού Κόλπου” (Corinthian Gulf Fault) των Brooks & Ferentinis (1984).

Το ίχνος της Νότιας Ρηξιγενούς Ζώνης (NPZ) του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου εντοπίζεται στη βάση της νότιας ηπειρωτικής κατωφέρειας του Κόλπου και ουσιαστικά οριοθετεί προς νότο την κύρια λεκάνη ιζηματογένεσης (**Εικ. 11-18**).

Έχει μέση διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ και είναι διακριτή σε όλο το μήκος της περιοχής έρευνας, από τον Ψαθόπυργο, δυτικά, μέχρι το Καμάρι, στο ανατολικό άκρο της περιοχής, ενώ συνεχίζεται και στο ανατολικό τμήμα του Κορινθιακού Κόλπου.

Η ΔΒΔ-ΑΝΑ μέση διεύθυνση της NPZ είναι ουσιαστικά ψευδής, δεδομένου ότι η τελευταία δεν αποτελεί ένα ρήγμα. Αντίθετα αποτελείται από μία σειρά επι μέρους ρηγμάτων, τα οποία παρουσιάζουν διεύθυνση Α-Δ και διατάσσονται μεταξύ τους κλιμακωτά, σύμφωνα με τον ακόλουθο τρόπο: κάθε ρήγμα της NPZ είναι παράλληλο και μετατοπισμένο προς νότο σε σχέση με το αμέσως δυτικά ευρισκόμενο γειτονικό ρήγμα της NPZ χωρίς να υπάρχει επικάλυψη μεταξύ τους σε διεύθυνση Β-Ν.

Το μήκος των Α-Δ διευθυνόμενων ρηγμάτων που συνιστούν την NPZ κυμαίνεται από 4 έως 17 χλμ., ενώ έχουν αναγνωρισθεί επτά (7) επί μέρους ρήγματα σε συνολικό μήκος της ζώνης στην περιοχή έρευνας 70 χλμ. περίπου.

Το άλμα της NPZ δεν παραμένει σταθερό σε όλο το μήκος της, αλλά αυξάνεται από Δ προς Α. Το πραγματικό άλμα κατά μήκος της ζώνης δεν είναι δυνατόν να υπολογισθεί, δεδομένου ότι δεν είναι δυνατόν να γίνει απόλυτη συσχέτιση μεταξύ των διάφορων σχηματισμών που εμφανίζονται στην παράκτια χερσαία περιοχή και την πλατφόρμα με αυτούς που δομούν το υπόστρωμα του πυθμένα του Κόλπου.

Για την εκτίμηση του άλματος θεωρούμε ότι το σεισμικό υπόβαθρο των πρόσφατων (Πλειστοκαινικών; - Ολοκαινικών) ιζημάτων της κύριας λεκάνης του Κόλπου, όπου αυτό είναι ανιχνεύσιμο στις σεισμικές τομές, αντιστοιχεί στους σχηματισμούς (Πλειστόκαινο, Νεογενές, αλπικοί σχηματισμοί) που εμφανίζονται στην παράκτια περιοχή της Β. Πελοποννήσου. Με βάση αυτή τη θεώρηση υπολογίζουμε το συνολικό κατακόρυφο άλμα κατά μήκος της ζώνης ως άθροισμα του βάθους της κύριας λεκάνης και του ορατού στις σεισμικές καταγραφές πάχους των ιζημάτων της κύριας λεκάνης του Κόλπου.

Με αυτό το τρόπο καταλήγουμε στο ελάχιστο κατακόρυφο άλμα των επί μέρους ρηγμάτων και κατ'επέκταση της NPZ, το οποίο όπως αναφέρθηκε αυξάνεται από Δ προς Α. Έτσι στην περιοχή ανοικτά του Ψαθόπυργου το ελάχιστο κατακόρυφο άλμα είναι 200 μ. περίπου, το μικρότερο που παρατηρήθηκε κατά μήκος της NPZ στον Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο, και στο ανατολικό άκρο της περιοχής έρευνας, ανοικτά του Καμαρίου, υπερβαίνει τα 1300 μ. Στις περιοχές που παρεμβάλλονται μεταξύ του Ψαθόπυργου και του Καμαρίου το ελάχιστο κατακόρυφο άλμα παρουσιάζει τιμές μεταξύ των 200 και 1300 μ., οι οποίες αυξάνονται σταθερά προς Α. Ενδεικτικά αναφέρονται οι ακόλουθες τιμές ελαχίστου άλματος της NPZ: Εκβολές Ερινέου 500 μ., Αίγιο 700 μ., Διακοφτό 800 μ., Ακράτα 1000 μ.

Στο σημείο αυτό είναι απαραίτητο να διευκρινισθεί η σχέση μεταξύ της υποθαλάσσιας NPZ και των κύριων ενεργών ρηξιγενών δομών που παρατηρούνται στη χερσαία παράκτια ζώνη της Β. Πελοποννήσου, δηλαδή των ρηγμάτων του Ψαθόπυργου, της Ελίκης και του Ξυλοκάστρου.

Από την ερμηνεία των σεισμικών καταγραφών διαπιστώθηκε ότι τα παραπάνω τρία ρήγματα δεν συνεχίζονται στην υποθαλάσσια ηπειρωτική πλατφόρμα του Κόλπου, πολύ περισσότερο δε, δεν τέμνουν την ηπειρωτική κατωφέρεια. Το ίδιο ισχύει για τα επί μέρους ρήγματα της υποθαλάσσιας NPZ, τα οποία επίσης δεν τέμνουν την κατωφέρεια και κατ'επέκταση δεν συνεχίζονται στην πλατφόρμα αλλά ούτε και στη χέρσο.

Από τα παραπάνω καθίσταται φανερό ότι δεν υπάρχει συνέχεια μεταξύ των ρηγμάτων Ψαθόπυργου, Ελίκης και Ξυλοκάστρου με τα ρήγματα της NPZ. Υπάρχει όμως μεταξύ τους σχέση γεωμετρικής, δυναμικής και κινηματικής παραλληλίας. Οι τρεις χερσαίες ρηξιγενείς δομές παρουσιάζουν κλιμακωτή διάταξη, αντίστοιχη αυτής των ρηγμάτων της NPZ, η οποία μας επιτρέπει να τις θεωρήσουμε ως επί μέρους ρήγματα μιας ρηξιγενούς ζώνης (**Ρηξιγενής Ζώνη Β. Πελοποννήσου**) διευθυνόμενης παράλληλα προς την NPZ κατά μήκος της παράκτιας περιοχής της Β. Πελοποννήσου και με τα ίδια δυναμικά και κινηματικά χαρακτηριστικά.

Η Νότια Ρηξιγενής Ζώνη του Κορινθιακού Κόλπου και η Ρηξιγενής Ζώνη της Β. Πελοποννήσου αποτελούν σήμερα, από κοινού, το ενεργό νότιο περιθώριο της τάφρου του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου.



## 7.2 ΒΟΡΕΙΑ ΡΗΞΙΓΕΝΗΣ ΖΩΝΗ - BPZ

Μελετώντας κανείς την σχετική με τον Κορινθιακό Κόλπο βιβλιογραφία διαπιστώνει ότι οι αναφορές στο βόρειο περιθώριο της τάφρου είναι σχεδόν ανύπαρκτες ή πολύ περιορισμένες. Στην καλύτερη περίπτωση το βόρειο τεκτονικό όριο της τάφρου είναι ένα δευτερεύον ρήγμα, το οποίο, εντασσόμενο στην επικρατούσα άποψη περί της ασυμμετρίας της τάφρου (half graben), θεωρείται ως συνθετικό του νότιου κύριου ενεργού περιθωρίου. Επιπρόσθετα απουσιάζει παντελώς οποιαδήποτε συστηματική περιγραφή του βόρειου αυτού ρήγματος, πολύ περισσότερο δε δεν εμφανίζεται σε κανέναν γεωλογικό ή τεκτονικό χάρτη του Κορινθιακού Κόλπου.

Αντίθετα με τα παραπάνω, από την ερμηνεία των σεισμικών τομών που καταγράφηκαν κατά τις εργασίες πεδίου του παρόντος ερευνητικού προγράμματος, προκύπτει με σαφήνεια ότι η τάφρος του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου οριοθετείται προς βορρά από μία σημαντική ρηξιγενή ζώνη, την Βόρεια Ρηξιγενή Ζώνη (BPZ). Στην κλίμακα παρατήρησης που προσφέρεται από τις καταγραφείσες σεισμικές τομές, με μέγιστο βάθος διείδυσης των ηχητικών κυμάτων 500-600 μ. κάτω από τον πυθμένα του Κόλπου, οι δύο ρηξιγενείς ζώνες, βόρεια και νότια παρουσιάζονται ισοδύναμες και εν πολλοίς συμμετρικές η μία προς την άλλη.

Το ίχνος της Βόρειας Ρηξιγενούς Ζώνης (BPZ) του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου εντοπίζεται στη βάση της βόρειας ηπειρωτικής κατωφέρειας και οριοθετεί προς βορρά την κύρια λεκάνη ιζηματογένεσης (**Εικ. 11-18**).

Έχει μέση διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ και είναι διακριτή σε όλο το μήκος της περιοχής έρευνας, από τις εκβολές του Μόρνου, δυτικά, μέχρι το Ακρ. Πάγκαλος, στο ανατολικό άκρο της περιοχής, ενώ συνεχίζεται και στο ανατολικό τμήμα του Κορινθιακού Κόλπου.

Η ΔΒΔ-ΑΝΑ μέση διεύθυνση της BPZ, όπως και της NPZ, είναι ουσιαστικά ψευδής, δεδομένου ότι και αυτή αποτελείται από μία σειρά επι μέρους ρηγμάτων, τα οποία παρουσιάζουν διεύθυνση Α-Δ και διατάσσονται μεταξύ τους κλιμακωτά με τον ίδιο τρόπο που περιγράφηκε στη περίπτωση της NPZ.

Το μήκος των Α-Δ διευθυνόμενων ρηγμάτων που συνιστούν την NPZ κυμαίνεται από 4 έως 15 χλμ., ενώ έχουν αναγνωρισθεί έξι (6) επί μέρους ρήγματα σε συνολικό μήκος της ζώνης στην περιοχή έρευνας 60 χλμ. περίπου.

Το άλμα της BPZ δεν παραμένει σταθερό σε όλο το μήκος της, αλλά αυξάνεται από Δ προς Α. Το πραγματικό άλμα κατά μήκος της ζώνης, στις περισσότερες περιπτώσεις, δεν είναι δυνατόν να υπολογισθεί για τους ίδιους λόγους που αναφέρθηκαν κατά την περιγραφή της NPZ.

Για την εκτίμηση του άλματος θεωρούμε ότι το σεισμικό υπόβαθρο των πρόσφατων (Πλειστοκαινικών; - Ολοκαινικών) ιζημάτων της κύριας λεκάνης του Κόλπου, όπου αυτό είναι ανιχνεύσιμο στις σεισμικές τομές, αντιστοιχεί στους σχηματισμούς που εμφανίζονται στην παράκτια περιοχή της Στερεάς Ελλάδας, οι οποίοι κατά βάση είναι αλπικοί. Με βάση αυτή τη θεώρηση καταλήγουμε σε συνολικό κατακόρυφο άλμα κατά μήκος της βόρειας ρηξιγενούς ζώνης αντίστοιχο αυτού της NPZ, το οποίο αποτελεί το ελάχιστο συνολικό άλμα.

Σε ορισμένες περιπτώσεις, όπως στις περιοχές ανατολικά των εκβολών του Μόρνου (Μοναστηράκι) και νότια του Κόλπου της Ιτέας, η συνολική κατακόρυφη μετατόπιση είναι αποτέλεσμα της δράσης περισσότερων του ενός κύριων ρηγμάτων, τα οποία είναι παράλληλα μεταξύ τους. Σε αυτές τις περιπτώσεις η συνολική κατακόρυφη μετατόπιση στο βόρειο περιθώριο είναι το άθροισμα των αλμάτων των παράλληλων αυτών ρηγμάτων.

Σε αντίθεση με την παράκτια ζώνη της Βόρειας Πελοποννήσου, στη Νότια Στερεά Ελλάδα δεν παρατηρούνται σημαντικές ενεργές ρηξιγενείς δομές αντίστοιχες της Ρηξιγενούς Ζώνης Β. Πελοποννήσου με μοναδική ίσως εξαίρεση το ρήγμα των Δελφών. Το γεγονός αυτό μας επιτρέπει να συμπεράνουμε ότι η δομή και εξέλιξη του βόρειου περιθωρίου της τάφρου του δυτικού τουλάχιστον τμήματος του Κορινθιακού Κόλπου ελέγχεται ουσιαστικά εξ ολοκλήρου από την υποθαλάσσια Βόρεια Ρηξιγενή Ζώνη.

### 7.3 ΚΥΡΙΑ ΛΕΚΑΝΗ ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΕΣΗΣ

Στο ανατολικό τμήμα της περιοχής έρευνας, στο εσωτερικό της κύριας λεκάνης ιζηματογένεσης της τάφρου του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου, παρατηρήθηκε κατά την ερμηνεία των σεισμικών τομών σημαντικός αριθμός ρηγμάτων, τα οποία διακόπτουν την συνέχεια των πρόσφατων τεταρτογενών ιζημάτων (**Εικ. 11-13**).

Πρόκειται για συνιζηματογενή ρήγματα (synsedimentary, growth faults) το μέγιστο άλμα των οποίων είναι της τάξεως των λίγων δεκάδων μέτρων και σε καμμία περίπτωση δεν υπερβαίνει τα 100 μ. Η διεύθυνση τους είναι Α-Δ, παράλληλη προς τη διεύθυνση των κύριων περιθωριακών ρηγμάτων του κόλπου και δημιουργούν δευτερεύουσες δομές τάφρων και υβωμάτων στο εσωτερικό της λεκάνης ιζηματογένεσης.

Πολλά από τα συνιζηματογενή αυτά ρήγματα δημιουργούν ευδιάκριτες μορφολογικές ανωμαλίες στον πυθμένα της λεκάνης, γεγονός που μας επιτρέπει να τα κατατάξουμε στα ενεργά ρήγματα του Κόλπου. Σύμφωνα με τον Higgs (1988) είναι υπεύθυνα και ελέγχουν την θέση των περιοχών μεγίστου πάχους απόθεσης ιζημάτων στο εσωτερικό της λεκάνης ιζηματογένεσης (depocenters) κατά την πρόσφατη περίοδο εξέλιξης (Τεταρτογενές) του Κόλπου.

### 7.4 ΡΗΓΜΑΤΑ ΒΟΡΕΙΟΥ ΠΕΡΙΘΩΡΙΟΥ

Στο βόρειο περιθώριο της τάφρου του Δ. Κορινθιακού Κόλπου, μεταξύ της Βόρειας Ρηξιγενούς Ζώνης (BPZ) και της βόρειας ακτογραμμής, παρατηρήθηκε κατά την ερμηνεία των σεισμικών τομών σημαντικός αριθμός ρηγμάτων, τα οποία δημιουργούν δευτερεύουσες ρηξιγενείς δομές.

Τα ρήγματα αυτά εντοπίζονται ιδιαίτερα στις περιοχές μεταξύ των εκβολών του Μόρνου και των Ν. Τρυζόνια (**Εικ. 17 & 18**), και μεταξύ του Ορμου της Ερατεινής και του Κόλπου της Ιτέας (**Εικ. 15**). Η επικρατούσα διεύθυνση είναι Α-Δ, παράλληλη προς αυτή των κύριων ρηγμάτων του Κόλπου, ενώ δεν απουσιάζουν και ΝΑ-ΒΔ και ΒΑ-ΝΔ διευθυνόμενες δομές.

Τα βασικότερα από τα παραπάνω ρήγματα, κυρίως αυτά που έχουν διεύθυνση Α-Δ, παρουσιάζουν αντίστοιχα δυναμικά και κινηματικά χαρακτηριστικά με την BPZ και συμμετέχουν κατ' αυτό το τρόπο στη διαμόρφωση της συνολικής κατακόρυφης μετατόπισης κατά μήκος του βόρειου περιθωρίου της τάφρου. Συνήθως παρουσιάζουν κατακόρυφες μετατοπίσεις μεγαλύτερες των 100 μ. και δημιουργούν ευδιάκριτες μορφολογικές ανωμαλίες στον πυθμένα της περιοχής. Στη δράση αυτών κυρίως των ρηγμάτων οφείλουν τη δημιουργία τους οι αναβαθμίδες που παρατηρούνται μεταξύ του ορίου της υφαλοκρηπίδας, ή της ακτογραμμής όπου η υφαλοκρηπίδα απουσιάζει, και της βάσης της ηπειρωτικής καταφάρεας, οι οποίες περιγράφηκαν στο Κεφ. 4.

Τα ρήγματα με διεύθυνση ΝΑ-ΒΔ και ΒΑ-ΝΔ δημιουργούν συνήθως ρηξιγενείς δομές τάφρων και κεράτων 2ης ή 3ης τάξης και επιδρούν ως ένα βαθμό στην εξέλιξη και διαμόρφωση των δελταϊκών σχηματισμών, όπως στη περίπτωση του Ορμου της Ερατεινής και του Κόλπου της Ιτέας. Σε ορισμένες περιπτώσεις το κατακόρυφο άλμα τους φθάνει τα 150 μ., συνήθως όμως δεν υπερβαίνει τα 100 μ. Η δράση τους στο πρόσφατο γεωλογικό παρελθόν αποδεικνύεται από την κατακόρυφη μετατόπιση του ορίου της υφαλοκρηπίδας που παρατηρείται συχνά εκατέρωθεν του ίχνους των ρηγμάτων αυτών, όπως για παράδειγμα στον Ορμο της Ερατεινής.

### 7.5 ΡΗΓΜΑΤΑ ΝΟΤΙΟΥ ΠΕΡΙΘΩΡΙΟΥ

Σε αντίθεση με τα παραπάνω, στο νότιο περιθώριο της τάφρου, στη περιοχή μεταξύ της Νότιας Ρηξιγενούς Ζώνης (NPZ) και της νότιας ακτογραμμής του κόλπου, η παρουσία ρηγμάτων είναι πολύ περιορισμένη.

Το γεγονός αυτό μπορεί ίσως να αιτιολογηθεί με την σχεδόν παντελή απουσία ή την πολύ περιορισμένη ανάπτυξη ηπειρωτικής πλατφόρμας στη νότια πλευρά του Κόλπου, που οφείλεται στη μικρή οριζόντια απόσταση του ίχνους της NPZ από την νότια ακτογραμμή. Στις περισσότερες

περιοχές κατά μήκος της νότιας πλευράς η “κορυφή” της κατωφέρειας ευρίσκεται σε απόσταση πολύ μικρή από την ακτή, λίγες δεκάδες μέτρα, στην οποία δεν ήταν δυνατή η προσέγγιση με το Ω/Κ ΑΙΓΑΙΟ.

Μοναδική εξαίρεση αποτελεί η περιοχή μεταξύ Αιγίου και Διακοφτού και η περιοχή του Ψαθόπυργου, στις οποίες η ηπειρωτική πλατφόρμα παρουσιάζει μεγαλύτερη ανάπτυξη.

Στη περιοχή του Ψαθόπυργου εντοπίζεται το δυτικό άκρο της NPZ και η μικρότερη τιμή κατακόρυφου άλματος της ζώνης, το ίχνος της οποίας τέμνει το όριο της υφαλοκρηπίδας και διατρέχει την πλατφόρμα.

Στη περιοχή της Αιγιαλείας, από Αίγιο μέχρι Διακοφτό, το εύρος της υφαλοκρηπίδας κυμαίνεται μεταξύ 0,3 - 2,5 χλμ. και το βάθος του ορίου της προς την κατωφέρεια μεταξύ 32 - 58 μ. Δευτερεύοντα ρήγματα εντοπίστηκαν επάνω στην υφαλοκρηπίδα, χωρίς να τέμνουν το όριο της. Το άλμα τους δεν υπερβαίνει τα λίγα μέτρα έως λίγες δεκάδες μέτρα. Αφορά όμως μετατοπίσεις των πρόσφατων Ολοκαινικών ιζημάτων της πλατφόρμας και του ίδιου του πυθμένα. Ως εκ τούτου τα ρήγματα αυτά παρουσιάζουν ιδιαίτερο ενδιαφέρον, δεδομένου ότι συνδέονται πιθανότατα και με τα γεωδυναμικά φαινόμενα που παρατηρήθηκαν κατά τον πρόσφατο σεισμό του Αιγίου - Ερατεινής της 15/6/1995. Για το λόγο αυτό θα περιγραφούν εκτενέστερα στο Κεφάλαιο 8 με τίτλο “Νεοτεκτονική Δομή της περιοχής Αιγιαλείας - Ερατεινής”.

## 7.6 ΛΕΚΑΝΗ ΡΙΟΥ - ΝΑΥΠΑΚΤΟΥ

Με τον όρο αυτό χαρακτηρίζουμε το δυτικό τμήμα της περιοχής έρευνας, που εκτείνεται μεταξύ του στενού Ρίου-Αντρίου και των εκβολών του Μόρνου.

