

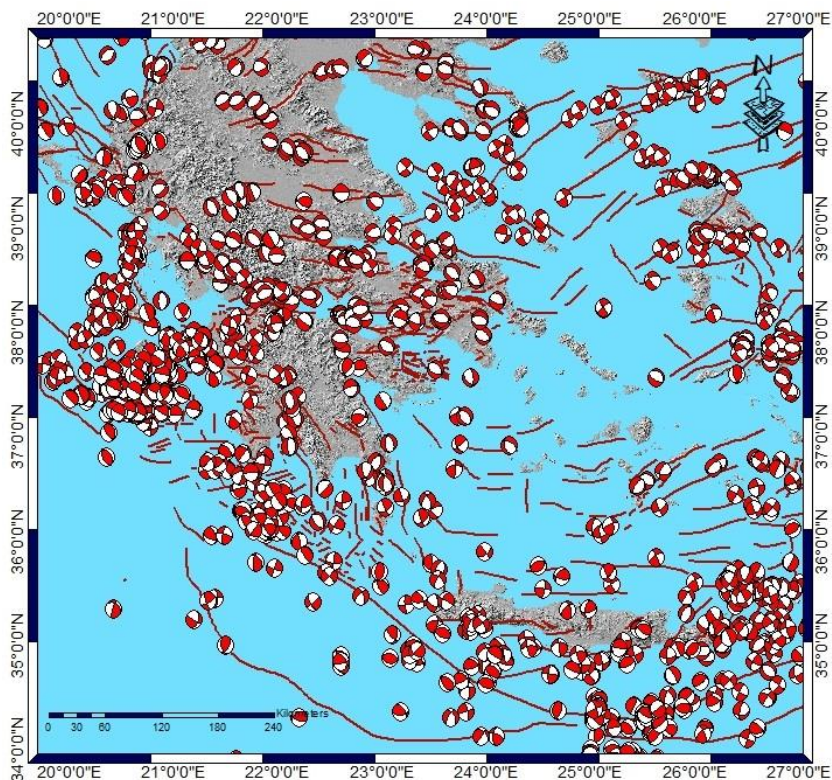


ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ-ΓΕΩΘΕΡΜΙΑΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΚΥΡΙΕΣ ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΖΩΝΕΣ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ

ΓΕΩΡΓΟΠΟΥΛΟΣ ΠΑΝΑΓΙΩΤΗΣ ΑΜ: 1114201600023



ΕΠΙΒΛΕΠΟΥΣΑ: ΔΡ. ΚΥΡΙΑΚΗ ΠΑΥΛΟΥ (ΕΔΙΠ, Α Βαθμίδα)

ΑΘΗΝΑ, 2022

Περιεχόμενα

1. ΠΕΡΙΛΗΨΗ	4
2. ΒΑΣΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ	5
2.1 Θεωρία λιθοσφαιρικών πλακών	5
2.2 Βασικοί ορισμοί της σεισμολογίας και κατηγορίες σεισμών	8
2.3 Σεισμικά κύματα.....	10
2.4 Μέγεθος και ένταση του σεισμού	12
2.5 Είδη Ρηγμάτων	14
2.6 Μηχανισμός Γένεσης Σεισμών	17
3 ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΚΑΘΕΣΤΩΣ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ	19
3.1 Ορογενετικά συστήματα της Ευρώπης	19
3.2 Αλπική ορογένεση	20
3.3 Ελληνικό ορογενετικό τόξο	22
3.4 Τεκτονοστρωματογραφικά Πεδία και Τεκτονικές Ενότητες	24
3.5 Χαρακτηριστικά ενεργούς τεκτονικής στο Ελληνικό τόξο	26
3.6 Σεισμική δραστηριότητα ελληνικού χώρου	27
3.7 Κύριες σεισμικές ζώνες του ελληνικού χώρου	28
4. ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΖΩΝΕΣ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ	30
4.1 Σεισμοτεκτονικό καθεστώς Ιόνιας Ζώνης	30
4.1.1 Ιστορικοί σεισμοί στην Ιόνια σεισμοτεκτονική ζώνη	31
4.1.2 Κατάλογος ιστορικών σεισμών Ιόνιας Ζώνης.	33
4.1.3 Κατανομή σεισμικότητας στην περιοχή του Ιονίου Πελάγους.....	36
4.1.4 Κατανομή των μηχανισμών γένεσης στην περιοχή του Ιονίου.	38
4.2 Σεισμοτεκτονικό καθεστώς ελληνικού τόξου νοτίως της Κρήτης- Ζώνη καταβύθισης.	39
4.2.1 Ιστορικοί σεισμοί στο ελληνικό τόξο.....	41
4.2.2 Κατάλογος ιστορικών σεισμών ελληνικού τόξου.....	41
4.2.3 Κατανομή σεισμικότητας στην περιοχή του Νοτίου Αιγαίου.	46
4.2.4 Κατανομή των μηχανισμών γένεσης στην περιοχή του Ν. Αιγαίου.	47
4.3 Σεισμοτεκτονικό καθεστώς Κορινθιακού Κόλπου.	48
4.3.1 Ιστορικοί σεισμοί στον Κορινθιακό Κόλπο.....	50

4.3.2 Κατάλογος ιστορικών σεισμών Κορινθιακού Κόλπου.	51
4.3.3 Κατανομή σεισμικότητας στην περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου.	55
4.3.4 Χάρτης μηχανισμών γένεσης της περιοχής του Κορινθιακού Κόλπου.	56
4.4 Σεισμοτεκτονικό καθεστώς Ηφαιστειακού Τόξου στην περιοχή του Αιγαίου.	56
4.4.1 Ιστορικοί σεισμοί στο ηφαιστειακό τόξο.	58
4.4.2 Κατάλογος ιστορικών σεισμών ηφαιστειακού τόξου.	59
4.4.3 Κατανομή σεισμικότητας στην περιοχή του Ηφαιστειακού Τόξου.	61
4.4.4 Χάρτης μηχανισμών γένεσης στην περιοχή του Ηφαιστειακού Τόξου.	62
4.5 Σεισμοτεκτονικό καθεστώς Βορείου Αιγαίου-Ρήγμα Βόρειας Ανατολίας.	62
4.5.1 Ιστορικοί σεισμοί της περιοχής του Βόρειου Αιγαίου.	64
4.5.2 Κατάλογος ιστορικών σεισμών Βορείου Αιγαίου.	65
4.5.3 Σεισμική κατανομή στην περιοχή του Βόρειου Αιγαίου.	69
4.5.4 Χάρτης των μηχανισμών γένεσης της περιοχής του Βόρειου Αιγαίου.	70
5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	71
6. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	72

ΠΡΟΛΟΓΟΣ ΚΑΙ ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Η παρούσα διπλωματική εργασία, έχει ως σκοπό να παρουσιάσει τις κύριες Σεισμοτεκτονικές Ζώνες του Ελληνικού χώρου και την εκπόνηση των σεισμολογικών χαρτών, με χρήση του λογισμικού προγράμματος ArcGIS 10.1. Πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια του προπτυχιακού προγράμματος σπουδών του Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών με επιβλέπουσα τη διδάσκουσα Δρ. Κυριακή Παύλου (μέλος ΕΔΙΠ Βαθμίδας Α).

Αρχικά, θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τη Δρ. Κυριακή Παύλου, η οποία με εμπιστεύτηκε αναθέτοντάς μου την εκπόνηση της παρούσας πτυχιακής εργασίας, για τη συνολική γνώση και καθοδήγηση που μου παρείχε αφιερώνοντας όσο χρόνο χρειαζόμουν για το σκοπό αυτό.

Τέλος, ευχαριστώ θερμά την οικογένεια μου, η οποία έχει σταθεί δίπλα μου, τόσο οικονομικά όσο και πνευματικά, όλα τα χρόνια της ζωής μου.

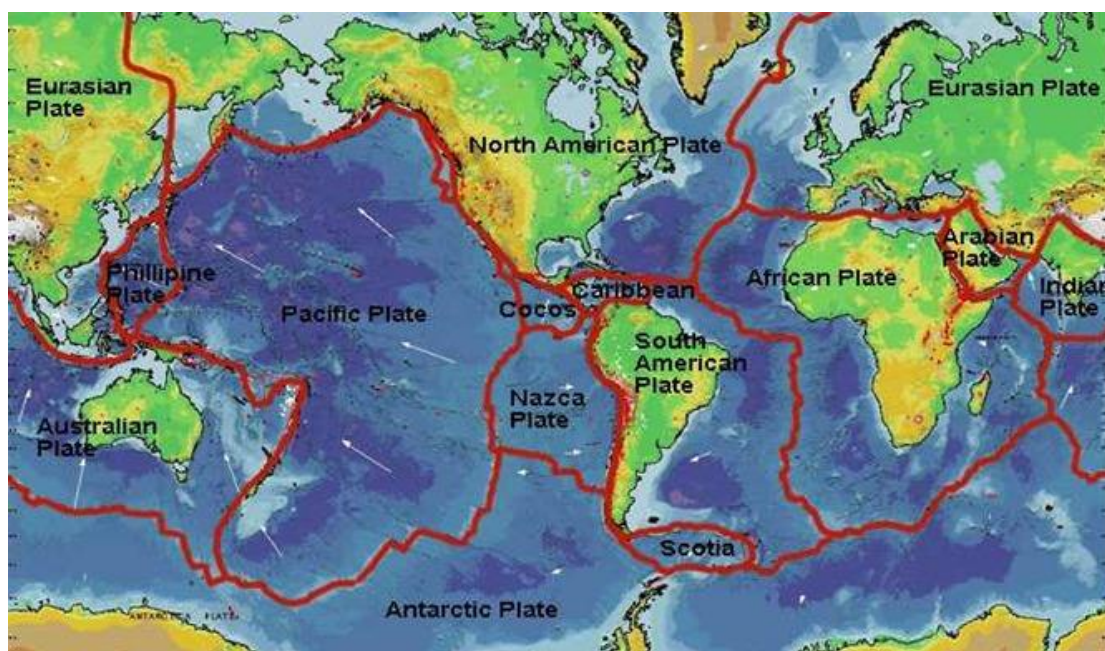
1. ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Το αντικείμενο της παρούσας πτυχιακής εργασίας, αποτελεί η παρουσίαση των κύριων Σεισμοτεκτονικών Ζωνών, της ευρύτερης περιοχής του Ελληνικού χώρου. Στα πλαίσια της εργασίας γίνεται προσπάθεια για την ανάδειξη των κυριότερων σεισμικών ζωνών, απομονώνοντας την κάθε μια ξεχωριστά. Επιπλέον, προσδιορίζεται το γεωτεκτονικό καθεστώς και οι τεκτονικές συνθήκες οι οποίες συντελούν στην σεισμική δραστηριότητα της κάθε περιοχής. Σε κάθε σεισμική ζώνη που αναλύεται, παραθέτεται η σεισμική δράση της, κατά τη διάρκεια της ενόργανης περιόδου, και το σεισμοτεκτονικό καθεστώς της, με βάση την βιβλιογραφία αλλά και τη δημιουργία των σεισμολογικών χαρτών. Πιο συγκεκριμένα, οι προαναφερθέντες χάρτες εκπονήθηκαν, με σεισμολογικά δεδομένα της χρονικής περιόδου 1900 έως το 2021, όπου συγκεντρώθηκαν από το Εργαστήριο Γεωφυσικής και Γεωθερμίας του Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος, του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών. Η εκπόνηση των σεισμολογικών χαρτών πραγματοποιήθηκε μέσω του προγράμματος ArcGIS 10.1. . Τέλος, παρουσιάζονται τα συμπεράσματα και ο σχολιασμός που παρήχθησαν από τα στοιχεία που παρουσιάζονται στους σεισμολογικούς χάρτες.

2. ΒΑΣΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ

2.1 Θεωρία λιθοσφαιρικών πλακών

Το εξωτερικό τμήμα του στερεού φλοιού της Γης, το οποίο καλείται λιθόσφαιρα, είναι ένα δύσκαμπτο στρώμα μέσου πάχους 80 χιλιάμετρα και χωρίζεται σε μικρό αριθμό πλακών, οι οποίες κινούνται πάνω στον μανδύα της Γης και ονομάζονται τεκτονικές πλάκες. Η εξωτερική λιθόσφαιρα αποτελείται από δώδεκα τεκτονικές πλάκες και ένα πλήθος ακόμα μικρότερων πλακών. Στα όρια αυτών των πλακών λαμβάνει χώρα το μεγαλύτερο μέρος της σεισμικής και ηφαιστειακής δραστηριότητας στη Γη καθώς και η γένεση οροσειρών και ωκεάνιων τάφρων.



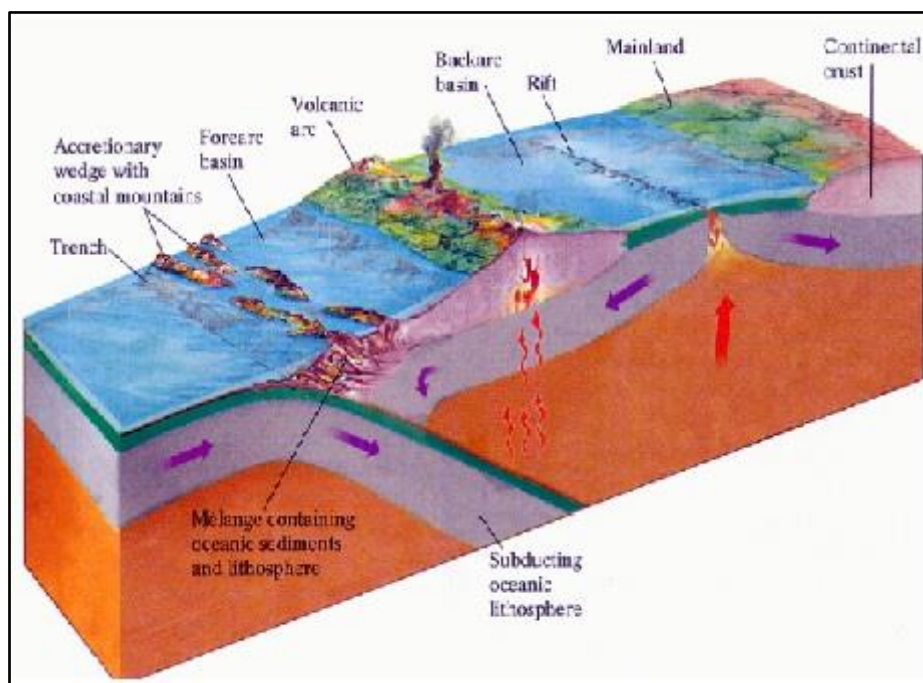
Εικόνα 1: Παγκόσμιος χάρτης με τα όρια των τεκτονικών λιθοσφαιρικών πλακών.

Τα όρια αυτά διακρίνονται σε όρια σύγκλισης, όρια απόκλισης και όρια μετασχηματισμού (εικόνα 1).

✚ Το όριο σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών, είναι το όριο στο οποίο οι πλάκες συγκρούονται, καθώς η μια πλάκα υποβυθίζεται κάτω από την άλλη. Τα αποτελέσματα στα όρια σύγκλισης χωρίζονται ανάλογα με το είδος της πλάκας (ωκεάνια ή ηπειρωτική) στην οποία βυθίζεται η ωκεάνια πλάκα. Κατά τη διάρκεια της βύθισης και συγκεκριμένα στην περίπτωση που έχουμε βύθισης ωκεάνιας

πλάκας κάτω από ωκεάνια, στην βυθιζόμενη πλάκα συμβαίνει τήξη. Αυτό το φαινόμενο, έχει ως αποτέλεσμα να ανέρχεται το τηγμένο υλικό υπό μορφή μάγματος και να δημιουργεί τα γνωστά ηφαιστειακά νησιωτικά τόξα, ενώ στην περίπτωση που έχουμε βύθιση ωκεάνιας πλάκας κάτω από ηπειρωτική δημιουργούνται τα γνωστά ορογενετικά τόξα.

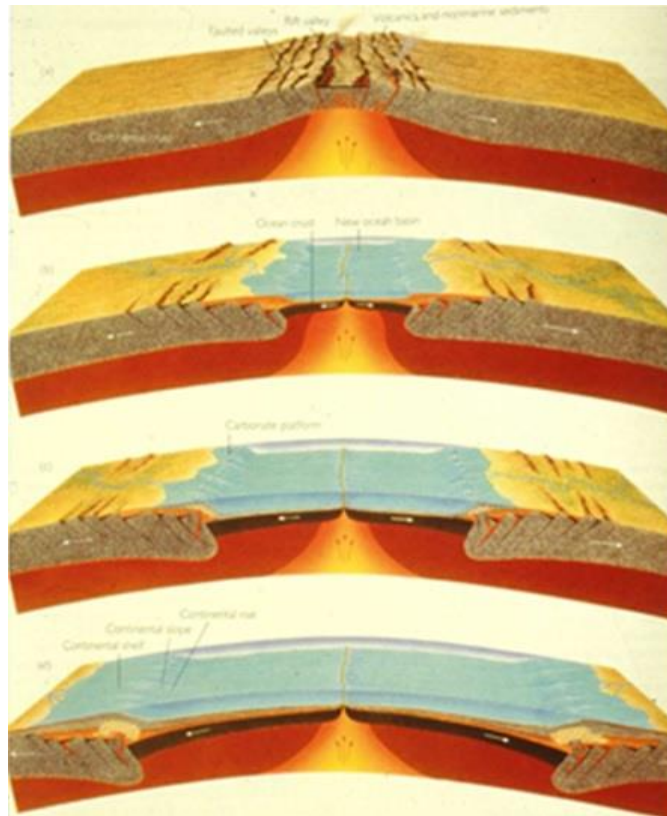
Όριο σύγκρουσης ηπειρωτικών πλακών, καλείται το όριο όπου κατά τη σύγκλιση των τεκτονικών πλακών, εξαφανίζεται ο ενδιάμεσος ωκεάνιος φλοιός καθώς βυθίζεται κάτω από τον ηπειρωτικό. Έτσι, οι δυο ηπειρωτικοί φλοιοί που βρίσκονταν εκατέρωθεν του ωκεάνιου, έρχονται σε επαφή και τελικά συγκρούονται (εικόνα 2).



Εικόνα 2: Βύθιση ωκεάνιας πλάκας κάτω από ωκεάνια και κάτω από ηπειρωτική.

✚ Το όριο απόκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών συνδέεται με τις γνωστές μεσοωκεάνιες ράχες, καθώς δημιουργείται από την απομάκρυνση των εκατέρωθεν πλακών. Στα αρχικά στάδια της διάνοιξης, τα όρια βρίσκονται σε ηπειρωτικό φλοιό, ο οποίος λόγω του εφελκυστικού πεδίου τάσεων, που υπάρχει στην περιοχή, διαχωρίζεται σταδιακά σε δυο τμήματα, δημιουργώντας μεγάλες τεκτονικές δομές,

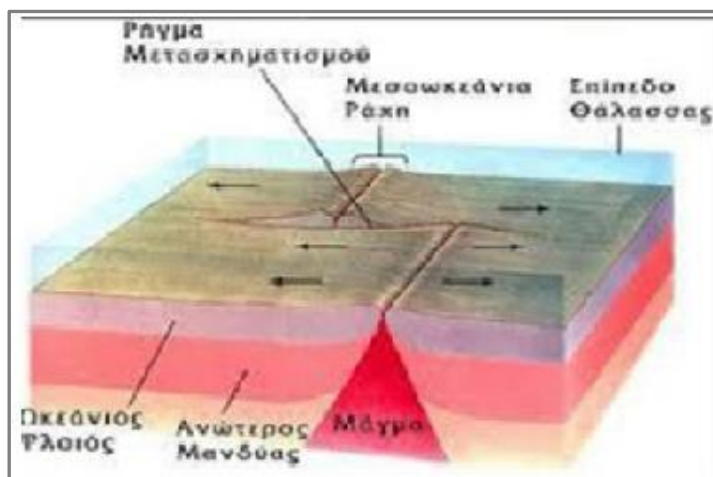
τάφρων και ρηξικοιλιάδων. Στο επόμενο στάδιο της διεργασίας αυτής, κατά μήκος του άξονα της τάφρου, διεισδύει μάγμα, σηματοδοτώντας την έναρξη δημιουργίας νέου ωκεάνιου φλοιού (εικόνα 3).



Εικόνα 3: Παρουσίαση της απομάκρυνση των δυο ηπειρωτικών φλοιών εκατέρωθεν του ορίου απόκλισης και της μεσσωκεάνιας ράχης και των σταδίων της ταφρογένεσης με διεύρυνση των πλακών, και τη δημιουργία σταδιακά ωκεάνιου φλοιού.

✚ Όριο μετασχηματισμού ή πλευρικής ολίσθησης, καλείται το όριο όπου οι δυο πλάκες κινούνται πλευρικά μεταξύ τους κατά μήκος μεγάλης κλίμακας ρηγμάτων οριζόντιας ολίσθησης. Στα όρια αυτά δεν συμβαίνει καταστροφή αλλά ούτε παραγωγή φλοιού, αλλά ωστόσο λαμβάνει χώρα έντονη σεισμικότητα, με χαρακτηριστικό παράδειγμα το γνωστό ρήγμα οριζόντιας ολίσθησης του Αγίου

Αντρέα το οποίο εδρεύει στις δυτικές ακτές των Ηνωμένων Πολιτειών. Επίσης, σημαντικός αριθμός ζωνών μετασχηματισμού παρατηρούνται στις μεσσοκεάνιες ράχες όπου ο πυθμένας που δημιουργείται διακόπτεται με ρήγματα μετασχηματισμού (εικόνα 4).



Εικόνα 4: Αναπαράσταση ρήγματος μετασχηματισμού, το οποίο τέμνει κάθετα τη μεσσοκεάνια ράχη και τη χωρίζει σε δυο διαφορετικά τμήματα.

2.2 Βασικοί ορισμοί της σεισμολογίας και κατηγορίες σεισμών

Σεισμολογία, είναι η επιστήμη, η οποία ασχολείται, με το φυσικό φαινόμενο που ονομάζεται σεισμός. Ορισμένες κατηγορίες μελέτης της σεισμολογίας είναι η σεισμολογία παρατήρησης και ενόργανης καταγραφής σεισμικών γεγονότων (μικροσεισμική), η διερεύνηση των αποτελεσμάτων των σεισμών (μακροσεισμική), η τεχνική σεισμολογία (εκτίμηση σεισμικής επικινδυνότητας και κινδύνου και αντισεισμικές κατασκευές), η μελέτη των ιδιοτήτων του εσωτερικού της γης, καθώς και μελέτη των φυσικών χαρακτηριστικών της σεισμικής πηγής).

Ως **σεισμός**, ορίζεται, η εδαφική δόνηση λόγω της απελευθέρωση σεισμικών κυμάτων που δημιουργούνται κατά την διάρρηξη των πετρωμάτων λόγω συσσώρευσης τεκτονικών ή μη τάσεων σε αυτά.

Κατηγορίες σεισμών ανάλογα με την αιτία γένεσής τους:

- 1) Τεκτονικοί σεισμοί: Δημιουργούνται από τη δράση των τεκτονικών δυνάμεων, είτε συμπίεσης, είτε εφελκυσμού, ως αποτέλεσμα τη βίαιη διάρρηξη των πετρωμάτων της Γης.
- 2) Ηφαιστειογενείς σεισμοί: Είναι οι σεισμοί οι οποίοι δημιουργούνται σε ηφαίστεια λόγω της ανόδου του μάγματος και των εσωτερικών πιέσεων που αναπτύσσονται κατά τη διάρκεια ή μη των ηφαιστειακών εκρήξεων.
- 3) Εγκατακρημνισιγενείς σεισμοί: Πρόκειται για εδαφικές δονήσεις λόγω καταπτώσεων οροφών υπογείων κοιλοτήτων λόγω διάβρωσης (πχ. σπήλαια).

Κατηγορίες σεισμών με βάση το εστιακό τους βάθος:

- 1) Επιφανειακοί σεισμοί: το εστιακό βάθος είναι μικρότερο από 60 km
- 2) Σεισμοί ενδιάμεσου βάθους: έχουν εστιακό βάθος από 60 έως 300 km
- 3) Σεισμοί μεγάλου βάθους: με εστιακό βάθος μεγαλύτερο από 300 km

Παρακάτω παραθέτονται οι χωρικοί σεισμικοί παράμετροι της σεισμικής εστίας.

