

Μεταβολές τάσεων Coulomb σε τεκτονικά ενεργές περιοχές της Ελλάδας

**Χ. Μητσακάκη^{1,4}, Μ. Σακελλαρίου^{3,4}, Κ. Παπαζήση^{1,2},
Δ. Αναστασίου^{1,2}, Α. Μαρίνου^{1,2}, Δ. Παραδείσης^{1,2}**

1 Εργαστήριο Ανώτερης Γεωδαισίας,

2 Κέντρο Δορυφόρων Διονύσου,

3 Εργαστήριο Δομικής Μηχανικής και Στοιχείων Τεχνικών Έργων,

4 Κέντρο Φυσικών Κινδύνων και Προληπτικού Σχεδιασμού,

Σχολή Αγρονόμων και Τοπογράφων Μηχανικών, ΕΜΠ

Περίληψη: Η περίπλοκη τεκτονική συμπεριφορά της ανατολικής Μεσογείου, που κυριαρχείται από τη βύθιση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική, επηρεάζει ολόκληρη την Ελληνική επικράτεια. Από δορυφορικές παρατηρήσεις έχει διαπιστωθεί σημαντική επιμήκυνση του Αιγαίου, ενώ παρατηρείται και έντονη σεισμική δραστηριότητα με ισχυρούς σεισμούς ($M > 6$) μέσου βάθους σε περιοχές του Ελληνικού τόξου. Όλη η έκταση του Αιγαίου, από τη Βόρεια Τάφρο του Αιγαίου μέχρι το Ελληνικό Τόξο, διαμορφώθηκε από αυτή τη περίπλοκη τεκτονική, ενώ μεγάλο μέρος της παραμόρφωσης εκδηλώνεται σε ένα σύνθετο σύστημα ορθών και οριζόντιας ολίσθησης ρηγμάτων. Η απόληξη του Ελληνικού τόξου στη δυτική Ελλάδα είναι ένα σύστημα ρηγμάτων μετασχηματισμού δεξιόστροφης οριζόντιας ολίσθησης γνωστό σαν ρήγμα μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς, τμήμα του οποίου είναι και το ρήγμα της Λευκάδας. Εξάλλου, ένα από τα σημαντικότερα συστήματα ορθών ρηγμάτων είναι τα ρήγματα που οριοθετούν την τάφρο του Κορινθιακού κόλπου, που αποτελεί μία από τις πλέον ενεργές ζώνες διάρρηξης που σχετίζονται με εφελκυστικό πεδίο τάσεων. Στην εργασία αυτή παρουσιάζονται κάποιες διαπιστώσεις που έχουν προκύψει, μέχρι σήμερα, από την διερεύνηση της αλληλεπίδρασης των ενεργών ρηγμάτων που επηρεάζουν την τεκτονική συμπεριφορά τόσο του Κορινθιακού κόλπου όσο και της περιοχής της Λευκάδας, μέσω της μεταβολής της τάσης Coulomb. Μια τέτοιου είδους διερεύνηση μπορεί να δώσει σημαντικά αποτελέσματα σχετικά με το πως η ολίσθηση, λόγω σεισμικού επεισοδίου σε ένα ρήγμα, μπορεί να επηρεάσει την εξέλιξη της θραύσης των γειτονικών ενεργών ρηγμάτων, μέσω της μεταβολής των τεκτονικών χαρακτηριστικών της γύρω περιοχής.