Η περιοχή αυτή αποτελεί μία ρηχή θαλάσσια λεκάνη, το βάθος της οποίας στο μεγαλύτερο τμήμα της είναι μικρότερο των 100 μ. Τα μεγαλύτερα βάθη της λεκάνης εντοπίζονται σε μία ζώνη διεύθυνσης ΝΔ-ΒΑ δυτικά και νοτιοδυτικά του Ακρ. Δρέπανο και κυμαίνονται μεταξύ 120 - 130 μ.

Στη λεκάνη Ρίου - Ναυπάκτου δεν είναι δυνατή η διάκριση μεταξύ ηπειρωτικής πλατφόρμας, κατωφέρειας και κύριας λεκάνης. Αποτελεί ουσιαστικά μια ενδοηπειρωτική ρηχή λεκάνη, ο πυθμένας της οποίας δεν παρουσιάζει ιδιαίτερα σημαντικές μορφολογικές ανωμαλίες, συγκρινόμενος με το υπόλοιπο τμήμα του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου, όπως περιγράφηκε μέχρι τώρα.

Κατά την ερμηνεία των σεισμικών τομών που καταγράφηκαν από τη λεκάνη Ρίου - Ναυπάκτου παρατηρήθηκε μια σειρά κανονικών ρηγμάτων παράλληλων μεταξύ τους με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ. Τα ρήγματα αυτά διατάσσονται μεταξύ τους κατά τέτοιο τρόπο ώστε δημιουργούν μία τάφρο, το κεντρικό τμήμα της οποίας συμπίπτει με την ζώνη που παρατηρούνται τα μεγαλύτερα βάθη της λεκάνης (**Εικ. 19**).

Οι κατακόρυφες μετατοπίσεις που μετρήθηκαν στα ρήγματα της λεκάνης Ρίου - Ναυπάκτου δεν υπερβαίνουν τα 50 - 60 μ. Δημιουργούν όμως ευδιάκριτες μορφολογικές ασυνέχειες στον πυθμένα και τέμνουν τα Ολοκαινικά ιζήματα της λεκάνης, στοιχεία που τα κατατάσσουν στα ενεργά ρήγματα της περιοχής.

## 8. ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΕΣ ΚΑΤΟΛΙΣΘΗΣΕΙΣ

### 8.1 ΙΣΤΟΡΙΚΟ

Μια απλή ανάγνωση του υποθαλάσσιου νεοτεκτονικού χάρτη του Δ. Κορινθιακού Κόλπου καθιστά φανερή την έκταση των υποθαλάσσιων κατολισθητικών φαινομένων. Κατά το μεγαλύτερο μήκος τόσο της βόρειας όσο και της νότιας κατωφέρειας παρατηρούνται εκτεταμένες περιοχές, οι οποίες καλύπτονται από μάζες ιζημάτων που έχουν ολισθήσει προς την κύρια λεκάνη. Οι μάζες αυτές παρουσιάζουν χαοτική εσωτερική δομή λόγω της παραμόρφωσης που έχουν υποστεί οι ορίζοντες των ιζημάτων κατά την ολίσθηση.

Πρόκειται για σύνθετα κατολισθητικά φαινόμενα (περιστροφικές κατολισθήσεις, debris flows κ.λ.π.), τα οποία δραστηριοποιούνται επεισοδιακά είτε λόγω σεισμικής διέγερσης είτε ασεισμικά. Η συχνή εμφάνιση παλαιοιακών κυμάτων (τσουνάμι) με σημαντικές καταστροφές στις ακτές του Δ. Κορινθιακού Κόλπου (373 π.Χ. Αρχαία Ελίκη, 551 Ιτέα, 1402, 1748, 1817, 1861 Αιγιαλεία, 1963 Λόγγος-Λαμπίρη, 1/1/1996 Αιγιαλεία) οφείλεται στην δραστηριοποίηση των υποθαλάσσιων αυτών κατολισθήσεων.

Στον Πίνακα που ακολουθεί παρουσιάζεται ο κατάλογος των γνωστών περιπτώσεων εμφάνισης θαλάσσιων παλαιοιακών κυμάτων στο Δ. Κορινθιακό Κόλπο.

**ΠΙΝΑΚΑΣ 1**

Ημερομηνία	Μέγεθος (R)	Πληγείσα περιοχή	Καταστροφικά Φαινόμενα
373 π.Χ.	7,0	Αρχαία Ελίκη	τσουνάμι
551, 7 Ιουλ.	7,2	Ιτέα	τσουνάμι
1402, Ιουν.	7,0	Αίγιο - Διακοφτό	τσουνάμι
1748, Μάϊ.	6,8	Αίγιο	τσουνάμι
1817, 23 Αυγ.	6,5	Αίγιο	τσουνάμι 5 μ. ύψος
1861, 26 Δεκ.	6,7	Βαλιμίτικα, Αίγιο	τσουνάμι ύψους 2 - 3 μ.,
1963, 7 Φεβ.	χωρίς σεισμό	Λόγγος, Λαμπίρη	τσουνάμι ύψους >3μ.
1996, 1 Ιαν.	χωρίς σεισμό	ακτές Αιγιαλείας	τσουνάμι ύψους 2,5μ.

**Πίνακας 1:** Εμφανίσεις παλαιοιακών κυμάτων (tsunamis) στις ακτές του Δ. Κορινθιακού Κόλπου στο πρόσφατο και ιστορικό παρελθόν. Πηγές: Papadopoulos & Chalkis (1984), Παπαζάχος & Παπαζάχου (1989), Schmidt (1875), Γαλανόπουλος κ.ά. (1966), Lekkas et al ( in press), παρατηρήσεις των συγγραφέων.

Είναι φανερό ότι ο Πίνακας δεν μπορεί να θεωρηθεί πλήρης για όλο το διάστημα που μεσολαβεί από το 373 π.Χ. μέχρι σήμερα. Από το 1748 μέχρι σήμερα, δηλαδή στα τελευταία 250 χρόνια, έχουν παρατηρηθεί πέντε τουλάχιστον περιπτώσεις εμφάνισης παλαιοιακών κυμάτων στις ακτές του

Κόλπου. Αντίθετα πριν το 1748 και μέχρι το 373 π.Χ., δηλαδή σε διάστημα 2.100 χρόνων περίπου, αναφέρονται μόνο τρεις περιπτώσεις. Η αναντιστοιχία αυτή είναι φαινομενική δεδομένου ότι οφείλεται προφανώς στην έλλειψη πληροφοριών από το παλαιότερο διάστημα και δεν ανταποκρίνεται στον πραγματικό αριθμό των θαλάσσιων κυμάτων που εμφανίστηκαν.

Με βάση τις ιστορικές αναφορές και τις περιγραφές των συγγραφέων το μεγαλύτερο θαλάσσιο κύμα που έχει παρατηρηθεί στις ακτές του Δ. Κορινθιακού Κόλπου είναι αυτό που προκλήθηκε από το σεισμό του 373 π.Χ. και έπληξε την περιοχή της Αιγιαλείας. Αν οι αναφορές των αρχαίων ιστορικών Πausanias και Strabon είναι ακριβείς, η Αρχαία Ελίκη ευρίσκεται σε απόσταση 2,2 χλμ. περίπου (12 στάδια) από την ακτή και κατακλύστηκε από το θαλάσσιο κύμα. Το ακριβές ύψος του κύματος στις ακτές της Αιγιαλείας δεν είναι γνωστό, είναι όμως πολύ πιθανό ότι υπερέβει τα 10 μ.

## 8.2 ΓΕΝΕΣΗ ΚΑΙ ΔΟΜΗ ΤΩΝ ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΩΝ ΚΑΤΟΛΙΣΘΗΣΕΩΝ

Η πλέον συνήθης διαδικασία εκδήλωσης υποθαλάσσιων κατολισθήσεων στις κατωφέρειες του Κόλπου είναι η αποκοπή από το εξωτερικό τμήμα της υφαλοκρηπίδας ή από τις ενδιάμεσα ευρισκόμενες αναβαθμίδες μιας μάζας χαλαρών ιζημάτων και η ολίσθηση της προς μεγαλύτερα βάθη κατά μήκος της κατωφέρειας. Η διαδικασία αυτή μπορεί να προκληθεί με δύο τρόπους:

- α) σαν αποτέλεσμα, άμεσο ή έμμεσο, κάποιας συγκεκριμένης σεισμικής δραστηριότητας, η οποία διαταράσσει την ισορροπία των χαλαρών ιζημάτων που έχουν αποθεθεί κοντά στα απότομα πρανή ή
- β) σαν αποτέλεσμα της ασταθούς ισορροπίας που δημιουργείται στην ίδια τη μάζα των χαλαρών ιζημάτων, λόγω της συνεχούς απόθεσης και της αύξησης του βάρους της, χωρίς να διαφαίνεται οποιαδήποτε σχέση με σεισμικά γεγονότα.

Στην πρώτη περίπτωση μπορούν να ενταχθούν τα κατολισθητικά γεγονότα που προκάλεσαν τα σημαντικότερα φαινόμενα παλαιοϊακών κυμάτων στον Δ. Κορινθιακό Κόλπο και σχετίζονται με ιστορικούς και πρόσφατους μεγάλους σεισμούς. Χαρακτηριστικότερο ίσως παράδειγμα είναι το παλαιοϊακό κύμα που παρατηρήθηκε αμέσως μετά τον σεισμό του 373 π.Χ. και συνετέλεσε στην καταστροφή της Αρχαίας Ελίκης (Pausanias - “Αρχαϊκά”, Strabon - “Γεωγραφικά”). Άλλα παραδείγματα παλαιοϊακών κυμάτων που παρατηρήθηκαν στον Δ. Κορινθιακό Κόλπο μετά από σεισμική δραστηριότητα είναι το 551μ.Χ. στην Ιτέα και το 1402, 1748, 1817 και 1861 στις περιοχές Αιγιαλείας και Ερατεινής (Παπαζάχος & Παπαζάχου 1989, Schmidt 1875, Papadopoulos & Chalkis 1984).

Στη δεύτερη περίπτωση συγκαταλέγονται οι υποθαλάσσιες κατολισθήσεις που προκάλεσαν τα παλαιοϊακά κύματα της 7ης Φεβρουαρίου 1963 (Γαλανόπουλος κ.ά. 1966) και της 1ης Ιανουαρίου 1996. Για τα δύο αυτά γεγονότα μπορούμε σχεδόν με βεβαιότητα να καθορίσουμε τις περιοχές στις οποίες εκδηλώθηκαν υποθαλάσσιες κατολισθήσεις και προκάλεσαν τα δύο θαλάσσια κύματα.

### 8.2.1 Θαλάσσιο Κύμα της 7 Φεβ. 1963

Το μέγιστο ύψος του θαλάσσιου κύματος που εκδηλώθηκε την 7η Φεβ. 1966, παρατηρήθηκε στην περιοχή των εκβολών του ποταμού Σαλμενίκου και των χωριών Λόγγος και Λαμπήρη, όπου κατά θέσεις έφτασε τα 4-6 μ. και εισέδυσσε στην ξηρά σε απόσταση μέχρι 500 μ. από την ακτή. Σύμφωνα με τους Γαλανόπουλος κ.ά. (1966), οι οποίοι περιγράφουν εκτενώς τα φαινόμενα και τις καταστροφές που προκλήθηκαν, το κύμα προκλήθηκε από υποθαλάσσια κατολίσθηση η οποία εντοπίζεται ανοικτά των εκβολών του ποταμού. Οι ίδιοι συγγραφείς αναφέρουν ότι κανένα αξιόλογο σεισμικό γεγονός δεν καταγράφηκε από την ευρύτερη περιοχή όχι μόνο την ημέρα που εκδηλώθηκε το παλαιοϊακό κύμα αλλά και μεγάλο χρονικό διάστημα πριν από αυτό. Κατά το πρώτο ερευνητικό ταξίδι του Ω/Κ “ΑΙΓΑΙΟ” η ερευνητική ομάδα είχε την ευκαιρία να διερευνήσει την υποθαλάσσια περιοχή ανοικτά των εκβολών του Σαλμενίκου. Στην Εικ. 17 φαίνεται καθαρά η δομή και η έκταση της σύνθετης υποθαλάσσιας κατολίσθησης, η δραστηριοποίηση της οποίας προκάλεσε πιθανότατα το θαλάσσιο κύμα της 7ης Φεβ. 1966.

### 8.2.2 Θαλάσσιο Κύμα της 1 Ιαν. 1996

Το πλέον πρόσφατο φαινόμενο παλιροιακού κύματος (τσουνάμι) στον Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο παρατηρήθηκε την 1η Ιαν. 1996 στις ακτές της Αιγιαλείας από το Διακοφτό μέχρι τις εκβολές του Σαλμενίκου. Δύο ερευνητές του ΕΚΘΕ επισκέφθηκαν την περιοχή τις αμέσως επόμενες ημέρες και μελέτησαν επί τόπου τις επιπτώσεις του κύματος.

Σύμφωνα με τις μαρτυρίες των κατοίκων της περιοχής η κατάσταση της θάλασσας πριν την εμφάνιση του κύματος ήταν ήρεμη, χωρίς αξιόλογο κυματισμό και η διάρκεια του φαινομένου ήταν 4-5 ώρες περίπου, από τα μεσάνυχτα της Παραμονής μέχρι τις πρώτες πρωινές ώρες της Πρωτοχρονιάς του 1996. Στο χρονικό αυτό διάστημα το φαινόμενο της κατάκλυσης της παράκτιας ζώνης από την θάλασσα και της απόσυρσης της επαναλήφθηκε αρκετές φορές.

Στις παραλίες του Ελαιώνα, της Ροδιάς, των Νικολαϊκών, της Τέμενης και στις Αλυκές, ανατολικά του Ακρ. Γύφτισσα, παρατηρήθηκαν αποθέσεις κροκαλών και άμμου σε απόσταση μέχρι 10 μ. από την παραλιακή ζώνη. Σημαντική διάβρωση υπέστη ο χωμάτινος παραλιακός δρόμος μεταξύ Βαλλημίτικων και Τέμενης.

Στην παραλία των Διγελιώτικων οι αποθέσεις κροκαλών και άμμου παρατηρήθηκαν σε απόσταση μέχρι 30 - 35 μ. από την παραλιακή ζώνη, ενώ ο παραλιακός ασφάλτινος δρόμος υπέστη σημαντικές βλάβες στη περιοχή της ταβέρνας “Μελτέμι”. Το κύμα στην περιοχή αυτή εισέδυσε στην ξηρά κατά 100 μ. τουλάχιστον. Αρκετές καταστροφές υπέστησαν διάφορες πρόχειρες κατασκευές κατά μήκους του δρόμου, όπως φράχτες κ.λ.π. Στην συνέχεια του ίδιου δρόμου και μπροστά από το κέντρο διασκέδασης “Μαγκλάρας” το κύμα υπερκάλυψε σταθμευμένα αυτοκίνητα, πάνω στα οποία παρέμειναν αποθέσεις άμμου, ενώ πλημμύρισε το ίδιο το κέντρο και χρειάστηκε η επέμβαση της πυροσβεστικής για την άντληση των υδάτων (η πληροφορία προέρχεται από την Πυροσβεστική Αιγίου).

Στην παραλία Ακολη το κύμα κάλυψε το χαμηλό επίπεδο τμήμα του ακρωτηρίου.

Στην παραλία των Σελλιανίτικων και ιδιαίτερα στο δυτικό τμήμα της οι κροκάλες και η άμμος που παρασύρθηκαν από το κύμα αποτέθηκαν στον παραλιακό δρόμο και τις αυλές των σπιτιών σε απόσταση μέχρι 30 μ. περίπου από την παραλιακή ζώνη. Θα πρέπει να σημειωθεί ότι ο δρόμος ευρίσκεται κατά 1,5 μ. υψηλότερα από την παραλία. Στο ανατολικό τμήμα της ίδιας παραλίας οι επιπτώσεις του κύματος ήταν σχεδόν ανύπαρκτες.

Στην παραλία του Λόγγου τέλος παρατηρήθηκαν φύκια σε ύψος 2,5 μ. περίπου από την παραλία.

Σύμφωνα με τις παραπάνω περιγραφές που προέκυψαν από την επιτόπια μελέτη η μεγαλύτερη ένταση του κύματος εντοπίζεται στις περιοχές Διγελιώτικα και Σελλιανίτικα, στις οποίες το ύψος του κύματος πρέπει να ξεπέρασε τα 2,5 μ. Χαρακτηριστικό είναι επίσης το γεγονός ότι επλήγησαν κυρίως οι ακτές με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, ενώ αντίθετα στις ακτές με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ οι επιπτώσεις του κύματος ήταν ελάχιστες έως μηδενικές (**Εικ. 22**).

Με βάση το τελευταίο στοιχείο η ερευνητική ομάδα του ΕΚΘΕ, κατά το τρίτο ταξίδι του Ω/Κ “ΑΙΓΑΙΟ”, 20-25 Ιαν. 1996, διερεύνησε την ευρύτερη θαλάσσια περιοχή με σκοπό να εντοπισθεί η υποθαλάσσια κατολίσθηση, η οποία προκάλεσε το κύμα. Για τη γεωφυσική διερεύνηση των πιθανών περιοχών επιλέχθηκε τομογράφος 3,5KHz για μεγαλύτερη διακριτική ικανότητα και ακολουθήθηκαν οι ίδιες πορείες, οι οποίες είχαν χρησιμοποιηθεί για την σεισμική διερεύνηση του Δ. Κορινθιακού Κόλπου με ηχοβολιστικό όργανο Air Gun 10in<sup>3</sup> κατά το πρώτο ερευνητικό ταξίδι.

Κατά τη γεωφυσική διερεύνηση των πιθανών περιοχών με τομογράφο 3,5KHz παρατηρήθηκαν σημαντικές διαφορές στη διαμόρφωση του πυθμένα και των ανώτερων υποστρωμάτων στη βάση της βόρειας ηπειρωτικής κατωφέρειας στη περιοχή δυτικά της Ακρ. Ψαρομύτα. Συγκεκριμένα διαπιστώθηκε η ύπαρξη μιας μάζας χαλαρών ιζημάτων με παραμορφωμένη εσωτερική δομή, η οποία σχηματίζει στη βάση της βόρειας ηπειρωτικής κατωφέρειας μια μορφολογική έξαρση του πυθμένα ύψους 100μ. περίπου και πλάτους στη βάση 500μ. περίπου (**Εικ. 24**). Η μορφολογική αυτή έξαρση απουσιάζει από τις σεισμικές τομές που καταγράφηκαν από την ίδια περιοχή κατά το πρώτο ερευνητικό ταξίδι τον Οκτ.-Νοε. 1995 (**Εικ. 23**).

Η παρατήρηση αυτή μας επιτρέπει να συμπεράνουμε ότι η συγκεκριμένη μορφολογική έξαρση που εμφανίζεται στην **Εικ. 24** δημιουργήθηκε από την αποκόληση και ολίσθηση ενός τμήματος του πακέτου των χαλαρών ιζημάτων που είχαν αποθεθεί στην μεγάλης μορφολογικής κλίσης επιφάνεια της βόρειας ηπειρωτικής κατωφέρειας, όπως διακρίνεται στην **Εικ. 23**.

Το αίτιο που προκάλεσε την αποκόληση και ολίσθηση της μάζας των χαλαρών ιζημάτων δεν είναι σαφές. Μια πρώτη προσέγγιση του θέματος δεν προδίδει άμεση συσχέτιση με κάποιο σεισμικό γεγονός. Η πλέον πρόσφατη αξιόλογη σεισμική διέγερση στην ευρύτερη περιοχή σημειώθηκε εξι περίπου μήνες νωρίτερα από την εμφάνιση του θαλάσσιου κύματος, την 15/6/1995, όταν σεισμός 6,1R έπληξε την ευρύτερη περιοχή Αιγίου-Ερατεινής. Δεν αποκλείεται η εν λόγω υποθαλάσσια κατολίσθηση να αποτελεί ένα “καθυστερημένο” αποτέλεσμα του σεισμού Αιγίου-Ερατεινής και να οφείλεται στην πιθανή αστάθεια που δημιουργήθηκε στα χαλαρά ιζήματα της περιοχής από την σεισμική διέγερση.

### 8.3 ΠΙΘΑΝΟΤΗΤΕΣ ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΗΣ ΕΠΑΝΕΜΦΑΝΙΣΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ

Όπως προκύπτει από την γεωφυσική - σεισμική έρευνα του θαλάσσιου τμήματος του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου, το φαινόμενο των υποθαλάσσιων κατολισθήσεων και των επακόλουθων παλιρροιακών κυμάτων είναι αρκετά συχνό. Ενδεικτικός είναι ο κατάλογος που ακολουθεί με τα σημαντικότερα γνωστά παλιρροιακά κύματα που έχουν παρατηρηθεί στον Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο.

Η έντονη σεισμική δραστηριότητα που παρατηρείται στη περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου και ιδιαίτερα στη περιοχή Αιγιαλείας - Ερατεινής καθώς επίσης οι μεγάλες κλίσεις του βυθού που παρατηρούνται κατά μήκος των περιθωρίων του Κόλπου και οφείλονται στη δράση μεγάλων ρηξιγενών ζωνών, καθιστούν αρκετά πιθανή την εκδήλωση υποθαλάσσιων κατολισθητικών φαινομένων και επακόλουθα την εμφάνιση παλιρροιακών κυμάτων με χρονική περίοδο επανάληψης της τάξεως των μερικών δεκάδων ετών, όπως προκύπτει στατιστικά.