- 1) Εστία καλείται το σημείο στο εσωτερικό της Γης όπου ξεκινάει η διάρρηξη. Η θέση της εστίας καλείται επίσης και υπόκεντρο.
- 2) Επίκεντρο είναι η προβολή του υποκέντρου, πάνω στην επιφάνεια της Γης

- 3) Υποκεντρική απόσταση ονομάζεται η απόσταση μεταξύ της εστίας και ενός τυχαίου σημείου στην επιφάνεια της Γης (πχ σταθμός), και μετριέται σε χιλιόμετρα.
- 4) Βάθος εστίας (σε χιλιόμετρα) είναι η απόσταση μεταξύ εστίας και επικέντρου.
- 5) Επικεντρική απόσταση καλείται το μήκος τόξου μεγίστου κύκλου, που συνδέει το επίκεντρο με ένα σημείο στην επιφάνεια της Γης, όπως ένας σταθμός ή μια κατοικημένη περιοχή και μετριέται σε χιλιόμετρα ή μοίρες.
- 6) Αζιμούθιο επικέντρου ως προς ένα σταθμό ονομάζεται η γωνία που σχηματίζεται μεταξύ του μεσημβρινού που περνά από το επίκεντρο του σεισμού και του μέγιστου κύκλου που ενώνει το επίκεντρο με το σταθμό παρατήρησης.
- 7) Οπισθοαζιμούθιο επικέντρου ως προς ένα σταθμό παρατήρησης ορίζεται η γωνία που δημιουργεί ο μεσημβρινός που περνά από ένα σταθμό παρατήρησης με τον μέγιστο κύκλο που ενώνει το σταθμό με το επίκεντρο.
- 8) Χρόνος γένεσης ονομάζεται η χρονική στιγμή κατά την οποία ξεκινάει η διάρρηξη στην περιοχή της εστίας.
- 9) Χρόνος διαδρομής είναι ο χρόνος που χρειάζονται τα σεισμικά κύματα να φθάσουν, από τη στιγμή που δημιουργήθηκαν στην πηγή (εστία), στον σταθμό καταγραφής τους, δηλαδή η χρονική διάρκεια ώστε να διανύσουν την υποκεντρική απόσταση.
- 10) Χρόνος άφιξης του κύματος είναι η χρονική στιγμή κατά την οποία φτάνει το σεισμικό κύμα σε ένα σταθμό παρατήρησης.

2.3 Σεισμικά κύματα

Τα σεισμικά κύματα, είναι ελαστικά κύματα που παράγονται με φυσικό ή τεχνητό τρόπο, στην επιφάνεια ή στο εσωτερικό της Γης, κατά τη διάρρηξη των πετρωμάτων και διαδίδονται μέσα σε αυτή. Κινούνται προς όλες τις κατευθύνσεις, έχοντας

ταχύτητα η οποία εξαρτάται από τις ελαστικές σταθερές και από την πυκνότητα του μέσου στο οποίο διαδίδονται. Παράγονται στη σεισμική πηγή όπου σύμφωνα με τη θεωρία της ελαστικότητας δημιουργούνται από τη μεταβολή του όγκου και του σχήματος του μέσου και στη συνέχεια διαδίδονται μέσω των πετρωμάτων, τα οποία καλούνται ελαστικό μέσο. Όταν εκδηλώνεται ο σεισμός, αναγράφονται στις ψηφιακές καταγραφές των σειсмоγράφων δυο ομάδες κυμάτων, τα κύματα χώρου, που διαχωρίζονται σε επιμήκη και εγκάρσια και τα επιφανειακά κύματα,. Τα κύρια είδη επιφανειακών κυμάτων, είναι τα κύματα Rayleigh, τα κύματα Love και τα κύματα Stonley..

Στα κύματα χώρου η γένεση τους είναι ταυτόχρονη, όμως η διάδοσή τους προς όλες τις κατευθύνσεις γίνεται με διαφορετικό τρόπο και ταχύτητα. Στα ελαστικά επιμήκη κύματα, η διάδοση γίνεται από διαδοχικές πυκνώσεις και αραιώσεις της ύλης, κατά μήκος της διεύθυνσης διάδοσης, ενώ τα μόρια της ύλης ταλαντώνονται παράλληλα προς αυτή τη διεύθυνση και συμβολίζονται με P (Primary) καθώς καταφθάνουν πρώτα στους σεισμολογικούς σταθμούς. Τα εγκάρσια ελαστικά κύματα καταφθάνουν στους σεισμολογικούς σταθμούς λίγα δευτερόλεπτα μετά την καταγραφή των P κυμάτων και συμβολίζονται με το γράμμα S (secondary). Στα S κύματα, τα μόρια της ύλης ταλαντώνονται με διεύθυνση κάθετη με την διεύθυνση διάδοσης της κίνησης.

Τα επιφανειακά κύματα, δημιουργούνται όταν τα ελαστικά κύματα χώρου καταφθάνουν στα επιφανειακά στρώματα της Γης και η διάδοσή τους γίνεται κατά μήκος αυτών των επιφανειακών στρωμάτων. Τα κύματα αυτά παρουσιάζουν μεγάλα πλάτη ιδιαίτερα σε μικρότερα βάθη και μεγάλες περιόδους. Τα πιο σημαντικά επιφανειακά κύματα είναι τα κύματα Rayleigh, τα κύματα Love και τα κύματα Stonley. Στα Love κύματα, τα μόρια της ύλης ταλαντώνονται οριζόντια, με διεύθυνση κάθετη με αυτήν της διάδοσης. Στα κύματα Rayleigh, τα μόρια της ύλης διαγράφουν κατακόρυφες ελλείψεις, των οποίων ο μικρός άξονας είναι παράλληλος προς τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος ενώ επίσης η κίνηση κάθε σημείου της έλλειψης είναι ανάστροφη. Τα κύματα Stonley δεν διακρίνονται εύκολα στις σεισμικές καταγραφές και ακολουθούν ασυνέχειες του εσωτερικού της Γης.

2.4 Μέγεθος και ένταση του σεισμού

Το μέγεθος M ενός σεισμού είναι το μέτρο της ολικής ενέργειας, που απελευθερώνεται κατά τη διάρκεια ενός σεισμού και δηλώνει πόσο μεγάλος ή ισχυρός είναι ένας σεισμός. Προσδιορίζεται από τις μετρήσεις των παραμέτρων των σεισμικών κυμάτων που δημιουργούνται κατά τη γένεση του σεισμού (πλάτος διάρκειας περιόδου). Ο πρώτος που επινόησε και διατύπωσε μια κλίμακα η οποία προσδιορίζει μέγεθος σεισμών ήταν ο Richter το 1935 και στην συνέχεια δημιουργήθηκαν ποικίλες κλίμακες που διαφοροποιούνται ανάλογα με τις παραμέτρους που χρησιμοποιούν.

✚ Η κλίμακα τοπικού μεγέθους (ML), η οποία είναι η κλίμακα που επινόησε ο Richter, βασίζεται σε μετρήσεις της περιόδου του σεισμικού κύματος και του πλάτους του. Οι παράγοντες που επηρεάζουν το πλάτος κατά κύριο λόγο είναι η υποκεντρική απόσταση, η ενίσχυση του σειсмоγραφικού συστήματος και η ποσότητα της ελκυόμενης ενέργειας.

✚ Η κλίμακα επιφανειακού μεγέθους (Ms), εισήχθη από τους Gutenberg και Richter, για να υπολογίζει το μέγεθος των επιφανειακών σεισμών (μικρότεροι από 60 χιλιόμετρα βάθος) για οποιαδήποτε επικεντρική απόσταση από τα πλάτη των αναγραφών οποιουδήποτε σεισμομέτρου. Χρησιμοποίησαν τα μέγιστα πλάτη αναγραφής των επιφανειακών κυμάτων που έχουν περίοδο 18-22 sec. Το πλεονέκτημα της συγκεκριμένης κλίμακας, είναι ότι δεν απαιτείται η χρήση ειδικού σεισμομέτρου και υπολογίζεται από την παρακάτω σχέση.

$$M_s = \log a - \log a_0 + c_1 + d_1$$

Όπου a είναι το πραγματικό πλάτος της εδαφικής κίνησης σε μέτρα και a_0 το ίδιο πλάτος για πρότυπο σεισμό ενώ c_1 και d_1 είναι σταθερές,.

✚ Η κλίμακα μεγέθους της σεισμικής ροπής (Mw), εκφράζει το μέτρο της ολικής ενέργειας και βασίζεται στη μέτρηση της σεισμικής ροπής (M_0). Η μέτρηση της σεισμικής ροπής, υπολογίζεται από το φάσμα των σεισμικών κυμάτων, που

προκύπτουν από τη φασματική ανάλυση των ψηφιακών καταγραφών και δίδεται από την παρακάτω σχέση.

$$M_0 = \mu \cdot A \cdot u$$

όπου, μ είναι ο συντελεστής δυσκαμψίας του μέσου διάδοσης της σεισμικής ενέργειας, A είναι το εμβαδόν της επιφάνειας του ρήγματος, και u είναι η μέση μετάθεση του ρήγματος.

✚ Κλίμακα χωρικού μεγέθους. Ο Gutenberg (1945) για να υπολογίσει σεισμούς, ανεξάρτητα από την επικεντρική τους απόσταση και το βάθος τους, πρότεινε το χωρικό μέγεθος. Για τον υπολογισμό αυτού του μεγέθους βασιζόμαστε σε μετρήσεις κυμάτων χώρου (P) περιόδου 1sec τα οποία γράφονται σε επικεντρικές αποστάσεις 21^0 έως 100^0 .

✚ Κλίμακα μεγέθους χρονικής διάρκειας σήματος (M_d) Η κλίμακα αυτή προτάθηκε από τον Bisztricsany (1958), διότι δεν είναι πάντα εφικτή η μέτρηση του μέγιστου πλάτους της σεισμικής κίνησης, ενώ πάντα μπορεί να μετρηθεί η χρονική διάρκεια της αναγραφής.

Η σεισμική ένταση ορίζεται ως η ταξινόμηση της σφοδρότητας της σεισμικής κίνησης σε μια συγκεκριμένη περιοχή, σε ότι αφορά τις επιπτώσεις που έχει στη φύση, στους ανθρώπους στις κατασκευές και στα αντικείμενα. Με τα μακροσεισμικά αποτελέσματα ενός σεισμού μπορούμε να εκτιμήσουμε τη σεισμική ένταση του σε κάθε σημείο της ευρύτερης περιοχής του επικέντρου. Τα μακροσεισμικά αποτελέσματα του σεισμού αποτελούν την επίδραση του σεισμού στο βιολογικό περιβάλλον, δηλαδή στους ανθρώπους και στα ζώα (αντιδράσεις οργανισμών, θάνατοι και τραυματισμοί), στις μεταβολές του εδάφους (όπως υδρογραφικές μεταβολές, υψομετρικές μεταβολές, κατολισθήσεις, βαθύνσεις, εδαφικές διαρρήξεις, κατολισθήσεις κλπ.) και στις τεχνικές κατασκευές.

2.5 Είδη Ρηγμάτων

Ρήγμα καλείται η επιφάνεια διάρρηξης που διακόπτει τη συνέχεια των πετρωμάτων και την ταυτόχρονη κίνηση των διερρηγμένων τεμαχίων, παράλληλα με την επιφάνεια της διάρρηξης. Τα δυο αυτά τεμάχια ονομάζονται ρηξιτεμάχη του ρήγματος. Ενεργό ρήγμα καλείται το ρήγμα το οποίο έχει προκαλέσει έστω έναν σεισμό τα τελευταία χρόνια και πιο συγκεκριμένα, να έχει δώσει τουλάχιστον έναν σεισμό κατά το Ολόκαινο (τελευταία δέκα χιλιάδες χρόνια). Για τον χρονικό καθορισμό του τελευταίου μεγάλου σεισμού σε ένα ρήγμα δίνει απαντήσεις η ιστορική και η παλαιοσεισμολογική έρευνα. Σεισμικό ρήγμα χαρακτηρίζεται ένα ενεργό ρήγμα του οποίου η ενεργοποίηση συνδέεται με ένα ισχυρό σεισμό, ο οποίος έχει καταγραφεί την περίοδο της ενόργανης ή ιστορικής σεισμικότητας.

Σύμφωνα με τη θεωρία της ελαστικής ανάπλασης, εξαιτίας φυσικών διεργασιών, που λαμβάνουν χώρα στο εσωτερικό της Γης, τα πετρώματα δέχονται την επίδραση συνεχών τάσεων, που αποτελούν την ελαστική παραμόρφωση τους και συσσωρεύεται μέσα σε αυτά τεράστια ποσά δυναμικής ενέργειας. Όταν οι τάσεις αυτές υπερβούν μια ορισμένη τιμή, η οποία εξαρτάται από τις φυσικές ιδιότητες του πετρώματος, τότε το πέτρωμα χάνει τον συνεκτικό του χαρακτήρα και διαχωρίζεται σε δυο ρηξιτεμάχη μεταξύ των οποίων συμβαίνει μια απότομη σχετική κίνηση και η επιφάνεια στην οποία κινούνται ονομάζεται σεισμικό ρήγμα. Η ισορροπία του πετρώματος κατά τη διάρκεια της ολίσθησης διαταράσσεται, καθώς η ελαστική ενέργεια παραμόρφωσης που βρίσκεται αποθηκευμένη σε ορισμένο μετατρέπεται σε κινητική ενέργεια. Το πέτρωμα ταλαντώνεται και μεταδίδονται τα δημιουργημένα σεισμικά κύματα της ταλάντωσης σε μεγάλες αποστάσεις, μέσα από τους διάφορους γεωλογικούς σχηματισμούς.

Στις περισσότερες περιπτώσεις τα ρήγματα έχουν συνδεθεί με τις μετατοπίσεις που δημιουργούνται εξαιτίας της θραυσιγενούς παραμόρφωσης και σε ορισμένες περιπτώσεις σχετίζονται με την πλαστική παραμόρφωση, όταν μελετάμε μεγάλης κλίμακας ρηξιγενείς δομές. Αντιπροσωπεύουν ασυνέχειες που χαρακτηρίζονται από συγκεκριμένο ρυθμό κίνησης ή μετατόπισης, άμεσα συνδεδεμένο με την παραμόρφωση, καθώς παράλληλα με τα ρήγματα συμβαίνει και συγκεκριμένη μετατόπιση, κατά το γεωλογικό διάστημα όπου το ρήγμα δραστηριοποιείται.

Το επίπεδο που συμπίπτει με την επιφάνεια μετακίνησης των εκατέρωθεν τεμαχών στην θέση της εστίας ονομάζεται επίπεδο του ρήγματος. Παράταξη του ρήγματος (Strike) ονομάζεται, η νοητή οριζόντια ευθεία γραμμή, η οποία εφάπτεται στην επιφάνεια του ρήγματος. Η γωνία που σχηματίζεται από το επίπεδο του ρήγματος και το οριζόντιο επίπεδο, καλείται κλίση (dip) του ρήγματος, αζιμούθιο του ρήγματος είναι η γωνία που σχηματίζεται από την παράταξη του ρήγματος και τη διεύθυνση B-N. Επίσης, γωνία ολίσθησης (Rake) ορίζεται η γωνία που σχηματίζεται από το διάνυσμα ολίσθησης και τη συνιστώσα διεύθυνσης.

Ανάλογα με τη θέση που κατέχουν τα τεμάχια στο χώρο, δηλαδή αν βρίσκονται πάνω ή κάτω από το επίπεδο του ρήγματος τα ρηξιτεμάχια διαχωρίζονται σε ένα ανώτερο (υπερκείμενο τέμαχος) και ένα κατώτερο (υποκείμενο τέμαχος). Με βάση τη γωνία κλίσης των ρηγμάτων τα ρήγματα ταξινομούνται ως κατακόρυφα (με γωνιακή κλίση 90° οριζόντια (με γωνία κλίσης 0°) και κεκλιμένα (με γωνία κλίσης από 0° έως 90°).

Με βάση την ολίσθηση των τεμαχών διακρίνουμε τις εξής κατηγορίες:


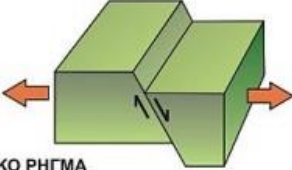
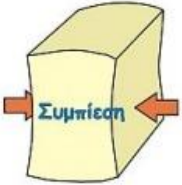
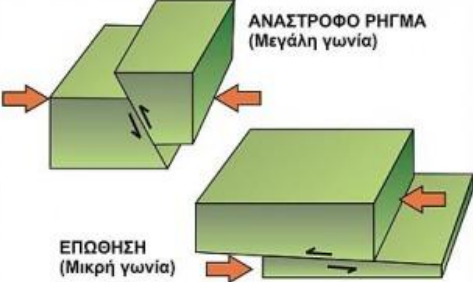
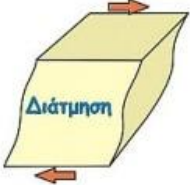
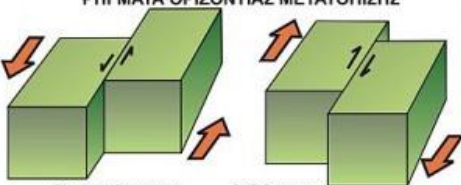
- ✚ Ρήγματα ολίσθησης κατά κλίση, όπου η μετατόπιση γίνεται παράλληλα στη φορά κλίσης του ρήγματος
- ✚ Ρήγματα ολίσθησης κατά παράταξη, στα οποία η μετατόπιση έχει γίνει παράλληλα στην παράταξη του ρήγματος.
- ✚ Ρήγματα πλάγιας ολίσθησης, όπου το άνωσμο της ολίσθησης σχηματίζει μετρήσιμη γωνία με την παράταξη ή τη φορά κλίσης του ρήγματος.

Επίσης, τα ρήγματα ανάλογα με τη φορά κίνησης των τεμαχών, διαχωρίζονται σε:

- ✚ Ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης, τα οποία είναι κατακόρυφα και η κίνηση ανάμεσα στα ρηξιτεμάχια είναι οριζόντια.
- ✚ Κανονικά ρήγματα ή ρήγματα βαρύτητας, όπου το υπερκείμενο τέμαχος κατέρχεται και έχουν μια κλίση μεγαλύτερη από 0° και μικρότερη από

90°. Στην περίπτωση των κανονικών ρηγμάτων παρατηρείται διεύρυνση του χώρου, και εδρεύουν σε περιοχές που επικρατούν εφελκυστικές τάσεις.

- ✚ Και ανάστροφα ρήγματα, δηλαδή αυτά στα οποία το υπερκείμενο ρηξιτέμαχος ανέρχεται. Στην περίπτωση των ανάστροφων ρηγμάτων συμβαίνει μείωση χώρου και παρατηρούνται σε περιοχές που επικρατούν συμπιεστικές τάσεις.

ΤΑΣΗ	ΤΥΠΟΙ ΡΗΓΜΑΤΩΝ
	 <p>ΚΑΝΟΝΙΚΟ ΡΗΓΜΑ</p>
	 <p>ΑΝΑΣΤΡΟΦΟ ΡΗΓΜΑ (Μεγάλη γωνία)</p> <p>ΕΠΩΘΗΣΗ (Μικρή γωνία)</p>
	<p>ΡΗΓΜΑΤΑ ΟΡΙΖΟΝΤΙΑΣ ΜΕΤΑΤΟΠΙΣΗΣ</p>  <p>Αριστερόστροφο Δεξιόστροφο</p>

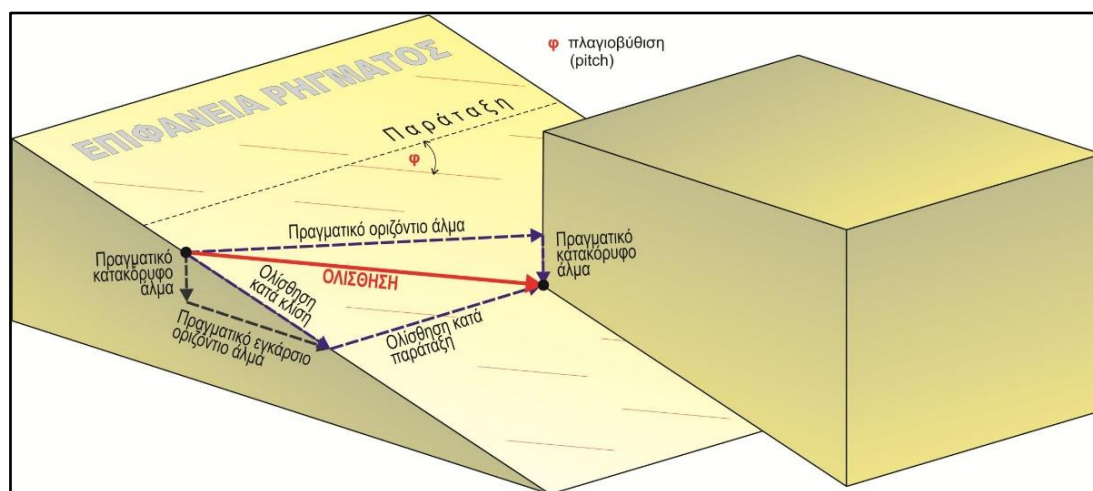
Εικόνα 5: Κύριοι τύποι ρηγμάτων και μηχανισμοί δημιουργίας τους

Επωθητικά ρήγματα καλούνται τα ανάστροφα ρήγματα με μικρή γωνία κλίσης και με έκταση μετατόπισης της τάξης δεκάδων έως και εκατοντάδων χιλιομέτρων ενώ τα δυο ρηξιγενή τεμάχη προέρχονται από διαφορετικές γεωτεκτονικές ζώνες.

Η μετατόπιση στα ρήγματα γίνεται παράλληλα με την επιφάνεια του ρήγματος και η απόσταση που συνδέει δυο σημεία που πριν τη διάρρηξη συνέλιπταν ονομάζεται

άνυσμα μετατόπισης ή φορά καθαρής ολίσθησης. Η μετακίνηση αυτή κατά το γεωλογικό παρελθόν για ένα συγκεκριμένο ρήγμα χαρακτηρίζεται από συγκεκριμένη διεύθυνση και φορά, όμως σε ορισμένες περιπτώσεις, οι μετατοπίσεις έχουν διαφορετική φορά στα διάφορα στάδια εξέλιξης του ρήγματος. Επίσης, αναλύοντας την ολίσθηση σε δυο επιμέρους συνιστώσες πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος, προκύπτει η συνιστώσα κίνησης κατά κλίση, η οποία είναι παράλληλη με τη φορά μέγιστης κλίσης του ρήγματος και η συνιστώσα κίνησης κατά παράταξη, που είναι οριζόντια, δηλαδή παράλληλη στην παράταξη του ρήγματος.

Θεωρώντας ένα κατακόρυφο επίπεδο που διέρχεται το άνυσμα της ολίσθησης, τότε αναλύοντας την ολίσθηση στο επίπεδο αυτό προκύπτει το πραγματικό οριζόντιο άλμα και το πραγματικό κατακόρυφο άλμα. Η ανάλυση κατά κλίση στο κατακόρυφο επίπεδο μας δίνει το πραγματικό κατακόρυφο άλμα και το πραγματικό εγκάρσιο οριζόντιο άλμα.



Εικόνα 6: Απεικόνιση του άνυσματος ολίσθησης ενός ρήγματος με την ανάλυση του σε δυο συνιστώσες.

2.6 Μηχανισμός Γένεσης Σεισμών

Μηχανισμός γένεσης του σεισμού ορίζεται ο προσδιορισμός του τρόπου διάρρηξης των πετρωμάτων κατά τη γένεση του σεισμού και καθορίζεται με τη χρήση σεισμολογικών δεδομένων. Η μέθοδος προσδιορισμού του μηχανισμού

γένεσης καθιστάτε ένα πολύ σημαντικό εργαλείο στη σεισμολογία, διότι η απευθείας-υπαίθρια παρατήρηση του σεισμικού ρήγματος συμβαίνει αποκλειστικά μόνο σε επιφανειακά ρήγματα, αποκλείοντας έτσι σεισμούς που συμβαίνουν σε κάποιο βάθος και υποθαλάσσια.

Η λύση του μηχανισμού γένεσης ενός σεισμού, προκύπτει από τον προσδιορισμό του προσανατολισμού του ρήγματος, τη σχετική κίνηση των επιμέρους ρηξιτεμάχων, και το σύστημα δυνάμεων που δραστηριοποιήθηκαν στην εστία, τα οποία προκύπτουν από σεισμικές καταγραφές με κατάλληλες μεθόδους. Τα στοιχεία που μας παρέχει η λύση του μηχανισμού γένεσης είναι ο υπολογισμός των γεωμετρικών χαρακτηριστικών του ρήγματος, το είδος της διάρρηξης και την κατανομή των κύριων τάσεων που επικρατούν στην εστία κατά τη γένεση του σεισμού.