1. Εισαγωγή

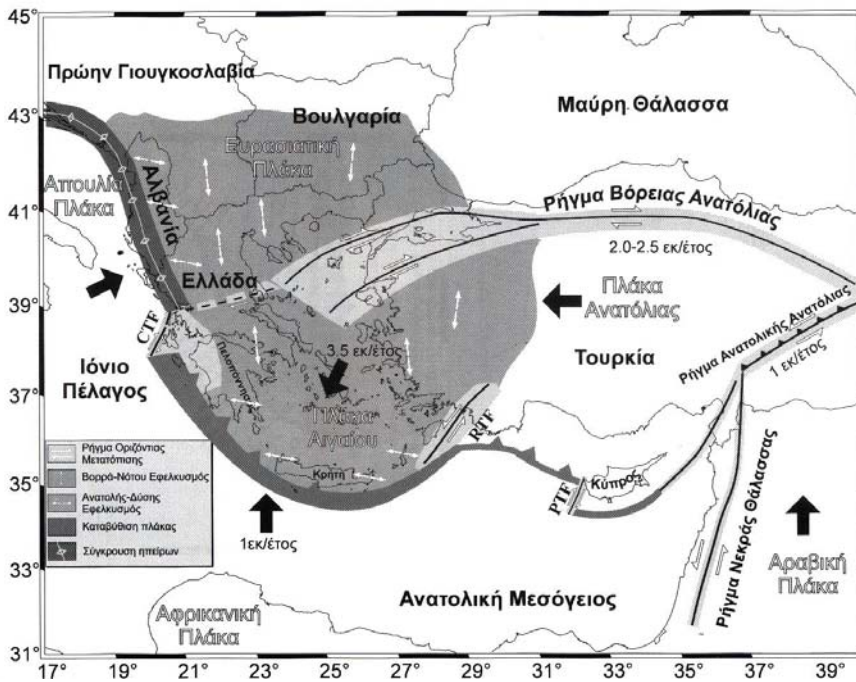
Η περίπλοκη τεκτονική του Ελλαδικού χώρου επηρεάζεται και συναρτάται με τις περιβάλλουσες λιθοσφαιρικές πλάκες, την Ευρασιατική, την Αφρικανική και την Αραβική και τις κινήσεις τους. Στο νότιο Αιγαίο, η σύγκλιση μεταξύ της Ευρασιατικής και της Αφρικανικής πλάκας, με βύθιση της Αφρικανικής κατά τη διεύθυνση

βορρά – νότου και ρυθμό της τάξης των 1cm/yr, είναι σημαντικά μικρότερη του ρυθμού με τον οποίο κινείται η λιθόσφαιρα του Αιγαίου (~3.5cm/yr με νοτιοδυτική κατεύθυνση) όπως προκύπτει από πολυετείς δορυφορικές παρατηρήσεις GPS (Reilinger et al., 2006). Το Ελληνικό τόξο αποτελεί κρίσιμο παράγοντα για να διευκρινισθεί η τεκτονική συμπεριφορά της ανατολικής Μεσογείου, ωστόσο πολλές σημαντικές λεπτομέρειες της κινηματικής της συμπεριφοράς παραμένουν ασαφείς.

Το σύνορο του νοτίου Αιγαίου είναι μάλλον σαφώς οριοθετημένο, από τα δυτικά στην Ζάκυνθο, προς τα νότια στην Κρήτη μέχρι τα ανατολικά στην Ρόδο και παρουσιάζει την υψηλότερη σεισμικότητα της Ευρώπης. Παρόλο που η τάφος που εμφανίζεται κατά μήκος της ζώνης βύθισης είναι διεθνώς γνωστή σαν η Ελληνική Τάφος και θεωρείται σαν η διασύνδεση της βυθιζόμενης Αφρικανικής πλάκας με το υπερκείμενο Αιγαίο, είναι προφανές ότι δεν αποτελεί μια ωκεάνια τάφος με τη κλασσική έννοια. Έτσι, οι σεισμοί που την οριοθετούν εκδηλώνονται σε βάθη 20-40 km (Taymaz et al., 1991), και πάνω σε ένα μικρής κλίσης σύστημα ανάστροφων ρηγμάτων. Το σεισμικό μέρος των μετατοπίσεων κατά μήκος αυτού του συνόρου έχει ρυθμό της τάξης των 1.5 cm/yr. Από την ζώνη βύθισης το τυπικό νησιωτικό ηφαιστειακό τόξο και η ζώνη Benioff διαγράφονται από τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών της περιοχής και από την χωρική κατανομή των ενδιάμεσου βάθους σεισμών.

Η προκαλούμενη από την κίνηση της Αφρικανικής πλάκας σύγκλιση της Αραβικής με την Ευρασιατική πλάκα είναι πιθανά η αιτία για την προς δυσμάς κίνηση της Τουρκίας ως προς την Ευρώπη. Η κίνηση αυτή, της τάξης των 2-2.5 cm/yr, εκδηλώνεται κυρίως στο οριζόντιο ολίσθησης (strike slip) σύστημα ρηγμάτων (Βόρειο και Ανατολικό στέλεχος) της Ανατολίας. Η προς τα δυτικά διεύθυνση της Ανατολίας, σε συνδυασμό με την βύθιση της Αφρικανικής πλάκας, φαίνεται να έχει ως συνέπεια τη δημιουργία στην περιοχή του Αιγαίου εφελκυστικού πεδίου τροπών (ανηγμένων παραμορφώσεων) κατά την διεύθυνση Βορρά-Νότου. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι η πλάκα του Αιγαίου δεν περιστρέφεται, όπως η Ανατολία, αλλά κάνει μια γρήγορη γραμμική κίνηση προς τα νοτιοδυτικά με μέση ταχύτητα 3.5 cm/yr σε σχέση με την Ευρώπη. Ένα μέρος αυτής της υψηλής ταχύτητας μπορεί να αποδοθεί στο ότι ο σχετικά λεπτός φλοιός του Αιγαίου συμπαρασύρεται κατά την διαδικασία της βύθισης της Αφρικανικής πλάκας στο εσωτερικό του μανδύα. Συνεπώς, η λιθόσφαιρα του Αιγαίου απομακρύνεται από την Ανατολία προς ΝΔ με συνέπεια να μη δημιουργείται θλιπτικό πεδίο μεταξύ τους αλλά μια μεταβατική ζώνη (Taymaz et al., 1991; Le Pichon et al., 1995; Kahle et al., 2000; Reilinger et al., 2006), (*Σχήμα 1*).