Προς το παρόν τουλάχιστον δεν υπάρχει δυνατότητα πρόβλεψης των παλιρροιακών κυμάτων. Συνήθως εμφανίζονται λίγες ώρες μετά από μεγάλους σχετικά σεισμούς και εφόσον οι τελευταίοι έχουν προκαλέσει υποθαλάσσια κατολίσθηση. Παλιρροιακά κύματα όμως έχουν παρατηρηθεί και ανεξάρτητα, χωρίς άμεση συσχέτιση με συγκεκριμένα σεισμικά γεγονότα, όπως αυτά της 1 Ιαν. 1996 και της 7ης Φεβ. 1963.

## 9. ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΑΙΓΙΑΛΕΙΑΣ - ΕΡΑΤΕΙΝΗΣ

### 9.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στα πλαίσια του παρόντος προγράμματος δόθηκε ιδιαίτερη έμφαση στην ευρύτερη θαλάσσια περιοχή μεταξύ Αιγίου και Ερατεινής, που αποτελεί μία από τις πλέον σεισμογενείς περιοχές του Κορινθιακού Κόλπου και στην οποία τοποθετείται το επίκεντρο του πρόσφατου καταστροφικού σεισμού εντάσεως 6,1R της 15/6/1995. Για την λεπτομερή αποτύπωση της δομής του υποστρώματος του βυθού της παραπάνω περιοχής χρησιμοποιήθηκαν ηχοβολιστικά όργανα σχετικά μεγάλης διεισδυτικής και υψηλής διακριτικής ικανότητας (AIR GUN 1, 5 in<sup>3</sup>, 3,5 KHz) και καταγράφηκαν περίπου 500 ν.μ. σεισμικών τομών (**Εικ. 25**).

Σκοπός της λεπτομερούς θαλάσσιας γεωφυσικής έρευνας που πραγματοποιήθηκε στην παραπάνω περιοχή ήταν η διερεύνηση πιθανών γεωδυναμικών φαινομένων, όπως μετατοπίσεις κατά μήκος ρηξιγενών δομών, υποθαλάσσιες κατολισθήσεις, κ.α., που προκλήθηκαν από τον σεισμό της 15/6/1995. Η περιοχή μεταξύ του Ποταμού Μεγανείτη και του Ακρ. Τρυπιά στην Β. Πελοπόννησο και η παράκτια περιοχή του Ορμου της Ερατεινής ήταν αυτές στις οποίες παρατηρήθηκαν τα περισσότερα και εντονότερα καταστροφικά φαινόμενα που προκλήθηκαν από τον σεισμό, όπως διαρρήξεις, μετατοπίσεις ακτογραμμών, καθιζήσεις, ρευστοποιήσεις, κ.α..

### 9.2 ΙΣΤΟΡΙΚΟ

Είναι φανερό ότι η ευρύτερη χερσαία και θαλάσσια περιοχή του Αιγίου αφ' ενός και της Ερατεινής αφ' ετέρου παρουσιάζουν μεγάλο ενδιαφέρον από νεοτεκτονικής και σεισμολογικής άποψης και μαζί αποτελούν μία από τις πλέον σεισμογόνες περιοχές της Ελλάδας και έχουν υποστεί πολλές φορές τις καταστροφικές συνέπειες μεγάλων σεισμών.

Εκτός αυτού όμως, η περιοχή του Αιγίου ιδιαίτερα, παρουσιάζει πρόσθετο ενδιαφέρον λόγω του καταποντισμού και της εξαφάνισης της Αρχαίας Ελίκης από σεισμό το 373 π.Χ., τα ερείπια της οποίας, παρά τις εκτεταμένες αρχαιολογικές έρευνες, δεν έχουν εντοπιστεί μέχρι σήμερα (Γεωργαλάς 1962, Μαρινάτος 1962, 1966, Μουγιάρης 1987).

Τουλάχιστον μία φορά στο πρόσφατο ιστορικό παρελθόν έχει παρατηρηθεί δραστηριοποίηση του ρήγματος της Ελίκης κατά τον σεισμό μεγέθους 6,7R της 26 Δεκεμβρίου 1861, κατά τον οποίο σημειώθηκε κατακόρυφη μετατόπιση 2 μ. κατά μήκος του ρήγματος, καταποντίστηκε μεγάλο τμήμα της παράκτιας ζώνης της Αιγιαλείας μήκους 13 χλμ. περίπου και πλάτους έως 200 μ. και προκλήθηκε θαλάσσιο κύμα, που έπληξε τις ακτές της Πελοποννήσου και της Στερεάς Ελλάδας (Schmidt 1875). Επίσης πολύ πιθανή θεωρείται από πολλούς συγγραφείς η δραστηριοποίηση του ίδιου ρήγματος κατά τον σεισμό του 373 π.Χ. που κατέστρεψε την Αρχαία Ελίκη και του 1402 μ.Χ. (Mouyaris et al 1992).

Στον Πίνακα 1 παρουσιάζονται τα χαρακτηριστικά των μεγαλύτερων γνωστών σεισμών που έχουν πλήξει την ευρύτερη περιοχή Αιγιαλείας-Ερατεινής και τις γειτονικές περιοχές και τα κυριότερα γεωδυναμικά φαινόμενα που παρατηρήθηκαν ή αναφέρονται σε ιστορικές πηγές. Από τον πίνακα προκύπτει, ότι η παράκτια ζώνη της περιοχής της Αιγιαλείας έχει υποστεί πολλές φορές κατά το



παρελθόν τις καταστροφικές συνέπειες των σεισμών, ιδιαίτερα με τη μορφή παράκτιων ολισθήσεων και υποχώρησης της ακτογραμμής, όπως επίσης με τη μορφή παλιρροιακών κυμάτων (τσουνάμι).

### ΠΙΝΑΚΑΣ 1

Ημερομηνία	Μέγεθος (R)	Πλειόσειστη περιοχή	Καταστροφικά Φαινόμενα
373 π.Χ.	7,0	Αρχαία Ελίκη	Ρήγμα Ελίκης, υποχώρηση ακτής, τσουνάμι, καταστροφή της Αρχαίας Ελίκης.
23 μ.Χ.	6,5	Αίγιο	υποχώρηση ακτής(?)
551, 7 Ιουλ.	7,2	Ιτέα	τσουνάμι
996	6,8	Γαλαξείδι	
1402, Ιουν.	7,0	Αίγιο - Διακοφτό	τσουνάμι, υποχώρηση ακτής(?)
1580	6,7	Φωκίδα	
1660, Μαρ.	6,4	Γαλαξείδι	
1748, Μάϊ.	6,8	Αίγιο	τσουνάμι, υποχώρηση ακτής(?)
1756, 20 Οκτ.	7,0	Κορινθ. Κόλπος	?
1817, 23 Αυγ.	6,5	Αίγιο	τσουνάμι 5 μ. ύψος, ρευστοποιήσεις, υποχώρηση ακτής(?)
1861, 26 Δεκ. (1)	6,7	Βαλιμίτικα, Αίγιο	2μ. άλμα ρήγματος Ελίκης, τσουνάμι ύψους 2 - 3 μ., υποχώρηση ακτής μήκους 13 χλμ. και πλάτους έως 200 μ., ρευστοποιήσεις, διαρρήξεις
1888, 9 Σεπτ.	6,2	Αίγιο	
1889, 25 Αυγ.	7,0	Αίγιο	
1938, 18 Σεπτ.	6,4	Γαλαξείδι	
1963, 7 Φεβ. (2)	χωρίς σεισμό	Λόγγος, Λαμπίρη	τσουνάμι ύψους >3μ.
1965, 6 Ιουλ.	6,3	Ερατεινή	
1995, 15 Ιουν. (3)	6,1	Αίγιο	υποχώρηση ακτής μήκους 10 χλμ και πλάτους έως 70 μ., ρευστοποιήσεις, διαρρήξεις
1996, 1 Ιαν. (4)	χωρίς σεισμό	ακτές Αιγιαλείας	τσουνάμι ύψους 2,5μ.

**Πίνακας 1:** Σεισμικά γεγονότα στην ευρύτερη περιοχή Αιγίου-Ερατεινής και γειτονικές περιοχές και συνοδά καταστροφικά γεωδυναμικά φαινόμενα. Πηγές: Παπαζάχος & Παπαζάχου (1989), (1): Schmidt (1875), (2): Γαλανόπουλος κ.ά. (1966), (3): Lekkas et al ( in press), (4): παρατηρήσεις των συγγραφέων.

Ο Πίνακας 1 μπορεί να θεωρηθεί σχετικά πλήρης μόνο για το διάστημα των τελευταίων 250 χρόνων, στο οποίο καταγράφηκαν 9 μεγάλοι σεισμοί στην περιοχή, 2 - 4 τουλάχιστον περιπτώσεις υποχώρησης της ακτής και 5 τουλάχιστον παλιρροιακά κύματα. Αντίθετα μόνο 7 σεισμοί αναφέρονται στο διάστημα των προηγούμενων 2.100 χρόνων περίπου μέχρι το 373 π.Χ., ενώ με βάση

τη συχνότητα των τελευταίων 250 χρόνων, θα πρέπει να έχουν λάβει χώρα τουλάχιστον 70 - 75 μεγάλοι σεισμοί στην ευρύτερη περιοχή με ανάλογη συχνότητα παράκτιων ολισθήσεων και παλιρροιακών κυμάτων.

### 9.3 ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΚΑΘΕΣΤΩΣ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΑΙΓΙΑΛΕΙΑΣ

Η ευρύτερη περιοχή μεταξύ Αιγίου - Διακοπτού (**Εικ. 26**) αποτελεί ένα πρόσφατο ενεργό αλλουβιακό δελταϊκό πεδίο, το οποίο έχει δημιουργηθεί από τις προσχώσεις των ποταμών Σελινούντας, Κερυνίτης και Βουραϊκός στο Τεταρτογενές και παρουσιάζει μέση μορφολογική κλίση μικρότερη των 5°. Χαρακτηρίζεται από χερσαίες λεπτομερείς κυρίως, αργιλοϊλύωδεις έως αμμώδεις αποθέσεις, οι οποίες καλύπτουν το μεγαλύτερο τμήμα του χερσαίου τμήματος του δελταϊκού πεδίου (Schwartz & Tziavos, 1979). Αδρομερείς αποθέσεις, όπως κροκάλες και λατύπες διαφόρων μεγεθών, παρατηρούνται μόνο στις κοίτες των ποταμών ή αντιπροσωπεύουν παλαιοκοίτες, το μέγεθος τους μειώνεται προς τα κατάντι.

Η απότομη αλλαγή μορφολογικής κλίσης, η οποία οφείλεται στη δράση της ρηξιγενούς ζώνης της Β. Πελοποννήσου, οριοθετεί προς νότο το παράκτιο δελταϊκό πεδίο, στο οποίο ευρίσκεται η Αρχαία Ελίκη. Η ρηξιγενής ζώνη της Β. Πελοποννήσου, τμήμα της οποίας αποτελεί το ρήγμα της Ελίκης, έχει μέση διεύθυνση Α - Δ και είναι μία από τις πλέον ενεργές ρηξιγενείς δομές του Ελληνικού Χώρου, με συνολικό άλμα της τάξης των 1500 - 2000 μ.

Νότια του Ρήγματος της Ελίκης και κατ' επέκταση της ρηξιγενούς ζώνης επικρατεί ανοδική κίνηση του ορεινού τμήματος της Β. Πελοποννήσου, το οποίο δομείται από αλπικούς σχηματισμούς και από μεταλπικά, νεογενή έως πλειστοκαινικά ιζήματα. Τα τελευταία συνιστούν αποθέσεις των προηγούμενων σταδίων ανάπτυξης της τεκτονικής τάφρου του Κορινθιακού Κόλπου. Η ανύψωση της περιοχής προκαλεί χαρακτηριστικά φαινόμενα κατά βάθος διάβρωσης κατά μήκος του υδρογραφικού δικτύου, με τυπικά παραδείγματα τις στενές και απότομες κοιλάδες του Βουραϊκού, του Κερυνίτη και του Σελινούντα.

Βόρεια του ρήγματος της Ελίκης επικρατεί σχετική βύθιση της παράκτιας περιοχής της Αιγιαλείας, συγκρινόμενη με την περιοχή νότια του ρήγματος, με αποτέλεσμα την απόθεση προσχωσιγενούς υλικού και την δημιουργία του παράκτιου δελταϊκού πεδίου. Η πραγματική όμως κίνηση της παράκτιας περιοχής, όπως και της υποθαλάσσιας πλατφόρμας που αποτελεί συνέχεια της πρώτης, συγκρινόμενη με τη στάθμη της θάλασσας, είναι ανοδική, αλλά με ρυθμό ανύψωσης σημαντικά μικρότερο από αυτόν του ορεινού τμήματος νότια του ρήγματος της Ελίκης.

Η γενικότερη ανοδική κίνηση της παράκτιας, χερσαίας και υποθαλάσσιας, περιοχής της Αιγιαλείας, που εκτείνεται μεταξύ του ρήγματος της Ελίκης και της υποθαλάσσιας ρηξιγενούς ζώνης του νότιου περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου, πιστοποιείται με την παρουσία αλληπάλληλων απολιθωμένων παλαιοακτών σε ύψη μεταξύ 1,7 - 6,5 μ. πάνω από τη μέση στάθμη της θάλασσας, στην περιοχή μεταξύ Διακοπτού και Αιγείρας (Mouyaris et al 1992). Η ανοδική αυτή κίνηση σε συνδιασμό με την έντονη καταβύθιση του βαθύτερου τμήματος του Κόλπου δημιουργεί την σημαντική υποθαλάσσια μορφολογική ασυνέχεια της κατωφέρειας και προκαλεί συχνή επανάληψη του φαινομένου των παράκτιων ολισθήσεων και κατολισθήσεων στη περιοχή της Αιγιαλείας.

### 9.4 ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΑ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΑΙΓΙΑΛΕΙΑΣ

Ο υποθαλάσσιος χώρος της περιοχής που εκτείνεται από τις εκβολές του Μεγανείτη, δυτικά του Αιγίου, μέχρι το Ακρωτήριο Πούντα ανατολικά (**Εικ. 26**) χαρακτηρίζεται από:

α) την ύπαρξη μίας ρηχής ηπειρωτικής πλατφόρμας ("ύφαλοκρηπίδας"), η οποία εκτείνεται μέχρι του βάθους των 32 - 58 μ. σε απόσταση 0,3 - 2,5 χλμ. από την ακτή

β) μία μεγάλης μορφολογικής κλίσης κατωφέρεια του βυθού, η οποία αρχίζει από το χείλος της ρηχής πλατφόρμας και καταλήγει στο βαθύτερο τμήμα της λεκάνης του Κορινθιακού Κόλπου σε βάθος 350 - 500 μ. και

γ) στο κεντρικό βαθύτερο τμήμα της λεκάνης του Κορινθιακού Κόλπου βάθους 350 - 600 μ. στη θαλάσσια περιοχή μεταξύ Αιγίου και Ερατεινής.

#### 9.4.1 Ηπειρωτική Πλατφόρμα (“Υφαλοκρηπίδα”) Αιγιαλείας

Η ηπειρωτική πλατφόρμα αποτελεί μορφολογικά συνέχεια του προσχωσιγενούς δελταϊκού πεδίου της παράκτιας χερσαίας περιοχής ανατολικά του Αιγίου, το οποίο έχει σχηματισθεί από τις προσχώσεις των ποταμών Σελινούντας, Κερυνίτης και Βουραϊκός. Χαρακτηρίζεται από την απόθεση σύγχρονων λεπτομερών αργιλο-ιλυωδών ιζημάτων πάχους 8 - 10 μ. περίπου, τα οποία καλύπτουν παλαιότερες χερσαίες αδρομερείς αποθέσεις (Schwartz & Tziavos, 1979).

Εκτείνεται από την ακτογραμμή μέχρι του βάθους των 50 - 60 μ. συνήθως. Τοπικά το χείλος της πλατφόρμας παρατηρήθηκε σε βάθος 32 μ. Τα βάθη αυτά είναι σημαντικά μικρότερα από αυτά που θα αναμένοντο σύμφωνα με την άνοδο της στάθμης της θάλασσας κατά 100 - 120 μ. από το τέλος της τελευταίας παγετώδους περιόδου πριν 18.000 χρόνια. Είναι όμως μικρότερα και από το βάθος των 80 - 90 μ., στο οποίο ευρίσκεται το όριο της “υφαλοκρηπίδας” σε όλες τις υπόλοιπες περιοχές του Κορινθιακού Κόλπου. Το γεγονός αυτό οφείλεται σε δύο παράγοντες. Πρώτον στις ανοδικές τεκτονικές κινήσεις που παρατηρούνται στις παράκτιες περιοχές ολόκληρου του Κορινθιακού Κόλπου λόγω της δράσης των ενεργών ρηξιγενών ζωνών, οι οποίες περιγράφονται στη συνέχεια, και δεύτερον, ειδικά στην περιοχή ανοικτά των ακτών της Αιγιαλείας, στην σημαντική οπισθοχώρηση του εξωτερικού ορίου της πλατφόρμας από υποθαλάσσιες κατολισθήσεις.

Η ηπειρωτική πλατφόρμα της θαλάσσιας περιοχής μεταξύ των Ακρ. Γύφτισσα και Τρυπιά τέμνεται από σημαντικό αριθμό ρηγμάτων μέσης διεύθυνσης Α - Δ, τα οποία προκαλούν μετατοπίσεις της τάξης των 1 - 15 μ. στα σύγχρονα θαλάσσια ιζήματα (Εικ. 27, 28, 29). Το γεγονός αυτό τα κατατάσσει στα ενεργά - σεισμικά ρήγματα, ενώ θα πρέπει να θεωρείται πολύ πιθανή η δραστηριοποίηση μερικών τουλάχιστον από αυτά κατά τον σεισμό της 15/6/1995.

Σαφείς ενδείξεις για την πιθανή δραστηριοποίηση των ρηγμάτων της ρηχής πλατφόρμας αποτελούν τα γεωδυναμικά φαινόμενα που παρατηρήθηκαν στην παράκτια ζώνη της περιοχής κατά τον σεισμό της 15/6/1995, όπως η καταβύθιση ακτών λόγω παράκτιων υποθαλάσσιων ολισθήσεων στο Ακρ. Τρυπιά, στις εκβολές του Σελινούντα και στη παραλία των Νικολαΐκων, οι οποίες περιγράφονται και από τους Papatheodorou & Ferentinos (1997). Χαρακτηριστική περίπτωση αποτελεί η καταβύθιση παράκτιας ζώνης πλάτους 30 - 70 μ. και μήκους 200 - 250 μ. στις εκβολές του Βουραϊκού στο Ακρ. Τρυπιά (Lekkas et al, 1996). Σύμφωνα με επιτόπια έρευνα των συγγραφέων και μαρτυρίες δυτών η παλαιά ακτογραμμή ευρίσκεται μετά τον σεισμό σε βάθος 5 - 7 μ. τουλάχιστον (Εικ. 29). Παρόμοια φαινόμενα υποχώρησης των ακτών στη περιοχή της Αιγιαλείας λόγω σεισμικών γεγονότων παρατηρήθηκαν αρκετές φορές κατά το παρελθόν (Πίν. 1).

#### 9.4.2 Ηπειρωτική Κατωφέρεια Αιγιαλείας

Η ηπειρωτική κατωφέρεια αποτελεί τη μεταβατική ζώνη μεταξύ της ρηχής πλατφόρμας και του βαθύτερου κεντρικού τμήματος του κόλπου. Παρουσιάζει μέσες μορφολογικές κλίσεις της τάξης του 20% - 30%, οι οποίες είναι υπερβολικά υψηλές για υποθαλάσσιο περιβάλλον και ως εκ τούτου αποτελεί την περιοχή στην οποία εντοπίζονται οι μεγαλύτερες υποθαλάσσιες κατολισθήσεις.

Μία από τις χαρακτηριστικότερες και μεγαλύτερες υποθαλάσσιες κατολισθήσεις του Κορινθιακού Κόλπου εντοπίζεται ανοικτά των ακτών της Αιγιαλείας, κατά μήκος της ηπειρωτικής κατωφέρειας, και εκτείνεται σε μήκος 20 χλμ. περίπου από το Ακρ. Γύφτισσα μέχρι την Ακράτα (Εικ. 15, 28, 30). Συγκεκριμένα πρόκειται για μία σύνθετη κατολισθητική δομή, η οποία δραστηριοποιείται επεισοδιακά από τις επαναλαμβανόμενες στη διάρκεια του χρόνου σεισμικές κινήσεις και προκαλεί απόσπαση και ολίσθηση των εξωτερικών τμημάτων της υφαλοκρηπίδας προς το βαθύτερο τμήμα του κόλπου. Με μια πρώτη εκτίμηση υπολογίζεται ότι ο συνολικός όγκος της μάζας που έχει ολισθήσει ανέρχεται σε 8 κυβικά χιλιόμετρα περίπου. Παρουσιάζει σημαντικές ενδείξεις πολύ πρόσφατης δραστηριοποίησης, η οποία σχετίζεται πιθανότατα με τον σεισμό της 15/6/95 και θα πρέπει να θεωρηθεί ως το αίτιο γένεσης πολλών παλαιοακτών κυμάτων (τσουνάμι) που έπληξαν τις παράκτιες περιοχές του Κορινθιακού Κόλπου.