Οι μέθοδοι προσδιορισμού του μηχανισμού γένεσης είναι οι παρακάτω:

✚ Η μέθοδος της πρώτης απόκλισης των επιμήκων κυμάτων χρησιμοποιείται για όλα τα μεγέθη σεισμών χωρίς όμως να παρέχει στοιχεία της συμμετρικής κατανομής κατά αζιμούθιο και την απόσταση από το επίκεντρο, των σεισμολογικών παρατηρήσεων.

✚ Η μέθοδος της πόλωσης των εγκάρσιων κυμάτων παρόλο που μπορεί να δώσει πολύ καλά αποτελέσματα εφαρμόζεται μόνο για συγκεκριμένες επικεντρικές αποστάσεις, χωρίς να καθιστά δυνατό να παρατηρηθούν ταυτόχρονες αφίξεις κυμάτων εκτός από εγκάρσια. Επίσης, απαιτείται σε κάθε σεισμολογικό σταθμό η χρήση σεισμομέτρων τριών συνιστωσών, τα οποία πρέπει να είναι μεγάλης ιδιοπεριόδου όταν πρόκειται για σεισμούς με μεγάλες επικεντρικές αποστάσεις και μεγάλου μεγέθους.

✚ Στη μέθοδο συνθετικών κυμάτων χώρου, δημιουργούνται συνθετικά κύματα χώρου για μεγάλες επικεντρικές αποστάσεις, μεταβάλλοντας τις παραμέτρους της εστίας και τα χαρακτηριστικά της διάρρηξης. Έπειτα, γίνεται η σύγκριση των συνθετικών και των παρατηρούμενων κυμάτων και επιλέγονται τα χαρακτηριστικά της διάρρηξης που δίνουν τη μεγαλύτερη συνάφεια. Η

συγκεκριμένη μέθοδος εφαρμόζεται σε μακρινούς σεισμούς με $M > 5,5$ και δίνει πολύ καλά αποτελέσματα.

✚ Με τη μέθοδο αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής, υπολογίζεται άμεσα ο μηχανισμός γένεσης για περιφερειακούς ή μακρινούς σεισμούς, με τη βοήθεια ηλεκτρονικού υπολογιστή.

✚ Η μέθοδος αζιμουθιακής μεταβολής του φάσματος των επιφανειακών κυμάτων *one* και Rayleigh εξασφαλίζει επιπρόσθετα τον καθορισμό του επιπέδου διάρρηξης και του ανύσματος ολίσθησης τα οποία δεν είναι δυνατόν να υπολογιστούν με τη χρήση των παραπάνω μεθόδων. Αρχικά, στην συγκεκριμένη μέθοδο, στους σταθμούς αναγραφείς γίνεται ο υπολογισμός της φάσης και του πλάτους των επιφανειακών κυμάτων και στη συνέχεια ανάγονται στην εστία. Τέλος, ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού προσδιορίζεται από την αζιμουθιακή κατανομή των κυμάτων.

3 ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΚΑΘΕΣΤΩΣ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ

3.1 Ορογενετικά συστήματα της Ευρώπης

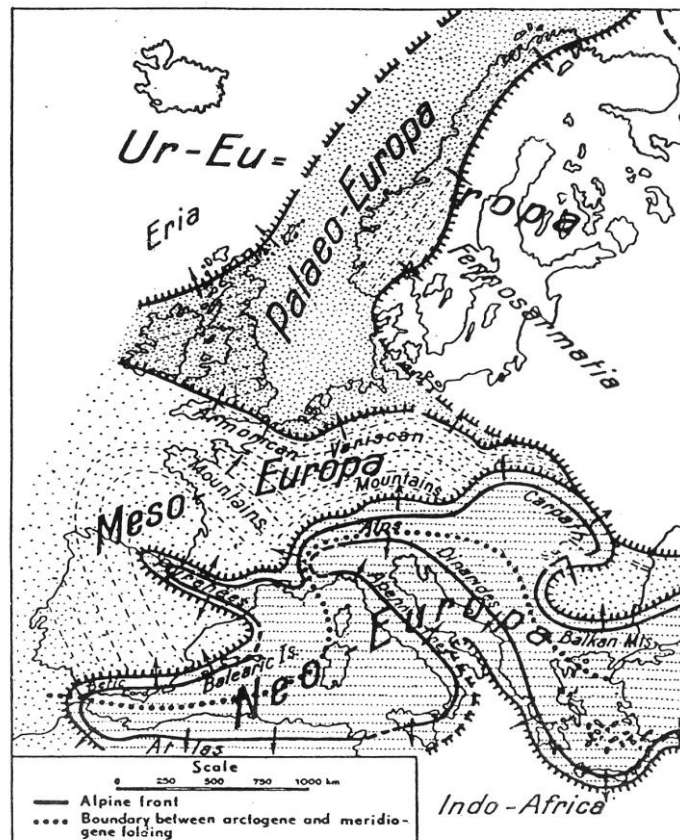
Η Ευρωπαϊκή λιθόσφαιρα χαρακτηρίζεται από ποικιλία πετρωμάτων και τεκτονικών δομών. Αυτό συμβαίνει διότι, χωρίζεται σε διαφορετικά ηπειρωτικά τμήματα, τα οποία προστέθηκαν διαδοχικά πάνω σε ένα ηπειρωτικό Προκάμβριο κρυσταλλικό πυρήνα κατά το Φανεροζωικό αιώνα. Αυτά τα ηπειρωτικά τμήματα που διαχωρίζουν την ηπειρωτική Ευρώπη σε ζώνες είναι τα ακόλουθα:

A) Αρχαιο-Ευρώπη: Είναι ο Προκάμβριος αρχικός πυρήνας κατώτερου Παλαιοζωικού (γύρω από τη βαλτική θάλασσα).

B) Παλαιο-Ευρώπη: Αποτελείται από το καληδόνιο ορογενετικό σύστημα στο ανώτερο Παλαιοζωικό.

Γ) Μεσο-Ευρώπη: Αφορά την ολοκλήρωση του Βαρίσκιου ορογενετικού συστήματος στο Λιθανθρακοφόρο και Κατώτερο Πέρμιο.

Δ) Νέο-Ευρώπη: Συνδέεται με το αλπικό ορογενετικό σύστημα που εξελίσσεται στο νότιο κομμάτι της Ευρώπης.



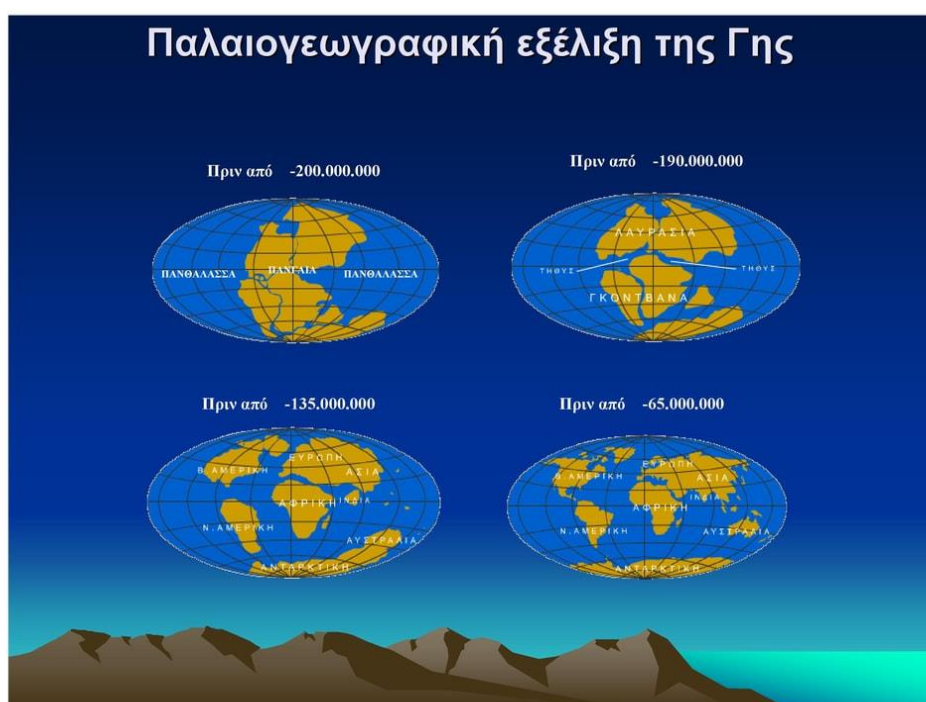
Εικόνα 7: Ορογενετικά τμήματα στα οποία διαχωρίζεται ο Ευρωπαϊκός χώρος.

3.2 Αλπική ορογένεση

Η Νέο-Ευρώπη αποτελεί την πιο πρόσφατη προσαύξηση της Ευρώπης και βρίσκεται στο νότιο τμήμα της ενώ συνδέεται με το Αλπικό ορογενετικό σύστημα της Τηθύος. Η Νέο-Ευρώπη περιλαμβάνει τις Βετίδες οροσειρές της Ιβηρικής χερσονήσου, τα Πυρηνναία, τα όρη της Βαλκανικής χερσονήσου, τα Καρπάθια, τις Άλπεις και στην Ασία την οροσειρά του Πόντου, τις Ταυρίδες, τον Καύκασο, τα όρη του Αφγανιστάν και του Ιράν έως και τα Ιμαλάια και την Κίνα.

Ο ωκεανός της Τηθύος δημιουργήθηκε από τη διάσπαση της Παγγαίας, η οποία αποτελούσε μια ενιαία υπέρ-ήπειρο και διαχωρίστηκε πριν από 250 εκατομμύρια

χρόνια. Ο ωκεανός αυτός σχηματίστηκε ανάμεσα στην Γκοντβάνα (η οποία περιελάμβανε την Αφρική, την Αραβία, την Ινδία, την Αυστραλία, την Ανταρκτική και την νότια Αμερική) και στη Λαυρασία (που αποτελούταν από την Ευρασία βόρεια Αμερική και Γροιλανδία) κατά το Ανώτερο Παλαιοζωικό έως το Τριαδικό. Στην περίοδο του Τριαδικού έως και του Ιουρασικού, έδρασε η διάνοιξη των δυο υπέρ-ηπείρων και έτσι δημιουργήθηκε ανάμεσά τους ο ωκεανός της Τηθύος, ενώ κατά το Μάλμιο έως το Κάτω Κρητιδικό δραστηριοποιήθηκε η συμπίεση και σύγκλιση της Λαυρασίας και της Γκοντβάνας όπου και τελικά εξαφανίστηκε σταδιακά με τη σύγκρουση κατά το Ανώτερο Καινοζωικό.



Εικόνα 8: παλαιογεωγραφική εξέλιξη της Γης, όπου διακρίνεται η εμφάνιση του ωκεανού της Τηθύος, στην ακμή της διάνοιξης του ωκεανού, πριν από 190 εκατομμύρια χρόνια.

Ο Αλπικός ορογενετικός κύκλος αντιστοιχεί στις περιοχές της νότιας Ευρώπης και Βόρειας Αφρικής, περιλαμβάνοντας τον Ελληνικό χώρο και η περίοδος που εξελίχθηκε είναι από το Μεσοζωικό έως και το Τριτογενές. Η σύγκλιση των λιθοσφαιρικών πλακών της Γκοντβάνα και της Ευρασίας οι οποίες διαχωρίζονται από τον ωκεανό της Τηθύος όπως προαναφέρθηκε, οδήγησε στη δημιουργία της

Αλπικής ορογένεσης. Η διαδικασία της σύγκλισης των δυο ηπειρωτικών λιθοσφαιρικών πλακών σε ορισμένα σημεία έχει ολοκληρωθεί και έχει φτάσει έως και το σημείο σύγκρουσης των πλακών και συνεπώς της εξαφάνισης του ωκεανού της Τηθύος, ενώ σε άλλες γεωτεκτονικές θέσεις συνεχίζει να εξελίσσεται με την υποβύθιση του ωκεάνιου φλοιού της Τηθύος. Οι διεργασίες της σύγκρουσης, προκαλούν πτύχωση των ιζημάτων της Τηθύος με αποτέλεσμα τη δημιουργία των οροσειρών που αποτελούν το Αλπικό ορογενετικό σύστημα.

Η Αλπική ορογενετική ζώνη ολοκληρώθηκε από το Κρητιδικό έως το Παλαιογενές, με την ενσωμάτωση της Απουλίας ηπειρωτικής μικροπλάκας στην Κιμμερική Ευρασιατική ήπειρο. Η τεκτονική δραστηριότητα που έλαβαν χώρα κατά τη σύγκρουση των δυο πλακών οδήγησε στην εξαφάνιση και καταστροφή της ενδιάμεσης Νεοτηθύς και την εμφάνιση οφιολίθων. Η συνεχιζόμενη υποβύθιση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική-Κιμμερική διαμόρφωσε μια νεότερη ζώνη, την Μεσογειακή ορογενετική ζώνη, η οποία σχηματίστηκε την περίοδο του Μειοκαίνου έως του Πλειοκαίνου. Η ισχυρή τεκτονική παραμόρφωση του εξωτερικού Αλπικού ορογενετικού τόξου δημιούργησε τη Μεσογειακή ζώνη δημιουργώντας τελικά το Ελληνικό Ορογενές στην τελική του μορφή.

3.3 Ελληνικό ορογενετικό τόξο

Το αλπικό ορογενετικό σύστημα, στις Άλπεις και στον Καύκασο έχει ολοκληρώσει το στάδιο της σύγκρουσης των οροσειρών. Στο νότιο περιθώριο στην ανατολική Μεσόγειο και ιδιαίτερα στον Ελληνικό χώρο οι διεργασίες σύγκλισης και σύγκρουσης των ηπείρων βρίσκεται ακόμα σε εξέλιξη, διαμορφώνοντας το ελληνικό ορογενετικό τόξο.

Το ελληνικό τόξο, προέρχεται από τη σύγκλιση των λιθοσφαιρικών πλακών Ευρώπης και Αφρικής με την βύθιση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική, αποτελώντας ένα ενεργό περιθώριο, στο οποίο βρίσκεται ο Ελληνικός χώρος. Το γεγονός αυτό, έχει διαπιστωθεί από τον προσδιορισμό των μηχανισμών γένεσης και εστιών των σεισμών ενδιάμεσου βάθους, οι οποίοι διατάσσονται στη ζώνη Benioff (Papazachos & Comninakis 1969, 1971). Η Αφρικανική πλάκα υπολογίζεται ότι βυθίζεται με διεύθυνση ΒΒΑ, έχει ταχύτητα βύθισης 2,5 έως 3,5 εκατοστά ανά έτος και έχει βάθος 200 χιλιόμετρα.



Εικόνα 9: Το ορογενετικό τόξο του ελληνικού χώρου.



Εικόνα 10: Τομή του ορογενετικού τόξου του ελληνικού χώρου.

Το ελληνικό τόξο συγκροτείται από τα ακόλουθα μορφοτεκτονικά στοιχεία:

Α) το **εξωτερικό ή νησιωτικό τόξο** περιλαμβάνει τις δυτικές εξωτερικές οροσειρές, την Κρήτη και τα Δωδεκάνησα και αλλιώς ονομάζεται εξωτερικό ιζηματογενές τόξο. Είναι μια ορεινή αλυσίδα παράλληλη με την τάφρο. Στην περίπτωση της Κρήτης φαίνεται χαρακτηριστικά το πρίσμα προσαύξησης το οποίο το χαρακτηρίζει, καθώς, τα πετρώματα της επωθούμενης πλάκας παραμορφώνονται με επωθήσεις, εφίππευσεις και πτυχώσεις, έτσι, αυξάνεται ραγδαία το πάχος του ηπειρωτικού φλοιού από την συνεισφορά τμημάτων της υποβυθιζόμενης πλάκας.

Β) Η **ελληνική τάφρος** η οποία περιβάλλει εξωτερικά το νησιωτικό τόξο και ξεκινάει από το Ιόνιο πέλαγος συνεχίζει νοτίως της Κρήτης και καταλήγει μέχρι τη Ρόδο, αποτελώντας ένα σύστημα βαθιών υποθαλάσσιων λεκανών (4.500 - 5.000 μέτρα στο Ιόνιο).

Γ) Το **ηφαιστειακό τόξο**, το οποίο βρίσκεται στο εσωτερικό μέρος του ελληνικού τόξου, στην περιοχή του Αιγαίου. Αποτελείται από τα ενεργά ηφαίστεια των Μεθάνων, της Μήλου, της Σαντορίνης, της Κιμώλου της Κω και της Πάτμου του Τεταρτογενούς. Η ύπαρξη αυτού του συμπλέγματος ηφαιστειών, οφείλεται στη βύθιση και τήξη της Αφρικανικής πλάκας, σε βάθος 150 χιλιομέτρων.

Δ) Η **Οπισθοτάφρος**, δηλαδή η λεκάνη πίσω από το τόξο και από το πρίσμα προσαύξησης, στον ελληνικό χώρο αντιστοιχεί στο Κρητικό πέλαγος. Σχηματίζεται λόγω των εφελκυστικών τάσεων που ενεργούν στην περιοχή πίσω από το νησιωτικό τόξο.

3.4 Τεκτονοστρωματογραφικά Πεδία και Τεκτονικές Ενότητες

Το ελληνικό ορογενετικό τόξο διαχωρίζεται σε Εσωτερικές Ελληνίδες και Εξωτερικές Ελληνίδες. Οι Εξωτερικές Ελληνίδες τεκτονίστηκαν κατά την κύρια αλπική φάση της ορογένεσης στο Ηώκαινο – Μειόκαινο (Brunn ,1960, Jacobshagen et al, 1976) και έχουν συνεχείς στρωματογραφικές στήλες. Οι Εσωτερικές Ελληνίδες αντίστοιχα, σχετίζονται με δυο ορογενετικές περιόδους και την Κενομάνια ασυμφωνία ή επίκληση.

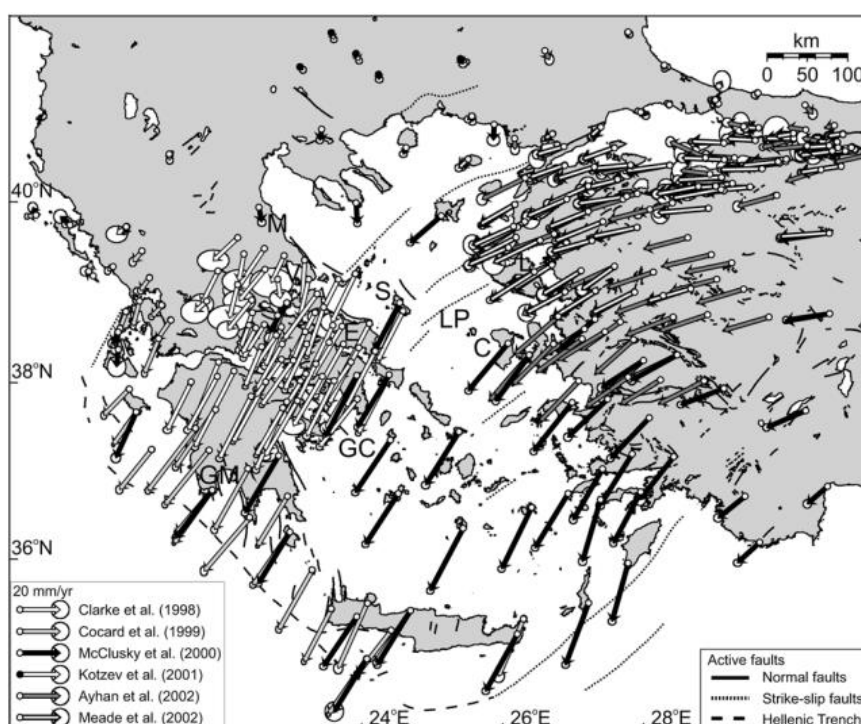
Ο Ελληνικός χώρος χωρίζεται σε γεωτεκτονικές ζώνες ή γεωτεκτονικές ενότητες οι οποίες εξαρτώνται από την παλαιογεωγραφική τους θέση. Οι ενότητες αυτές χαρακτηρίζονται από συγκεκριμένη στρωματογραφική διαδοχή των ιζημάτων τους, από τους ιδιαίτερους λιθολογικούς χαρακτήρες τους και από την ιδιαίτερη τεκτονική τους συμπεριφορά.

Οι γεωτεκτονικές ενότητες έχουν ενταχθεί σε συγκεκριμένα τεκτονοστρωματογραφικά πεδία, ώστε να ακολουθούν την διαδοχή της παλαιογεωγραφικής οργάνωσης, αυτός ο διαχωρισμός έχει αποδοθεί σε ένα πλήθος δημοσιεύσεων του Δ. Παπανικολάου και συνεργάτες 1989, 1997, 2004, 2009, 2013 και είναι οι παρακάτω.

- 1) Εξωτερική πλατφόρμα των Ελληνίδων
- 2) Ωκεανός Πίνδου Κυκλάδων
- 3) Εσωτερική πλατφόρμα των Ελληνίδων
- 4) Ωκεανός Αξιού
- 5) Πλατφόρμα Λέσβου- Πάικου
- 6) Περι- Ροδοπικής
- 7) Πλατφόρμα του Παγγαίου
- 8) Ανατολικής Ροδόπης
- 9) Αλλόχθονο προ-Αλπικό υπόβαθρο της Ροδόπης

3.5 Χαρακτηριστικά ενεργούς τεκτονικής στο Ελληνικό τόξο

Η Ανατολική Μεσόγειος και συγκεκριμένα ο ελληνικός χώρος, χαρακτηρίζεται από τις πιο ενεργά τεκτονικές περιοχές της Ευρώπης, αλλά και παγκοσμίως. Στην εικόνα 11 φαίνονται χαρακτηριστικά οι σχετικές ταχύτητες μετατόπισης του Αιγαίου χώρου και της Μικράς Ασίας, όπου τα διανύσματα δείχνουν την διεύθυνση των μετατοπίσεων και το μήκος τους δηλώνει την ταχύτητα της μετατόπισης.



Εικόνα 11: Χάρτης με τη διεύθυνση των παραμορφωτικών μετατοπίσεων και μετρήσεις των σχετικών ταχυτήτων μετατοπίσεων στην περιοχή του ελληνικού χώρου και της Μικράς Ασίας (Nyst and Thatcher, 2004)

Στο εξωτερικό τμήμα του Ελληνικού τόξου, ασκούνται συμπιεστικές δυνάμεις, όπως διαπιστώνεται από σεισμολογικές και τεκτονικές μελέτες (παρουσία ανάστροφων ρηγμάτων) οι οποίες έχουν ως αποτέλεσμα την παραμόρφωση των πετρωμάτων του εξωτερικού νησιωτικού τόξου και της εξωτερικής πλευράς της τάφρου.

Από γεωλογικές παρατηρήσεις και μηχανισμούς γένεσης, διαπιστώνεται ότι, εσωτερικά του ελληνικού τόξου ασκούνται εφελκυστικές τάσεις οι οποίες δραστηριοποιούνται από την Κρήτη μέχρι το βορειότερο τμήμα του ελληνικού χώρου. Έχουν διεύθυνση στις περισσότερες περιπτώσεις Β-N και συνδέονται με κανονικά ρήγματα διεύθυνσης ανατολής δύσης. Τα κανονικά αυτά ρήγματα έχουν ως αποτέλεσμα να δημιουργούν αλληπάλληλες τεκτονικές τάφρους με διεύθυνση Α-Δ αλλά και παράλληλα στο ελληνικό τόξο.

Οι περισσότεροι ιστορικοί σεισμοί στον ελληνικό χώρο σχετίζονται με τα κανονικά ρήγματα που προαναφέρθηκαν. Εξάιρεση φαίνεται να αποτελούν τα ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης στο Β. Αιγαίο, τα οποία σχετίζονται πιθανώς με το δυτικό τμήμα του ρήματος της Βόρειας Ανατολίας.

Σε κοντινές περιοχές στο εσωτερικό του Ελληνικού τόξου κοντά στο όριο σύγκρουσης των λιθοσφαιρικών πλακών από σεισμολογικές έρευνες (Παπαζάχος και συνεργάτες 1986) έχουν βρεθεί εφελκυστικές τάσεις με διεύθυνση Α-Δ.