Στα βορειο-δυτικά η ζώνη βύθισης μεταβάλλεται κατά μήκος του ίχνους της βύθισης από τον ωκεάνιο φλοιό του Ιονίου στον ηπειρωτικό της Αδριατικής και της μικρο-πλάκας της Απουλίας (*Σχήμα 1*). Η μικρο-πλάκα της Απουλίας θεωρείται επέκταση –μια σφήνα– της Αφρικανικής πλάκας μεταξύ της Ιταλίας και της περιο-



Σχήμα 1. Κινήσεις λιθοσφαιρικών πλακών που καθορίζουν την ενεργό τεκτονική στο Αιγαίο και τις γύρω περιοχές (Παπαζάχος Β., 2003). Οι ταχύτητες των κυρίων πλακών, ως προς Ευρασία.

χής της πρώην Γιουγκοσλαβίας-Αλβανίας - Κεντροδυτικής Ελλάδας. Η μικροπλάκα αυτή φαίνεται να περιστρέφεται αριστερόστροφα συγκρουόμενη με την Ευρασία κατά μήκος των ανατολικών ακτών της Αδριατικής και του βόρειου Ιονίου, ενώ η σεισμική δραστηριότητα εκδηλώνεται σε ένα καλά αναπτυγμένο σύστημα ανάστροφων ρηγμάτων. Η σύγκρουση είναι του τύπου “ήπειρος- ήπειρος” και η διεύθυνση του διανύσματος ολίσθησης είναι Β 60° Α. Αυτή η μεταβολή του χαρακτήρα του ορίου βύθισης συνδέεται με ένα σημαντικό δεξιόστροφο ρήγμα, που συχνά αναφέρεται σαν Ρήγμα Μετασχηματισμού (transform fault) της Κεφαλονιάς (PMK) (π.χ., Louvari et al., 1999). Η δεξιόστροφη κίνηση του ρήγματος της Κεφαλονιάς φαίνεται να συμφωνεί με την αριστερόστροφη περιστροφή της μικροπλάκας της Απουλίας. Ωστόσο, το ρήγμα συνδέεται και με ανάστροφη συμπεριφορά, ανύψωση της παράκτιας ζώνης και γενικά με μείωση του βάθους των σεισμών στη περιοχή (Shaw and Jackson, 2010). Η διεύθυνση του PMK είναι Β 213° Α, με ολίσθηση της τάξης των 3 cm/yr, που αποτελεί τον ταχύτερο ρυθμό ολίσθησης σε ρήγμα που έχει παρατηρηθεί μέχρι στιγμής στον Ελλαδικό χώρο (Papazachos et al., 1994). Παρ’ όλο που αυτό το ΒΔ όριο είναι από τις πιο ενεργές σεισμικές περιοχές της Ελλάδας η κινηματική του συμπεριφορά δεν έχει ακόμα αποσαφηνισθεί.

Ασαφής είναι η εικόνα και του ανατολικού ορίου του τόξου στη περιοχή της Ρό-

δου, όπου η σύγκλιση των δύο πλακών παρουσιάζει έντονα κεκλιμένη μορφή, γεγονός που υποθέτει σημαντική παρουσία συμπεριφοράς οριζόντιας ολίσθησης στο όριο σύγκλισης (Shaw and Jackson, 2010). Όμως, η σχετική χαμηλή παρουσία σεισμικών επεισοδίων στη περιοχή οδήγησε σε περιορισμένη μέχρι σήμερα μελέτη της.