Από τα παραπάνω καθίσταται φανερό ότι η ηπειρωτική κατωφέρεια αποτελεί το πλέον ενεργό από άποψης γεωδυναμικών διεργασιών τμήμα της υποθαλάσσιας περιοχής του κόλπου. Αυτό οφείλεται στην άμεση σχέση που υπάρχει μεταξύ της δημιουργίας και εξέλιξης της κατωφέρειας με την δράση της υποθαλάσσιας ενεργού νότιας ρηξιγενούς ζώνης του Κορινθιακού Κόλπου, το ίχνος της οποίας εντοπίζεται στη βάση της κατωφέρειας.

Η ρηξιγενής αυτή ζώνη αποτελεί ίσως την πλέον ενεργή ρηξιγενή δομή του Κορινθιακού Κόλπου και μαζί με την βόρεια υποθαλάσσια ρηξιγενή ζώνη ελέγχουν την εξέλιξη του Κόλπου. Αποτελείται από μια σειρά κανονικών ρηγμάτων διεύθυνσης Α - Δ, τα οποία διατάσσονται κλιμακωτά, προσδίδοντας μέση συνολική διεύθυνση στη ρηξιγενή ζώνη ΑΝΑ - ΔΒΔ, παράλληλη προς τις νότιες ακτές του Κορινθιακού Κόλπου. Η συνολική κατακόρυφη μετατόπιση κατά μήκος της ζώνης υπολογίζεται σε αρκετές εκατοντάδες μέτρα και πιθανότατα υπερβαίνει τα 1000 μ.

Η υποθαλάσσια ρηξιγενής ζώνη του νότιου περιθωρίου του Κορινθιακού Κόλπου αποτελεί σημαντική νεοτεκτονική δομή γιατί εκτός των παραπάνω οριοθετεί δύο περιοχές με αντίθετης φοράς απόλυτες κατακόρυφες κινήσεις, αν λάβουμε ως σταθερό επίπεδο αναφοράς τη στάθμη της θάλασσας. Το βαθύτερο τμήμα της λεκάνης του Κόλπου, βόρεια της ρηξιγενούς ζώνης, βυθίζεται με αποτέλεσμα την απόθεση μεγάλου πάχους ιζημάτων κατά το Τεταρτογενές. Αντίθετα η υποθαλάσσια ηπειρωτική πλατφόρμα και η παράκτια χερσαία αλλουβιακή ζώνη της Αιγιαλείας που ευρίσκονται νότια της υποθαλάσσιας ρηξιγενούς ζώνης ανυψώνονται σε σχέση με τη στάθμη της θάλασσας.

#### 9.4.3 Κεντρικό Τμήμα του Κόλπου

Το κεντρικό βαθύτερο τμήμα του Κορινθιακού Κόλπου στη περιοχή μεταξύ των ακτών της Αιγιαλείας και της Ερατεινής εκτείνεται μεταξύ της νότιας και της βόρειας ηπειρωτικής κατωφέρειας (ή μεταξύ της νότιας και της βόρειας ρηξιγενούς ζώνης) και παρουσιάζει βάθος 350 - 600 μ., αυξανόμενο προς τα ανατολικά.

Χαρακτηρίζεται από τουρβιδιτικού χαρακτήρα πρόσφατα ιζήματα, που αποτίθενται στην υποαβυσσική λεκάνη. Ενα μεγάλο τμήμα της καλύπτεται από μάζες χαλαρών ιζημάτων που έχουν ολισθήσει από τα περιθώρια της λεκάνης (υποθαλάσσιες κατολισθήσεις) και παρουσιάζουν χαοτική δομή.

### 9.5 ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΑ ΔΟΜΗ ΤΟΥ ΟΡΜΟΥ ΤΗΣ ΕΡΑΤΕΙΝΗΣ

Ο υποθαλάσσιος χώρος του Ορμου της Ερατεινής (**Εικ. 26**) χαρακτηρίζεται από:

- α) την ύπαρξη της ρηχής ηπειρωτικής πλατφόρμας (“υφαλοκρηπίδας”), η οποία εκτείνεται μέχρι του βάθους των 80 - 90 μ. σε απόσταση 1 - 3 χλμ. από την ακτή
- β) την ηπειρωτική κατωφέρεια του βυθού, η οποία αρχίζει από το όριο της ρηχής πλατφόρμας και καταλήγει στο βαθύτερο τμήμα της λεκάνης του Κορινθιακού Κόλπου σε βάθος 350 - 500 μ. και
- γ) στο κεντρικό βαθύτερο τμήμα της λεκάνης του Κορινθιακού Κόλπου βάθους 350 - 600 μ. στη θαλάσσια περιοχή μεταξύ Αιγίου και Ερατεινής, το οποίο περιγράφηκε στο Κεφάλαιο 9.4.3.

#### 9.5.1 Ηπειρωτική Πλατφόρμα Ορμου Ερατεινής

Η ανάπτυξη της υφαλοκρηπίδας του Ορμου της Ερατεινής οφείλεται στην δημιουργία του υποθαλάσσιου τμήματος του δελταϊκού πεδίου που σχηματίζεται από την σημαντική προσφορά χερσαίου υλικού του χειμάρρου που εκβάλλει στον όρμο.

Στις **Εικ. 31 και 32** διακρίνεται καθαρά η ανάπτυξη των δελταϊκών και προδελταϊκών αποθέσεων στο Ορμο της Ερατεινής. Το πάχος των ιζημάτων στο εξωτερικό τμήμα της υφαλοκρηπίδας φθάνει κατά περιοχές τα 50 - 60 μ. σύμφωνα με την ανάλυση των σεισμικών τομών.

Η σχετικά μεγάλη απόσταση μεταξύ του ίχνους της Βόρειας Ρηξιγενούς Ζώνης και της ακτογραμμής του Ορμου επιτρέπει την ανάπτυξη της υφαλοκρηπίδας στην περιοχή. Το πλάτος της κρηπίδας κυμαίνεται μεταξύ 1 - 3 χλμ. και είναι διακριτή σε όλο το μήκος του Ορμου.

Το όριο της υφαλοκρηπίδας ευρίσκεται σε βάθος 85 - 96 μ., συγκρίσιμο με το βάθος του ορίου της κρηπίδας που παρατηρείται στις περισσότερες περιοχές του Δ. Κορινθιακού Κόλπου εκτός της Αιγιαλείας. Το κυμαινόμενο βάθος του ορίου στην περιοχή οφείλεται στη δράση ενεργών ρηγμάτων κατά την περίοδο του Ολόκαινου.

Χαρακτηριστική περίπτωση αποτελεί το τεκτονικό κέρασ που δημιουργείται στο δυτικό τμήμα του Ορμου από δύο σημαντικά ρήγματα ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης (**Εικ. 26**). Μεταξύ των δύο ρηγμάτων το βάθος του ορίου κυμαίνεται μεταξύ 85 - 88 μ. Στην εξωτερική πλευρά, βόρεια του τεκτονικού υβώματος, το βάθος του ορίου είναι 96 μ. και μειώνεται σταδιακά προς ανατολικά. Επομένως το άλμα του βόρειου ρήγματος για την περίοδο του Ολόκαινου (18.000 χρόνια) είναι 8 μ. ( $96-88=8$ ), ενώ η συνολική κατακόρυφη μετατόπιση που έχει προκαλέσει υπερβαίνει τα 100 μ.

Το βάθος του ορίου της υφαλοκρηπίδας είναι κατά 20 - 30 μ. μικρότερο από το αναμενόμενο, σύμφωνα με την άνοδο της στάθμης της θάλασσας κατά 110 - 120 μ. από το τέλος της τελευταίας παγετώδους περιόδου πριν 18.000 χρόνια. Το γεγονός αυτό αποδεικνύει την ανοδική κίνηση του βόρειου περιθωρίου του Κόλπου, η οποία οφείλεται κατά κύριο λόγο στη δράση της Βόρειας Ρηξιγενούς Ζώνης.

### 9.5.2 Ηπειρωτική Κατωφέρεια Ορμου Ερατεινής

Η βόρεια κατωφέρεια του Δ. Κορινθιακού Κόλπου στην περιοχή του Ορμου της Ερατεινής παρουσιάζει σύνθετη μορφολογία και τεκτονική δομή, σε αντίθεση με τη νότια κατωφέρεια ανοικτά των ακτών της Αιγιαλείας.

Μεταξύ του ορίου της υφαλοκρηπίδας του Ορμου και του ίχνους της Βόρειας Ρηξιγενούς Ζώνης στη βάση της κατωφέρειας, ο πυθμένας χαρακτηρίζεται από περιοχές με μεγάλες μορφολογικές κλίσεις, οι οποίες διακόπτονται από ρηξιγενούς προέλευσης υβώματα και μικρότερες λεκάνες.

Τρία σημαντικά ρήγματα, με κατακόρυφα άλματα που υπερβαίνουν τα 100 - 200 μ. δημιουργούν δομές τεκτονικών τάφρων και υβωμάτων, οι οποίες αντιπροσωπεύονται από βυθομετρικά μέγιστα και ελάχιστα αντίστοιχα. Οι ρηξιγενείς αυτές δομές ελέγχουν την απόθεση των προδελταϊκών ιζημάτων του Ορμου της Ερατεινής εξωτερικά του ορίου της υφαλοκρηπίδας (**Εικ. 15**).

Στο νότιο και ανατολικό τμήμα της περιοχής είναι εμφανείς δύο τουλάχιστον αναβαθμίδες σε βάθη 150 - 160 μ. η πρώτη και 190 μ. περίπου η δεύτερη. Οι αναβαθμίδες αυτές προέρχονται πιθανότατα από παλαιότερες μεταβολές της στάθμης της θάλασσας κατά το Τεταρτογενές. Τέλος στο ανατολικό τμήμα της περιοχής παρατηρούνται μορφολογικές ασυνέχειες παρόμοιες με αναβαθμίδες, οι οποίες όμως δεν παρουσιάζουν συνέχεια και συστηματικότητα, ενώ το βάθος τους δεν είναι σταθερό. Πρόκειται για τεκτονικής προέλευσης μορφολογικές ασυνέχειες οι οποίες οφείλονται στη δράση των ενεργών ρηγμάτων της περιοχής.

Το κυριώτερο τμήμα της κατωφέρειας της περιοχής εντοπίζεται μεταξύ του πλέον εξωτερικού μορφοτεκτονικού υβώματος και της κύριας λεκάνης του Κόλπου. Παρουσιάζει μέσες μορφολογικές κλίσεις της τάξης του 20% - 30%, οι οποίες παρατηρούνται στο τμήμα του πυθμένα πάνω από το ίχνος της Βόρειας Ρηξιγενούς Ζώνης.

Το ελάχιστο συνολικό κατακόρυφο άλμα της Βόρειας Ρηξιγενούς Ζώνης στην περιοχή του Ορμου της Ερατεινής υπερβαίνει τα 600 μ. και υπολογίζεται ως το άθροισμα της βυθομετρικής διαφοράς μεταξύ της κύριας λεκάνης και της κορυφής του πλέον εξωτερικού τεκτονικού κέρατος, και του ορατού στις σεισμικές τομές ελάχιστου πάχους ιζημάτων της κύριας λεκάνης.

Για την συνολική κατακόρυφη μετατόπιση του βόρειου περιθωρίου του Κόλπου στη περιοχή θα πρέπει να προσθέσουμε στο παραπάνω και τα άλματα των ρηγμάτων που εμφανίζονται στην υποθαλάσσια περιοχή μεταξύ της Βόρειας Ρηξιγενούς Ζώνης και της ακτογραμμής του Ορμου της Ερατεινής.

## 9.6 ΑΡΧΑΙΑ ΕΛΙΚΗ: ΚΑΤΑΣΤΡΟΦΗ ΚΑΙ ΠΙΘΑΝΗ ΘΕΣΗ

### 9.6.1 Ιστορικό

Σύμφωνα με τους αρχαίους συγγραφείς Πausανία (“Αχαϊκά”) και Στράβωνα (“Γεωγραφικά”), οι οποίοι έζησαν τον 1<sup>ο</sup> π.Χ. αιώνα, δηλαδή 350 χρόνια περίπου μετά την καταστροφή της πόλης, η Αρχαία Ελίκη ευρίσκετο 7,2 χλμ. (40 στάδια) ανατολικά από το Αίγιο και 2,2 χλμ. (12 στάδια) από την τότε ακτή, μεταξύ των ποταμών Σελινούντα και Κερυνίτη. Σύμφωνα με τους ίδιους συγγραφείς, στην εποχή τους ο Σελινούντας διερχόταν από τα ανατολικά κράσπεδα του Αιγίου (από Μουγιάρη 1987). Αν αυτή η πληροφορία είναι αληθής, τότε οι εκβολές του ποταμού θα πρέπει να ευρίσκοντο στο Ακρ. Γύφτισσα, το οποίο ούτως ή άλλως αποτελεί παλαιότερες εκβολές του Σελινούντα.

Όπως μαρτυρούν οι ίδιοι συγγραφείς η Αρχαία Ελίκη καταστράφηκε ολοκληρωτικά από έναν πολύ ισχυρό σεισμό που έλαβε χώρα τον χειμώνα του 4<sup>ου</sup> έτους της 101<sup>ης</sup> Ολυμπιάδας, δηλαδή μεταξύ Νοεμβρίου 373 π.Χ. και Φεβρουαρίου 372 π.Χ. (Μουγιάρης 1987). Ο σεισμός συνοδεύτηκε από μεγάλο παλιρροιακό κύμα (τσουνάμι) που κατέκλυσε την πόλη, ενώ όταν επήλθε ισορροπία της θάλασσας, τα ερείπια της πόλης ευρίσκοντο πλέον σε μικρό βάθος κάτω από την στάθμη της θάλασσας.

Το γεγονός αυτό της βύθισης της αρχαίας πόλης κάτω από τη στάθμη της θάλασσας είναι ιδιαίτερα εντυπωσιακό αν υπολογισθεί η απόσταση των 2,2 χλμ. της πόλης από την ακτή πριν τον σεισμό. Η μέση κλίση του σημερινού αλλουβιακού πεδίου της περιοχής είναι μικρότερη από μία μοίρα (1°). Αν δεχθούμε ότι η μέση κλίση της περιοχής κατά το 373 π.Χ. ήταν παρόμοια, τότε η Αρχαία Ελίκη ευρίσκετο σε υψόμετρο 20 μ. από τη θάλασσα τουλάχιστον.

### 9.6.2. Γεωφυσικά Δεδομένα

Κατά την ανάλυση και ερμηνεία των σεισμικών τομών που καταγράφηκαν από την θαλάσσια περιοχή ανατολικά του Αιγίου, με σκοπό τη διερεύνηση της υποθαλάσσιας δομής της περιοχής και τη μελέτη των πιθανών γεωδυναμικών φαινομένων που προέκυψαν από τη σεισμική δραστηριότητα της 15/6/95, προέκυψαν σημαντικά στοιχεία που μας επιτρέπουν να διατυπώσουμε κάποιες υποθέσεις, σχετικά τα αίτια που οδήγησαν στον καταποντισμό της Αρχαίας Ελίκης.

Συγκεκριμένα κατά την ανάλυση και ερμηνεία των σεισμικών διασκόπησεων που πραγματοποιήθηκαν στην θαλάσσια περιοχή που περικλείεται από τις συντεταγμένες φ: 38°15'00'' - 38°14'10'' και λ: 22°09'50'' - 22°10'00'' και που εντοπίζεται στην ηπειρωτική κατώφρεια, σε απόσταση 2 - 2,5 χλμ. από την ακτή των Βαλιμίτικων (Εικ. 26), παρατηρήθηκε μία σειρά έντονων μεμονωμένων υπερβολικών σεισμικών ανακλάσεων (Εικ. 33 & 34).

Οι ανακλάσεις αυτής της μορφής προέρχονται από μεμονωμένα και αυτόνομα, ογκώδη, συμπαγή αντικείμενα “κυλινδρικής - υποκυλινδρικής” μορφής. Παρατηρήθηκαν σε βάθος θαλάσσης 150-250 μ. κατά μήκος της ηπειρωτικής κατώφρειας και στα ανώτερα στρώματα μίας κατολισθαίνουσας μάζας χαλών ιζημάτων, εμφανίζονται δε καλυμμένες από πρόσφατα ιλυοαργιλώδη ιζήματα δελταϊκού τύπου πάχους 8-10 μ.

Η ύπαρξη ογκωδών συμπαγών αντικειμένων στο συγκεκριμένο περιβάλλον ιζηματογένεσης που επικρατεί στην υποθαλάσσια περιοχή που παρατηρήθηκαν οι ανακλάσεις δεν μπορεί να εξηγηθεί με βάση τις γεωδυναμικές διεργασίες και το είδος της ιζηματογένεσης που επικρατεί στη περιοχή.

Από την συστηματική πυρηνοληψία που έγινε στην ηπειρωτική πλατφόρμα, την κατώφρεια και τα βαθύτερα τμήματα του Κόλπου στην περιοχή ανοικτά των ακτών της Αιγιαλίας διαπιστώθηκε ή ύπαρξη λεπτομερών, ιλυωδών ιζημάτων, δελταϊκού χαρακτήρα και προέλευσης και χαμηλού ενεργειακού περιβάλλοντος απόθεσης. Στο περιβάλλον αυτό ιζηματογένεσης δεν μπορεί να δικαιολογηθεί η παρουσία και απόθεση ογκολίθων, που θα μπορούσαν να δώσουν τις σεισμικές ανακλάσεις που περιγράφηκαν.

Θεωρούμε λοιπόν πολύ πιθανό το γεγονός τα συμπαγή και ογκώδη αυτά αντικείμενα να αποτελούν τα ερείπια της Αρχαίας Ελίκης.

Θα προσπαθήσουμε λοιπόν στη συνέχεια αφ' ενός να αναπαραστήσουμε τον τρόπο με τον οποίο συντελέστηκε η καταστροφή της αρχαίας πόλης από τον σεισμό του 373 π.Χ., αφ' ετέρου να περιγράψουμε την πιθανότερη, σύμφωνα με τις νεοτεκτονικές διεργασίες που εκτέθηκαν παραπάνω, γεωμορφολογική εξέλιξη της περιοχής μεταξύ του Αιγίου και του Διακοφτού, στην οποία ευρίσκεται η Αρχαία Ελίκη (**Εικ. 35**). Τα παραπάνω, σε συνδιασμό με τα στοιχεία που προέκυψαν από τη λεπτομερή γεωφυσική έρευνα της θαλάσσιας περιοχής ανοικτά των ακτών της Αιγιαλείας, θα βοηθήσουν να διατυπώσουμε κάποιες σκέψεις και υποθέσεις για την πιθανή θέση στην οποία ευρίσκονται σήμερα τα ερείπια της πόλης και τον τρόπο με τον οποίο κατέληξαν σε αυτήν.

### 9.6.3 Καταποντισμός της Αρχαίας Ελίκης

Τα γεωδυναμικά καταστροφικά φαινόμενα που παρατηρήθηκαν κατά τους σεισμούς της 15 Ιουν. 1995 και της 6 Δεκ. 1861, που έπληξαν την ίδια περιοχή και περιγράφονται από τους Lekkas et al (in press) και Schmidt (1875) αντίστοιχα, ήταν σύμφωνα με τους περισσότερους συγγραφείς πολύ μικρότερης έντασης από αυτά που προκλήθηκαν από τον σεισμό του 373 π.Χ. Μπορούν όμως να μας βοηθήσουν να κατανοήσουμε τον πιθανότερο τρόπο με τον οποίο καταβυθίστηκε η Αρχαία Ελίκη.

Κατά τους δύο πρόσφατους σεισμούς παρατηρήθηκαν εκτεταμένες παράκτιες ολισθήσεις με αποτέλεσμα την σημαντική οπισθοχώρηση της ακτογραμμής κατά τουλάχιστον 200 μ. το 1861 και 70 μ. το 1995. Παρατηρήθηκαν επίσης ευρείας έκτασης ρευστοποιήσεις, πολυπληθείς διαρρήξεις του εδάφους και φαινόμενα καθιζήσεων. Τα παραπάνω εντοπίστηκαν κυρίως στην παράκτια ζώνη μεταξύ των Ακρ. Γύφτισσα και Πούντα το 1861 και μεταξύ των Ακρ. Γύφτισσα και Τρυπιά το 1995. Επίσης το 1861 παρατηρήθηκε κατακόρυφη μετατόπιση της τάξης των δύο μέτρων και σε μήκος 13 χλμ. κατά μήκος του Ρήγματος της Ελίκης, ενώ ο σεισμός ακολουθήθηκε από παλιρροιακό κύμα ύψους 2 - 3 μ.

Ανάλογα φαινόμενα, μεγαλύτερης όμως έντασης, πρέπει να έλαβαν χώρα κατά τον σεισμό του 373 π.Χ.. Με δεδομένο λοιπόν τον καταποντισμό της Αρχαίας Ελίκης μπορούμε έστω και κατά προσέγγιση να αναπαραστήσουμε σχηματικά τις γεωδυναμικές διεργασίες που έλαβαν χώρα κατά τον σεισμό του 373 π.Χ.