3.6 Σεισμική δραστηριότητα ελληνικού χώρου

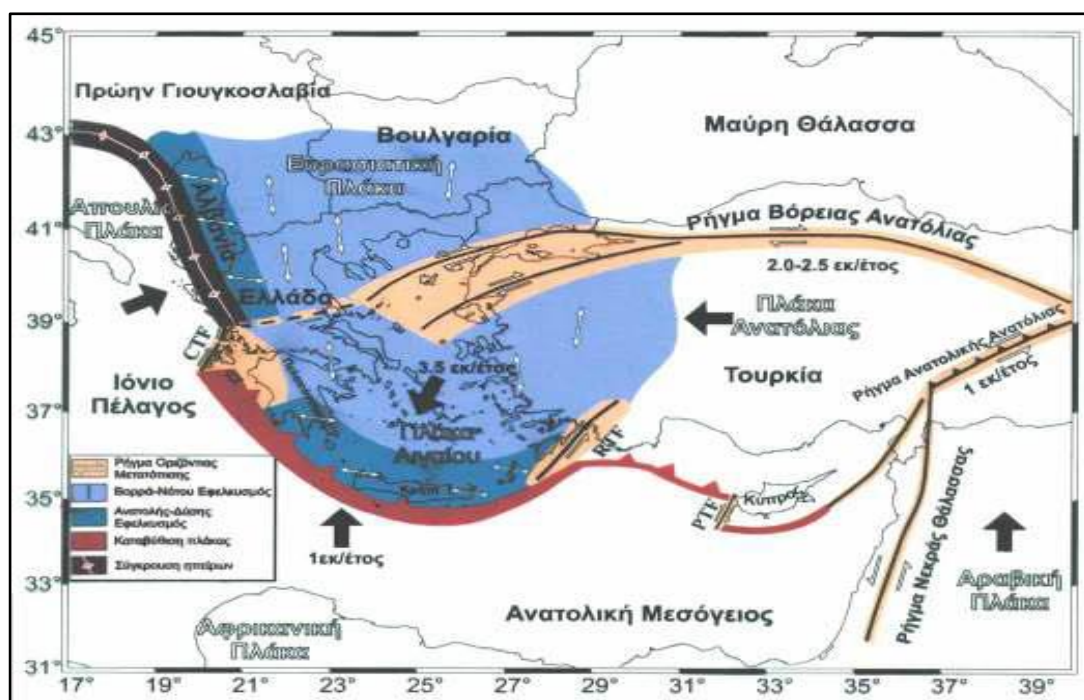
Ένα χαρακτηριστικό γνώρισμα της σεισμικής δραστηριότητας και των αιτιών της, στον ελληνικό χώρο, είναι η πολυπλοκότητα που παρουσιάζει. Οι πρόσφατες έρευνες κατέδειξαν αρκετές αιτίες αυξημένης σεισμικότητας, οι οποίες είναι:

1) Η καταβύθιση (σύγκλιση) της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική. Οι συμπιεστικές τάσεις που δρουν στη ζώνη σύγκλισης των δυο λιθοσφαιρικών πλακών, προκαλούν κατά μήκος του ελληνικού τόξου επιφανειακούς και ενδιάμεσου βάθους σεισμούς στην περιοχή του Νοτίου Αιγαίου.

2) Οι Κινήσεις ρευμάτων μεταφοράς, δημιουργούν οριζόντιες εφελκυστικές τάσεις, με διεύθυνση νοτιοανατολικά, καθώς η μικροπλάκα του Αιγαίου πραγματοποιεί μια γραμμική κίνηση με μέση ταχύτητα 3,5 cm/yr σε σχέση με την Ευρώπη. Αυτή η δράση έχει ως αποτέλεσμα σεισμική δραστηριότητα, η οποία δημιουργείται στην κάτω επιφάνεια της λιθόσφαιρας.

3) Η αριστερόστροφη περιστροφή της Απουλίας-Αδριατικής πλάκας, δημιουργεί συμπιεστικές τάσεις. Έτσι, στην ευρύτερη περιοχή και κατά μήκος της δυτικής Ελλάδας, παρατηρούμε έντονη παρουσία επιφανειακών σεισμών.

4) Επίσης, συμπιεστικές δυνάμεις που εντοπίζονται στην περιοχή του Αιγαίου χώρου οφείλονται στις κινήσεις της Αραβικής λιθοσφαιρικής πλάκας προς βορρά με ταχύτητα 2,5 cm/yr η οποία με τη σειρά της κινεί την πλάκα της Ανατολίας προς τα δυτικά, δηλαδή προς το Αιγαίο. Η περιστροφική κίνηση της πλάκας της Ανατολίας σε σχέση με την Ευρασιατική πλάκα με γωνιακή ταχύτητα 1,5 μοίρες ανά ένα εκατομμύριο έτη, ενεργοποιεί το ρήγμα της βόρειας Ανατολίας το οποίο έχει ταχύτητα κίνησης 2,5 cm/yr.



Εικόνα 12: Χάρτης στον οποίο απεικονίζονται οι κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών και των σεισμικών ζωνών του Ελληνικού χώρου.

3.7 Κύριες σεισμικές ζώνες του ελληνικού χώρου

Οι σύγχρονες μελέτες μηχανισμών γένεσης, των επιφανειακών σεισμών στην περιοχή του ελληνικού χώρου, ανέδειξαν τον διαχωρισμό της περιοχής, σε διάφορα τμήματα με διαφορετικό σεισμοτεκτονικό καθεστώς από τα γειτονικά τμήματα.

Ο εντοπισμός σεισμών βάθους 60 έως 180 (χιλιόμετρα) από τους σεισμολογικούς σταθμούς της Αθήνας (Parazachos and Comninakis 1969/70, 1971), απέδειξαν την ύπαρξη της ζώνης Benioff στο γεωγραφικό χώρο του Ν. Αιγαίου. Αυτά τα στοιχεία συντέλεσαν καθοριστικά στην απόδειξη της υποβύθισης της Αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας κάτω από την πλάκα της Ευρώπης στην περιοχή της ανατολικής Μεσογείου. Πρόσφατες μελέτες έδειξαν ότι στο νότιο Αιγαίο η ζώνη Benioff διαχωρίζεται από ένα βαθύτερο (100 χιλιόμετρα έως 180 χιλιόμετρα) και ένα επιφανειακότερο τμήμα (μικρότερο από 100 χιλιόμετρα) τα οποία διαχωρίζονται και από τις κλίσεις βύθισης τους.

Ζώνη ανάστροφων ρηγμάτων εντοπίζεται στον γεωγραφικό χώρο της βορειοδυτικής Ελλάδας. Στην περιοχή αυτή, παρατηρούνται τάσεις οι οποίες έχουν ως αποτέλεσμα τη σύγκλιση της μικρο-πλάκας της Απουλίας και της Ευρασιατικής λιθοσφαιρικής πλάκας καθώς, η πλάκα της Απουλίας- Αδριατικής περιστρέφεται αριστερόστροφα. Η δραστηριότητα αυτή, προκαλεί οριζόντιες συμπιεστικές τάσεις, κάθετες του ελληνικού τόξου, οι οποίες συντελούν στην δημιουργία της ζώνης ανάστροφων ρηγμάτων, με διευθύνσεις παράλληλες των ακτών, της ηπειρωτικής Ελλάδας.

Στα δυτικά του Ελληνικού χώρου, και συγκεκριμένα στην περιοχή που εδρεύουν τα Ιόνια νησιά, παρουσιάζεται μια ακόμα ζώνη η οποία αποτελείται από δεξιόστροφα ρήγματα. Τα ρήγματα αυτού του είδους στη συγκεκριμένη περιοχή οφείλονται, στην νοτιοδυτική κίνηση της πλάκας του Αιγαίου σε σχέση με την πλάκα της Απουλίας και την Ευρασιατική πλάκα. Επίσης, η ζώνη των δεξιόστροφων ρηγμάτων, διαχωρίζεται από δυο υπό-ζώνες, η μια δυτική υποζώνη (περιλαμβάνει την Κεφαλονιά και την Λευκάδα) και η άλλη δυτική υποζώνη (Ακαρνανία-βορειοδυτική Πελοπόννησος). Χαρακτηριστικό ρήγμα της ζώνης αυτής, είναι το δεξιόστροφο ρήγμα μετασχηματισμού, στην περιοχή της Κεφαλονιάς.

Κατά μήκος της ελληνικής τάφρου, η οποία οριοθετείται από τα Ιόνια νησιά, την νότια Πελοπόννησο την νότια Κρήτη, Κάρπαθο έως και στα ανατολικά της Ρόδου, εκτείνεται η ζώνη των ανάστροφων ρηγμάτων με διεύθυνση βορειοδυτική (στο Ιόνιο πέλαγος) έως διεύθυνση Α-Δ (νότιο Αιγαίο). Η συγκεκριμένη ζώνη δημιουργείται από την υποβύθιση την Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική.

Μια ζώνη κανονικών ρηγμάτων, που έχουν διεύθυνση B-N, εκτείνεται κατά μήκος της οροσειράς των Ελληνίδων. Συνδέεται με το συμπιεστικό πεδίο δυτικά της και χωρίζεται σε δυο τμήματα, διότι διακόπτεται από την κεντρική Ελλάδα, το βόρειο τμήμα (Πίνδος-Αλβανίδες) και το νότιο τμήμα (Κύθηρα, Κρήτη, Κάρπαθος). Επικρατούν κανονικά ρήγματα με διεύθυνση B-N και εφελκυστικές τάσεις με διεύθυνση A-Δ.

Επίσης, μια ακόμα ζώνη κανονικών ρηγμάτων αλλά με διεύθυνση A-Δ, η οποία δραστηριοποιείται στον Αιγαίο χώρο. Η ζώνη αυτή εκτείνεται από την Ν. Βουλγαρία, τη βόρεια και κεντρική Ελλάδα, το ηφαιστειακό τόξο, έως την νοτιοδυτική και κεντρική Τουρκία. Η έκταση της λιθοσφαιρικής πλάκας του Αιγαίου και οι εφελκυστικές τάσεις που δρουν με διεύθυνση B-N, ευθύνονται για τη δημιουργία κανονικών ρηγμάτων, με διεύθυνση A-Δ και κλίση είτε προς βορρά, είτε προς νότο.

Δεξιόστροφα μεγάλα ρήγματα και μικρότερα κανονικά ρήγματα δραστηριοποιούνται στην ημι-εκτατική ζώνη που ξεκινά από το δυτικό τμήμα του ρήγματος της βόρειας Ανατολίας, δηλαδή στη θάλασσα του Μαρμαρά έως το βόρειο Αιγαίο και τις ανατολικές ακτές της δυτικής Ελλάδας. Η ζώνη αυτή, οφείλεται στην κίνηση της μικρο-πλάκας της Ανατολίας προς τα δυτικά και στην ταχύτερη κίνηση, προς νοτιοδυτικά, της μικρο-πλάκας του Αιγαίου, διαχωρίζοντας την τελευταία μικρο-πλάκα από την Ευρασιατική πλάκα.

4. ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΖΩΝΕΣ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ

4.1 Σεισμοτεκτονικό καθεστώς Ιόνιας Ζώνης

Η Ιόνια σεισμοτεκτονική ζώνη, αποτελεί το δυτικότερο τμήμα του Ελληνικού ορογενετικού τόξου, βρίσκεται στην περιοχή των Ιόνιων νήσων και συγκεκριμένα αποτελείται από τα νησιά Ζάκυνθος, Λευκάδα, Κεφαλονιά και Ιθάκη. Χαρακτηρίζεται από έντονες και συνεχόμενες τεκτονικές δραστηριότητες, καθώς, αποτελεί την πιο έντονα, σε σεισμική δραστηριότητα, περιοχή ολόκληρης της Ευρώπης. Η ζώνη καταβύθισης της Αφρικανικής Πλάκας κάτω από την Ευρασιατική Πλάκα στην περιοχή της Ιόνιας ζώνης οριοθετείται με το Ρήγμα Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς.

Στην περιοχή των Ιονίων νήσων επικρατούσε μια σειρά από τεκτονικά παραμορφωτικά επεισόδια συμπίεστικού χαρακτήρα, με ενδιάμεσα φαινόμενα αποσυμπίεσης, όπου επικράτησαν βαρυτικές δυνάμεις, οι οποίες συνδέονται με φαινόμενα εφελκυσμού. Οι συμπίεστικές τάσεις που προκύπτουν κατά την Αλπική ορογένεση οφείλονται στην επώθηση της Ιόνιας ενότητας πάνω στην ενότητα των Παξών και έλαβε χώρα στο κατώτερο Πλειόκαινο. Το τεκτονικό αυτό καθεστώς των Ιονίων νήσων και ιδιαίτερα στην περιοχή της Κεφαλονιάς, έδωσε ανάστροφα ρήγματα με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ και ΝΔ-ΒΑ, εφιπτεύσεις με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ και ρήγματα βαρύτητας με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και Α-Δ.(Lekkas et al., 2001).

Οι νέο-τεκτονικές δομές είναι αποτέλεσμα παραμορφωτικών διαδικασιών που δρουν στην περιοχή από το πλειστόκαινο. Αυτές οι δομές δημιουργούνται από ρήγματα με άλμα λίγων μέτρων έως και δεκάδων μέτρων και ολίσθηση σε κατακόρυφης, αλλά και οριζόντιας συνιστώσας. Έτσι, έχουμε μια σειρά από ανάστροφα ρήγματα, εφιπτεύσεις, κανονικά ρήγματα και ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης στην τεταρτογενή περίοδο (Lekkas et al., 2001).

Το ρήγμα της Κεφαλονιάς, το οποίο χαρακτηρίζει την σεισμοτεκτονική ζώνη των Ιονίων νήσων και έχει δώσει μια σειρά ισχυρών σεισμών, σε μέγεθος και καταστροφές, αποτελεί ένα ρήγμα μεγάλης έκτασης, οριζόντιας ολίσθησης και με δεξιόστροφο χαρακτήρα. Εκτείνεται από τη Λευκάδα όπου παρατηρείται το βόρειο τμήμα του με διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ έως και την Κεφαλονιά στα νότια με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ (Louvari, Kiratzi et al., 1999). Με βάση τους μηχανισμούς γένεσης και τα επίκεντρα των ισχυρών σεισμών του 1983, σημειώθηκαν οι πρώτες σεισμολογικές μελέτες, για την κίνηση της οριζόντιας ολίσθησης, στην ευρύτερη περιοχή των Ιονίων νήσων (Skordilis et al., 1985; Papadimitriou, 1988) και επιβεβαιώθηκε από τη μοντελοποίηση συνθετικών κυματομορφών (Papadimitriou, 1988, 1993, Kiratzi and Langston, 1991), μικροσεισμικές μελέτες (Hatzfeld et al., 1995) και γεωδαιτικές μετρήσεις (Kassaras et al., 1994; Hatzfeld et al., 1995, Makropoulos et al., 1996).

4.1.1 Ιστορικοί σεισμοί στην Ιόνια σεισμοτεκτονική ζώνη

- Τον Ιούλιο του 1767 στην περιοχή της Κεφαλονιάς και συγκεκριμένα στο Ληξούρι δραστηριοποιήθηκε ένας πολύ μεγάλος σε ένταση σεισμός, με καταστροφικές συνέπειες για το νησί. Ο σεισμός αυτός, με συντεταγμένες 38.3°N,

20.4E, είχε μέγεθος $ML=7,2$ με παρουσία φαινομένων ρευστοποίησης, κατολισθήσεις, τεράστιες ρωγμές της τάξεως των 100 μέτρων και μετασεισμικές δονήσεις οι οποίες διήρκησαν για περίπου έναν χρόνο. Το αποτέλεσμα αυτού του σεισμού, με τους μετασεισμούς και τα συνοδά φαινόμενα, ήταν η καταστροφή 2946 σπιτιών και ο θάνατος 253 ανθρώπων.

- Στο νησί της Κεφαλονιάς, στην περιοχή του Ληξουρίου, τον Φεβρουάριο του 1867, σημειώθηκε ένας μεγάλος σεισμός μεγέθους $ML=7,4$. Οι καταστροφικές συνέπειες του σεισμού παρατηρήθηκαν κυρίως στο δυτικό μέρος του νησιού και κυρίως στην πόλη του Ληξουρίου, η οποία ισοπεδώθηκε εξολοκλήρου. Παρατηρήθηκαν φαινόμενα ρευστοποίησης, κατολισθήσεων, απόσυρση της θάλασσας και τσουνάμι καθώς και διαρρήξεις στο έδαφος. Ο απολογισμός της καταστροφής ήταν 2612 σπίτια που καταστράφηκαν ολοσχερώς, 2946 με σοβαρές βλάβες και τουλάχιστον 224 άνθρωποι που έχασαν την ζωή τους.
- Τον Απρίλιο του 1948 ισχυρός σεισμός μεγέθους $ML=6,5$ ξέσπασε στην περιοχή της νήσου Λευκάδας, με σημαντικές καταστροφές συνέπειες στο νοτιοδυτικό τμήμα του νησιού. Στην παραλιακή περιοχή του χωριού Βασιλική, παρατηρήθηκαν ρωγμές με διεύθυνση Α-Δ, πλάτους 3 έως 5 cm και μήκους 35 έως 40m. Επίσης στην ίδια περιοχή έκανε την εμφάνισή του και τσουνάμι ύψους ενός μέτρου. Πριν και μετά τον κύριο σεισμό, έλαβαν χώρα προσεισμοί και μετασεισμοί αντίστοιχα, μεγάλων και σημαντικών μεγεθών.
- Ένας πολύ ισχυρός και καταστροφικός σεισμός, σημειώθηκε στην περιοχή του Αργοστολίου της Κεφαλονιάς τον Αύγουστο του έτους 1953, με καταγεγραμμένο μέγεθος $ML=7,2$ και συντεταγμένες $38.3^{\circ}N$, 20.8^E . Η σεισμική ακολουθία αυτού του ισχυρού σεισμού περιλαμβάνει έναν μεγάλο αριθμό προσεισμών αλλά και μετασεισμών, οι οποίοι ήταν εξίσου καταστροφικοί για το νησί, αλλά και για τα υπόλοιπα γειτονικά νησιά, καθώς καταστράφηκαν σχεδόν ολοσχερώς. Επιπλέον, περιοχές της ηπειρωτικής Ελλάδας, όπως στην Ηλεία και στην Αιτωλία καταγράφηκαν σημαντικές απώλειες από τη δυναμική του συγκεκριμένου σεισμού.

4.1.2 Κατάλογος ιστορικών σεισμών Ιόνιας Ζώνης.

ΠΕΡΙΟΧΗ	ΕΤΟΣ	ΗΜΕΡΟΜΗΝΙΑ	ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΠΛΑΤΟΣ	ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΜΗΚΟΣ	ΜΕΓΕΘΟΣ (Μ)
Κεφαλονιά	1469	άνοιξη	38,3° N	20,5° E	7,2
Ζάκυνθος	1521	Αύγουστος	37,6°N	20,8°E	6,3
Ζάκυνθος	1554	Ιούλιος	37,8° N	20,8°E	7,1
Λευκάδα	1577		38,8°N	20,6°E	6,2
Ζάκυνθος	1592	Μάιος	37,7°N	20,8°E	6,6
Λευκάδα	1612	Μάιος	38,8°N	20,8°M	6,5
Λευκάδα	1613	Οκτώβριος	38,8°N	20,8°M	7,2
Ζάκυνθος	1622	Μάιος	37,7°N	20,6°E	6,0
Λευκάδα	1625	Ιούνιος	38,8°N	20,7°E	6,6
Λευκάδα	1630	Ιούλιος	38,8°N	20,8°E	6,7
Ζάκυνθος	1633	Νοέμβριος	37,7°N	20,8°E	7,0
Κεφαλονιά	1638	Ιούλιος	38,2° N	20,4° E	6,4

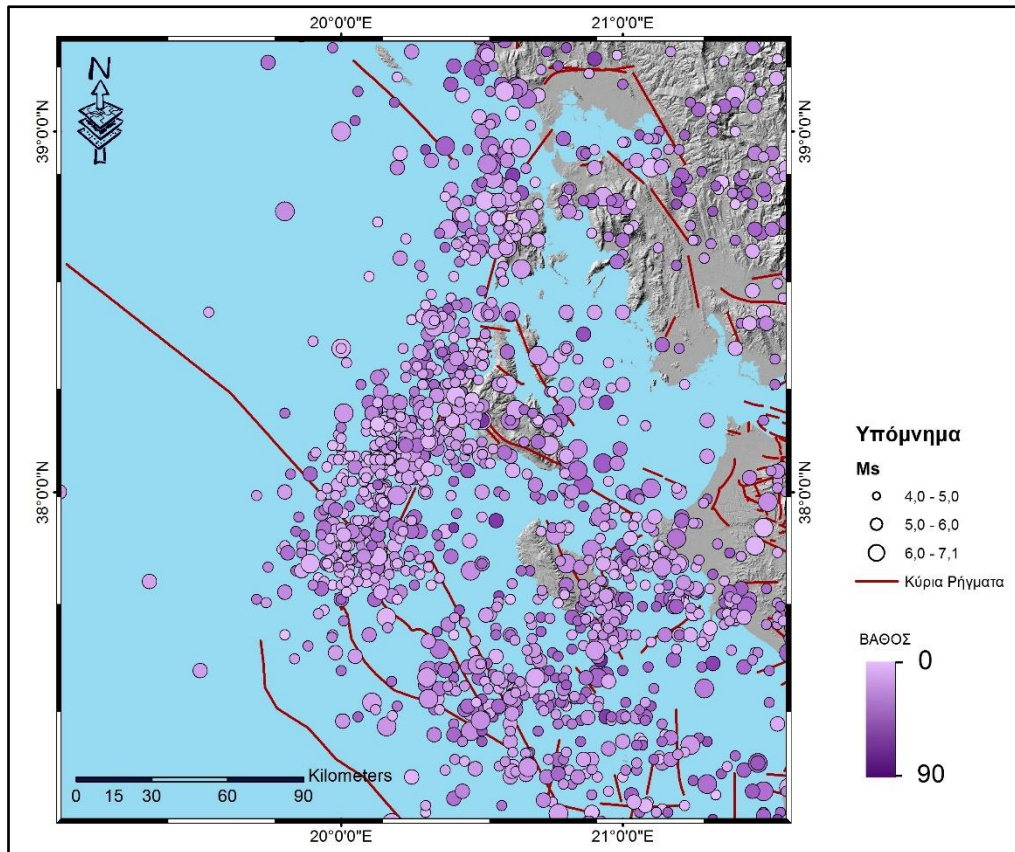
Κεφαλονιά	1658	Αύγουστος	38,2° N	20,4° E	7,0
Ζάκυνθος	1662	Μάρτιος	37,7°N	20,8° E	6,3
Ζάκυνθος	1664		37,8°N	20,8° E	6,6
Ζάκυνθος	1676	Απρίλιος	37,6°N	20,7°E	6,5
Ζάκυνθος	1696	Σεπτέμβριος	37,6°N	20,6°E	6,5
Λευκάδα	1704	Νοέμβριος	38,8°N	20,7°E	6,3
Ζάκυνθος	1707	Ιούλιος	37,7°N	20,7°E	6,2
Ζάκυνθος	1710	Μάιος	37,7°N	20,7°E	6,4
Κεφαλονιά	1714	Σεπτέμβριος	38,1° N	20,5° E	6,4
Λευκάδα	1722	Ιούνιος	38,7°N	20,6°E	6,4
Λευκάδα	1723	Φεβρουάριος	38,6°N	20,65°E	6,7
Ζάκυνθος	1729	Ιούλιος	37,8°N	20,7°E	6,4
Ζάκυνθος	1742	Φεβρουάριος	37,8°N	20,7°E	6,4
Ζάκυνθος	1752	Ιούνιος	37,8°N	21,1°E	6,8
Αργοστόλι	1759	Ιούνιος	38,2°N	20,5° E	6,3

Κεφαλονιά	1766	Ιούλιος	38,1°N	20,4° E	7,0
Κεφαλονιά	1767	Ιούλιος	38,3° N	20,4° E	7,2
Λευκάδα	1769	Οκτώβριος	38,8°N	20,6°E	6,7
Λευκάδα	1783	Μάρτιος	38,71°N	20,61°E	6,7
Ζάκυνθος	1791	Νοέμβριος	37,9°N	21,0°E	6,8
Ζάκυνθος	1811	Ιούνιος	37,6°N	20,7°E	6,8
Λευκάδα	1815		38,8°N	20,7°E	6,3
Λευκάδα	1820	Φεβρουάριος	38,8°N	20,6°E	6,4
Ζάκυνθος	1820	Δεκέμβριος	37,8°N	21,1°E	6,9
Λευκάδα	1825	Ιανουάριος	38,7°N	20,6°E	6,5
Ζάκυνθος	1840	Οκτώβριος	37,8°N	20,8° E	6,5
Αργοστόλι	1862	Μάρτιος	38,3°N	20,3° E	6,5
Κεφαλονιά	1867	Φεβρουάριος	38,39°N	20,52° E	7,4
Λευκάδα	1869	Δεκέμβριος	38,85°N	20,80° E	6,4
Ζάκυνθος	1873	Οκτώβριος	37,9°N	21,2°E	6,6

Ζάκυνθος	1893	Απρίλιος	37,68°N	20,81° E	6,5
Κεφαλονιά	1912	Ιανουάριος	38,11°N	20,67° E	6,8
Λευκάδα	1914	Νοέμβριος	38,72°N	20,62° E	6,3
Ιθάκη	1915	Ιανουάριος	38,36°N	20,60° E	6,6
Ιθάκη	1915	Αύγουστος	38,50°N	20,62° E	6,7
Λευκάδα	1948	Απρίλιος	38,71°N	20,57° E	6,5
Αργοστόλι	1953	Αύγουστος	38,3°N	20,8° E	7,2
Ζάκυνθος	1958	Αύγουστος	37,4°N	20,8° E	6,4
Ζάκυνθος	1959	Νοέμβριος	37,78°N	20,53° E	6,8

4.1.3 Κατανομή σεισμικότητας στην περιοχή του Ιονίου Πελάγους.