Το βόρειο σύνορο του Αιγαίου διαγράφεται από το δυτικότερο τμήμα του συστήματος ρηγμάτων της Βόρειας Ανατολίας, την λεκάνη (trough) του Βορείου Αιγαίου που διασχίζει την κεντρική Ελλάδα -όπου δεσπόζει η κανονική ολίσθηση- και καταλήγει στον Αμβρακικό κόλπο και το τριπλό σημείο (triple junction) των λιθοσφαιρικών πλακών της Ευρασίας, του Αιγαίου και της Απουλίας (King, et al., 1993). Η κίνηση έχει διεύθυνση Α-Δ στο ρήγμα της Ανατολίας και συνεχίζει σε Β 227°Α διεύθυνση στο δυτικό Αιγαίο (Σχήμα 1).

Παρόλη την γενική συμφωνία των ερευνητών ως προς την τεκτονική συμπεριφορά μεγάλης κλίμακας που διέπει την περιοχή, η μηχανική ερμηνεία των συσχετίσεων μεταξύ των δυνάμεων που καθοδηγούν την συμπεριφορά αυτή και των συναφών μετακινήσεων διαφέρει σημαντικά. Η διαφορά έγκειται στο αν ακολουθείται η προσέγγιση των μικρο-πλακών ή των μοντέλων συνεχούς μέσου. Σύμφωνα με την πρώτη προσέγγιση, η παραμόρφωση στην περιοχή εκδηλώνεται με την μορφή κίνησης μεταξύ μικρο-πλακών με ζώνες διάχυτης παραμόρφωσης στο εσωτερικό των πλακών αυτών. Αυτές είναι οι πλάκες της Ανατολίας, του Αιγαίου και της Απουλίας (Αδριατικής). Η μικρο-πλάκα της Ανατολίας κινείται αριστερόστροφα ως προς την Ευρασιατική πλάκα με γωνιακή ταχύτητα περίπου 1.5°/ Myrs ως προς πόλο που βρίσκεται στην χερσόνησο του Σινά. Αυτό έχει σαν συνέπεια το ρήγμα της Ανατολίας να κινείται με ταχύτητα 2.5 cm/yr προς δυσμάς (Le Pichon et al., 1995; Papazachos, 1999; Nyst and Thatcher, 2004; Reilinger et al., 2006). Εναλλακτικά, στο μοντέλο του συνεχούς μέσου, οι δυνάμεις που ασκούνται πάνω στην ηπειρωτική λιθόσφαιρα, λόγω της παρουσίας περιοχών αδυναμίας, οδηγούν σε κατανεμημένη παραμόρφωση. Ο σχετικά λεπτός (πάχος ~10-15 km) εύθραυστος φλοιός θεωρείται ότι κινείται, ως προς την ευρεία κλίμακα, με τρόπο που αντανακλά την ομαλή στο χώρο παραμόρφωση των υποκείμενων εύκαμπτων τμημάτων της λιθόσφαιρας (Davies et al., 1997; Flerit et al., 2004).

Γεγονός είναι ότι, αφού η λιθόσφαιρα είναι εύθραυστη και ελαστική και τα ρήγματα αποτελούν ζώνες αδυναμίας (απαιτούνται δηλαδή μικρότερες τάσεις για την παραμόρφωσή τους από την υπόλοιπη λιθόσφαιρα), η παραμόρφωση στη φ.γ.ε. και στη σειсмоγενή ζώνη του φλοιού ακολουθεί πρακτικά συμπεριφορά πλακών (Thatcher, 2009). Εξ άλλου, στις ηπειρωτικές περιοχές οι άκαμπτες μικρο-πλάκες είναι περισσότερες και οι συνοριακές ζώνες αλληλεπίδρασης, όπου συναντώνται πολλά ενεργά ρήγματα, πιο διάχυτες απ' ότι στις ωκεάνιες. Όπως μικραίνουν οι διαστάσεις των πλακών και μεγαλώνει ο αριθμός των ενεργών ρηγμάτων, το μοντέλο των μικρο-πλακών προσεγγίζει αυτό του συνεχούς μέσου και, ουσιαστικά, η κινηματική διάκριση, όπως το πεδίο ταχυτήτων από παρατηρήσεις GPS, μεταξύ

των δύο μοντέλων γίνεται δυσδιάκριτη. Συνεπώς, δεν είναι εύκολη απάντηση πιο μοντέλο είναι προτιμότερο να ακολουθηθεί σε κάθε περίπτωση.