Η σεισμική διέγερση του 373 π.Χ. εντάσεως 7,0 R (Παπαζάχος & Παπαζάχου 1989) προκάλεσε πιθανότατα μεγάλης έκτασης υποθαλάσσιες κατολισθήσεις στην ηπειρωτική κατωφέρεια ανοικτά των ακτών της Αιγιαλείας και υποθαλάσσιες, παράκτιες και χερσαίες ολισθήσεις των χαλαρών ιζημάτων της ηπειρωτικής πλατφόρμας και του παράκτιου και χερσαίου τμήματος του δελταϊκού πεδίου μεταξύ του Αιγίου και του Διακοφτού. Η δραστηριοποίηση της μεγάλης σύνθετης κατολισθητικής δομής στην ηπειρωτική κατωφέρεια είχε πιθανότατα άμεση και αμφίδρομη σχέση με τις ολισθήσεις που έλαβαν χώρα στην ηπειρωτική πλατφόρμα και το παράκτιο και χερσαίο τμήμα της περιοχής. Αποτέλεσμα των παραπάνω ήταν η αποκόλληση εξωτερικών τμημάτων της ηπειρωτικής πλατφόρμας και η ολίσθηση τους κατά μήκος της ηπειρωτικής κατωφέρειας προς μεγαλύτερα βάθη, όπως επίσης η ολίσθηση εκτεταμένων χερσαίων και παράκτιων τμημάτων του δελταϊκού πεδίου κατά μήκος επιφανειών ολίσθησης μικρής κλίσης προς τη θάλασσα.

Η δραστηριοποίηση της σύνθετης υποθαλάσσιας κατολίσθησης στην ηπειρωτική κατωφέρεια προκάλεσε ισχυρό παλιρροιακό κύμα (τσουνάμι), το οποίο έπληξε με μεγάλη ένταση την παράκτια ζώνη της περιοχής, προκάλεσε σημαντικές καταστροφές και πιθανότατα υποβόηθησε και ενέτεινε το φαινόμενο των χερσαίων και παράκτιων ολισθήσεων. Το μέγιστο ύψος παλιρροιακού κύματος που έχει παρατηρηθεί στη περιοχή τους νεώτερους χρόνους ήταν 5 μ. κατά τον σεισμό του 1817 (Παπαζάχος & Παπαζάχου 1989). Το ύψος του παλιρροιακού κύματος που έπληξε την περιοχή της Αρχαίας Ελίκης πρέπει επομένως, κατ' αναλογία με τα υπόλοιπα φαινόμενα, να ήταν πολύ μεγαλύτερο από 5 μ. και να διείσδυσε στη ξηρά σε μεγάλη απόσταση από την ακτή.

Συγχρόνως με τον σεισμό του 373 π.Χ. προκλήθηκαν πιθανότατα σημαντικής έκτασης φαινόμενα ρευστοποιήσεων, καθιζήσεων και διαρρήξεων στην παράκτια ζώνη της περιοχής. Όπως και κατά τους σεισμούς του 1861 (Schmidt 1875) και του 1995 (Lekkas et al 1996) τα φαινόμενα αυτά είχαν μεγαλύτερη ένταση στην παράκτια ζώνη που εκτείνεται μεταξύ του Αιγίου και του

Διακοπτού, δηλαδή στη περιοχή που ευρίσκεται η Αρχαία Ελίκη. Οι ρευστοποιήσεις, οι καθιζήσεις και ιδιαίτερα οι διαρρήξεις, οι οποίες κατ' αναλογία με αυτές του 1861 αναπτύχθηκαν παράλληλα προς την ακτογραμμή, ενέτειναν την αστάθεια των χαλαρών ιζημάτων και υποβοήθησαν σημαντικά το φαινόμενο των ολισθήσεων.

Αν, τέλος, δεχθούμε ότι κατά τον σεισμό του 373 π.Χ. δραστηριοποιήθηκε το Ρήγμα της Ελίκης, τότε θα πρέπει στα παραπάνω να υπολογίσουμε μία πρόσθετη καθίζηση του παράκτιου τμήματος, η οποία προκλήθηκε από την περιστροφή (tilting) ολόκληρης της περιοχής που εκτείνεται μεταξύ του ρήγματος της Ελίκης και της νότιας ρηξιγενούς ζώνης του Κορινθιακού Κόλπου. Η περιστροφή αυτή οφείλεται στην κίνηση κατά μήκος του Ρήγματος της Ελίκης και γίνεται γύρω από οριζόντιο άξονα διεύθυνσης Α- Δ, δηλαδή παράλληλο προς το Ρήγμα της Ελίκης.

Η συνδιασμένη δράση όλων των φαινομένων που περιγράφηκαν παραπάνω, είχε σαν αποτέλεσμα τον καταποντισμό της Ελίκης από τον σεισμό του 373 π.Χ. Τα ανώτερα στρώματα των χαλαρών ιζημάτων, στα οποία είχε οικοδομηθεί η Αρχαία Ελίκη ολίσθησαν προς την ακτογραμμή κατά μήκος επιφανειών ολίσθησης μικρής κλίσης, μεταφέροντας και την αρχαία πόλη σε σημαντική απόσταση από την αρχική θέση της. Συγχρόνως η ακτογραμμή οπισθοχώρησε προς την ξηρά, λόγω των παράκτιων ολισθήσεων, κατά αρκετές εκατοντάδες μέτρα. Το αποτέλεσμα ήταν τα ερείπια της Αρχαίας Ελίκης να βρεθούν μετά τον σεισμό σε μικρό βάθος κάτω από την στάθμη της θάλασσας σε σημαντική απόσταση από την πραγματική της θέση.

#### 9.6.4 Γεωμορφολογική Εξέλιξη της Περιοχής - Πιθανή Θέση των Ερειπίων της Αρχαίας Ελίκης

Οι αρχαίοι συγγραφείς Πανσανίας και Στράβων αναφέρουν ότι τα ερείπια της πόλης ήταν διακριτά στον πυθμένα της θάλασσας και ότι το βυθισμένο άγαλμα του Ελικώνιου Ποσειδώνα, το ιερό άγαλμα της Αρχαίας Ελίκης, αποτελούσε εμπόδιο για τα δίκτια των ψαράδων της περιοχής για πολλά χρόνια μετά τον σεισμό.

Με την πάροδο του χρόνου και με τις αλληπάλληλες επεισοδιακές παράκτιες και υποθαλάσσιες ολισθήσεις, κατολισθήσεις και υποχωρήσεις της ακτής που έλαβαν χώρα στην περιοχή και προκλήθηκαν από τις συχνές σεισμικές διεγέρσεις, τα ερείπια της Αρχαίας Ελίκης ολίσθησαν σταδιακά προς μεγαλύτερα βάθη της ηπειρωτικής πλατφόρμας και απομακρύνθηκαν από την ακτή, ενώ συγχρόνως με την πρόοδο της ιζηματογένεσης καλύφθηκαν από πρόσφατα ιζήματα. Τα ερείπια της Αρχαίας Ελίκης, με τη διαδικασία των μικρής κλίσης ολισθήσεων στην ηπειρωτική πλατφόρμα και την οπισθοχώρηση του χείλους της πλατφόρμας λόγω των υποθαλάσσιων κατολισθήσεων, βρέθηκαν κάποια χρονική στιγμή μεταξύ του 373 π.Χ. και σήμερα στο εξωτερικό τμήμα της ηπειρωτικής πλατφόρμας και στη συνέχεια κατολίσθησαν κατά μήκος της ηπειρωτικής κατωφέρειας προς μεγαλύτερα βάθη (Εικ. 35).

Με τον τρόπο αυτό είναι δυνατόν να εξηγηθεί η παρουσία των ογκωδών συμπαγών αντικειμένων στην κατωφέρεια ανοικτά των Βαλιμίτικων που αναφέρθηκαν στο Κεφ. 2 κατά την περιγραφή της ηπειρωτικής κατωφέρειας. Με βάση την πιθανή εξέλιξη της περιοχής και την αλληλουχία των γεωδυναμικών φαινομένων που έλαβαν και λαμβάνουν χώρα στο χρονικό διάστημα από το 373 π.Χ. μέχρι σήμερα, όπως περιγράφηκαν παραπάνω, και εφ' όσον τα συμπαγή αντικείμενα στον πυθμένα της θάλασσας είναι πράγματι τα ερείπια της Αρχαίας Ελίκης, τότε αυτά θα πρέπει να έχουν μετατοπισθεί σημαντικά προς ΒΑ από την αρχική θέση της πόλης. Σήμερα ευρίσκονται διασκορπισμένα στην ηπειρωτική κατωφέρεια σε βάθος 150 - 250 μ. από την επιφάνεια της θάλασσας και είναι καλυμμένα από πρόσφατα ιζήματα πάχους 8 - 10 μ.. Η απόσταση της θέσης αυτής των πιθανών ερειπίων από το Αίγιο είναι 7,5 χλμ. περίπου, δηλαδή δεν διαφέρει ουσιαστικά από τις μαρτυρίες των αρχαίων συγγραφέων.

Η συχνές και σημαντικές επαναδραστηριοποιήσεις της σύνθετης κατολισθητικής δομής ανοικτά των ακτών της Αιγιαλείας, οι οποίες σύμφωνα με την παραπάνω αναπαράσταση αποτελούν σημαντικό παράγοντα της γεωμορφολογικής εξέλιξης της περιοχής, πιστοποιούνται από το ιδιαίτερα μικρό βάθος του ορίου της “υφαλοκρηπίδας” της περιοχής σε σχέση με τις υπόλοιπες περιοχές του Κορινθιακού Κόλπου (Εικ. 20). Σημαντική ακόμη ένδειξη αποτελεί η συχνή επανάληψη του φαινομένου των παλιρροιακών κυμάτων (τσουνάμι) που έπληξαν τις ακτές της Β. Πελοποννήσου και της Στερεάς Ελλάδας στην περιοχή Αιγίου - Ερατεινής.



Οι επαναλαμβανόμενες, τέλος, ολισθήσεις και η επακόλουθη ταπείνωση της περιοχής μεταξύ Αιγίου και Διακοπτού είχε σαν αποτέλεσμα και την μετατόπιση της κοίτης του ποταμού Σελινούντα από τα ανατολικά κράσπεδα του Αιγίου όπου ευρίσκετο την εποχή των Πανσανία και Στράβωνα τον 1<sup>ο</sup> π.Χ. αιώνα (Μουγιάρης 1987) προς τα ανατολικά, στη σημερινή της θέση. Ως εκ τούτου η παραπάνω θέση των ερειπίων της Αρχαίας Ελίκης δεν έρχεται σε αντίθεση με τις αναφορές των αρχαίων συγγραφέων περί της θέσης της πόλης μεταξύ των ποταμών Σελινούντας και Κερυνίτης.

Η ένταση των γεωδυναμικών φαινομένων που έλαβαν χώρα κατά τον σεισμό του 373 π.Χ. και η γεωμορφολογική εξέλιξη της περιοχής, όπως περιγράφηκαν παραπάνω, παρουσιάζεται ιδιαίτερα εντυπωσιακή και πιθανόν γεννά αμφιβολίες για την αληθοφάνεια της. Πιστεύουμε όμως ότι ευρίσκεται πολύ κοντά στην πραγματική εξέλιξη των πραγμάτων, δεδομένου ότι:

- πρώτον, βασίζεται στην αναγωγή των γεγονότων και φαινομένων που έχουν παρατηρηθεί ακτουαλιστικά και έχουν μελετηθεί αναλυτικά
- δεύτερον, η μεγάλη ένταση των γεωδυναμικών φαινομένων, ιδιαίτερα των παράκτιων και υποθαλάσσιων ολισθήσεων και κατολισθήσεων, που παρατηρείται στην περιοχή της Αρχαίας Ελίκης, δεν συναντάται στις υπόλοιπες περιοχές του Κορινθιακού Κόλπου και
- τρίτον, το ίδιο το γεγονός του καταποντισμού της Αρχαίας Ελίκης, η οποία ευρίσκετο σε απόσταση 2,2 χλμ. από την ακτή, σαν αποτέλεσμα ενός σεισμού, είναι από μόνο του ιδιαίτερα εντυπωσιακό.

## 10. ΣΕΙΣΜΙΚΟΣ ΚΙΝΔΥΝΟΣ ΤΟΥ Δ. ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ

### 10.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στο Κεφάλαιο αυτό γίνεται ανάλυση της σεισμικότητας και του σεισμικού κινδύνου της ευρύτερης περιοχής του Δυτικού Κορινθιακού κόλπου. Ειδικότερα, παρουσιάζονται όλα τα διαθέσιμα ιστορικά και ενόργανα σεισμολογικά στοιχεία και υπολογίζεται ο σεισμικός κίνδυνος με χρήση του γραμμικού μοντέλου σεισμικών πηγών, λαμβάνοντας υπόψη τα αποτελέσματα της νεοτεκτονικής ανάλυσης, στα πλαίσια του παρόντος ερευνητικού προγράμματος. Έτσι υπολογίζονται οι στάθμες των εδαφικών σεισμικών επιταχύνσεων, που με πιθανότητα 90% αναμένεται να μην ξεπεραστούν σε 50 και 100 χρόνια, δηλαδή με περίοδο επανάληψης 475 και 949 χρόνια, αντίστοιχα.

### 10.2 ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ

#### 10.2.1 Σεισμολογικά στοιχεία

Η ευρύτερη περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου χαρακτηρίζεται από υψηλή σεισμικότητα. Στην περιοχή αυτή γίνονται ισχυροί σεισμοί, κύρια επιφανειακοί ( $h < 60$  km), αλλά και ενδιαμέσου βάρους ( $60 < h \leq 180$  km).

Το πεδίο τάσεων στην ευρύτερη περιοχή του Κορινθιακού είναι εφελκυστικό, όπως προκύπτει από τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών (Drakopoulos and Delibasis, 1982; Papazachos et al., 1983), αλλά και από νεοτεκτονικές μελέτες (Mercier, 1977). Από δυναμική ανάλυση των μεγάλων σεισμών σ' αυτή (Jackson et al., 1982; Kim et al., 1989; Stavrakakis et al., 1986), προκύπτει ότι ο ρυθμός έκλυσης της σεισμικής ενέργειας είναι αργός και χαρακτηρίζεται από πολύ μικρή τιμή ενεργούς πτώσης τάσης, που αντικατοπτρίζει την έντονη ρηγμάτωση της περιοχής. Εξ άλλου, οι μεγάλοι σεισμοί που συμβαίνουν σ' αυτή αποτελούν δίδυμα γεγονότα (double earthquakes) και είναι γνωστοί σαν "complete earthquakes", που σημαίνει ότι η συνολική τάση παραμόρφωσης απελευθερώνεται εξ' ολοκλήρου στην περίπτωση μεγάλων σεισμών (π.χ σεισμοί Αλκυονίδων, 1981). Αυτό ερμηνεύει και την σχετικά μεγάλη περίοδο επανάληψης των ισχυρών σεισμών, που συνδέεται με το ρυθμό συσσώρευσης της ενέργειας παραμόρφωσης.

Στην **Εικ. 36** φαίνεται η κατανομή των epicέντρων των μεγάλων σεισμών ( $M \geq 6.5$ ) που έχουν γίνει στην περιοχή του δυτικού Κορινθιακού στη διάρκεια της χρονικής περιόδου 475 π.Χ - 1900. Οι παράμετροι των σεισμών πάρθηκαν από τους καταλόγους Comninakis and Papazachos (1986) και Papazachos and Papazachos (1989). Σύμφωνα με ιστορικά στοιχεία και μαρτυρίες, οι σεισμοί αυτοί προκάλεσαν σοβαρότατες βλάβες στις γύρω περιοχές, η ένταση των οποίων ξεπέρασε τους 9 βαθμούς της μακροσεισμικής κλίμακας και είχαν σημαντικά συνοδά γεωλογικά φαινόμενα, όπως ρευστοποιήσεις, υποχωρήσεις ακτών, διαρρήξεις κ.α., ενώ σε πολλές περιπτώσεις σημειώθηκε τσουνάμι στις ακτές του Κορινθιακού.

Στην **Εικ. 37** παρουσιάζεται η γεωγραφική κατανομή των σεισμικών epicέντρων της περιόδου 1900 - 1987, σύμφωνα με τον κατάλογο Makropoulos et al. (1989). Από το σχήμα αυτό προκύπτει ότι η μεγαλύτερη συγκέντρωση epicέντρων εντοπίζεται στο τμήμα δυτικότερα της

Ερατεινής και μέχρι τον Πατραϊκό κόλπο, ενώ ανατολικότερα η σεισμικότητα είναι μικρότερη. Ο μεγαλύτερος σεισμός που έγινε στην περιοχή αυτή στο παραπάνω διάστημα συνέβη την 31 Μαρτίου 1965 ( $M_s = 6.6$ ), κοντά στην Ερατεινή και σχετίζεται με τη βόρεια ρηξιγενή ζώνη του Κορινθιακού. Ο σεισμός αυτός προκάλεσε σημαντικές καταστροφές σε πολλές περιοχές γύρω από τον Κορινθιακό κόλπο.

Στην **Εικ. 38** φαίνεται η γεωγραφική κατανομή των epicέντρων των σεισμών με μέγεθος  $M_s \geq 4.0$  της χρονικής περιόδου 1982 - 1995, σύμφωνα με τον κατάλογο του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών. Από το σχήμα αυτό φαίνεται επίσης συγκέντρωση epicέντρων στο δυτικό τμήμα του Δ. Κορινθιακού, ενώ το ανατολικό τμήμα της περιοχής χαρακτηρίζεται από έλλειψη σεισμών.

### 10.2.2 Μακροσεισμικά στοιχεία

Μεγάλο ενδιαφέρον παρουσιάζει η διάδοση της σεισμικής ενέργειας και η προκύπτουσα κατανομή των μακροσεισμικών εντάσεων στον Κορινθιακό κόλπο. Ετσι, από μελέτες του ρυθμού εξασθένησης των μακροσεισμικών εντάσεων (Σταμέλου 1986) και της σεισμικής επικινδυνότητας στον Δ. Κορινθιακό (Paroulia et al. 1985, Παπούλια 1988), έχει παρατηρηθεί σημαντική μείωση των αναμενόμενων εντάσεων κατά την διεύθυνση B-N, ενώ αυτές διαδίδονται σε μεγάλες αποστάσεις κατά την Α-Δ διεύθυνση.

Η μεγάλη εξασθένηση των μακροσεισμικών εντάσεων κατά την διεύθυνση B-N, φαίνεται να σχετίζεται με τον τεκτονισμό της περιοχής και την Α-Δ διεύθυνση των ρηγμάτων και είναι σημαντικός παράγοντας σε μελέτες αντισεισμικού σχεδιασμού.

## 10.3 ΣΕΙΣΜΙΚΟΣ ΚΙΝΔΥΝΟΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ Δ. ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ

Στα επόμενα, γίνεται λεπτομερής απεικόνιση του σεισμικού κινδύνου στην ευρύτερη περιοχή του Δυτικού Κορινθιακού κόλπου. Με την εφαρμογή της μεθοδολογίας McGuire (1978) υπολογίζονται οι στάθμες της αναμενόμενης σεισμικής επιτάχυνσης, που με πιθανότητα 90% δεν θα ξεπεραστεί σε 50 και 100 χρόνια, δηλαδή με περίοδο επανάληψης 475 και 949 χρόνια, αντίστοιχα.

### 10.3.1 Μέθοδοι Υπολογισμού Σεισμικού Κινδύνου

Η επιλογή μιας μεθοδολογίας υπολογισμού του σεισμικού κινδύνου εξαρτάται, κυρίως, από το σεισμοτεκτονικό περιβάλλον της περιοχής, από την πληρότητα των σεισμολογικών δεδομένων, από τη χρονική διάρκεια που καλύπτουν αυτά και από το ίδιο το μαθηματικό μοντέλο που χρησιμοποιείται στην ανάλυση. Για τους λόγους αυτούς έχουν προταθεί και εφαρμόζονται στην πράξη διαφορετικές μεθοδολογίες, έτσι ώστε να μπορούν να ελέγχονται τα αποτελέσματα και να εξετάζεται η επίδραση των διαφορετικών παραγόντων στις αναμενόμενες τιμές των σεισμικών παραμέτρων.

Γενικά, οι μέθοδοι που χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό του σεισμικού κινδύνου χωρίζονται σε δύο μεγάλες κατηγορίες. Η πρώτη, γνωστή σαν αιτιοκρατική (deterministic) προσέγγιση, απαιτεί γνώση όλων των παραμέτρων που επηρεάζονται στο πρόβλημα του σεισμικού κινδύνου. Η δεύτερη, γνωστή σαν πιθανολογική (probabilistic) προσέγγιση, βασίζεται στην πιθανότητα εμφάνισης των σεισμών, κάνοντας χρήση της κλασσικής στατιστικής.

Τα πιθανολογικά μοντέλα εκτίμησης του σεισμικού κινδύνου χωρίζονται και αυτά σε δύο κατηγορίες. Η πρώτη βασίζεται στην αποκλειστική στατιστική ανάλυση των σεισμολογικών δεδομένων. Επομένως, γίνεται αντιληπτό ότι τα αποτελέσματα της μεθόδου αυτής είναι περισσότερο αξιόπιστα, όταν τα σεισμολογικά δεδομένα καλύπτουν μεγαλύτερο χρονικό διάστημα. Σε περιοχές με περιορισμένο αριθμό δεδομένων τα αποτελέσματα του σεισμικού κινδύνου είναι υπο-εκτιμημένα και όχι αντιπροσωπευτικά.