Στα πλαίσια της παρούσας διπλωματικής εργασίας, σεισμολογικά δεδομένα, χρονικής περιόδου 1900 έως σήμερα και μεγέθους $M_L \geq 4$, συλλέχθηκαν από το Εργαστήριο Σεισμολογίας του Τομέα Γεωφυσικής-Γεωθερμίας του Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος. Μέσω του λογισμικού προγράμματος ArcGIS 10.1 δημιουργήθηκε χάρτης κατανομής της σεισμικότητας για την παραπάνω αναφερόμενη περίοδο μελέτης.



Εικόνα 13: Σεισμική δραστηριότητα περιοχής Ιονίου πελάγους για χρονική διάρκεια 1900-2021 για σεισμούς μεγέθους $M_L \geq 4$.

Στην εικόνα 13, όπου προβάλλονται τα κύρια ρήγματα της περιοχής του Ιονίου, χαρτογραφείται το δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας ολίσθησης της Κεφαλονιάς το οποίο εδρεύει από τα νοτιοδυτικά της Κεφαλονιάς έως και τα βορειοανατολικά της Λευκάδας, έχοντας διεύθυνση BBA-NNΔ.

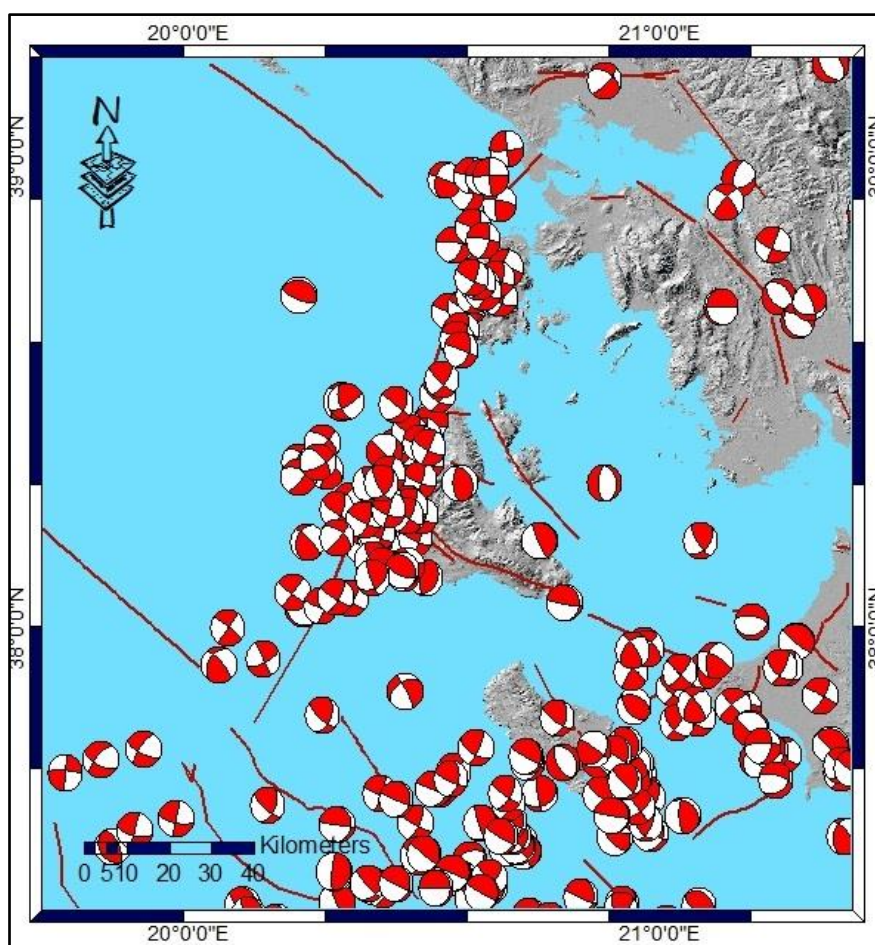
Επιπλέον, απεικονίζεται η κατανομή των επικέντρων αυτής της χρονικής περιόδου ως προς το μέγεθος και το βάθος των σεισμών. Παρατηρώντας τον συγκεκριμένο χάρτη, φαίνεται πως η σεισμική δράση της περιοχής ως επί το πλείστον εφάπτεται με τη δράση του δεξιόστροφου ρήγματος οριζόντιας ολίσθησης, ακολουθώντας τη διεύθυνση BBA-NNΔ.

Οι σεισμοί που χαρτογραφούνται στην εν λόγω περιοχή, έχουν εύρος τιμών μεγέθους από 4 έως και 7,1 βαθμούς της κλίμακας τοπικού μεγέθους. Ενώ το βάθος κυμαίνεται από 0 έως και 90 χιλιόμετρα.

4.1.4 Κατανομή των μηχανισμών γένεσης στην περιοχή του Ιονίου.

Από την συλλογή των δεδομένων όπου δημιουργήθηκε ο χάρτης , μέσω του προγράμματος Arc Map, δημιουργήθηκε και ο χάρτης μηχανισμών γένεσης, των σεισμών που έδρασαν από το 2003 έως το 2021, στην περιοχή του νότιου Ιονίου Πελάγους.

Στον συγκεκριμένο χάρτη (εικόνα 14) οι μηχανισμοί γένεσης μας φανερώνουν μια σειρά δεξιόστροφων ρηγμάτων οριζόντιας ολίσθησης, οι οποίοι εκδηλώνονται ως επί το πλείστον γύρω από την περιοχή όπου δρα το ρήγμα μετασχηματισμού του Ιονίου Πελάγους. Επίσης, ένας μικρότερος αλλά σημαντικός αριθμός σεισμών, στην περιοχή μελέτης μας, φαίνεται να προέρχεται από κανονικά αλλά και από ανάστροφα ρήγματα.



Εικόνα 14: Χάρτης μηχανισμών γένεσης περιοχής Ιονίου πελάγους.

4.2 Σεισμοτεκτονικό καθεστώς ελληνικού τόξου νοτίως της Κρήτης- Ζώνη καταβύθισης.

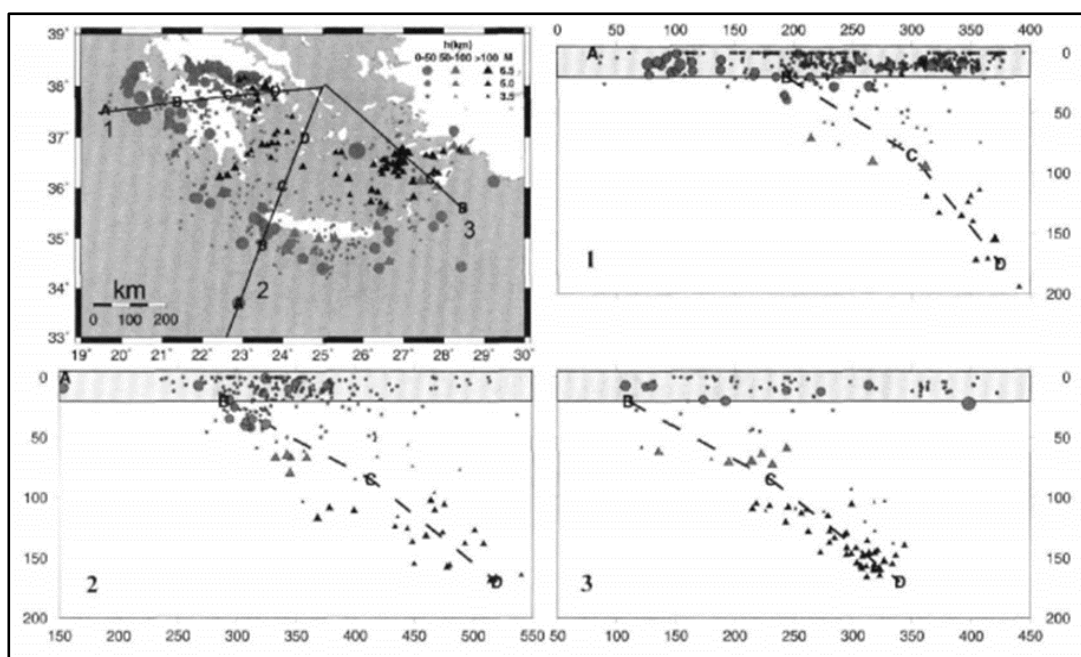
Στο νοτιότερο σημείο του ελληνικού χώρου, και συγκεκριμένα, κυρίως, περιμετρικά του κρητικού πελάγους, εδρεύει μια περιοχή έντονης σεισμικότητας. Οι παραμορφωτικές διεργασίες του χώρου αυτού, προκύπτουν διότι, η περιοχή αυτή βρίσκεται στο όριο της υποβύθισης της αφρικανικής τεκτονικής πλάκα κάτω από την ευρασιατική, δηλαδή, βρίσκεται πάνω στο ελληνικό τόξο, στον χώρο της προτάφρου. Η μικροπλάκα της Μεσογείου κινούμενη βόρεια, υποβυθίζεται κάτω από την πλάκα του Αιγαίου (Parazachos and Comninakis, 1970), δημιουργώντας έτσι μια σεισμική ζώνη (ζώνη Benioff) με παρουσία σεισμών ενδιάμεσου βάθους.

Η ύπαρξη μεγάλου αριθμού ανάστροφων ρηγμάτων που υπάρχουν στην περιοχή του νοτίου Αιγαίου είναι αποτέλεσμα του πεδίου τάσεων της περιοχής. Οι ισχυρές συμπιεστικές τάσεις που εκτείνονται κατά μήκος του ελληνικού τόξου, είναι δημιούργημα της σύγκλισης και υποβύθισης των εκατέρωθεν τεκτονικών πλακών. Τα ανάστροφα ρήγματα που προαναφέρθηκαν, της ευρύτερης περιοχής, παρουσιάζουν μικρή γωνία κλίσης, σε βάθη 40 έως 50 χιλιόμετρα και με σταθερή διεύθυνση.

Οι σεισμοί ενδιάμεσου βάθους που απαντούν στην περιοχή της νοτίου Κρήτης, συμβαίνουν λόγω της σεισμικής δράσης των ρηγμάτων, που βρίσκονται στην υποβυθιζόμενη πλάκα. Επίσης, στο εσωτερικό τμήμα του ελληνικού τόξου εμφανίζεται μια ζώνη κανονικών ρηγμάτων η οποία διέρχεται από την δυτική Κρήτη και έχουν διεύθυνση περίπου B-N.

Μελέτες από επίκεντρα 961 σεισμών (Parazachos et al. 2000) που έδρασαν την περίοδο 1956 έως 1995 ανέδειξαν την ενεργό τεκτονική της περιοχής του νοτίου Αιγαίου. Στον παρακάτω στον χάρτη της εικόνας 15 παρουσιάζονται με κυκλικό σχήμα τα επίκεντρα επιφανειακών σεισμών και με τριγωνικό σχήμα τα επίκεντρα ενδιάμεσου βάθους, καθώς, και τρεις τομές στο δυτικό, κεντρικό και ανατολικό τμήμα του νοτίου Αιγαίου κάθετα στο ελληνικό τόξο, με σημειωμένη την κατακόρυφη κατανομή των σεισμικών εστιών.

Από τις τομές της εικόνας 15 παρατηρείται ότι η ζώνη Benioff διαχωρίζεται σε δυο τμήματα, ανάλογα με την κλίση της βύθισής της, σε σχέση με το βάθος που βρίσκεται. Το πρώτο τμήμα (BC), το οποίο βρίσκεται σε βάθος 20 έως 100 χιλιόμετρα, έχει κλίση 20-30° και το δεύτερο τμήμα (CD) που εμφανίζεται σε βάθος 100 έως 180 χιλιόμετρα, έχει κλίση 45°. Τα επιφανειακά τμήματα της ζώνης παρουσιάζουν υψηλή σεισμικότητα, με παρουσία σεισμών έως και 8,0 βαθμούς της κλίμακας Ρίχτερ, ενώ το βαθύτερο τμήμα της ζώνης έχει χαμηλότερη σεισμικότητα με σεισμούς μέχρι 7,0 βαθμούς της κλίμακας Ρίχτερ. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι το ανώτερο τμήμα βρίσκεται σε επαφή με τις συγκρουόμενες πλάκες, ενώ το κατώτερο τμήμα κινείται προς τα βαθύτερα σημεία ελεύθερα. Η κίνηση νοτιοδυτικής κατεύθυνσης της μικρο-πλάκας του Αιγαίου πάνω από τη μικρο-πλάκα της μεσογείου, έχει ως αποτέλεσμα να μην εμφανίζονται εστίες επιφανειακών σεισμών σε απομακρυσμένα βορειότερα σημεία από τον χώρο της κατάδυσης, στον χώρο ανατολικά του ελληνικού τόξου, σε αντίθεση με το κεντρικό και ιδιαίτερα στο δυτικό τμήμα του τόξου.



Εικόνα 15: Χάρτης προβολής σεισμικών γεγονότων επιφανειακών (κύκλοι) και ενδιάμεσου βάθους (τρίγωνα) σεισμών. (Parazachos et. al. 2000).

4.2.1 Ιστορικοί σεισμοί στο ελληνικό τόξο.

- Στην Κρήτη συγκεκριμένα στην περιοχή της Γόρτυς, το 365 σημειώθηκε ο μεγαλύτερος σεισμός της μεσογείου, μεγέθους $M_L=8,3$ και με συντεταγμένες $35.2^{\circ}N$ $23.4^{\circ}E$. Το επίκεντρο του βρίσκεται στο νοτιοδυτικό άκρο της Κρήτης σε θαλάσσιο χώρο. Το ρήγμα που έδωσε τον συγκεκριμένο σεισμό είναι αντίθετο με κλίση προς το Αιγαίο, διεύθυνση βορειοδυτική και με μετατόπιση 10 μέτρα πάνω στη επιφάνεια του ρήγματος (Parazachos 1996).
- Τον Απρίλιο του 1366 στην Ρόδο έγινε ένας σεισμός μεγέθους $M_L=7,2$ με συντεταγμένες $36.8^{\circ}N$ $28.6^{\circ}E$. Ο σεισμός αυτός είχε ως αποτέλεσμα την καταστροφή του του κάστρου της Ρόδου.
- Ένας από τους πιο καταστροφικούς σεισμούς της Μεσογείου ήταν αυτός της Κρήτης και συγκεκριμένα στην περιοχή του Ηρακλείου τον Οκτώβριο του 1856, μεγέθους $M_L=7,7$. Ο σεισμός αυτός είχε ως αποτέλεσμα την καταστροφή μεγάλου μέρους του νησιού της Κρήτης αλλά και της Ρόδου. Το Ηράκλειο ισοπεδώθηκε ολοσχερώς λόγω της δυναμικής του σεισμού, αλλά και εξαιτίας της πυρκαγιάς που ακολούθησε.
- Στην περιοχή του Ηρακλείου της Κρήτης, ένας μεγάλος σεισμός έδρασε τον Ιούλιο του 1887 και ήταν μεγέθους $M_L=7,2$. Ήταν αισθητός σε πολλές περιοχές του Αιγαϊκού χώρου αλλά και στην Αλεξάνδρεια, Σμύρνη και την Νεάπολη της Ιταλίας.
- Ισχυρός σεισμός μεγέθους $M_L=7,5$ το 1935 και μήνα Φεβρουάριο, έπληξε την περιοχή του Λασιθίου της Κρήτης, με καταστροφικές συνέπειες για το νησί. Η δόνηση του είχε μεγάλη διάρκεια, γίνοντας αισθητή σε ολόκληρη την Κρήτη, στην Αθήνα, στην Πελοπόννησο, στις Κυκλάδες, στο Ιόνιο και στο Κάιρο.

4.2.2 Κατάλογος ιστορικών σεισμών ελληνικού τόξου.

ΠΕΡΙΟΧΗ	ΕΤΟΣ	ΠΕΡΙΟΔΟΣ	ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ	ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ	ΜΕΓΕΘΟΣ
---------	------	----------	------------	------------	---------

			ΠΛΑΤΟΣ	ΜΗΚΟΣ	(Μ)
Ρόδος	227πΧ		36,4°N	28,4°E	7,5
Ρόδος	198πΧ	Αύγουστος	36,3°N	28,2°E	7,2
Ρόδος	142		36,3°N	29,0°E	7,5
Κρήτη	251	Ιούλιος	35,6°N	25,0°E	7,7
Ρόδος	344		36,3°N	28,3°E	6,5
Κρήτη	365	Ιούλιος	35,2°N	23,4°E	8,3
Κρήτη	448	Νοέμβριος	34,8°N	24,8°E	7,2
Ρόδος	476		36,4°N	28,3°E	6,7
Ρόδος	515		36,4°N	28,2°E	6,4
Κρήτη	796	Απρίλιος	34,5°N	24,4°E	7,1
Ρόδος	1303	Αύγουστος	36,1°N	29,4°E	8,0
Ρόδος	1366	Απρίλιος	36,8°N	28,6°E	7,2
Ρόδος	1481	Μάιος	36,2°N	29,0°E	7,2
Ηράκλειο	1494	Ιούλιος	35,5°N	23,3°E	7,5

Ιεράπετρα	1508	Μάιος	35,2°N	25,8°E	7,2
Ρόδος	1513	Μάρτιος	36,1°N	28,2°E	7,2
Κρήτη	1595	Νοέμβριος	35,3°N	25,2°E	6,4
Ηράκλειο	1604		35,8°N	25,2°E	6,5
Ρόδος	1608	Αύγουστος	42,5°N	18,6°E	6,3
Ηράκλειο	1612	Νοέμβριος	35,0°N	23,8°E	7,2
Ρόδος	1616		36,5°N	28,5°E	6,4
Κρήτη	1630	Μάρτιος	35,0°N	23,7°E	7,3
Ρέθυμνο	1646	Ιανουάριος	35,4°N	24,4°E	6,0
Ηράκλειο	1665	Ιανουάριος	35,9°N	25,0°E	6,8
Ηράκλειο	1673	Μάιος	35,9°N	25,4°E	6,8
Κρήτη	1681	Ιανουάριος	35,4°N	23,5°E	7,0
Κρήτη	1717		35,9°N	22,9°E	7,0
Ρόδος	1741	Ιανουάριος	36,2°N	29,3°E	7,4
Ρόδος	1756	Φεβρουάριος	36,3°N	27,5°E	7,5

Ηράκλειο	1769	Δεκέμβριος	35,6°N	25,5°E	6,8
Ιεράπετρα	1780	Οκτώβριος	34,9°N	25,8°E	6,8
Ηράκλειο	1810	Φεβρουάριος	35,5°N	25,6°E	7,5
Ιεράπετρα	1815	Δεκέμβριος	35,0°N	25,7°E	6,8
Κρήτη	1846	Μάρτιος	35,8°N	25,0°E	7,2
Ηράκλειο	1856	Οκτώβριος	35,6°N	25,8°E	7,7
Ρόδος	1862	Μάρτιος	36,4°N	27,4°E	6,3
Ρόδος	1863	Απρίλιος	36,4°N	27,6°E	7,5
Ρόδος	1874	Νοέμβριος	36,5°N	27,9°E	7,0
Ηράκλειο	1887	Ιούλιος	35,7°N	25,8°E	7,2
Ηράκλειο	1908	Μάιος	35,7°N	25,2°E	6,7
Κρήτη	1910	Φεβρουάριος	35,7°N	23,8°E	6,8
Κρήτη	1910	Αύγουστος	34,3°N	26,8°E	6,0
Κρήτη	1913	Σεπτέμβρης	35,0°N	24,0°E	6,1
Κρήτη	1922	Αύγουστος	35,0°N	26,8°E	6,8

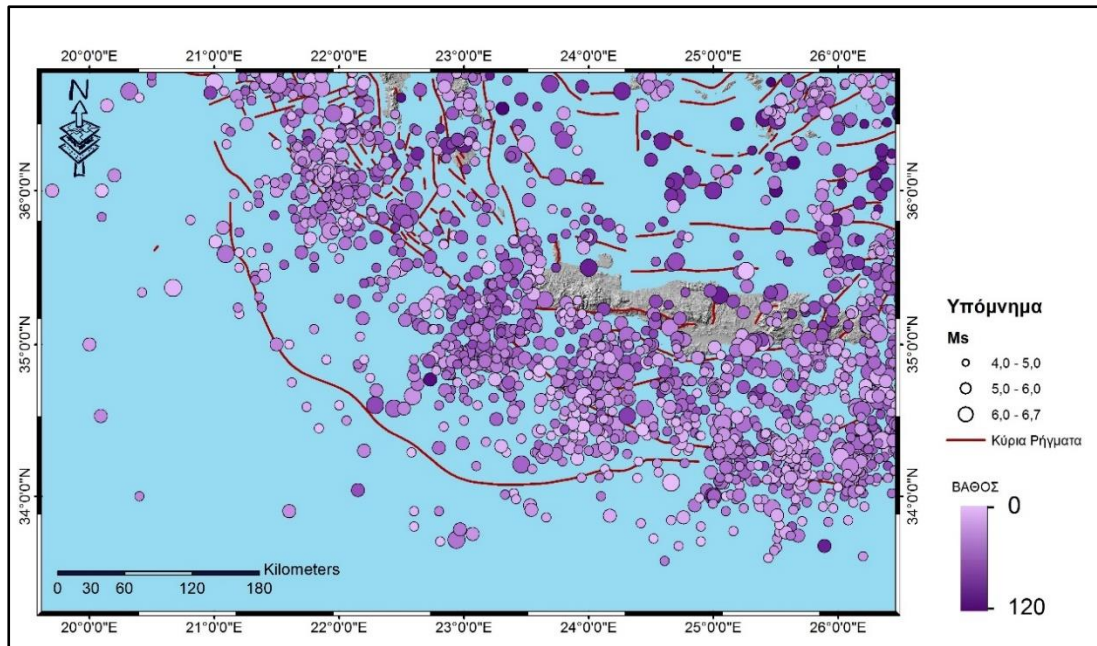
Ρόδος	1926	Ιούνιος	36,5°N	27,5°E	7,6
Ηράκλειο	1930	Φεβρουάριος	36,5°N	24,5°E	6,7
Λασιθί	1935	Φεβρουάριος	35,9°N	25,2°E	7,0
Ρόδος	1944	Μάιος	36,1°N	27,2°E	6,0
Ρόδος	1945	Σεπτέμβρης	34,4°N	28,9°E	6,4
Χανιά	1947	Οκτώβριος	35,1°N	23,4°E	6,3
Χανιά	1948	Ιούλιος	35,2°N	24,4°E	6,6
Ηράκλειο	1952	Δεκέμβριος	34,4°N	24,5°E	7,0
Ρόδος	1957	Απρίλιος	36,5°N	28,6°E	7,2
Ηράκλειο	1959	Μάιος	35,0°N	24,72°E	6,3
Ρόδος	1961	Μάιος	36,7°N	26,7°E	6,4
Κρήτη	1962	Ιανουάριος	35,2°N	22,7°E	6,2
Χανιά	1965	Απρίλιος	35,03°N	24,21°E	6,1
Ρόδος	1965	Νοέμβριος	36,1°N	27,4°E	6,0
Κρήτη	1969	Ιούνιος	34,4°N	24,8°E	6,1

Χανιά	1972	Μάιος	35,1°N	23,6°E	6,5
Χανιά	1973	Νοέμβριος	35,18°N	23,75°E	6,0
Χανιά	1977	Σεπτέμβρης	34,9°N	23,0°E	6,3
Χανιά	1984	Ιούνιος	35,4°N	23,3°E	6,2
Λασιθί	1992	Απρίλιος	35,1°N	26,6°E	6,1
Ηράκλειο	1992	Νοέμβριος	35,00°N	24,90°E	6,1

4.2.3 Κατανομή σεισμικότητας στην περιοχή του Νοτίου Αιγαίου.

Ο χάρτης της εικόνας 16 του Νοτίου Αιγαίου και πιο συγκεκριμένα η ευρύτερη περιοχή, νότια, δυτικά, αλλά και βόρεια της Κρήτης, απεικονίζει την κατανομή σεισμικότητας από το 1900 έως και σήμερα καθώς και την κατανομή των κύριων ρηγμάτων της περιοχής. Ο χάρτης αυτός, δημιουργήθηκε από τη συλλογή σεισμικών δεδομένων περιόδου από το 1900 έως σήμερα και για σεισμούς μεγαλύτερους των 4 βαθμών της κλίμακας τοπικού μεγέθους, του εργαστηρίου Σεισμολογίας του Τομέα Γεωφυσικής-Γεωθερμίας του Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος, με τη χρήση του προγράμματος Arc GIS 10.1.

Όπως παρατηρείται στην εικόνα 16, οι διευθύνσεις των κύριων ρηγμάτων στην περιοχή μελέτης ακολουθούν την διεύθυνση της ζώνης καταβύθισης της Αφρικανικής Πλάκας κάτω από την μικροπλάκα του Αιγαίου. Τα ρήγματα αυτά, τα οποία προέρχονται από το μεγάλο παραμορφωτικό καθεστώς της περιοχής δίνουν έντονα σεισμικά φαινόμενα, με αρκετούς σεισμούς χαμηλού έως και υψηλού μεγέθους.



Εικόνα 16: Κατανομή σεισμικότητας της περιοχή του Νοτίου Αιγαίου για την περίοδο 1900-2021.

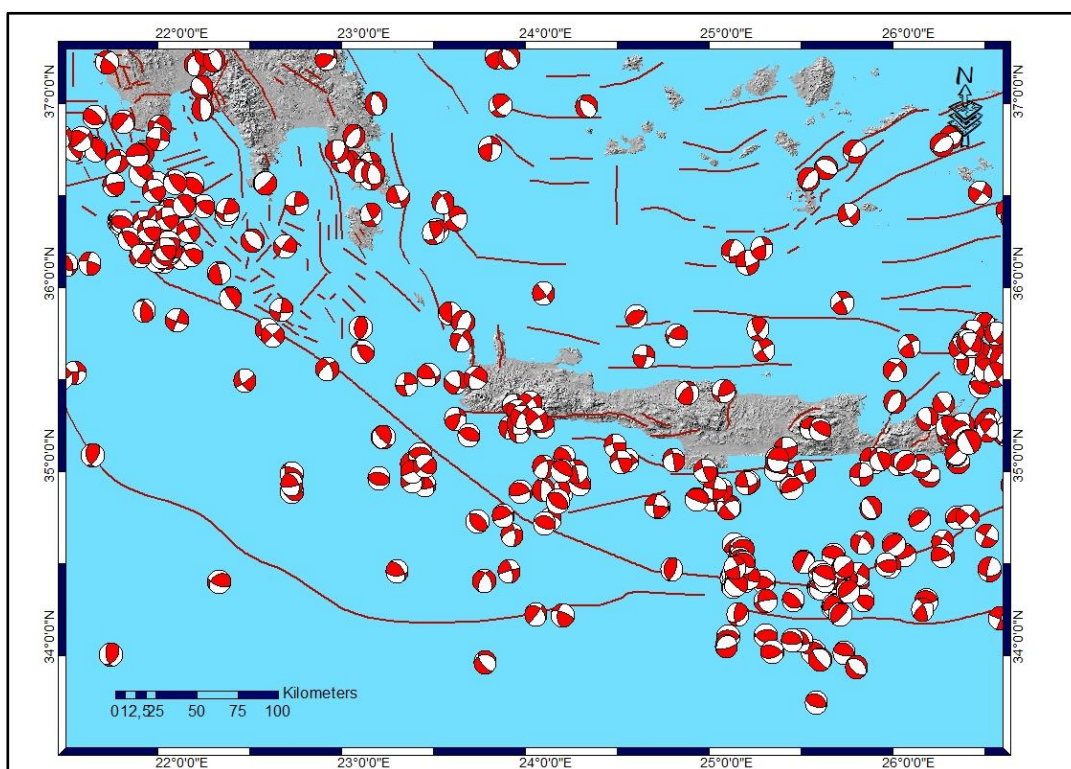
Το βάθος των σεισμικών γεγονότων έχει εύρος από 0 έως 120 χιλιόμετρα, με μικρότερα βάθη νοτίως της Κρήτης έχοντας όλο και μεγαλύτερα βάθη στις πιο βορειότερες περιοχές του ελληνικού χώρου. Αυτό συμβαίνει διότι, η υποβυθιζόμενη Αφρικανική Πλάκα προχωρώντας εσωτερικά του ελληνικού ορογενετικού συστήματος βυθίζεται συνεχώς σε μεγαλύτερη βάθη, κάτω από τη μικροπλάκα του Αιγαίου και οι σεισμικές διαρρήξεις συμβαίνουν πάνω σε αυτήν της υποβυθιζόμενη πλάκα. Έτσι, τα εστιακά σημεία της περιοχής ακολουθούν αυτήν την καθοδική πορεία της πλάκας, στα εσωτερικά του ελληνικού τόξου.

4.2.4 Κατανομή των μηχανισμών γένεσης στην περιοχή του Ν. Αιγαίου.

Στο χάρτη της εικόνας 17 απεικονίζονται οι μηχανισμών γένεσης των σεισμικής δραστηριότητας από το 2003 έως το 2021 που έλαβε χώρα στην ευρύτερη περιοχή του Νοτίου Αιγαίου (χρήση λογισμικού ArcGIS 10.1).

Σύμφωνα με την κατανομή των μηχανισμών γένεσης χαρτογραφείται μια σεισμική ζώνη με ρήγματα ανάστροφου χαρακτήρα, τα οποία εκδηλώνονται με διεύθυνση σχεδόν περιμετρικά της ζώνης υποβύθισης, περίπου ανατολή δύση. Επίσης,

παρατηρείτε και ένας μικρότερος αριθμός ρηγμάτων οριζόντιας ολίσθησης, τα οποία τέμνουν τα ανάστροφα ρήγματα και έχουν διευθύνσεις ΒΒΑ-ΝΝΔ, καθώς και μικρότερης κλίμακας κανονικά ρήγματα. Σύμφωνα με τις προαναφερθέντες παρατηρήσεις, ο μεγάλος αριθμός ανάστροφων ρηγμάτων στην περιοχή που φαίνεται στον χάρτη της εικόνας 17, δείχνει την δράση συμπίεστικών τάσεων, οι οποίες είναι αποτέλεσμα της μετακίνησης της Αφρικανικής Πλάκας προς την Ευρασιατική και τη μικροπλάκα του Αιγαίου.



Εικόνα 17: Κατανομή των μηχανισμών γένεσης στην περιοχή του Ν. Αιγαίου.

4.3 Σεισμοτεκτονικό καθεστώς Κορινθιακού Κόλπου.

Ο Κορινθιακός Κόλπος είναι μια λεκάνη μήκους 105 χιλιομέτρα, η οποία ξεκινάει από το όριο της λεκάνης δυτικά και φτάνει έως και το βόρειο άκρο του ηφαιστειακού τόξου ανατολικά. Ο Κορινθιακός κόλπος διαχωρίζει την Στερεά Ελλάδα από την Πελοπόννησο, έχοντας διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ (Doutsos et al, 1992) και μέσο πλάτος 12 χιλιομέτρα. Η λεκάνη αυτή είναι μια τεκτονική ημι-τάφρος, με διαφοροποίηση των δυο εκατέρωθεν σκελών της, καθώς, παρουσιάζουν έντονη

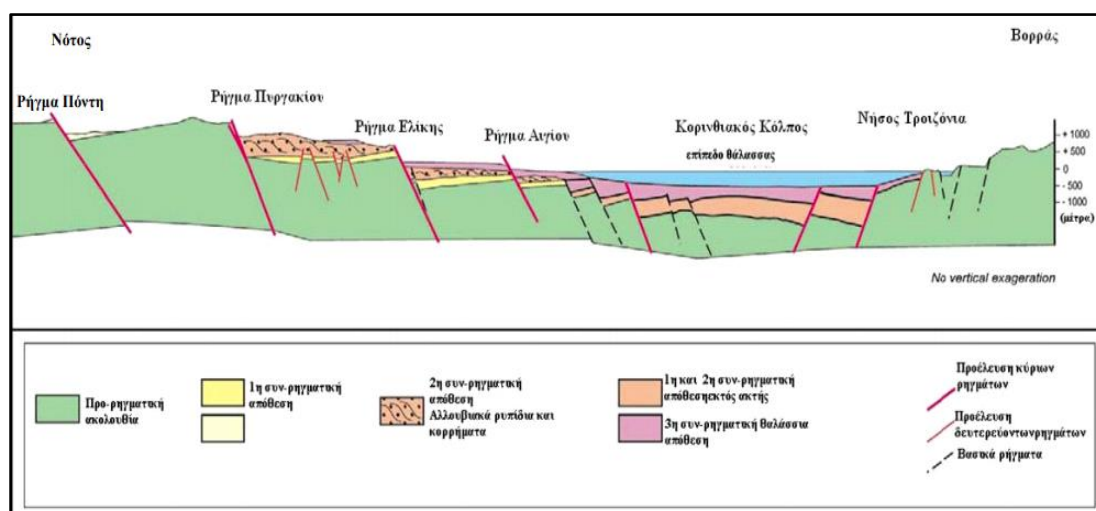
ασυμμετρία. Έτσι, δόθηκε ο όρος τεκτονικό δίπολο, για τη διαφορική τεκτονική κίνηση εκατέρωθεν της λεκάνης, με σχετική βύθιση της Στερεάς Ελλάδας και έντονη ανύψωση της Βόρειας Πελοποννήσου (Μαριολάκος, 1976).

Στο νότιο τμήμα της λεκάνης, δηλαδή, στη βόρεια Πελοπόννησο, εμφανίζονται μεταλπικά ιζήματα, τα οποία έχουν δεχτεί τεκτονική ανύψωση 1200 έως και 1400 μέτρα. Τα συνεκτικά μεταλπικά ιζήματα που απαντούν στην περιοχή (ψαμμίτες και κροκαλοπαγή) δημιουργούν ένα έντονο τοπογραφικό ανάγλυφο (Alfred Philippson, 1892) και έχουν ηλικία ανώτερο πλειόκαινο έως και μέσο πλειστόκαινο. Από την άλλη, το νοτιότερο σημείο της Στερεάς Ελλάδας και βόρειο τμήμα της λεκάνης του Κορινθιακού αποτελείται από αλπικά πετρώματα με ηλικίες κυρίως μεσοζωικού έως και κάτω καινοζωικού.

Ο Κορινθιακός κόλπος αποτελεί μια νεοτεκτονική δομή, η οποία έδρασε από το πλείο-τεταρτογενές έως και σήμερα, έχοντας έντονη σεισμική δραστηριότητα. Πρόκειται για περιοχή του Ελληνικού χώρου με έντονη σεισμικότητα η οποία οφείλεται στην παρουσία κανονικών ρηγμάτων, ασύμμετρα εκατέρωθεν του κόλπου, τα οποία έχουν διεύθυνση Α-Δ και κλίση είτε προς βορρά, είτε προς νότο. Αποτελεί λοιπόν, μια δομή εφελκυστικού χαρακτήρα (τεκτονική τάφρος), με ρήγματα κανονικά τα οποία χωρίζουν την περιοχή σε μεγάλα ρηξιτεμάχη μιας ενιαίας ρηξιγενής ζώνης. Η γεωτεκτονική εξέλιξη του Κορινθιακού κόλπου, ενδεχομένως προκύπτει από την επαναδραστηριοποίηση μιας παλιάς ζώνης μετασχηματισμού, η οποία εξελίχθηκε σταδιακά μέσα σε μια μεταλπική θαλάσσια λεκάνη.

Στο ανατολικό τμήμα του Κορινθιακού η σεισμική δραστηριότητα λαμβάνει χώρα σε βάθη 4 έως 13 χιλιόμετρα καλύπτοντας το βόρειο αλλά και το νότιο τμήμα του. Επίσης, παρατηρείται βύθιση 45° είτε, για σεισμούς που γίνονται στο βορειο τμήμα της περιοχής είτε για σεισμούς που λαμβάνουν χώρα νοτιότερα. Από την άλλη πλευρά στο δυτικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου η σεισμικότητα έχει βάθος 8 έως 11 χιλιόμετρα με μικρή γωνία βύθισης προς τον βορρά. Τα ενεργά ρήγματα, τα οποία δίνουν μικροσεισμικές δονήσεις στη δυτική πλευρά, έχουν γωνία βύθισης 20° έως 50°.

Τα ενεργά σεισμικά ρήγματα του Κορινθιακού κόλπου που παρουσιάζουν γωνία βύθισης 10° - 15° και στις δυο πλευρές του, δεν συσχετίζονται με το ρήγμα οριζόντιας ολίσθησης, αυτό δικαιολογείται λόγω της απότομης διακοπής, της σεισμικότητας σε μεγαλύτερα βάθη. Η αλλαγή κλίσης, από 45° σε 30° των ρηγμάτων, στο δυτικό τμήμα του Κορινθιακού, πιθανώς, οφείλεται σε ένα μοντέλο δομής ντόμινο το οποίο δραστηριοποιείται πάνω στο ρήγμα μετασχηματισμού.



Εικόνα 18: Τομή της ρηξιγενούς ζώνης του Κορινθιακού κόλπου, με παρουσία ασύμμετρων ρηγμάτων αντίθετης κλίσης φοράς προς Βορρά ή Νότο. (I. Morreti et. al, 2003)

4.3.1 Ιστορικοί σεισμοί στον Κορινθιακό Κόλπο.

- Στην Πάτρα τον Ιανουάριο του 1806 έλαβε χώρα σεισμός μεγέθους $M_L=6,2$. Σημειώθηκαν μεγάλες ζημιές σε κοντινές περιοχές της Πάτρας, αλλά και στην ίδια την πόλη της Πάτρας. Το φρούριο της Πάτρας παρουσίασε σημαντικές ζημιές, που είχε ως αποτέλεσμα τον θάνατο μεγάλου αριθμού ανθρώπων.
- Στις 23 Αυγούστου του 1817 στο Αίγιο, ένας καταστροφικός σεισμός μεγέθους $M_L=6,6$ συνέτριψε το μεγαλύτερο μέρος της πόλης. Από παρατηρήσεις αναφέρεται πως ακούσθηκαν ισχυροί θόρυβοι, λασποροές και δραστηριότητα απόσυρσης της θάλασσας και στη συνέχεια μεγάλο τσουνάμι, το οποίο είχε ως αποτέλεσμα να σκοτωθούν 18 άνθρωποι. Η μετασεισμική ακολουθία διήρκεσε οκτώ μέρες.

- Ένας ισχυρός σεισμός τον Φεβρουάριο του 1858 μεγέθους $M_L=6,5$ κατέστρεψε την πόλη της Κορίνθου, των Εξαμιλίων, της Κουρτέσης, του Καλαμακίου και πολλών ακόμα χωριών.
- Στην ευρύτερη περιοχή της Αράχωβας έλαβε χώρα σεισμός μεγέθους $M_L=6,8$ τον Αύγουστο του έτους 1870. Ένας προσεισμός προηγήθηκε στα ανατολικότερα από το επίκεντρο του κύριου σεισμού λαμβάνοντας χώρα οκτώ ώρες νωρίτερα από αυτόν. Ο κύριος σεισμός ήταν μοιραίος για την Αράχωβα, καθώς την κατέστρεψε ολοσχερώς και κόστισε την ζωή σε 25 ανθρώπους, στην Αράχωβα, στο Καστρί, 28, στο Χρυσό 50, στην Ιτέα 4, στο Ξηροπηγάδι και στον Άγιο Γεώργιο 12. Καταστροφές επίσης προξένησε στην Άμφισσα, στην Αγία Ευθυμία και στο Γαλαξίδι. Η κύρια εδαφική διάρρηξη μήκους 5 έως 6 χιλιομέτρων εντοπίστηκε μεταξύ των χωριών Λαριάκη και Σερνικάκι .
- Το 1889, στις 25 Αυγούστου, ισχυρός σεισμός μεγέθους ($M_L=7,0$) έπληξε την περιοχή του Αιγίου. Αυτό είχε ως αποτέλεσμα να προκληθούν ζημιές τόσο στο Αίγιο όσο και στην Πάτρα, το Μεσολόγγι και το Αγρίνιο στο οποίο προκλήθηκε και ρευστοποίηση του εδάφους. Η αισθητότητα αυτού του σεισμού έφτασε μέχρι την περιοχή του Ιονίου.

4.3.2 Κατάλογος ιστορικών σεισμών Κορινθιακού Κόλπου.

ΠΕΡΙΟΧΗ	ΕΤΟΣ	ΠΕΡΙΟΔΟΣ	ΓΕΩΓΡΑΦΙΚ Ο ΠΛΑΤΟΣ	ΓΕΩΓΡΑΦΙΚ Ο ΜΗΚΟΣ	ΜΕΓΕΘΟΣ (M)
Κόρινθος	420 π.χ.	Καλοκαίρι	38.0°N	22.8°E	< 6,0
Ελίκη	373 π.χ.	Χειμώνας	38.2°N	22.2°E	6,8
Δελφοί	347 π.χ.		38.4°N	22.5°E	< 6,0
Σικυών	303 π.χ.		38.0°N	22.7°E	6,4
Δελφοί	279 π.χ.		38.4°N	22.4°E	6,4

Αίγιο	23		38.3°N	22.1°E	6,3
Κόρινθος	74	Ιούνιος	37.9°N	22.9°E	6,3
Δελφοί	361		38.4°N	22.6°E	6,8
Κόρινθος	521		38.0°N	22.9°E	6,3
Χειρώνεια	551		38.4°N	22.7°E	6,8
Ναύπακτος	551		38.3°N	21.7°E	6,5
Κόρινθος	580		37.8°N	22.8°E	6,3
Κόρινθος	1300		37.9°N	22.9°E	6,0
Ξυλόκαστρο	1402	Ιούνιος	38.15°N	22.45°E	6,8
Ναύπακτος	1703	Φεβρουάριος	38.4°N	22.1°E	6,1
Ναύπακτος	1714	Αύγουστος	38.4°N	22.7°E	6,3
Κόρινθος	1725		37.9°N	23.0°E	6,0
Κόρινθος	1742	Φεβρουάριος	38.1°N	22.6°E	6,7
Αίγιο	1748	Μάιος	38.2°N	22.2°E	6,6

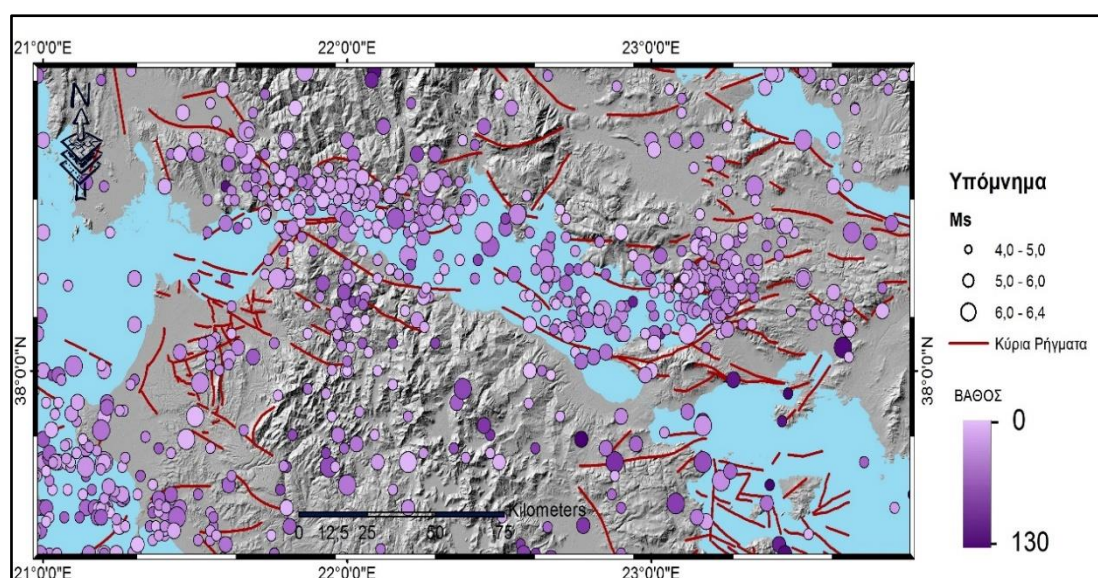
Κορινθία	1753	Μάρτιος	38.1°N	22.5°E	6,1
Ναύπακτος	1756	Οκτώβριος	38.4°N	21.9°E	6,8
Κορινθιακός Κόλπος	1769		38.4°N	22.0°E	6,8
Κόρινθος	1775	Κόρινθος	37.9°N	22.9°E	6,2
Πάτρα	1804	Ιούνιος	38.1°N	21.7°E	6,4
Πάτρα	1806	Ιανουάριος	38.3°N	21.8°E	6,2
Αίγιο	1817	Αύγουστος	38.3°N	22.1°E	6,6
Ναύπακτος	1831	Νοέμβριος	38.4°N	21.9°E	6,0
Κόρινθος	1858	Φεβρουάριος	37.87°N	22.88°E	6,5
Αχαΐα	1861	Δεκέμβριος	38.25°N	22.16°E	6,7
Αράχωβα	1870	Αύγουστος	38.48°N	22.55°E	6,8
Κορινθία	1876	Ιούνιος	37.8°N	22.8°E	6,1
Αίγιο	1888	Σεπτέμβριος	38.23°N	22.11°E	6,3
Αίγιο	1889	Αύγουστος	38.4°N	22.0°E	7,0

Ναύπακτος	1917	Δεκέμβριος	38.4°N	21.7°E	6,0
Αχαΐα	1925	Ιούλιος	37.8°N	22.1°E	6,6
Κόρινθος	1928	Απρίλιος	37.94°N	22.98°E	6,3
Κόρινθος	1930	Απρίλιος	37.78°N	22.99°E	6,0
Αρχαία Κόρινθος	1962	Αύγουστος	37.8°N	22.9°E	6,8
Κορινθία	1972	Σεπτέμβριος	38.0°N	22.4°E	6,3

4.3.3 Κατανομή σεισμικότητας στην περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου.

Μέσω της ιστοσελίδας του εργαστηρίου Σεισμολογίας του Τομέα Γεωφυσικής-Γεωθερμίας του Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος, συλλέχθηκαν τα σεισμολογικά δεδομένα της σεισμικής δραστηριότητας (σεισμοί μεγέθους $M_L \geq 4$) από το 1900 έως και σήμερα. Με το πρόγραμμα ArcGIS 10.1 έγινε η προβολή των σεισμών και των κύριων ρηγμάτων που δρουν στην περιοχή (εικόνας 19).

Τα κύρια ρήγματα της περιοχής που μελετάμε, βρίσκονται εκατέρωθεν του κόλπου και ασύμμετρα μεταξύ τους. Πρόκειται για κανονικά ρήγματα, λόγω του εφελκυστικού πεδίου τάσεων που δρα στην περιοχή σχηματίζοντας έτσι την τεκτονική δομή του Κορινθιακού Κόλπου.



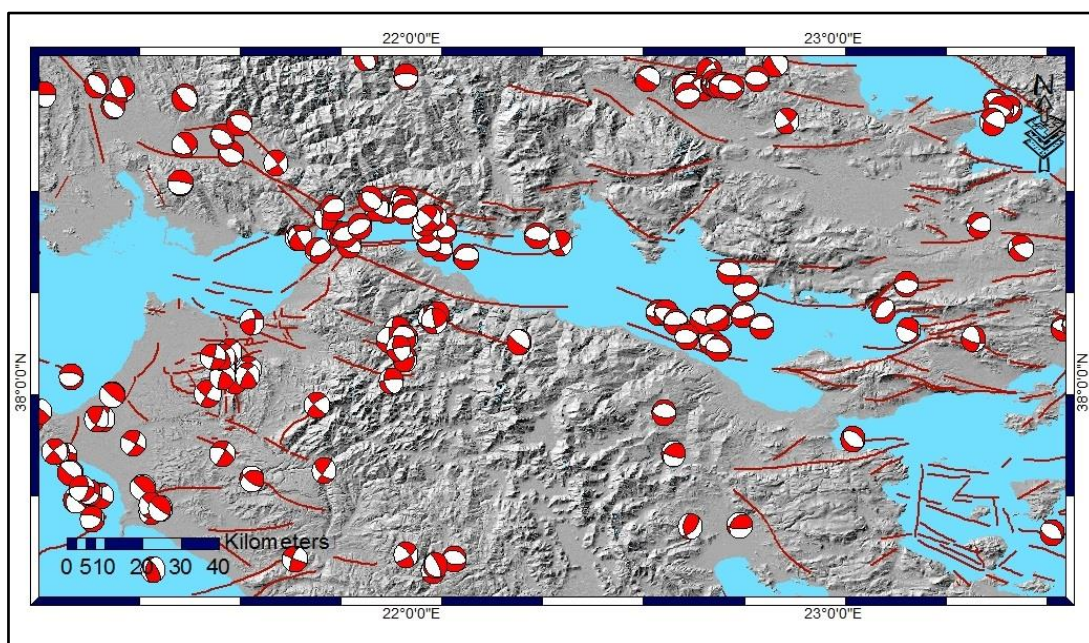
Εικόνα 19: Σεισμική κατανομή της περιοχής του Κορινθιακού Κόλπου.