Η δεύτερη κατηγορία περιλαμβάνει τις μεθόδους που συνδυάζουν τα σεισμολογικά με τα σεισμοτεκτονικά στοιχεία της εξεταζόμενης περιοχής. Οι μέθοδοι αυτές θεωρούνται περισσότερο

αξιόπιστες στον υπολογισμό του σεισμικού κινδύνου και για το λόγο αυτό προτιμούνται για την απεικόνιση του σεισμικού κινδύνου της περιοχής του Δυτικού Κορινθιακού.

Στην **Εικ. 39** απεικονίζεται το γενικό διάγραμμα ροής για τον υπολογισμό του σεισμικού κινδύνου μιας περιοχής, που ακολουθήθηκε και στην παρούσα μελέτη.

Στο πρώτο στάδιο καθορίστηκαν οι σεισμικές πηγές στην ευρύτερη περιοχή του Δυτικού Κορινθιακού κόλπου, λαμβάνοντας υπόψη τη χωρική κατανομή των σεισμικών επικέντρων και τα σεισμοτεκτονικά στοιχεία της περιοχής, με έμφαση στα νέα στοιχεία, που προέκυψαν από την νεοτεκτονική μελέτη, στα πλαίσια του παρόντος προγράμματος. Με τον όρο σεισμική πηγή εννοούμε την περιοχή απ' όπου αναμένεται μελλοντική σεισμική δράση. Το γραμμικό μοντέλο υιοθετείται στην περίπτωση που τα σεισμικά επίκεντρα σχετίζονται με ρήγματα γνωστού προσανατολισμού και θέσης ως προς την εξεταζόμενη περιοχή.

Στο δεύτερο στάδιο, υπολογίστηκαν, για κάθε σεισμική πηγή, οι παράμετροι του μοντέλου επανάληψης των σεισμών, δηλαδή οι παράμετροι  $a$  και  $b$  της σχέσης των Gutenberg - Richter,  $\log N(m) = a - bm$ , όπου  $N(m)$  ο συσσωρευτικός αριθμός των σεισμών με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο ενός προκαθορισμένου επιπέδου  $m$ , για χρονική περίοδο  $t$ . Οι παράμετροι  $a$  και  $b$  καθορίζουν τη σεισμικότητα της σεισμικής πηγής, σε συνδυασμό με το ποσοστό εμφάνισης των σεισμών.

Στη συνέχεια έγινε επιλογή μιας σχέσης εξασθένησης και εφαρμογή του μοντέλου διάρρηξης (McGuire, 1978) για τον υπολογισμό των μεγίστων αναμενομένων τιμών της εδαφικής επιτάχυνσης.

### 10.3.2 Μέθοδος McGuire (Γραμμικό Μοντέλο)

#### Γενικά Χαρακτηριστικά της μεθόδου

Τα κλασσικά πιθανολογικά μοντέλα που χρησιμοποιούνται για την ανάλυση του σεισμικού κινδύνου είναι γνωστά σαν “σημειακά” μοντέλα (point source models), επειδή βασίζονται στην παραδοχή ότι η συνολική σεισμική ενέργεια εκλύεται από ένα μόνο σημείο, τη σεισμική εστία. Η παραδοχή αυτή φαίνεται να είναι αποδεκτή στην περίπτωση μικρών σεισμών. Στους μεγάλους όμως σεισμούς είναι γνωστό ότι η σεισμική ενέργεια εκλύεται από μια “ζώνη διάρρηξης”. Ετσι, περιοχές που βρίσκονται κοντά στη ζώνη αυτή αναμένεται να έχουν αυξημένο σεισμικό κίνδυνο. Αντίθετα, με την παραδοχή του σημειακού μοντέλου, ο υπολογιζόμενος σεισμικός κίνδυνος θα είναι υποεκτιμημένος.

Το μοντέλο που περιγράφεται στη συνέχεια, γνωστό σαν γραμμικό μοντέλο ή μοντέλο διάρρηξης (McGuire, 1978), θεωρεί το μήκος της ζώνης διάρρηξης σαν την σημαντικότερη παράμετρο στην εκτίμηση του σεισμικού κινδύνου και βασίζεται στις εξής παραδοχές:

- Ένας σεισμός αποτελείται από σειρά μικρών διαρρήξεων κατά μήκος μιας ζώνης διάρρηξης, της οποίας το μήκος είναι συνάρτηση του σεισμικού μεγέθους.
- Η μέγιστη αναμενόμενη σεισμική κίνηση σε ένα σημείο εξαρτάται από το σεισμικό μέγεθος και την απόσταση από τη ζώνη διάρρηξης.
- Η εμφάνιση των σεισμών είναι μια διαδικασία Poisson, ενώ η συχνότητα κατανομής των μεγεθών ακολουθεί το νόμο του Richter.
- Το μέσο εστιακό βάθος θεωρείται σταθερό.

Θεωρώντας ότι υπάρχουν  $n$  ενεργά ρήγματα στην εξεταζόμενη περιοχή και  $v_i$  είναι ο μέσος αριθμός εμφάνισης σεισμών με μέγεθος  $m > m_0$  στην σεισμική πηγή  $I$ , η πιθανότητα να έχουμε υπέρβαση μιας προκαθορισμένης τιμής  $a$  της σεισμικής παραμέτρου  $A$  είναι

$$P(A > a) = \sum_{i=1}^n P(A > a/E_i) P(E_i)$$

όπου  $E_i$  είναι το γεγονός εμφάνισης σεισμού με μέγεθος  $m > m_0$ , στη σεισμική πηγή  $I$ .

Η ετήσια πιθανότητα υπέρβασης της τιμής  $a$  είναι

$$P(A>a)_{1,year} = 1 - \exp[- \sum_{i=1}^n P(A>a/E_i)v_i]$$

$$\cong \sum_{i=1}^n P(A>a/E_i)v_i$$

Τέλος, ο σεισμικός κίνδυνος υπολογίζεται με το θεώρημα της ολικής πιθανότητας

$$P(A>a) = \iiint P(A>a/m, l_r(m), x) f_M(m) f_{L_r}(l_r) f_X(x) dm dl_r dx$$

όπου  $f_M(m)$ ,  $f_{L_r}(l_r)$ ,  $f_X(x)$  είναι οι συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας του  $M$ ,  $L_r$  και  $X$ , αντίστοιχα. Για τον υπολογισμό του αναμενόμενου αριθμού υπερβάσεων, η παραπάνω πιθανότητα πολλαπλασιάζεται με τον μέσο ρυθμό εμφάνισης για το εξεταζόμενο χρονικό διάστημα και ο ολικός αριθμός εμφανίσεων υπολογίζεται από το άθροισμα των αναμενόμενων αριθμών από κάθε ρήγμα.

Η κατανομή των μεγεθών σε κάθε ρήγμα (σεισμική πηγή) ακολουθεί την εκθετική κατανομή

$$f_M(m) = k\beta \exp(-\beta(m-m_0)), \quad m_0 \leq m \leq m_1$$

όπου  $f_M(m)$  είναι η συνάρτηση πυκνότητας του σεισμικού μεγέθους,  $\beta = b \ln 10$  και  $k = (1 - \exp(-(m_1 - m_0)))^{-1}$ .

Η παράμετρος της σεισμικής κίνησης κατανέμεται κανονικολογαριθμικά. Η αναμενόμενη τιμή του λογαρίθμου της παραμέτρου αυτής δίνεται από τη σχέση

$$E(\ln a) = c_1 + c_2 m + c_3 \ln(R+r)$$

όπου

$R$  είναι η κοντινότερη απόσταση της εξεταζόμενης θέσης από τη ζώνη διάρρηξης και  $c_1$ ,  $c_2$  και  $c_3$  είναι αριθμητικές σταθερές.

Όλοι οι μαθηματικοί υπολογισμοί για την εκτίμηση του σεισμικού κινδύνου γίνονται με εφαρμογή του προγράμματος H/Y FRISK (McGuire, 1978).

### Εφαρμογή στον Δυτικό Κορινθιακό

Στην **Εικ. 40** φαίνεται το μοντέλο σεισμικών πηγών για την ευρύτερη περιοχή του Δ Κορινθιακού. Σύμφωνα με το μοντέλο αυτό, στην περιοχή εντοπίζονται δύο κύριες γραμμικές πηγές ( $F_1$ ,  $F_2$ ), που σχετίζονται με την βόρεια και νότια ρηξιγενή ζώνη του Κορινθιακού κόλπου, λαμβάνοντας υπόψη τα στοιχεία που προέκυψαν από τη νεοτεκτονική ανάλυση, στα πλαίσια του παρόντος ερευνητικού προγράμματος και τρεις μικρότερες γραμμικές πηγές, που σχεδιάστηκαν λαμβάνοντας υπόψη στοιχεία από το Σεισμοτεκτονικό χάρτη του ΙΓΜΕ και συνδυάζοντας αυτά με τη γεωγραφική κατανομή των επικέντρων.

Στον Πίνακα Ι συνοψίζονται οι χαρακτηριστικές παράμετροι των γραμμικών πηγών, όπου:

$M_1$	είναι το μέγιστο σεισμικό μέγεθος στη γραμμική πηγή, που αναμένεται να εμφανιστεί σ' αυτή με πιθανότητα 70%,
$M_2$	είναι το αντίστοιχο μέγεθος, με πιθανότητα 30%,
$\nu$	είναι ο μέσος ετήσιος ρυθμός εμφάνισης σεισμών με μέγεθος μεγαλύτερο του 4.0 και
$\beta$	είναι η παράμετρος σεισμικότητας.

**ΠΙΝΑΚΑΣ**  
**Χαρακτηριστικές παράμετροι Σεισμικών Πηγών του Σχήματος 10.5**  
**(Γραμμικό Μοντέλο McGuire).**

Σεισμική Πηγή	$\nu$	$\beta$	$M_1$	$M_2$	$M_{min}$	Depth (km)
<b>F<sub>1</sub></b>	0.798	1.131	6.6	7.1	4.0	10
<b>F<sub>2</sub></b>	0.193	1.634	6.0	6.5	4.0	10
<b>F<sub>3</sub></b>	0.102	1.826	5.4	5.9	4.0	10
<b>F<sub>4</sub></b>	0.182	1.453	5.1	5.6	4.0	10
<b>F<sub>5</sub></b>	1.131	3.583	4.9	5.4	4.0	10

Ακολουθώντας τη διαδικασία που περιγράφηκε στα προηγούμενα, υπολογίστηκαν οι μέγιστες σεισμικές επιταχύνσεις, που με πιθανότητα 90% αναμένεται να μην ξεπεραστούν σε 50 και 100 επόμενα χρόνια, δηλαδή με περίοδο επανάληψης 475 και 949 χρόνια, αντίστοιχα.

Τα αποτελέσματα της ανάλυσης του σεισμικού κινδύνου για την περιοχή του Δ Κορινθιακού παρουσιάζονται στις **Εικ. 41 και 42**.

## 11. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Με βάση τα παραπάνω καθίσταται φανερό ότι ο Δυτικός Κορινθιακός Κόλπος αποτελεί μία από τις κύριες ενεργές νεοτεκτονικές μεγαδομές του Ελληνικού χώρου.

Η σημερινή μορφή της τάφρου είναι το αποτέλεσμα της εξέλιξης της κατά το Τεταρτογενές και συνδέεται άμεσα με την δημιουργία και δράση των κύριων ρηξιγενών ζωνών που παραμένουν ενεργές μέχρι σήμερα.

### Μορφολογία

Το μεγαλύτερο τμήμα του Κόλπου, ανατολικά από τις εκβολές του Μόρνου, παρουσιάζει μέση διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ. Εξάιρεση αποτελεί το δυτικό άκρο της περιοχής έρευνας, η περιοχή μεταξύ των εκβολών του Μόρνου και του στενού Ρίου - Αντιρίου (λεκάνη Ρίου - Ναυπάκτου), τα κύρια μορφολογικά στοιχεία της οποίας διευθύνονται ΒΔ-ΝΑ.

Ο υποθαλάσσιος χώρος του Δ. Κορινθιακού κόλπου διακρίνεται σε τρεις περιοχές: την **ηπειρωτική πλατφόρμα** (υφαλοκρηπίδα), την **ηπειρωτική κατωφέρεια** (υφαλοπρανές) και την **κύρια λεκάνη**.

Το μέγιστο βάθος της κύριας λεκάνης παρατηρείται στο ανατολικό άκρο της περιοχής και υπερβαίνει τα 900 μ. ενώ μειώνεται σταδιακά προς Δ. στα 200 μ. περίπου κοντά στις εκβολές του Μόρνου. Στην λεκάνη Ρίου Ναυπάκτου το μέγιστο βάθος δεν υπερβαίνει τα 120 μ.

Αντίστοιχη μείωση από Α. προς Δ. παρουσιάζει και το μέσο πλάτος του Δ. Κορινθιακού Κόλπου.

Προς Β. και προς Ν. η κύρια λεκάνη οριοθετείται από την βόρεια και τη νότια ηπειρωτική κατωφέρεια με μορφολογικές κλίσεις της τάξης του 15-30%.

Η ηπειρωτική πλατφόρμα απουσιάζει σχεδόν εντελώς ή παρουσιάζει πολύ περιορισμένη ανάπτυξη κατά μήκος ενός μεγάλου τμήματος των ακτογραμμών του Δ. Κορινθιακού Κόλπου. Περιοχές στις οποίες εμφανίζεται αξιόλογη ανάπτυξη της υφαλοκρηπίδας είναι αυτές των εκβολών του Μόρνου, των εκβολών των ποταμών Σελινούντας, Κερυνίτης και Βουραϊκός Αιγιαλεία), ο όρμος της Ερατεινής και ο κόλπος της Ιτέας, περιοχές δηλαδή στις οποίες παρατηρούνται σημαντικές δελταϊκές αποθέσεις. Το όριο της υφαλοκρηπίδας κυμαίνεται μεταξύ 74 - 110 μ. βάθους με ελάχιστες τιμές ανοικτά των ακτών της Αιγιαλείας (32 - 58 μ.)

### Ιζηματογένεση

Οι τρεις μορφολογικές περιοχές του Δ. Κορινθιακού κόλπου χαρακτηρίζονται από διαφορετικού τύπου ιζηματογένεση.

Στην νότια ηπειρωτική πλατφόρμα παρατηρούνται κυρίως μικρού πάχους κροκαλοχαλικώδεις ή/και αμμώδεις αποθέσεις του τέλους του Πλειστόκαινου (Προ-Ολοκαινικές) και πρόσφατα ολοκαινικά προδελταϊκά ιζήματα. Στην βόρεια ηπειρωτική πλατφόρμα παρατηρούνται προσχωματικού - προδελταϊκού χαρακτήρα αποθέσεις, το πάχος των οποίων φθάνει τα 100μ.

Ιδιαίτερα σημαντική είναι η ύπαρξη στον κόλπο της Ιτέας προδελταϊκών αποθέσεων σε βάθη νερού 70-80m, οι οποίες καλύπτονται ασύμφωνα από τις ολοκαινικές προδελταϊκές αποθέσεων. Οι αποθέσεις αυτές έχουν αποτεθεί στην αμέσως πριν το Ολόκαινο ταπείνωση της στάθμης του Κορινθιακού κόλπου, δηλαδή κατά την τελευταία παγετώδη περίοδο, πριν από 25.000 -15.000 χρόνια. Η ύπαρξη των αποθέσεων αυτών αποδεικνύει για πρώτη φορά ότι το επίπεδο στάθμης του

Κορινθιακού ήταν περίπου 70-75m χαμηλότερο από το σημερινό. Αυτό μας επιτρέπει να συμπεράνουμε ότι ο Κορινθιακός Κόλπος κατά την διάρκεια της τελευταίας παγετώδους περιόδου ήταν αποκλεισμένος από την ανοικτή θάλασσα, δεδομένου ότι η στάθμη της τελευταίας για την ίδια περίοδο υπολογίζεται σε 100-110 μ. χαμηλότερα από την σημερινή και επομένως ευρίσκεται 30-35 μ. χαμηλότερα από αυτήν του Κορινθιακού.

Οι έντονες μορφολογικές κλίσεις του βόρειου και του νότιου υφαλοπρανούς δεν ευνοούν την απόθεση ιζημάτων. Κατά μήκος τους εμφανίζεται συνήθως το υπόβαθρο του Κόλπου, ή παρατηρούνται εκτεταμένα και σύνθετα κατολισθητικά φαινόμενα.

Η κύρια λεκάνη του κόλπου δέχεται τον μεγαλύτερο όγκο ιζημάτων. Πρόκειται για τουρβιδιτικού χαρακτήρα ιζήματα, το μέγιστο πάχος των οποίων στο ανατολικό τμήμα της περιοχής (Ιτέα - Δερβένι) υπερβαίνει τα 550μ. και μειώνεται σταδιακά προς Δ. Ετσι κοντά στις εκβολές του Μόρνου είναι περίπου 200μ και στην λεκάνη Ρίου - Ναυπάκτου δεν υπερβαίνει τα 100μ.

Ο τουρβιδιτικός χαρακτήρας των ιζημάτων της κύριας λεκάνης είναι αποτέλεσμα των επαναλαμβανόμενων κατακόρυφων (ανοδικών - καθοδικών) κινήσεων της στάθμης του Κορινθιακού κατά το Μέσο-Ανώτερο Τεταρτογενές. Η περιοχή Ιτέα - Δερβένι χαρακτηρίζεται από λεπτόκοκκους τουρβιδίτες, οι οποίοι, δυτικότερα, στις περιοχές Αιγιαλείας - Ερατεινής και Αιγίου - Μόρνου γίνονται πιο χονδρόκοκκοι και συνυπάρχουν με ροές κορημάτων. Η περιοχή του Μόρνου τέλος και η λεκάνη Ρίου - Ναυπάκτου καλύπτονται σχεδόν αποκλειστικά από προδελταϊκές αποθέσεις.

Αξιοσημείωτη είναι η κλιμακωτή διάταξη των κέντρων μεγίστου πάχους ιζηματογένεσης (depocenters) κατά μήκος της κύριας λεκάνης του Κόλπου σε συνδιασμό με τη μείωση του μεγίστου πάχους των ιζημάτων από Α. προς Δ., στοιχεία που υποδεικνύουν πιθανότατα ότι η τάφρος του Δ. Κορινθιακού δεν ευρίσκεται στο ίδιο στάδιο γεωτεκτονικής εξέλιξης σε όλο το μήκος της.

### **Τεκτονική**

Τα δύο κυρίαρχα στοιχεία της νεοτεκτονικής δομής του Δ. Κορινθιακού Κόλπου είναι η **βόρεια** και η **νότια υποθαλάσσιες ρηξιγενείς ζώνες (BPZ και NPZ)**. Εντοπίζονται στη βάση του βόρειου και του νότιου υφαλοπρανούς αντίστοιχα, οριοθετούν περιθωριακά την κύρια λεκάνη του Κόλπου και ευθύνονται για τις έντονες μορφολογικές κλίσεις της ηπειρωτικής κατωφέρειας. Η μικρή απόσταση του ίχνους των δύο ζωνών από την ακτογραμμή είναι ο κύριος παράγοντας, οποίο οφείλεται η απουσία ή περιορισμένη ανάπτυξη της υφαλοκρηπίδας σε ένα μεγάλο τμήμα του Κόλπου.

Η συνολική κατακόρυφη μετατόπιση τόσο της BPZ όσο και της NPZ δεν είναι σταθερή καθ' όλο το μήκος τους αλλά κυμαίνεται από 1200-1300 μ. στην περιοχή Ιτέα - Δερβένι (ανατολικά) μέχρι 200 μ. κοντά στις εκβολές του Μόρνου (δυτικά), μειούμενη σταδιακά από Α. προς Δ. Οι δύο ρηξιγενείς ζώνες αποτελούνται από μεμονωμένα ρήγματα (segments) διεύθυνσης Α-Δ και μήκους 4-17 χλμ., τα οποία παρουσιάζουν κλιμακωτή διάταξη (en echelon) κατά τέτοιο τρόπο ώστε οι δύο ζώνες παρουσιάζουν μέση διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ.

Οι δύο περιθωριακές ρηξιγενείς ζώνες, στην κλίμακα παρατήρησης που προσφέρεται από τις γεωφυσικές μεθόδους που χρησιμοποιήθηκαν κατά την εκτέλεση του παρόντος ερευνητικού προγράμματος, δηλαδή μέχρι μεγίστου βάθους 500-600 μ. κάτω από τον πυθμένα του Κόλπου, εμφανίζονται ισοδύναμες. Ως εκ τούτου, η δομή της ασύμμετρης τάφρου (half graben) που έχει προταθεί από διάφορους ερευνητές για την τάφρο του Κορινθιακού Κόλπου φαίνεται να μην επιβεβαιώνεται, τουλάχιστον για την παραπάνω κλίμακα παρατήρησης.

Μικρότερα ρήγματα διεύθυνσης Α-Δ εμφανίζονται στο ανατολικό κυρίως τμήμα της κύριας λεκάνης (συνιζηματογενή) και ελέγχουν δευτερευόντως την θέση των κέντρων μέγιστης απόθεσης ιζημάτων (depocenters) ως προς την απόστασή τους από τις δύο περιθωριακές ζώνες, κατά το πλάτος του Κόλπου. Εντονη σχετικά ρηγματώση παρατηρείται ακόμη σε ορισμένες περιοχές του βόρειου περιθωρίου του Κόλπου, η οποία έχει δημιουργήσει δευτερεύουσες δομές τεκτονικών τάφρων και κεράτων με κυρίαρχη διεύθυνση επίσης Α-Δ.