Η σεισμικότητα στον Κορινθιακό Κόλπο, χαρακτηρίζεται κυρίως από σχετικά μικρά εστιακά βάθη, ενώ για μικρό πλήθος σεισμών οι τιμές του βάθους να κυμαίνονται μεταξύ 100 έως 130 χιλιόμετρα. Τα μεγέθη αυτής της σεισμικής δράσης δεν ξεπερνούν τους 6,5 βαθμούς της κλίμακας τοπικού μεγέθους για την περίοδο μελέτης, καθώς το μεγαλύτερο σε μέγεθος σεισμικό γεγονός είναι $M_L=6,4$.

4.3.4 Χάρτης μηχανισμών γένεσης της περιοχής του Κορινθιακού Κόλπου.

Η συλλογή των σεισμολογικών δεδομένων πραγματοποιήθηκε όπως και στις προηγούμενες περιοχές μελέτης και εκπονήθηκε ο χάρτης της εικόνας 20 με αποτέλεσμα την παρουσίαση όλων των μηχανισμών γένεσης, οι οποίοι έδρασαν στην ευρύτερη περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου από το 2003 έως και το 2021.

Σύμφωνα με την κατανομή των μηχανισμών γένεσης παρατηρείται ένα εφελκυστικό πεδίο τάσεων, το οποίο αναπτύσσεται στην περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου. Το εφελκυστικό αυτό καθεστώς της περιοχής έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία των κανονικών ρηγμάτων με μέση διεύθυνση ανατολής δύσης.

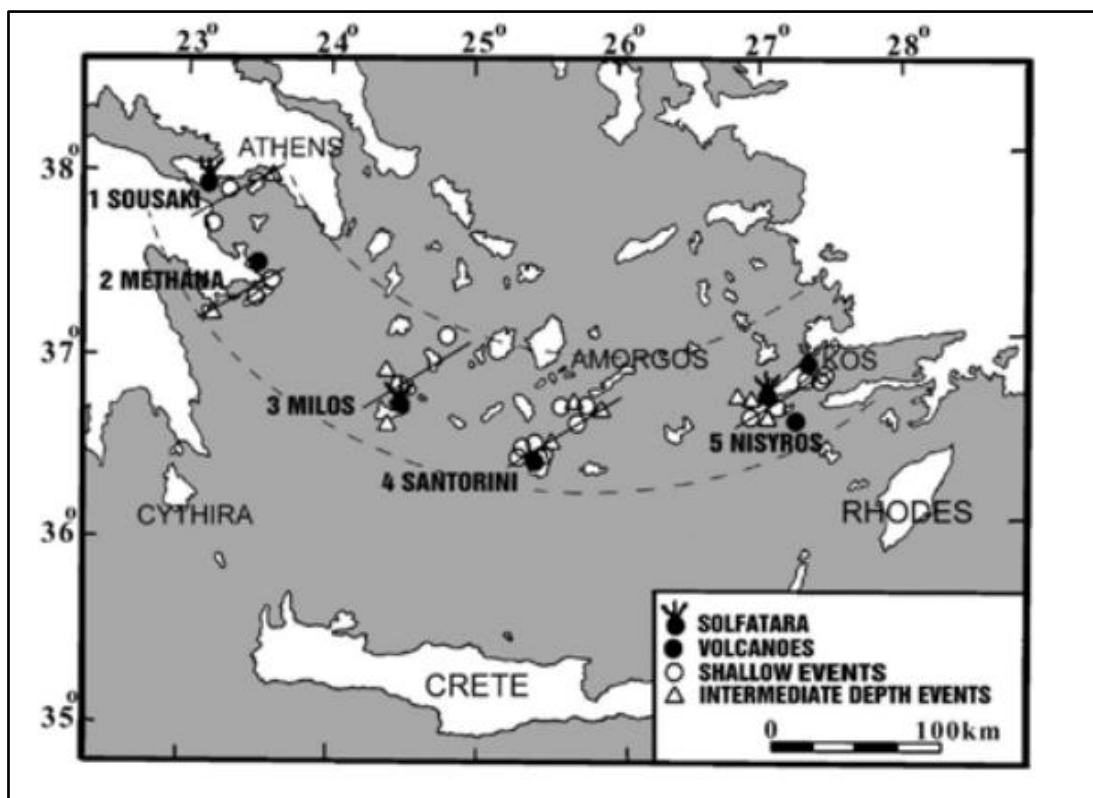


Εικόνα 20: Χάρτης μηχανισμών γένεσης Κορινθιακού.

4.4 Σεισμοτεκτονικό καθεστώς Ηφαιστειακού Τόξου στην περιοχή του Αιγαίου.

Το ηφαιστειακό τόξο του ελληνικού χώρου, βρίσκεται στο εσωτερικό μέρος του ελληνικού τόξου στην περιοχή πίσω από την οπισθοτάφρο. Έχει τοξοειδείς

διεύθυνση και είναι παράλληλο στη ζώνη καταβύθισης ενώ το ιζηματογενές τόξο, βρίσκεται σε απόσταση 120 χιλιομέτρα από αυτό. Εκτείνεται από το Σουσάκι, την Αίγινα, τα Μέθανα, τον Πόρο, τη Μήλο, τη Σαντορίνη, την Νίσυρο, το Γυαλί μέχρι και την Κω. Η αλυσίδα των ηφαιστειακών κέντρων που το περιλαμβάνουν είναι τα Μέθανα, η Μήλος, η Θήρα, η Νίσυρος και η Κως (εικόνα 21), ενώ έχει πλάτος 20-40 χιλιομέτρα και μήκος 500 χιλιομέτρα.



Εικόνα 21: Ηφαιστειακά κέντρα ελληνικού ηφαιστειακού τόξου τα οποία παρουσιάζουν σεισμική δραστηριότητα.(Parazachos and Panagiotopoulos, 1993).

Το ελληνικό Ηφαιστειακό Τόξο χαρακτηρίζεται εκτός από την ηφαιστειακή δραστηριότητα, από ισχυρούς σεισμούς τόσο επιφανειακούς όσο και ενδιάμεσου βάθους (120 έως 180 χιλιομέτρα). Οι σεισμοί ενδιάμεσου βάθους οφείλονται σε διαρρήξεις της βυθιζόμενης λιθόσφαιρας σε βάθη 120 έως 180 χιλιομέτρα ενώ οι επιφανειακοί σεισμοί είναι αποτέλεσμα κανονικών ρηγμάτων με παράλληλη διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ. (Parazachos and Panagiotopoulos et. al. 1993).

Το τόξο περιλαμβάνει υποθαλάσσια ηφαίστεια, τα οποία κατά μέσο όρο έχουν βάθος 600 μέτρα και φτάνουν σε ύψος έως και 1200 μέτρα, δημιουργώντας έτσι απότομους ηφαιστειακούς κώνους. Αυτές οι δομές βρίσκονται σε πλειοτεταρτογενείς ιζηματογενείς νεοτεκτονικές λεκάνες και φιλοξενούν τα κανονικά ρήγματα που συνδέονται συχνά με τη βορειοανατολική νοτιοδυτική ζώνη ολίσθησης. Οι τεκτονικές δομές που παρατηρούνται, είναι κατά κύριο λόγο ζώνες διάτμησης διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ στη Μήλο και τα Μέθανα και ΒΑ-ΝΔ στη Σαντορίνη και στην Νίσυρο.

Οι σεισμοί μικρού μεγέθους στην περιοχή του Ηφαιστειακού τόξου συνδέονται με τις δομές των τάφρων και των κεράτων που παρατηρούνται στην περιοχή όπως η ζώνη Αμοργού-Σαντορίνης. Επίσης, βορειοανατολικά της Σαντορίνης στον υποθαλάσσιο χώρο της, εδρεύει το ηφαίστειο Columbo, το οποίο είναι το νεότερο ηφαίστειο στον ελληνικό χώρο. Στην περιοχή αυτοί λαμβάνουν χώρα σεισμοί εστιακού βάθους 5 έως 8 χιλιόμετρα, και σχετίζεται με την έντονη υδροθερμική δραστηριότητα που έχει παρατηρηθεί στο ηφαίστειο (Sakellariou et. al. 2006, M. Bohnhoff et. al. 2006).

4.4.1 Ιστορικοί σεισμοί στο ηφαιστειακό τόξο.

- Ηφαιστειακή δράση με συνοδό σεισμικό γεγονός μεγέθους $ML=6,0$ έλαβε χώρα στην περιοχή της Σαντορίνης, τον Οκτώβριο του 1650, με αποτέλεσμα την δημιουργία του σχηματισμού του Κολούμπο.
- Τον Ιούλιο του 1862, στο νησί της Μήλου έλαβε χώρα σεισμός μεγέθους $ML=7,0$ με συντεταγμένες $36.9^{\circ}N$ $24.4^{\circ}E$. Οι ζημιές δεν περιορίστηκαν μόνο στην Μήλο αλλά παρατηρήθηκαν μέχρι την Αντίμηλο, τη Σίφνο, τη Φολέγανδρο, και τη Σαντορίνη. Τον ισχυρό σεισμό ακολούθησαν μετασεισμοί μικρότερου μεγέθους.
- Στη Σαντορίνη τον Ιανουάριο του 1866 σημειώθηκε ένας σεισμός με μέγεθος $ML=6,1$ και συντεταγμένες $36.4^{\circ}N$ $25.4^{\circ}E$. Σοβαρές ζημιές προκλήθηκαν σε 50 σπίτια και 2 εκκλησίες. Πριν τον κύριο σεισμό, υπήρξαν κάποιες μικρές δονήσεις, αλλά και υποχώρηση του εδάφους. Η κύρια φάση ηφαιστειακής δραστηριότητας του ηφαιστείου Νέας Καμένης διήρκεσε από 16 Ιανουαρίου μέχρι 15 Οκτώβριου.

- Στον χώρο του κεντρικού Αιγαίου, πάνω στο ηφαιστειακό τόξο και συγκεκριμένα στον νησί της Σαντορίνης, τον Απρίλιο του 1911, έδρασε ένας σεισμός μεγέθους $M_L = 7,1$. Ο σεισμός αυτός έγινε αισθητός στη Σαντορίνη, στη Νάξο, αλλά και στη Μεσσηνία.

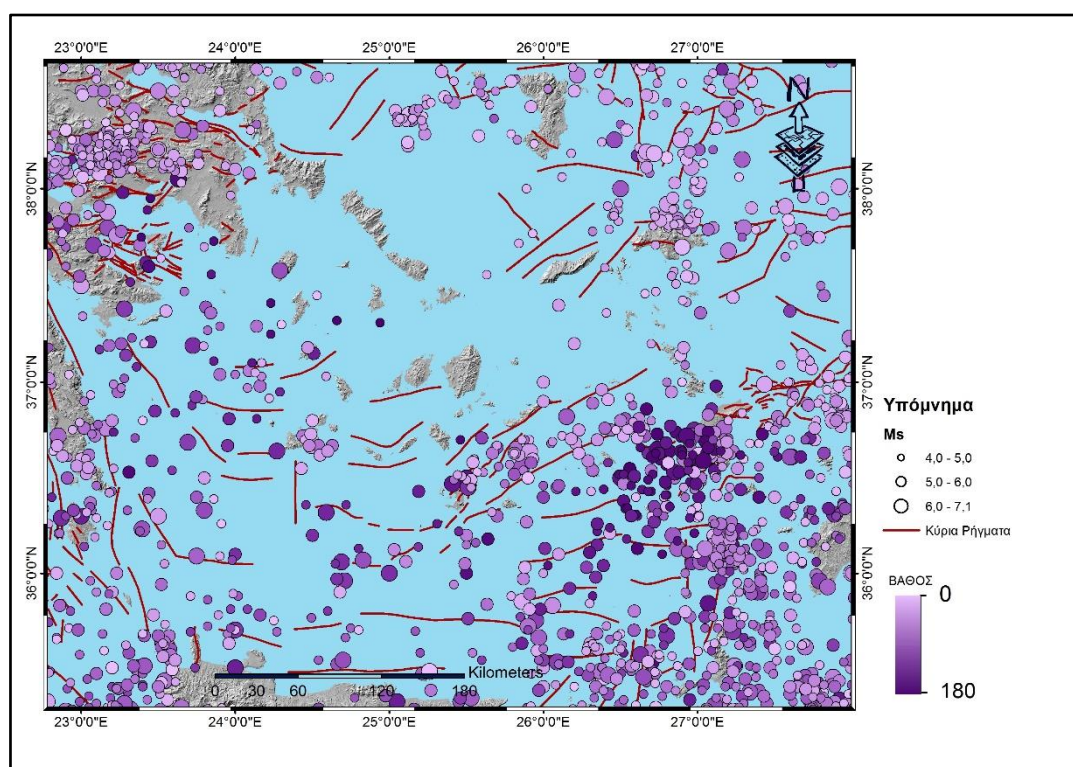
4.4.2 Κατάλογος ιστορικών σεισμών ηφαιστειακού τόξου.

ΠΕΡΙΟΧΗ	ΕΤΟΣ	ΠΕΡΙΟΔΟΣ	ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΠΛΑΤΟΣ	ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΜΗΚΟΣ	ΜΕΓΕΘΟΣ (M)
Θήρα	46		36.4°N	25.4°E	6,5
Κως	334		36.9°N	27.4°E	6,6
Κως	556	Αύγουστος	36.8°N	27.3°E	7,0
Υδρα	1457		37.3°N	23.5°E	6,3
Κως	1493	Αύγουστος	36,7°N	27,1°E	6,8
Θήρα	1650	Οκτώβριος	36.5°N	25.5°E	6,0
Θήρα	1707	Σεπτέμβριος	36.4°N	25.4°E	<6,0
Σίφνος	1733	Δεκέμβριος	37.1°N	24.8°E	6,8
Μήλος	1735		36.8°N	24.5°E	6,5
Χάλκη	1843	Οκτώβριος	36.4°N	27.7°E	6,6

Μήλος	1862	Ιούνιος	36.9°N	24.4°E	7
Θήρα	1866	Ιανουάριος	36.4°N	25.4°E	6,1
Θήρα	1911	Απρίλιος	36.5°N	25.5°E	7,1
Μήλος	1918	Ιούλιος	36.7°N	24.8°E	6,6
Θήρα	1919	Οκτώβριος	36.4°N	25.3°E	6,1
Θήρα	1920	Νοέμβριος	35.9°N	25.7°E	6,0
Κως	1933	Απρίλιος	36.80°N	27.30°E	6,6
Σαντορίνη	1935	Μάρτιος	35.7°N	26.0°E	6,4
Νίσυρος	1968	Δεκέμβριος	36.6°N	27.1°E	6,0

4.4.3 Κατανομή σεισμικότητας στην περιοχή του Ηφαιστειακού Τόξου.

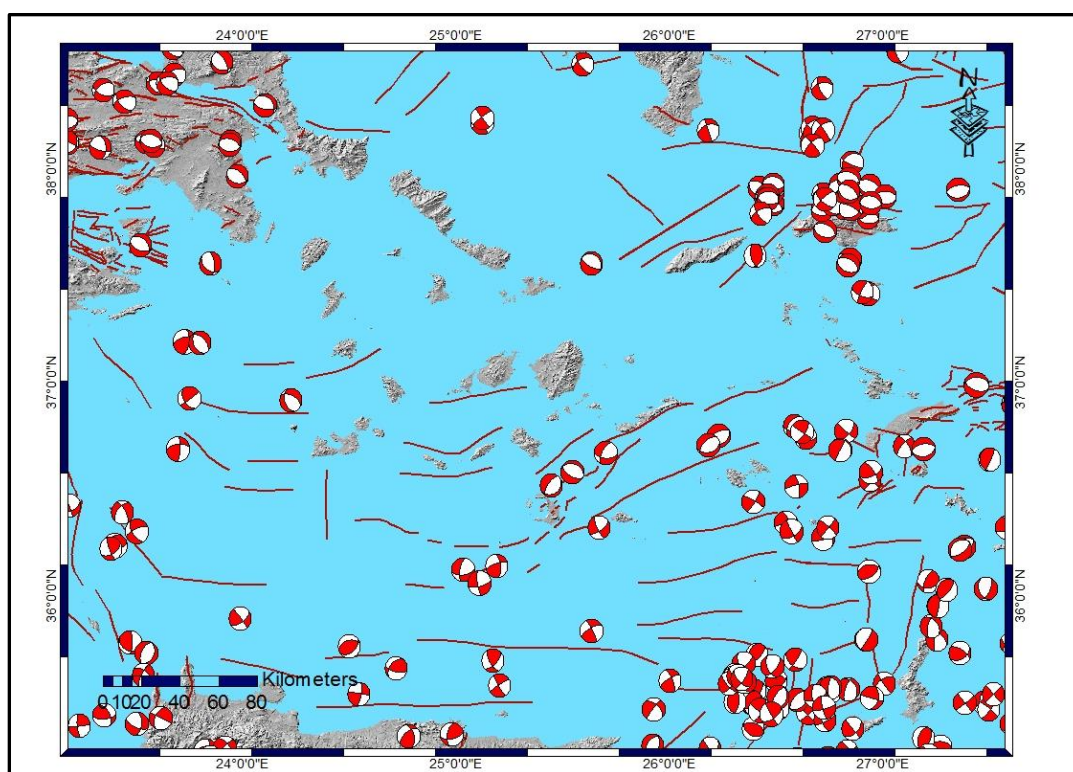
Στον χάρτη της εικόνας 22, παρατηρείται η σεισμικότητα της περιοχής του ελληνικού Ηφαιστειακού Τόξου, για σεισμούς μεγέθους $M_L \geq 4$ και για τη χρονική περίοδο 1900 έως 2021. Τα δεδομένα για τη δημιουργία των χαρτών, αντλήθηκαν από την ιστοσελίδα του εργαστηρίου Σεισμολογίας του Τομέα Γεωφυσικής-Γεωθερμίας του Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του ΕΚΠΑ. Τα κύρια ρήγματα της περιοχής, εδρεύουν σε παράλληλες διευθύνσεις με την ηφαιστειακή δράση, όπως και η αντίστοιχη σεισμική δραστηριότητα με εστιακά βάθη 100 έως 180 χιλιομέτρων. Οι ενδιάμεσοι βάθους σεισμοί στη συγκεκριμένη περιοχή οφείλονται σε διαρρήξεις οι οποίες γίνονται σε μεγάλα βάθη πάνω στη βυθιζόμενη λιθόσφαιρα. Τα μεγέθη κυμαίνονται από 4 έως 7,1 βαθμούς της κλίμακας τοπικού μεγέθους, όπου παρατηρείται πως η μεγαλύτερη σεισμική δράση, επικεντρώνεται στα ηφαιστειακά κέντρα της περιοχής δίνοντας και τα μεγαλύτερα σεισμικά φαινόμενα.



Εικόνα 22: Σεισμική δράση στην περιοχή του Ηφαιστειακού Τόξου.

4.4.4 Χάρτης μηχανισμών γένεσης στην περιοχή του Ηφαιστειακού Τόξου.

Στον χάρτη της εικόνας 23 παρουσιάζονται τα μοντέλα των μηχανισμών γένεσης, για σεισμούς που έδρασαν στην περιοχή του κεντρικού Αιγαίου και πιο συγκεκριμένα στην περιοχή του Ηφαιστειακού Τόξου κατά την χρονική περίοδο από το 2003 έως το 2021. Οι παρατηρήσεις στον χάρτη μηχανισμών γένεσης της περιοχής του Ηφαιστειακού Τόξου, δείχνουν πως στον ευρύτερο χώρο, δρουν κανονικά ρήγματα τα οποία ακολουθούν την διεύθυνση του Τόξου και ενδεχομένως ενεργοποιούνται κυρίως λόγω της έντονης ηφαιστειακής δραστηριότητας της περιοχής.



Εικόνα 23: Χάρτης μηχανισμών γένεσης στην περιοχή του Ηφαιστειακού Τόξου

4.5 Σεισμοτεκτονικό καθεστώς Βορείου Αιγαίου-Ρήγμα Βόρειας Ανατολίας.

Στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου δραστηριοποιείται μια σεισμική ζώνη ημεκτατικού χαρακτήρα, ξεκινώντας από την θάλασσα του Μαρμαρά, δηλαδή στο δυτικό τμήμα του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας και συνεχίζει στο βόρειο Αιγαίο,

Η ζώνη αυτή, έχει διεύθυνση βορειοανατολικά- νοτιοδυτικά και αποτελείται από μικρά κανονικά ρήγματα και από δεξιόστροφα ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης.

Η ημικτατική ζώνη του Βόρειου Αιγαίου, διαχωρίζει την Ευρασιατική πλάκα και την μικρό-πλάκα του Αιγαίου. Η ύπαρξη της εξηγείται από την κίνηση της πλάκας της Ανατολίας προς τα δυτικά και της ταχύτερης κίνησης, της μικροπλάκας του Αιγαίου προς τα νοτιοδυτικά. Οι κύριες μορφολογικές δομές που δημιουργούνται στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου είναι, η τάφρος του βορείου Αιγαίου, η τάφρος του Σκύρου και το δυτικό περιθώριο του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας.

Στο βόρειο-ανατολικό τμήμα της μικρό-πλάκας της Ανατολίας το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας διακλαδίζεται, δημιουργώντας έτσι δυο επιμέρους κλάδου, οι οποίοι εισχωρούν εντός του Αιγαϊκού χώρου και συγκεκριμένα στο βόρειο τμήμα του. Ο νότιος κλάδος δημιουργεί την τάφρο της Σκύρου στην περιοχή του κεντρικού Αιγαίου και ο βόρειος κλάδος σχηματίζει την τάφρο του βορείου Αιγαίου. Τις δυο αυτές λεκάνες τις διαχωρίζει η πλατφόρμα της Λήμνου, δηλαδή η πλατφόρμα των Βόρειων Σποράδων (Paranikolaou et al, 2006).

Ο βόρειος κλάδος του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας ενεργοποιεί ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ, στην περιοχή του βορείου Αιγαίου, στο νότιο άκρο της Σιθωνίας και στην περιοχή της Αλόνησου. Η περιοχή των Σποράδων αποτελεί το όριο της τάφρου του βορείου Αιγαίου και σηματοδοτείται από τον τερματισμό της επιρροής του βόρειου κλάδου του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας. Στην περιοχή της τάφρου, προκύπτει ένα συζυγές σύστημα ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης το οποίο προκύπτει από το πεδίο τάσεων που δρουν στην τάφρο, το οποίο χαρακτηρίζεται από εφελκυστικές τάσεις διεύθυνσης Β-Ν. Το εφελκυστικό πεδίο τάσεων, φαίνεται επίσης από την ύπαρξη κανονικών ρηγμάτων, εκτός από τα ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης, με διεύθυνση παράλληλη στις λεκάνες διάνοιξης, που υπάρχουν στην περιοχή. (Karakostas et. al. 2003, Ganas et. al. 2005).

Παρατηρήσεις μηχανισμών γένεσης στον ανατολικό Αιγαϊκό χώρο και στα παράλια της Μ. Ασίας δείχνουν, ανάμεσα στα νησιά της Χίου και της Λέσβου, την ύπαρξη ρηγμάτων οριζόντιας ολίσθησης με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ. Οι σχηματισμοί αυτοί οφείλονται στην κίνηση της πλάκας της Ανατολίας προς τα δυτικά και στην κίνηση της πλάκας του Αιγαίου προς τα νοτιοδυτικά. Επίσης, οι μηχανισμοί γένεσης,

φανερώνουν την ύπαρξη κανονικών ρηγμάτων με διεύθυνση Α-Δ. Τα ρήγματα αυτά εξηγούνται γεωδυναμικά από την κίνηση του νότιου τμήματος της μικροπλάκας του Αιγαίου προς το νότο με αρκετά μεγαλύτερη ταχύτητα σε σχέση με το βόρειο τμήματος της σχηματίζοντας έτσι ένα εφελκυστικό πεδίο τάσεων.