Μοναδική συστηματική απόκλιση από την Α-Δ διεύθυνση παρουσιάζουν τα ρήγματα της αβαθούς λεκάνης Ρίου - Ναυπάκτου, τα οποία διευθύνονται ΝΔ-ΒΑ.

Το σύνολο ουσιαστικά των ρηγμάτων που εντοπίστηκαν στον υποθαλάσσιο χώρο του Δ. Κορινθιακού Κόλπου κατατάσσεται στα ενεργά ρήγματα, δεδομένου ότι σχεδόν όλα μεταθέτουν τα



πλέον πρόσφατα ολοκαινικά ιζήματα και στην πλειοψηφία τους δημιουργούν μικρότερες ή μεγαλύτερες μορφολογικές ασυνέχειες στον πυθμένα.

### **Υποθαλάσσιες Κατολισθήσεις**

Κατά μήκος του μεγαλύτερου τμήματος της νότιας και της βόρειας κατωφέρειας του Δ. Κορινθιακού Κόλπου εντοπίστηκαν εκτεταμένες και σύνθετες υποθαλάσσιες κατολισθητικές δομές. Η δραστηριοποίηση τους γίνεται επεισοδιακά, είτε σαν αποτέλεσμα συγκεκριμένης σεισμικής δράσης, ή χωρίς άμεση σχέση με κάποιο σεισμικό γεγονός και προκαλεί την γένεση παλαιοαικτών κυμάτων βαρύτητας (τσουνάμι).

Οι ακτές του Δ. Κορινθιακού Κόλπου έχουν υποστεί αρκετές φορές κατά το παρελθόν τις καταστροφικές συνέπειες των τσουνάμις, με πλέον πρόσφατη το θαλάσσιο κύμα της 1/1/1997, το οποίο έπληξε τις ακτές της Αιγιαλείας κατά κύριο λόγο, με μέγιστο ύψος 3μ. περίπου. Το θαλάσσιο αυτό κύμα αποτελεί πιθανότατα καθυστερημένο αποτέλεσμα του σεισμού του Αιγίου της 15/6/1996.

Η έντονη σεισμική δραστηριότητα που παρατηρείται στη περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου και ιδιαίτερα στη περιοχή Αιγιαλείας - Ερατεινής καθώς επίσης οι μεγάλες κλίσεις του βυθού που παρατηρούνται κατά μήκος των περιθωρίων του Κόλπου, καθιστούν αρκετά πιθανή την εκδήλωση υποθαλάσσιων κατολισθητικών φαινομένων και επακόλουθα την εμφάνιση παλαιοαικτών κυμάτων με χρονική περίοδο επανάληψης της τάξεως των μερικών δεκάδων ετών, όπως προκύπτει στατιστικά.

### **Σεισμικός Κίνδυνος**

Η ευρύτερη περιοχή του Δ. Κορινθιακού είναι μια από τις πιο σεισμικά ενεργές περιοχές του Ελλαδικού χώρου. Στην περιοχή αυτή έχουν συμβεί κατά το παρελθόν ισχυροί σεισμοί, επιφανειακοί αλλά και ενδιάμεσου βάθους, που έχουν προκαλέσει σημαντικές καταστροφές. Πέντε σεισμοί μεγέθους μεγαλύτερου των 6R έχουν λάβει χώρα κατά τα τελευταία 30 χρόνια, ενώ σημαντικός αριθμός καταστροφικών σεισμών μεγέθους μεγαλύτερου των 7R αναφέρονται κατά την ιστορική περίοδο (Παπαζάχος & Παπαζάχου 1989, Ambraseys & Jackson 1990).

Από την μελέτη των μηχανισμών γένεσης πρόσφατων σεισμών προκύπτει ότι κατά μήκος του Κόλπου επικρατούν εφελκυστικές τάσεις διεύθυνσης B-N (McKenzie, 1972), οι οποίες εκτονώνονται με τη σεισμική δράση κανονικών ρηγμάτων διεύθυνσης A-Δ έως ANA-ΔΒΔ. Νεώτερες έρευνες (Rigo et al. 1996, Armijo et al. 1996) έδειξαν ότι η μορφοτεκτονική εξέλιξη του Κόλπου ελέγχεται κατά κύριο λόγο από την επαναλαμβανόμενη σεισμική δραστηριότητα που συνδέεται κυρίως με κανονικά ρήγματα του νότιου περιθωρίου της τάφρου, το οποίο εμφανίζεται περισσότερο ενεργό από το βόρειο.

Ο μεγαλύτερος σεισμός που έλαβε χώρα κατά τον παρόντα αιώνα στην ευρύτερη περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου ήταν αυτός της 31ης μαρτίου 1965, μεγέθους 6,6 R, στην περιοχή της Ερατεινής. Η γεωγραφική κατανομή των epicέντρων τόσο των πρόσφατων σεισμών όσο και αυτών των ιστορικών χρόνων, δείχνει ότι η περιοχή του Δ. Κορινθιακού Κόλπου και ειδικότερα μεταξύ της Ερατεινής και του Πατραϊκού Κόλπου, παρουσιάζει μεγαλύτερη σεισμικότητα από την περιοχή του Α. Κορινθιακού Κόλπου.

Μεγάλο ενδιαφέρον παρουσιάζει η διάδοση της σεισμικής ενέργειας και η προκύπτουσα κατανομή των μακροσεισμικών εντάσεων στον Κορινθιακό κόλπο. Ετσι, από μελέτες του ρυθμού εξασθένησης των μακροσεισμικών εντάσεων και της σεισμικής επικινδυνότητας στον Δ.. Κορινθιακό, έχει παρατηρηθεί σημαντική μείωση των αναμενόμενων εντάσεων κατά την διεύθυνση B-N, ενώ αυτές διαδίδονται σε μεγάλες αποστάσεις κατά την A-Δ διεύθυνση.

Η μεγάλη εξασθένηση των μακροσεισμικών εντάσεων κατά την διεύθυνση B-N, φαίνεται να σχετίζεται με τον τεκτονισμό της περιοχής και την A-Δ διεύθυνση των ρηγμάτων και είναι σημαντικός παράγοντας σε μελέτες αντισεισμικού σχεδιασμού.

Ο σεισμικός κίνδυνος στο Δ. Κορινθιακό υπολογίστηκε λαμβάνοντας υπόψη τα αποτελέσματα της γεωφυσικής διερεύνησης του υποθαλάσσιου χώρου της περιοχής. Σε ότι αφορά τον καθορισμό των ενεργών νεοτεκτονικών ρηγμάτων εφαρμόζεται το μοντέλο διάρρηξης.

Τα αποτελέσματα του σεισμικού κινδύνου έδειξαν μια μέγιστη επιτάχυνση της τάξης του 0,32-0,36g με πιθανότητα υπέρβασης 10% στα επόμενα 50 και 100 χρόνια αντίστοιχα, που εντοπίζεται στην περιοχή μεταξύ Αιγίου - Ερατεινής. Ο σεισμικός κίνδυνος μειώνεται σημαντικά κατά την

διεύθυνση B-N και λιγότερο κατά την διεύθυνση A-Δ, ακολουθώντας την γενική διάταξη των κύριων ρηξιγενών δομών του Κόλπου.

### Συζήτηση

Η ΔΒΔ-ΑΝΑ μέση διεύθυνση του επιμήκους άξονα και των κύριων μορφολογικών χαρακτηριστικών του Κόλπου προκύπτει σαν αποτέλεσμα της κλιμακωτής διάταξης των κύριων ενεργών ρηξιγενών δομών, δηλαδή της **Νότιας** και της **Βόρειας Ρηξιγενούς Ζώνης**.

Η ιδιαιτερότητα αυτή της δομής των δύο κύριων υποθαλάσσιων ρηξιγενών ζωνών αντικατοπτρίζεται και στην θέση των περιοχών μεγίστου πάχους απόθεσης ιζημάτων (“depocenters”) στην κύρια λεκάνη του Κόλπου (**Εικ. 20 & 21**).

Το γεγονός αυτό σε συνδιασμό με την σταδιακή αύξηση από Δ προς Α του συνολικού κατακόρυφου άλματος τόσο της Νότιας όσο και της Βόρειας Ρηξιγενούς Ζώνης, του πάχους των Τεταρτογενών ιζημάτων στην κύρια λεκάνη, του βάθους και του πλάτους του Κόλπου, μας επιτρέπει να διατύπωσουμε την ακόλουθη υπόθεση, σχετικά με την δημιουργία και εξέλιξη της σημερινής δομής του Κόλπου:

Η τάφρος του Κορινθιακού Κόλπου αποτελεί μια μεταλπική - νεοτεκτονική λεκάνη, η οποία δημιουργήθηκε στο Αν. Μειόκαινο(-)Πλειόκαινο σε καθεστώς εφελκυσμού πίσω από το Ελληνικό Ορογενετικό Τόξο. Η δημιουργία της σημερινής μορφής της τάφρου του Δ. Κορινθιακού Κόλπου συντελέστηκε τμηματικά. Η διάνοιξη της σημερινής υποθαλάσσιας λεκάνης άρχισε από το ανατολικό τμήμα της περιοχής έρευνας (Κεντρικός Κορινθιακός Κόλπος) και επεκτάθηκε τμηματικά προς Δ κατά το Τεταρτογενές. Η διαδικασία αυτή συμβαδίζει με την μετανάστευση του Ορογενετικού Τόξου προς Δ στην περιοχή του Ιονίου. Με βάση την υπόθεση αυτή ο Κεντρικός Κορινθιακός Κόλπος ευρίσκεται σε πιο προχωρημένο στάδιο εξέλιξης από το δυτικό τμήμα της περιοχής έρευνας, ενώ η λεκάνη Ρίου-Ναυπάκτου, το δυτικότερο τμήμα του Κορινθιακού, ευρίσκεται σήμερα σε εμβρυϊκό στάδιο διάνοιξης.

Η τμηματική αυτή διάνοιξη της τάφρου από Α. προς Δ. οδήγησε αναπόφευκτα στην τμηματική προς Δ. επέκταση των περιθωριακών ρηξιγενών ζωνών της τάφρου, δηλ. της Νότιας και της Βόρειας Ρηξιγενούς Ζώνης, με την μορφή κλιμακωτά διατεταγμένων επί μέρους ρηγμάτων. Η διάνοιξη της τάφρου συντελείται σταθερά κατά τη διάρκεια του Τεταρτογενούς σε διεύθυνση B-N, κάθετα προς τη διεύθυνση των κύριων ρηγμάτων του Κόλπου. Μοναδική εξαίρεση αποτελεί η λεκάνη Ρίου-Ναυπάκτου, η οποία χαρακτηρίζεται από ρήγματα διεύθυνσης ΝΔ-ΒΑ και η διάνοιξη της γίνεται κάθετα προς αυτά.

Η ιδιαίτερη αυτή διαδικασία διάνοιξης της τάφρου δεν αποκλείεται να συνδέεται άμεσα ή έμμεσα με την εκτατική παραμόρφωση που υφίσταται ολόκληρος ο χώρος του Αιγαίου σε διεύθυνση B-N, η οποία συντελείται με μεγαλύτερη ταχύτητα κατά μήκος του κεντρικού άξονα και με μικρότερη ταχύτητα στο δυτικό και το ανατολικό τμήμα. Η διαφορετική αυτή ταχύτητα παραμόρφωσης έχει συντελέσει πιθανότατα στην σταδιακή διάνοιξη της τάφρου Κορινθιακού Κόλπου από Α. προς Δ.

Ενδιαφέρον όμως παρουσιάζει και η εξέλιξη των δύο περιθωρίων, Νότιου και Βόρειου, της τάφρου του Δ. Κορινθιακού Κόλπου, από την γένεση της στο Αν.(;) Μειόκαινο μέχρι σήμερα.

Εξετάζοντας το νότιο περιθώριο της τάφρου παρατηρούμε μια σταδιακή μετανάστευση προς Β., από τη ρηξιγενή ζώνη Καλαβρύτων (την παλαιότερη) σε αυτήν της Μαμουσιάς - Πυργακίου και των ορέων Μαρμάτι και Κυλλήνη, στη συνέχεια στη ρηξιγενή ζώνη της Ελίκης και του Ξυλοκάστρου και τέλος στην σημερινή, υποθαλάσσια, Νότια Ρηξιγενή Ζώνη του Δ. Κορινθιακού Κόλπου. Είναι φανερό ότι η προς Β. μετανάστευση του νότιου ενεργού περιθωρίου από το Αν. Μειόκαινο μέχρι σήμερα συντελείται ταυτόχρονα με την διάνοιξη της τάφρου σε διεύθυνση B-N κατά το ίδιο χρονικό διάστημα.

Αντίθετα το βόρειο περιθώριο της τάφρου, με βάση τα υπάρχοντα στοιχεία εμφανίζεται σταθερό και ταυτίζεται με την Βόρεια Ρηξιγενή Ζώνη του Δ. Κορινθιακού Κόλπου. Δεν έχουν προκύψει μέχρι τώρα στοιχεία για την ύπαρξη παλαιότερων ρηξιγενών ζωνών, βόρεια ή νότια της BPZ, οι οποίες να έχουν λειτουργήσει ως περιθωριακές ζώνες σε προηγούμενο στάδιο εξέλιξης της τάφρου. Μοναδικές ίσως εξαιρέσεις αποτελούν το ρήγμα Ιτέας - Αντικύρων και το ρήγμα των Δελφών, τα οποία όμως δεν

φαίνεται να έχουν διαδραματίσει ρόλο κύριων περιθωριακών ρηγμάτων σε κάποιο στάδιο εξέλιξης του Κόλπου.

Από τα παραπάνω μπορούμε να συμπεράνουμε ότι η σε διεύθυνση Β-Ν διάνοιξη της τάφρου του Δ. Κορινθιακού Κόλπου γίνεται μονομερώς προς Ν. με το βόρειο περιθώριο της τάφρου να παραμένει σταθερό καθ' όλη την εξέλιξη της μέχρι σήμερα. Ταυτόχρονα η θέση του ενεργού τμήματος της τάφρου σε κάθε εξελικτικό στάδιο είναι ασύμμετρη ως προς το συνολικό πλάτος της μεταλπικής λεκάνης του Κόλπου και παραμένει προς την πλευρά του βόρειου περιθωρίου.

## 11. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Ambraseys N. & Jackson J. (1990): Seismicity and associated strain of Central Greece between 1890 and 1988. *Geoph. J. Int.*, 101, p. 663-708.
- Armijo R., Meyer B., King G., Rigo A. & Papanastassiou D. (1996): Quarternary evolution of the Corinth rift and its implications for the late cenozoic evolution of the Aegean. *Geoph. J. Int.*, in press.
- Bernard P., Briole P., Meyer B., Lyon-Caen H., Gomez J.-M., Tiberi C., Berge C., Hatzfeld D., Lachet C., Lebrun B., Deschamps A., Courboux F., Laroque C., Rigo A., Massonet D., Papadimitriou P., Kassaras J., Diagourtas D., Makropoulos K., Veis G., Papazisi E., Mitsakaki C., Karakostas V., Papadimitriou E. & Papanastassiou D. (1997): The Ms=6.2, June 15, 1995 Aigion earthquake (Greece): Results of a multidisciplinary study. *J. Seismology*, in press
- Billiris H., Paradissis D., Veis G., England P., Featherstone W., Parsons B., Cross P., Rands P., Rayson M., Sellers P., Ashkenazi V., Daavison M., Jackson J. & Ambraseys N. (1991): Geodetic determination of tectonic deformation in Central Greece from 1900 to 1988. *Nature* 350, 124-129.
- Brooks N. & Ferentinos G. (1984): Tectonics and sedimentology in the Gulf of Corinth and Zakynthos and Kefallinia chanel, western Greece. *Tectonoph.* 101, p. 25-54
- Γαλανόπουλος Α.Γ., Δελέμπασης Ν.Δ. & Κομνηνάκης Π.Ε. (1966): Θαλάσσιον κύμα εκ κατολισθήσεως άνευ σεισμικής διεγέρσεως. *Ann. Geol. Pays Hell.*, XVI, σελ. 93-110
- Γεωργαλάς Γ.Κ. (1962): Περί του καταποντισμού της αρχαίας Αχαϊκής πόλεως Ελίκης. *Πρακτ. Ακαδ. Αθηνών*, 37, σελ. 232-247
- Chouliaras G., Stavrakakis G.N., Bernard P., Pham V. & Boyer D. (1996): Seismological and magnetotelluric investigations in the Gulf of Corinth, Central Greece. 1<sup>st</sup> Cong. Balkan Geoph. Soc., Abstract, p. 14, 23-27/9/1996, Athens, Greece.
- Comninakis, P.E. and Papazachos, B.C. (1986): A catalogue of earthquakes in Greece and surrounding area for the period 1901-1985. *Publ. Geophys. Lab., Univ. of Thessaloniki, No. 1*, pp. 167.
- Dart C.J., Collier R.E.L., Gawthorpe R.L., Keller J.V.A. & Nichols G. (1994): Sequence stratigraphy of (?)Pliocene-Quaternary synrift, Gilbert-type fan deltas, northern Peloponnesos, Greece. *Mar. & Petr. Geol.*, 11/5, p. 545-560.
- Doutsos T., Kontopoulos N. & Poulimenos G. (1988): The Corinth-Patras rift as the initial stage of continental fragmentation behind an active island arc (Greece). *Basin Res.* 1, 177-190.
- Doutsos T. & Piper D.J.W. (1990): Listric faulting, sedimentation and morphological evolution of the Quaternary eastern Corinth rift, Greece: First stages of continental rifting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 102, p. 812-829.
- Doutsos T. & Poulimenos G. (1992): Geometry and kinematics of active faults and their seismotectonic significance in the western Corinth-Patras rift (Greece). *J. Str. Geol.*, 14/6, p. 689-699
- Drakopoulos, J.C. and Delibasis, N. (1982): The focal mechanism of earthquakes in the major area of Greece for the period 1947-1981. *Publ. Geophys. Lab., Univ. of Athens*.
- Ferentinos G., Brooks M & Doutsos T. (1985): Quaternary tectonics in the Gulf of Patras, western Greece. *J. Str. Geology*, 7, p. 1-5.

- Higgs B. (1988): Syn-sedimentary structural controls on basin deformation in the Gulf of Corinth, Greece. *Basin Research*, 1, p. 155-165.
- Jackson, J., King, G. and Vita-Finzi, C. (1982): The Neotectonics of the Aegean: an alternative view.**
- Kellett D., Kowalczyk G., Schroeder B. & Winter K.-P. (1976): A synoptic view on the neotectonic development of the Peloponnesian coastal regions. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 127, 447-465.
- Keraudren B & Sorel D. (1987): The terraces of Corinth (Greece) - A detailed record of eustatic sea-level variations during the last 500,000 years. *Mar. Geol.*, 77, p. 99-107.
- Kim, W.Y., Kulhanek, O. and Meyer, K. (1984): Source process of the 1981 Gulf of Corinth earthquake sequence from body wave analysis. *Bull Seism. Soc. Am.*, 74, 439-477.
- Lekkas E., Lozios S., Skourtsos N. & Kranis H. (1996): Liquefaction, ground fissures and coastline change during the Egio earthquake (15 June 1995, Central-Western Greece). *Terra Nova*, 8, p. 648-654.
- Makropoulos K. & Burton P. (1985): Seismic hazard in Greece, II: ground acceleration. *Tectonophysics* 117, p. 259-294.
- Makropoulos, K.C., Drakopoulos, J.C. and Latoussakis J. (1989): A revised and extended earthquake catalogue since 1987. *Geophys. J. int.*, 98, 391-394.
- Marinatos S. (1962): Helice, a submerged town of classical Greece. *Archaeology*, 13/3, p. 186-192
- Μαρινάτος Σ. (1966): Ερευναι περί την Ελικην. Πρακτ. Ακαδ. Αθηνών, 41, σελ. 511-518
- Μαριολάκος Η. & Παπανικολάου Δ. (1987): Είδος παραμόρφωσης και σχέση παραμόρφωσης - σεισμικότητας στο Ελληνικό Τόξο. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Ετ., τόμ. XIX, 59-76.
- McKenzie D.P. (1972): Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 30, 109-182.
- McGuire, R.K. (1978): FRISK Computer program for seismic hazard analysis using faults as earthquake sources. *U.S.G.S. Open-File Report*, 78-1007, 62 pp.
- Mercier, J. (1977): Principal results of a neotectonic study of the Aegean arc and its localization within the eastern Mediterranean. *VII Coll. of Geol. of the Aegean Region*, 1281-1291.
- Mitchum R.M. & Vail P.R. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 7: seismic stratigraphic interpretation procedure. In: *Seismic Stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration*, C.E. Payton (ed.): AAPG Memoir 26, Tulsa Oklahoma, 516 p.
- Μουγιάρης Ν. (1987): Συμβολή στη σεισμική ιστορία του Κορινθιακού Κόλπου. Σεισμολογικές απόψεις γύρω από τον σεισμό της Ελικής (373/2 π.Χ.). Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., XIX, σελ. 501-517
- Mouyaris N., Papastamatiou D. & Vita-Finzi C. (1992): The Helice Fault? *Terra Nova*, 4, p. 124-129
- Ori G.G. (1989): Geologic history of the extensional basin of the Gulf of Corinth (?Miocene-Pleistocene), Greece. *Geology*, 17, p. 918-921.
- Papadopoulos G.A. & Chalkis B.J. (1984): Tsunamis observed in Greece and the surrounding area from Antiquity up to the present times. *Marine Geology* 56, 309-317.
- Papazachos, B.C, Kiratzi, A.A and Papaioannou C.A.(1983): Stress patterns determined by fault plane solutions in the Aegean area. *Proc. XVII Gen. Ass. ESQ. Leeds*, 352-364.
- Παπαζάχος Β. & Παπαζάχου Κ. (1989): Οι σεισμοί της Ελλάδας. Εκδ. Ζήτη, Θεσσαλονίκη, 356 σ.
- Papanastasiou D., Baskoutas J., Makaris D., Panopoulou G. & Stavrakakis G. (in press): Preliminary results of the catastrophic earthquake of the June 15, 1995 at Aigio (M. Peloponnesus). *Symp. Seismicity of C.B.R. 1995*, Bull. Geol. Soc. Greece, Sp. Publ.
- Papanikolaou D., Chronis G., Lykousis V. & Pavlakis P. (1987): Active tectonics in the Rion Antirion Strait, Western Greece. *MEGS-5*, Dubrovnik, p. 72-73.
- Παπανικολάου Δ.Ι., Λόζιος Σ.Γ., Λόγος Ε.Κ. & Σίδερης Χ.Ι. (υπό έκδοση): Γεωδυναμική εξέλιξη της μεταλπικής λεκάνης Δυτικής Κορινθίας (Περιοχές Νεμέας - Τρικάλων). Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Ετ.
- Papatheodorou G. & Ferentinis G. (1997): Submarine and coastal sediment failure triggered by the 1995,  $M_s=6.1$  R Aegion earthquake, Gulf of Corinth, Greece. *Mar. Geol.*, in press.
- Papoulia, J.E., Drakopoulos, J.C. and Makropoulos, K.C. (1985): Seismic intensity hazard assessment of the city of Patras, Greece. *Proc. 3<sup>rd</sup> Intl. Symp. Anal. Seism. Seismic Risk, Prague, Vol.2*, 412-423.