4.5.1 Ιστορικοί σεισμοί της περιοχής του Βόρειου Αιγαίου.

- Ισχυρός σεισμός μεγέθους $ML=7,0$ έλαβε χώρα τον Ιούνιο του 1585 στη χερσόνησο του Άθου. Από αναφορές γνωρίζουμε ότι, ένα μεγάλο μέρος από τις μονές καταστράφηκε μαζί με πολλά τείχη που τις περιβάλλαν.
- Στη Θεσσαλονίκη στις 22 Ιουνίου το 1759, σημειώθηκε σεισμός μεγέθους $ML=6,5$. Ο σεισμός αυτός αποδείχτηκε μοιραίος για πολλούς ανθρώπους, καθώς ακολούθησε μεγάλη φωτιά στην πόλη αλλά και επιδημία. Το μεγαλύτερο μέρος της πόλης καταστράφηκε ολοκληρωτικά από τη δράση του σεισμού, αλλά και από τους πολλούς μετασεισμούς που ήταν και η αιτία μετανάστευσης πολλών κατοίκων.
- Στις 7 Μαρτίου του 1867 σεισμός μεγέθους $ML=7,0$ κατέστρεψε την πρωτεύουσα της Λέσβου αλλά και πολλά χωριά της. Στην Μυτιλήνη καταγράφεται ότι 2500 σπίτια καταστράφηκαν ολοκληρωτικά και περίπου άλλα τόσα στα χωριά του νησιού ενώ 550 κάτοικοι έχασαν τη ζωή τους και 816 τραυματίστηκαν. Συνοδά φαινόμενα κατολισθήσεων και ρευστοποιήσεων του εδάφους σημειώθηκαν στο νησί, όπως και διαρρήξεις, με την μεγαλύτερη διάρρηξη, πλάτους 1,5 πόδια και μεγάλου βάθους, να αρχίζει από τον κόλπο της Καλλονής φτάνοντας έως και την Αγία Παρασκευή.
- Σεισμός μεγέθους $ML=6,5$ σημειώθηκε στη Θεσσαλονίκη στις 5 Ιουλίου του 1902. Οι προσεισμοί και οι δονήσεις που έγιναν προγενέστερα, αλλά και η ενασχόληση των κατοίκων με γεωργικές εργασίες, τις ώρες της δράσεις του κύριου σεισμού, ήταν η αιτία που είχε μηδαμινά θύματα. Ο σεισμός προκάλεσε ρωγμές στο έδαφος, οι οποίες είχαν μέσο πλάτος 10 εκατοστά και μήκος από 4 έως 8 μέτρα, με εξαίρεση την μεγαλύτερη που έφτανε τα 100 μέτρα πλάτος. Ακολούθησαν ισχυρές μετασεισμικές δονήσεις αλλά και φαινόμενα ρευστοποίησης.

- Μια σεισμική ακολουθία έκανε την εμφάνιση της στην περιοχή της Χαλκιδικής και συγκεκριμένα στην Ιερισσό, τον Σεπτέμβριο του 1932, δίνοντας έναν κύριο σεισμό μεγέθους $M_L=7,0$ (26 Σεπτεμβρίου) με κύριους μετασεισμούς την ίδια μέρα $M_L=6,0$ και $M_L=6,3$ (8 μήνες αργότερα τον Μάιο του 1933). Στην Ιερισσό 650 σπίτια καταστράφηκαν ολοσχερώς ενώ συνολικά ο αριθμός υπολογίζεται στα 4106 σπίτια και 161 άνθρωποι έχασαν την ζωή τους από τη σφοδρότητα του σεισμού.

4.5.2 Κατάλογος ιστορικών σειμών Βορείου Αιγαίου.

ΠΕΡΙΟΧΗ	ΕΤΟΣ	ΠΕΡΙΟΔΟΣ	ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΠΛΑΤΟΣ	ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΜΗΚΟΣ	ΜΕΓΕΘΟΣ (M)
Χίος	496 π.χ.		38,4°N	26,2°E	6,0
Ποτίδαια	479 π.χ.		39,7°N	23,3°E	7,0
Λέσβος	231 π.χ.		39,2°N	26,3°E	6,8
Λήμνος	197 π.χ.		40,0°N	25,4°E	7,0
Φίλιπποι	52		40,8°N	24,2°E	6,0
Αμφίπολη	597		40,7°N	24,1°E	6,7
Θεσσαλονίκη	620		40,7°N	23,9°E	6,8
Θεσσαλονίκη	677		40,7°N	23,5°E	6,4
Θεσσαλονίκη	700		40,7°N	23,1°E	6,5

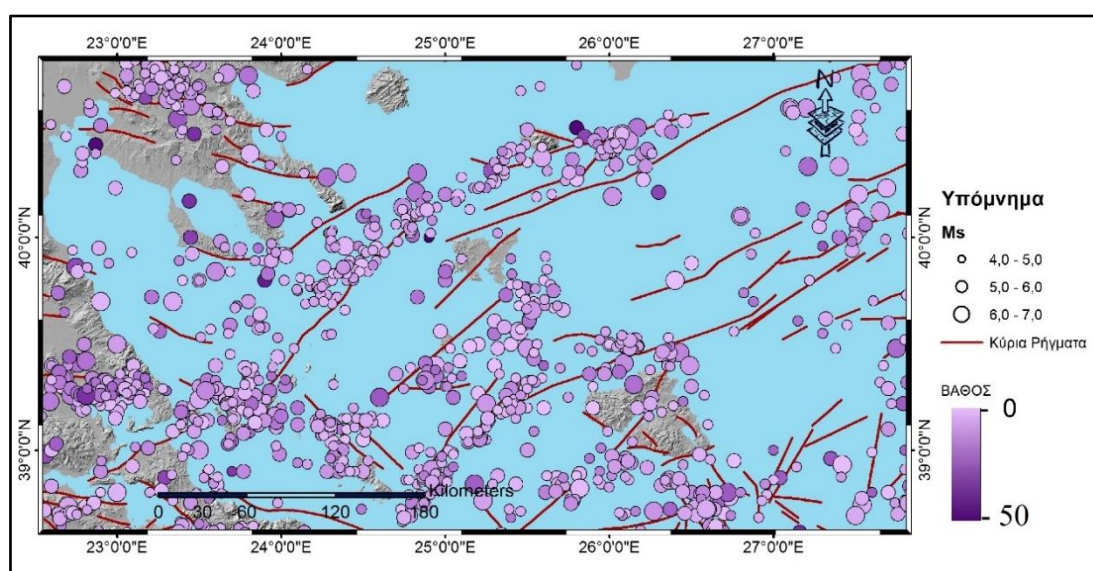
Πάνιο	824	Μάιος	40,8°N	27,6°E	6,6
Θράκη	926		40,8°N	27,3°E	6,6
Καλλίπολη	1354	Μάρτιος	40,7°N	27,0°E	7,4
Άθως	1366	Ιούνιος	40,0°N	24,6°E	6,6
Λέσβος	1383	Αύγουστος	39,3°N	26,4°E	6,8
Χίος	1389	Μάρτιος	38,7°N	26,2°E	6,7
Θεσσαλονίκη	1420	Ιούλιος	40,8°N	23,1°E	<6,0
Άθως	1456	Νοέμβριος	39,9°N	24,4°E	6,2
Λήμνος	1471		40,1°N	24,9°E	7,0
Άθως	1511	Μάιος	40,2°N	25,2°E	6,8
Άθως	1564	Αύγουστος	39,9°N	24,7°E	6,4
Άθως	1572	Απρίλιος	39,9°N	24,6°E	6,4
Άθως	1585	Ιούνιος	39,8°N	24,4°E	7,0
Λέσβος	1636	Φεβρουάριος	39,2°N	26,2°E	6,2
Β, Αιγαίο	1669	Οκτώβριος	40,2°N	25,3°E	6,8

Τένεδος	1672	Φεβρουάριος	39,8°N	26,0°E	7,0
Θεσσαλονίκη	1677		40,5°N	23,0°E	6,2
Χίος	1684		38,2°N	26,2°E	6,0
Κοζάνη	1695	Σεπτέμβριος	40,1°N	21,8°E	6,5
Θράκη	1752	Ιούλιος	41,31°N	26,51°E	7,4
Θεσσαλονίκη	1759	Ιούνιος	40,6°N	22,8°E	6,5
Άθως	1765	Νοέμβριος	40,2°N	25,2°E	6,9
Άθως	1776	Δεκέμβριος	39,8°N	24,6°E	6,7
Άθως	1779	Φεβρουάριος	40,1°N	24,7°E	6,3
Άθως	1797	Αύγουστος	40,3°N	24,9°E	6,6
Χίος	1856	Νοέμβριος	38,2°N	26,1°E	6,3
Χίος	1863	Αύγουστος	38,3°N	26,1°E	6,2
Λέσβος	1865	Ιούλιος	39,4°N	26,3°E	6,6
Χίος	1865	Νοέμβριος	38,2°N	26,2°E	6,1
Χίος	1866	Φεβρουάριος	38,2°N	26,0°E	6,4

Λέσβος	1867	Μάρτιος	39,20°N	26,25°E	7,0
Λήμνος	1887	Μάιος	40,1°N	25,2°E	7,0
Λέσβος	1889	Οκτώβριος	39,2°N	25,9°E	6,8
Θεσσαλονίκη	1902	Ιούλιος	40,82°N	23,04°E	6,5
Άθως	1905	Νοέμβριος	40,0°N	24,5°E	7,5
Χαλκιδική	1932	Σεπτέμβριος	40,45°N	23,86°E	7,0
Χίος	1941	Μάιος	38,1°N	26,2°E	6,0
Χαλκιδική	1947	Ιούνιος	39,7°N	24,2°E	6,1

4.5.3 Σεισμική κατανομή στην περιοχή του Βόρειου Αιγαίου.

Ο χάρτης της εικόνας 24 δημιουργήθηκε με δεδομένα σεισμών μεγέθους $M_L \geq 4$ στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου (άντληση δεδομένων από την ιστοσελίδα του εργαστηρίου Σεισμολογίας του Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του ΕΚΠΑ). Στον χάρτη παρουσιάζονται τα κύρια ρήγματα της περιοχής τα οποία εδρεύουν με διεύθυνση κυρίως ΒΑ-ΝΔ και εκτείνονται σε ολόκληρη την περιοχή του Β. Αιγαίου. Αυτές οι πολύπλοκες τεκτονικές δομές, που χαρακτηρίζουν την σεισμοτεκτονική δομή της συγκεκριμένης περιοχής, προκύπτουν κυρίως από τη δράση του δυτικού άκρου του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας .



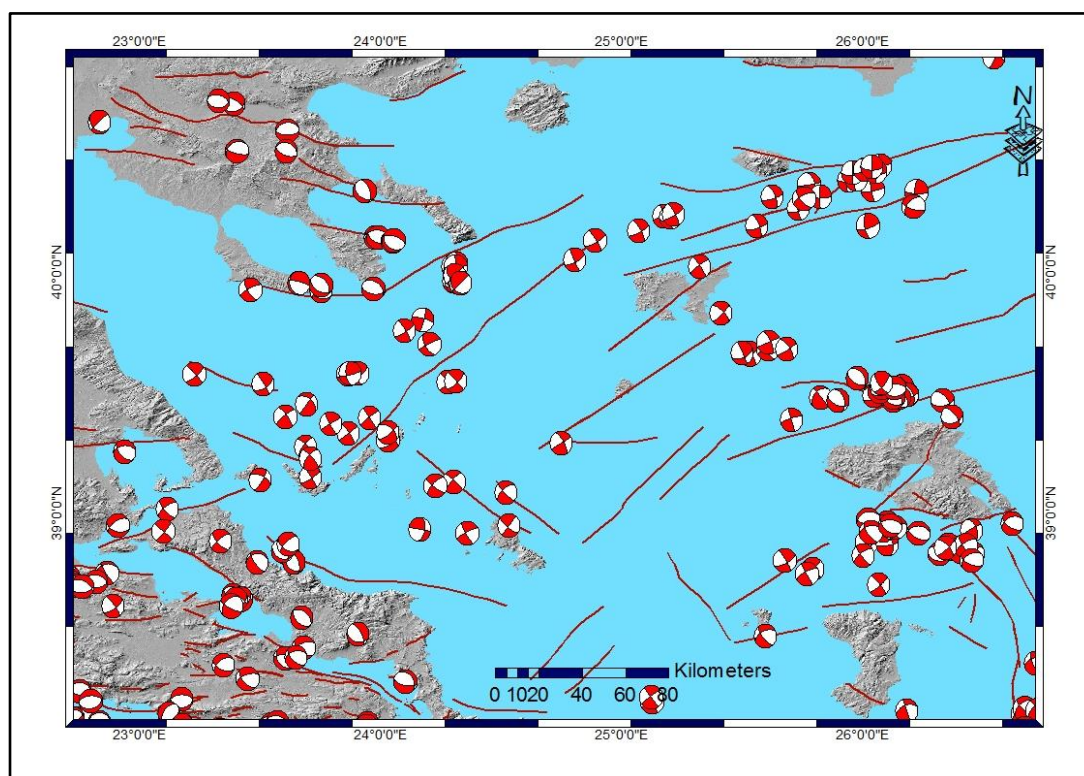
Εικόνα 24: Σεισμική κατανομή της περιοχής του Βόρειου Αιγαίου.

Επιπλέον απεικονίζονται τα σεισμικά γεγονότα που έλαβαν χώρα από το 1900 έως το 2021. Το μέγεθος των σεισμών κυμαίνεται από 4 έως και τους 7 βαθμούς της κλίμακας τοπικού μεγέθους. Τα βάθη των σεισμών, είναι αρκετά επιφανειακά και δεν ξεπερνούν τα 50 χιλιόμετρα.

4.5.4 Χάρτης των μηχανισμών γένεσης της περιοχής του Βόρειου Αιγαίου.

Στον χάρτη της εικόνας 25 παρουσιάζονται οι μηχανισμοί γένεσης σεισμών που έδρασαν στην περιοχή μελέτης από το 2003 έως και το 2021. Τα δεδομένα για τη δημιουργία των χαρτών, αντλήθηκαν από την ιστοσελίδα του εργαστηρίου Σεισμολογίας του Τομέα Γεωφυσικής-Γεωθερμίας του Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του ΕΚΠΑ.

Οι μηχανισμοί γένεσης που παρουσιάζονται στην περιοχή του χάρτη, απεικονίζουν τη ζώνη ρηγμάτων η οποία εκτείνεται από τη θάλασσα του Μαρμαρά έως το δυτικό τμήμα του Ρήγματος της Ανατολίας στο βόρειο Αιγαίο. Η ζώνη αυτή χαρακτηρίζεται από ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης, τα οποία έχουν δεξιόστροφο χαρακτήρα και σχετίζονται με το δυτικό άκρο του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας, αλλά και από μικρότερου μήκους κανονικά ρήγματα.



Εικόνα 25: Χάρτης μηχανισμών γένεσης Βορείου Αιγαίου.

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Ο ελληνικός χώρος παρουσιάζει μια έντονη σεισμικότητα, με διαφορετικά χαρακτηριστικά από περιοχή σε περιοχή, λόγω της περίπλοκης τεκτονικής που παρουσιάζει. Εντοπίστηκαν οι κύριες σεισμικές ζώνες και αποδόθηκαν τα βασικότερα χαρακτηριστικά της κάθε μιας από αυτές.

Η περιοχή του Νότιου Ιονίου χαρακτηρίζεται από έντονη σεισμική δράση με ρηχή σεισμικότητα η οποία οφείλεται κυρίως σε σεισμούς που αντιστοιχούν σε μηχανισμό οριζόντιας ολίσθησης, προερχόμενα από την εκάστοτε χρονικά ενεργοποίηση τμημάτων του δεξιόστροφου ρήγμα οριζόντιας ολίσθησης που εδρεύει δυτικά της Λευκάδας, Κεφαλονιάς, και της Ζακύνθου.

Ο ευρύτερος χώρος του Νοτίου Αιγαίου και νοτίως της Κρήτης παρουσιάζει αρκετά έντονη σεισμικότητα η οποία χαρακτηρίζεται από ισχυρούς σεισμούς μικρού έως ενδιάμεσου βάθους. Οι σεισμοί αυτοί οφείλονται σε ενεργοποίηση κυρίως ανάστροφων ρηγμάτων που εδρεύουν στην περιοχή η οποία χαρακτηρίζεται από συμπιεστικού καθεστώτος τάσεις.

Ο Κορινθιακός κόλπος, χαρακτηρίζεται από εφελκυστικές τάσεις με αποτέλεσμα τη δημιουργία κανονικών κυρίως ρηγμάτων μέσης διεύθυνσης Α-Δ, δημιουργώντας μια μεταλπική τάφρο. Αυτό το έντονο τεκτονικό καθεστώς προκαλεί χαμηλού εστιακού βάθους σεισμικότητα.

Στην περιοχή του κεντρικού Αιγαίου και συγκεκριμένα στο Ηφαιστειακό Τόξο παρατηρείται ηφαιστειακή σεισμική δραστηριότητα και λιγότερο τεκτονική σεισμική δράση η οποία είναι προερχόμενη από κανονικά ρήγματα. Τα εστιακά βάθη είναι ως επί το πλείστον ενδιάμεσου έως μεγάλου βάθους λόγω της της Αφρικανικής πλάκας που βυθίζεται κάτω από τον Αιγιακό χώρο.

Στο Βόρειο Αιγαίο παρουσιάζεται μια σεισμική ζώνη η οποία χαρακτηρίζεται από έντονη σεισμικότητα αρκετά μικρού εστιακού βάθους. Οι περισσότεροι σεισμοί της συγκεκριμένης ζώνης είναι κυρίως αποτέλεσμα της δράσης του δυτικού άκρου του δεξιόστροφου ρήματος οριζόντιας ολίσθησης της Βόρειας Ανατολίας.

6. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Παπανικολάου Δ. (2015). Γεωλογία Ελλάδος.

Παπανικολάου Δ., Σιδέρης Χ. (2021). Γεωλογία. Η Επιστήμη της Γης.

Παπανικολάου Δ.Ι. και Λόζιος Σ. (2015). Τεκτονική Γεωλογία

Nyst M. and Thatcher W. (2004). New constraints on the active tectonic deformation of the Aegean. J. GEOPH. RES., VOL. 109.

ΟΑΣΠ 2000. Ελληνικός Αντισεισμικός Κανονισμός. Σεισμοί και Ελλαδικός χώρος.

Παπαζάχου Β. και Παπαζάχου Κ. (2003). Οι Σεισμοί της Ελλάδας.

Παπαζάχου Β. και Παπαζάχου Κ. (2001). Ενεργός τεκτονική του Αιγαίου και των γύρω περιοχών. Πρακτικά 9^{ου} διεθνούς συνεδρίου, Αθήνα Σεπτέμβριος 2001.

Χατζηδημητρίου Π. και Καρακαϊσής Γ. (2005). Εισαγωγή στην Σεισμολογία.

Τσελέντης Α. (2018). Γενική Σεισμολογία (Πρώτος Τόμος).

Τσελέντης Α. (2018). Γενική Σεισμολογία (Δεύτερος Τόμος).

Σπυράκος Κ. και Τουτουδάκης Ε., Βασικές Έννοιες Σεισμολογίας.

Κασσάρας Ι. και Καβύρης Γ. (2017). Εργαστηριακά Κεφάλαια Σεισμολογίας. Σημειώσεις μαθήματος Σεισμολογίας.

Παπαζάχος Κ., Παπαζάχου Κ. (2003). Οι σεισμοί της Ελλάδας Εκδόσεις Ζήτη.

Λέκκας Ε., Δανάμος Γ., Μαυρίκας Γ. (2001). Γεωλογική δομή και εξέλιξη των νήσων Κεφαλονιάς και Ιθάκης. Πρακτικά 9^{ου} Διεθνές Συνεδρίου της Ε.Γ.Ε.

Louvari E., Kiratzi A.A, Papazachos B.C. (1999). The Cephalonia transform fault and its extension to western Lefkada island (Greece).

Scordilis E.M., Karakaisis, G.F. Karakostas B.G, Panagiotopoulos D.G., Comninakis P.E., Papazachos B.C. (1985). Evidence for transform faulting in the Ionian Sea: The Cephalonia Island earthquake sequence of 1983.

Papadimitriou P. (1988). Etude de la structure du manteau superieur de l' Europe et modelisation des ondes de volume engendrees par des seismes Egeens. Phd Thesis, University Paris.

Kiratzis A., Langston C., 1991. Moment tensor inversion of the 1983 January 17 Kefallinia event of Ionian islands (Greece).

Hatzfeld D., Kassaras I., Panagiotopoulos D., Amorese D, Makropoulos K., Karakaisis D., Coutant O. (1995). Microseismicity and strain pattern in northwestern Greece.

Papazachos B. and Panagiotopoulos D. (1993). Normal faults associated with volcanic activity and deep rupture zones in the southern Aegean volcanic arc. *Tectonophysics*, 220: 301–308.

Papazachos B.C, Dimitriadis S.T., Panagiotopoulos D.G., Papazachos C.B and Papadimitriou E.E. (2005). Deep Structure and Active Tectonics of the Southern Aegean Volcanic Arc.

Bohnhoff M., Rische M., Meier T., Becker D., Stavrakakis G., Harjes H.P. (2006). Microseismic activity in the Hellenic Volcanic Arc, Greece, with emphasis on the seismotectonic setting of the Santorini–Amorgos zone.

Sakellariou D., Sigurdsson H., Alexandri M., Carey S., Rousakis G., Nomikou P., Georgiou P. Ballas D. (2010). Active Tectonics In The Hellenic Volcanic Arc: The Kolumbo Submarine Volcanic Zone. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 2010 Proceeding of the 12th International Congress, Patras, May, 2010.

Παπαϊωάννου Χ., Ρουμελιώτη Ζ., Παπαζάχος Κ., Μουντράκης Δ., Κίλιας Α., Παυλάκη Α., Βαμβακάρης Δ., Μπενετάτος Χ., Θωμαΐδου Ε., Φασούλας Χ. (2008). Πιθανολογική και Αιτιοκρατική Εκτίμηση της Σεισμικής Επικινδυνότητας στη Δ. Κρήτη με την Ολοκληρωμένη Χρήση Γεωλογικών, Σεισμολογικών και Σεισμοτεκτονικών Δεδομένων. 3^ο Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας

Παπαζάχος Β.Κ. Ενεργός τεκτονική του Αιγαίου και των γύρω περιοχών (2001). Πρακτικά 9^{ου} Διεθνές Συνεδρίου της Ε.Γ.Ε.

Papazachos B.C. (1996). Large seismic faults in the Hellenic arc. *Annali di Geofisica*, 39,391-203

Ganas A., Drakatos G., Pavlides S., Stavrakakis G., Ziazia M., Sokos E. and Karastathis V. (2005). The 2001 Mw=6.4 Skyros earthquake, conjugate strike-slip faulting and spatial variation in stress within the central Aegean Sea.

Karakostas V., Papadimitriou E., Karakaisis G., Papazachos B., Scordilis E, Vargemezis G., and Aidona E. (2003). The 2001 Skyros, Northern Aegean, Greece, earthquake sequence: off-fault aftershocks, tectonic implications, and seismicity triggering.

Papanikolaou D., Alexandri M., Nomikou P. (2006). Active faulting in the north Aegean basin. Geol. Soc. America, Sp. Paper 409, p. 189-209, doi:10.1130/2006.2409(11).

Hatzfeld D., Karakostas V., Ziazia M., Kassaras I., Papadimitriou E., Makropoulos K., Voulgaris N., and Papaioannou C., (2000). Microseismicity and faulting geometry in the Gulf of Corinth (Greece)

Mesimeri M., Karakostas V., Papadimitriou E., Tsaklidis G., K Jacobs. (2017). Relocation of recent seismicity and seismotectonic properties in the Gulf of Corinth (Greece).

Doutsos T., and Poulimenos G., (1992) Geometry and kinematics of active faults and their seismotectonic significance in the western Corinth-Patras rift (Greece), Journal of Structural Geology, Vol. 14, No. 6, pp. 689 -699.

Moretti I., Sakellariou D., Lykousis V., Micarelli L. (2003). The Gulf of Corinth Q an active half graben