- Παπούλια Ι.Ε. (1988): Στατιστικά και σεισμοτεκτονικά μοντέλα εκτίμησης του σεισμικού κινδύνου με παράμετρο τη μακροσεισμική ένταση. *Διδακτορική Διατριβή, Παν. Αθηνών*, 266 σελ.
- Philippson A. (1892): Der Peloponnes, Versuch einer Landeskunde auf geologische Grundlage. Friedlaender, Berlin.
- Le Pichon X. (1982): Land-locked oceanic basins and continental collision: the eastern Mediterranean as a case example. In: *Mountain Building Processes* (ed.: K. Hsu), p. 201-211.
- Le Pichon X. & Angelier J. (1979): The Hellenic Arc and Trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, 60, p. 1-42.
- Πουλημένος Γ.Α. (1991): Τεκτονική ανάλυση και ιζηματολογία του δυτικού τμήματος της Κορινθιακής Τάφρου. *Διδ. Διατρ., Παν/μιο Πατρών*, 298 σελ.
- Pham V.N., Boyer D., Chouliaras G. & Bernard P. (1996): Conductivite electrique et structure de la croûte dans la region du Golfe de Corinthe (Grece) d'après les resultats de Sondage Magneto-Tellurique (SMT). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 323, serie II a, p. 651-656.
- Rigo A., Lyon-Caen H., Armijo R., Deschamps A., Hatzfeld D., Makropoulos K., Papadimitriou P. & Kassaras I. (1996): A microseismic study in the western part of the Gulf of Corinth (Greece): Implications for large scale normal faulting mechanism. *Geoph. J. Int.*, 126, 663-688.
- Roberts S. & Jackson J. (1991): Active normal faults in central Greece: an overview. *Geol. Soc. Sp. Publ.*, No 56, p. 125-142.
- Schmidt J.F.J. (1875): *Studien uber Erdbeben*. Ed.: C. Scholze, Leipzig, 324 p.
- Schwartz M.L. & Tziavos C. (1979): Geology in the search for Ancient Helice. *J. Field Archaeology*, 6, p. 243-252.
- Σταμέλου Ι. (1986): Εξασθένηση των εντάσεων στις διάφορες σεισμοτεκτονικές ζώνες του Ελληνικού χώρου. *Διδακτορική Διατριβή, Παν. Αθηνών*, 188 σελ.
- Stavrakakis, G., Drakopoulos, J.C. and Papoulia, J.E. (1986): A fault rupture model for seismic hazard analysis in the gulf of Corinth, central Greece. *Geologia Applicata ed Idrogeologia*, 21, 1, 167-176.
- Stavrakakis, G., Drakopoulos, J.C. and Makropoulos, C. (1986): Complex rupture process and strong ground motion prediction. *Proc. 8<sup>th</sup> Europ. Conf. Earth. Eng.*
- Tselentis G.-A. & Makropoulos K. (1986): Rates of crustal deformation in the Gulf of Corinth (Central Greece) as determined from seismicity. *Tectonophysics* 124, p. 55-66.
- Vail P.R., Mitchum R.M., Todd R.G., Widmier J.M., Thompson S., Sangree J.B., Budd J.N. & Hatlelid W.G. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: *Seismic Stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration*, C.E. Payton (ed.): AAPG Memoir 26, Tulsa Oklahoma, 516 p.

## ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

- Εικ. 1: Το Ω/Κ ΑΙΓΑΙΟ του Εθνικού Κέντρου Θαλάσσιων Ερευνών, με το οποίο πραγματοποιήθηκαν οι ερευνητικές εργασίες πεδίου στον θαλάσσιο χώρο του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου.
- Εικ. 2: Πόντιση του οργάνου παραγωγής ηχητικών κυμάτων Air Gun από το Ω/Κ ΑΙΓΑΙΟ κατά τις εργασίες πεδίου στον Δ. Κορινθιακό Κόλπο.
- Εικ. 3: Εκρηξη προερχόμενη από Air Gun με χωρητικότητα θαλάμης 40 in<sup>3</sup> κατά τη γεωφυσική διερεύνηση του Δ. Κορινθιακού Κόλπου.
- Εικ. 4: Προετοιμασία του οργάνου παραγωγής ηχητικών κυμάτων 3,5 kHz της ORE, 16 στοιχείων, υψηλής διακριτικής ικανότητας. Στην εικόνα διακρίνεται η συστοιχία των 16 πομπών-δεκτών του οργάνου.
- Εικ. 5: Οργανο θερμικής καταγραφής σεισμικών τομών τύπου EPC Recorder, Model 4603, με το οποίο έγινε η καταγραφή των σεισμικών τομών του Δ. Κορινθιακού Κόλπου.
- Εικ. 6: Σύστημα υδροφώνων εν σειρά συρόμενα από το Ω/Κ ΑΙΓΑΙΟ κατά τη γεωφυσική διερεύνηση του Δ. Κορινθιακού Κόλπου. Στο βάθος διακρίνεται η περιοχή της Ερατεινής.
- Εικ. 7: Χάρτης συνολικών διαδρομών του Ω/Κ ΑΙΓΑΙΟ καθ' όλο το διάστημα των ερευνητικών εργασιών πεδίου στον θαλάσσιο χώρο του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου.
- Εικ. 8: Χάρτης διαδρομών του Ω/Κ ΑΙΓΑΙΟ κατά το πρώτο ερευνητικό ταξίδι στον θαλάσσιο χώρο του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου (Οκτ. - Νοε. 1995).
- Εικ. 9: Χάρτης διαδρομών του Ω/Κ ΑΙΓΑΙΟ κατά το δεύτερο ερευνητικό ταξίδι στον θαλάσσιο χώρο του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου (Δεκ. 1995).
- Εικ. 10: Χάρτης διαδρομών του Ω/Κ ΑΙΓΑΙΟ κατά το τρίτο ερευνητικό ταξίδι στον θαλάσσιο χώρο του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου (Ιαν. 1996).
- Εικ. 11: Σεισμική Τομή 71-72, Air Gun 10 in<sup>3</sup>. Διακρίνονται οι δύο περιθωριακές ρηξιγενείς ζώνες (βόρεια - BPZ και νότια - NPZ), τα συνιζηματογενή ρήγματα στο εσωτερικό της κύριας λεκάνης και οι κατολισθητικές δομές στα δύο υφαλοπρανή.
- Εικ. 12: Σεισμική Τομή 61-62, Air Gun 10 in<sup>3</sup>. Διακρίνονται οι δύο περιθωριακές ρηξιγενείς ζώνες (βόρεια - BPZ και νότια - NPZ), τα συνιζηματογενή ρήγματα στο εσωτερικό της κύριας λεκάνης και οι κατολισθητικές δομές στα δύο υφαλοπρανή.

- Εικ. 13: Σεισμική Τομή 51-52, Air Gun 10 in<sup>3</sup>. Διακρίνονται οι δύο περιθωριακές ρηξιγενείς ζώνες (βόρεια - BPZ και νότια - NPZ), τα συνιζηματογενή ρήγματα στο εσωτερικό της κύριας λεκάνης και οι κατολισθητικές δομές στα δύο υφαλοπρανή.
- Εικ. 14: Σεισμική Τομή 43-44, Air Gun 10 in<sup>3</sup>. Διακρίνονται οι δύο περιθωριακές ρηξιγενείς ζώνες (βόρεια - BPZ και νότια - NPZ), οι κατολισθητικές δομές στα δύο υφαλοπρανή και δεύτερης τάξης ενεργά ρήγματα στο βόρειο περιθώριο.
- Εικ. 15: Σεισμική Τομή 37-38, Air Gun 10 in<sup>3</sup>. Διακρίνονται οι δύο περιθωριακές ρηξιγενείς ζώνες (βόρεια - NFZ και νότια - SFZ), οι κατολισθητικές δομές στο νότιο υφαλοπρανές (SL), το όριο της ηπειρωτικής πλατφόρμας ανοικτά των ακτών της Αιγιαλείας και δεύτερης τάξης ενεργά ρήγματα (F) στο βόρειο περιθώριο.
- Εικ. 16: Σεισμική Τομή 29-30, Air Gun 10 in<sup>3</sup>. Διακρίνονται οι δύο κύριες ρηξιγενείς ζώνες (βόρεια - BPZ και νότια - NPZ) στα περιθώρια της κύριας λεκάνης.
- Εικ. 17: Σεισμική Τομή 23-24, Air Gun 10 in<sup>3</sup>. Διακρίνονται οι δύο κύριες ρηξιγενείς ζώνες (βόρεια - BPZ και νότια - NPZ) στα περιθώρια της κύριας λεκάνης, δεύτερης τάξης ενεργά ρήγματα στο βόρειο περιθώριο και η σύνθετη κατολισθητική δομή στο νότιο περιθώριο, ανοικτά των εκβολών του Σαλμενίκου, η οποία προκάλεσε το τσουνάμι της 7ης Φεβ. 1963.
- Εικ. 18: Σεισμική Τομή 15-16 (Α) και 17-18 (Β), Air Gun 10 in<sup>3</sup>. Διακρίνονται οι δύο κύριες ρηξιγενείς ζώνες (βόρεια - BPZ και νότια - NPZ) στα περιθώρια της κύριας λεκάνης και μία δεύτερης τάξης τεκτονική τάφρος στο βόρειο περιθώριο.
- Εικ. 19: Σεισμική Τομή 3-4 και 5-6, Air Gun 10 in<sup>3</sup>. Διακρίνονται τα ενεργά ρήγματα, τα οποία διακόπτουν την συνέχεια των υποθαλάσσιων δελταϊκών αποθέσεων του Μόρνου στην λεκάνη Ρίου - Ναυπάκτου.
- Εικ. 20: Απλοποιημένος βυθομετρικός - τεκτονικός χάρτης του Δ. Κορινθιακού Κόλπου. (1) Κύρια ενεργά ρήγματα. (2) Δεύτερης τάξης ενεργά ρήγματα. (3) Οριο υφαλοκρηπίδας. (4) υποθαλάσσιες κατολισθήσεις. (5) Ισοβαθείς. (6) Ισοπαχείς Τεταρτογενών ιζημάτων.
- Εικ. 21: Απλοποιημένος χάρτης ισοπαχών του Δ. Κορινθιακού Κόλπου, στον οποίο διακρίνεται η κλιμακωτή διάταξη των κέντρων μεγίστου πάχους ιζηματογένεσης (deposcenters). Στον ίδιο χάρτη έχει σημειωθεί το ίχνος της Βόρειας και της Νότιας Ρηξιγενούς Ζώνης του Κόλπου, οι οποίες οριοθετούν την κύρια λεκάνη ιζηματογένεσης.
- Εικ. 22: Χάρτης των περιοχών που επλήγησαν από το θαλάσσιο κύμα της 1ης Ιαν. 1996 και ενδεικτικό ύψος του κύματος στην ακτογραμμή. Στον χάρτη σημειώνεται η θέση της υποθαλάσσιας κατολίσθησης που προκάλεσε το κύμα.
- Εικ. 23: Σεισμική τομή 33-34, Air Gun 10 in<sup>3</sup>. Η τομή διέρχεται από τη θέση που σημειώθηκε η υποθαλάσσια κατολίσθηση, η οποία προκάλεσε το τσουνάμι της 1/1/96 και καταγράφηκε στο πρώτο ταξείδι του Ω/Κ ΑΙΓΑΙΟ (Οκτ.-Νοε. 1995), δηλαδή δύο περίπου μήνες πριν από αυτό.
- Εικ. 24: Τμήμα της σεισμικής τομής 22-23, 3,5 KHz. Η τομή καταγράφηκε τον Ιαν. 1996, 25 ημέρες μετά το τσουνάμι της 1/1/96. Η διαδρομή του Ω/Κ ΑΙΓΑΙΟ κατά την καταγραφή της τομής ήταν ταυτόσημη με αυτήν της τομής 33-34 (Εικ. 23). Στη τομή διακρίνεται μία μάζα χαλαρού ιζήματος, ύψους 100 μ. και πλάτους στη βάση 500 μ. περίπου, η οποία έχει κατολισθήσει από την βόρεια κατωφέρεια του Κόλπου. Στην Εικ. 23 η κατολισθητική αυτή δομή απουσιάζει, γεγονός που αποδεικνύει ότι το τσουνάμι της 1/1/96 προκλήθηκε από την κατολίσθηση που φαίνεται στην παρούσα εικόνα.



- Εικ. 25: Χάρτης διαδρομών του Ω/Κ ΑΙΓΑΙΟ στην θαλάσσια περιοχή Αιγιαλείας - Ερατεινής.
- Εικ. 26: Τεκτονικός χάρτης της περιοχής Αιγιαλείας - Ερατεινής. SFZ: νότια ρηξιγενής ζώνη, NFZ: βόρεια ρηξιγενής ζώνη, F: ρήγματα, SL: υποθαλάσσιες κατολισθήσεις, SB: όριο υφαλοκρηπίδας, EF: ρήγμα Ελίκης, SR: Σελινούντας Π., KR: Κερυνίτης Π., VR: Βουραϊκός Π., ER: πιθανή θέση των ερειπίων της Αρχαίας Ελίκης.
- Εικ. 27: Σεισμική τομή 20-21, Air Gun 1 in<sup>3</sup>. Διακρίνονται τα ενεργά ρήγματα της ηπειρωτικής πλατφόρμας και οι κατολισθήσεις των χαλαρών ιζημάτων στην κατωφέρεια. ανοικτά των ακτών της Αιγιαλείας (Παραλία Βαλλημίτικων).
- Εικ. 28: Σεισμική τομή 26-27, Air Gun 1 in<sup>3</sup>. Διακρίνονται τα ενεργά ρήγματα της ηπειρωτικής πλατφόρμας και οι κατολισθήσεις των χαλαρών ιζημάτων στην κατωφέρεια. ανοικτά των ακτών της Αιγιαλείας (Παραλία Νικολαϊκών).
- Εικ. 29: Σεισμική τομή 30-31, Air Gun 1 in<sup>3</sup>. Ολισθήσεις ιζημάτων επάνω στην ηπειρωτική πλατφόρμα της Αιγιαλείας, ανοικτά του Ακρ. Τρυπιά. Σχετίζονται πιθανότατα με δραστηριοποίηση των υποθαλάσσιων ρηγμάτων, που σημειώνονται στην τομή, κατά τον σεισμό της 15/6/95. Στο Ακρ. Τρυπιά παρατηρήθηκαν τα εντονότερα φαινόμενα παράκτιων ολισθήσεων κατά το σεισμό του Αιγίου.
- Εικ. 30: Σεισμική Τομή 28-29, Air Gun 1 in<sup>3</sup>. Διακρίνονται τα κατολισθητικά φαινόμενα σημαντικών μαζών χαλαρών ιζημάτων κατά μήκος της ηπειρωτικής κατωφέρειας ανοικτά των ακτών της Αιγιαλείας (Ακρ. Τρυπιά, Παραλία Ελαιώνα)
- Εικ. 31: Σεισμική Τομή 11-12, Air Gun 1 in<sup>3</sup>. Ολισθήσεις ιζημάτων στον υποθαλάσσιο χώρο του Ορμου της Ερατεινής. Διακρίνονται δύο περιπτώσεις ολισθήσεων. Η πρώτη, κοντά στην ακτή, συνδέεται πιθανότατα με τις παράκτιες ολισθήσεις που παρατηρήθηκαν κατά τον σεισμό της 15/6/95. Η δεύτερη, σε μεγαλύτερο βάθος, είναι παλαιότερη. Στην εικόνα διακρίνεται το όριο της υφαλοκρηπίδας (βέλος) και η ακολουθία των δελταϊκών αποθέσεων που σχηματίζουν την υφαλοκρηπίδα του όρμου.
- Εικ. 32: Σεισμική Τομή 7-8, Air Gun 1 in<sup>3</sup>. Ολισθήσεις ιζημάτων στον υποθαλάσσιο χώρο του Ορμου της Ερατεινής.
- Εικ. 33: Σεισμική Τομή 24-25, Air Gun 1 in<sup>3</sup>. Διακρίνονται τα ενεργά ρήγματα της ηπειρωτικής πλατφόρμας και οι κατολισθήσεις των χαλαρών ιζημάτων στην κατωφέρεια. ανοικτά των ακτών της Αιγιαλείας (Εκβολές Σελινούντα, Παραλία Βαλλημίτικων).
- Εικ. 34: Σεισμική τομή 24-25, Air Gun 1 in<sup>3</sup> (Μεγέθυνση της Εικ. 29) στην ηπειρωτική πλατφόρμα και τμήμα της κατωφέρειας ανοικτά των ακτών της Αιγιαλείας. Στην τομή σημειώνονται με βέλη οι ιδιόμορφες υπερβολικής μορφής ανακλάσεις που παρατηρήθηκαν, οι οποίες προέρχονται πιθανότατα από ερείπια της Αρχαίας Ελίκης.
- Εικ. 35: Σχηματική απεικόνιση της γεωδυναμικής εξέλιξης της περιοχής της Αιγιαλείας σε συνδιασμό με την αρχική θέση της Αρχαίας Ελίκης και την πιθανή σημερινή θέση των ερειπίων της αρχαίας πόλης. Στάδιο Α: πριν τον σεισμό του 373 π.Χ. Στάδιο Β: αμέσως μετά τον σεισμό του 373 π.Χ. Στάδιο Γ: μεταξύ 373 π.Χ. και σήμερα. Στάδιο Δ: σημερινή κατάσταση.
- Εικ. 36: Κατανομή των epicέντρων των σεισμών της περιόδου 475 π.Χ. - 1900 μ.Χ. στην ευρύτερη περιοχή του Δ. Κορινθιακού Κόλπου.
- Εικ. 37: Κατανομή των epicέντρων των σεισμών μεγέθους  $M_s \geq 4.0$  στην ευρύτερη περιοχή του Δ. Κορινθιακού για την περίοδο 1900 - 1987 (Makropoulos et al, 1989)

Εικ. 38: Κατανομή των επικέντρων των σεισμών μεγέθους  $M_s \geq 4.0$  στην ευρύτερη περιοχή του Δ. Κορινθιακού για την περίοδο 1982 - 1995 (Κατάλογος Γεωδυναμικού Ινστιτούτου)

Εικ. 39: Στάδια υπολογισμού του σεισμικού κινδύνου.

Εικ. 40: Σεισμικές πηγές για την ευρύτερη περιοχή του Δ. Κορινθιακού Κόλπου (Γραμμικό μοντέλο McGuire).

Εικ. 41: Μέγιστες τιμές της σεισμικής επιτάχυνσης ( $\text{cm/sec}^2$ ) στην ευρύτερη περιοχή του Δ. Κορινθιακού Κόλπου με πιθανότητα 90% να μην ξεπεραστούν σε 50 χρόνια (ΠΕ 475 χρόνια) (Γραμμικό μοντέλο McGuire 1978).

Εικ. 42: Μέγιστες τιμές της σεισμικής επιτάχυνσης ( $\text{cm/sec}^2$ ) στην ευρύτερη περιοχή του Δ. Κορινθιακού Κόλπου με πιθανότητα 90% να μην ξεπεραστούν σε 100 χρόνια (ΠΕ 949 χρόνια) (Γραμμικό μοντέλο McGuire 1978).