2. Μεταβολή των τάσεων Coulomb λόγω σεισμικής διάρρηξης

Παρόλο που η γεωμετρία του ρήγματος που υφίσταται τη σεισμική διάρρηξη μπορεί να καθοριστεί με διάφορες γεωδαιτικές, σεισμολογικές, γεωφυσικές μεθόδους, παραμένει ακόμη αδιευκρίνιστη η ακριβής εικόνα του μηχανισμού διάρρηξης του. Πρόσφατες έρευνες στο χώρο της Σεισμολογίας και της Γεωφυσικής έχουν δείξει ότι, μικρές αλλά απότομες μεταβολές της τάσης, που ασκείται επί των επιπέδων των ρηγμάτων του στερεού φλοιού, μπορούν να προκαλέσουν μεγάλες αλλαγές στον ρυθμό εμφάνισης των σεισμών της γύρω περιοχής (Stein et al., 1994; Lin, and Stein, 2004).

Συγκεκριμένα, όταν συμβεί μια σεισμική διάρρηξη απελευθερώνεται ένα μέρος της τάσης, που έχει συγκεντρωθεί στο ρήγμα σταδιακά λόγω της κίνησης των τεκτονικών πλακών, με αποτέλεσμα την πτώση τάσης επί του ρήγματος που υφίσταται τη διάρρηξη και την αύξηση της τάσης στις γειτονικές περιοχές. Σε περιοχές όπου υπάρχει αύξηση της τάσης παρατηρείται αύξηση της σεισμικότητας, ενώ σε περιοχές με μείωση της τάσης παρατηρείται ανάλογη μείωση σεισμικότητας. Κατανέμοντας λοιπόν, τις μεταβολές της στατικής τάσης (τάση Coulomb) στην περιοχή γύρω από το σημείο διάρρηξης, είναι δυνατόν να προκύψουν συμπεράσματα για το εάν ο πρώτος σεισμός επισπεύδει ή επιβραδύνει τον επόμενο σεισμό, γεγονός που βοηθάει στην καλύτερη αντιμετώπιση του σεισμικού κινδύνου.

Οι τάσεις που ασκούνται στο στερεό φλοιό της γης δεν μπορούν να υπολογισθούν. Μπορεί όμως να υπολογισθεί η μεταβολή αυτών λόγω διάρρηξης ενός τεκτονικού ρήγματος. Ο προσδιορισμός της μεταβολής των τάσεων Coulomb (*Coulomb Failure Stress change* (ΔCFS) ή *Coulomb Failure stress Function* (ΔCFF)) γίνεται σε ένα ελαστικό ισότροπο ημίχωρο, ο οποίος πλησιάζει κατά το δυνατόν την συμπεριφορά του φλοιού της γης. Τα ρήγματα στην περίπτωση αυτή, θεωρούνται ως ασυνέχειες του ελαστικού ημίχωρου και όλοι οι υπολογισμοί γίνονται εφαρμόζοντας την θεωρία της ελαστικής εξάρμωσης (dislocation theory) Okada (Okada, 1985 και 1992), ενώ απαιτείται η γνώση, τόσο των γεωμετρικών χαρακτηριστικών του ρήγματος, όσο και του τασικού πεδίου της ευρύτερης περιοχής μελέτης (King et al., 1994). Η θεώρηση αυτή αποτελεί μια γενίκευση της εφαρμογής του κριτηρίου αστοχίας Coulomb από τις κλίμακες του εργαστηρίου στις κλίμακες του φλοιού της γης. Ας σημειωθεί ότι οι μεταβολές της τάσης Coulomb που προκαλούνται από τη διάρρηξη ενός ρήγματος είναι της τάξης των 0.25 bar ή αλλιώς του 1/8 της πίεσης των ελαστικών των αυτοκινήτων. Το πώς είναι δυνατόν μια τόσο μικρή αύξηση της τάσης να προωθήσει μια σεισμική διάρρηξη οφείλεται στο γεγονός ότι, αν και μικρή, η μεταβολή αυτή είναι τόσο απότομη, ώστε η επιτάχυνση που αναπτύσ-

σεται να είναι πάρα πολύ μεγάλη, με αποτέλεσμα τη διάρρηξη του ρήγματος. Ο παραπάνω ισχυρισμός επιβεβαιώνεται από εργαστηριακές μελέτες προσομοίωσης της σεισμικής διάρρηξης ενός πετρώματος.

Σύμφωνα με το παραπάνω κριτήριο μια διάρρηξη συμβαίνει όταν η τάση Coulomb που ασκείται στο ρήγμα γίνει οριακά ίση με την παρακάτω τιμή (King et al., 1994; Freed, 2005):

$$CFF = |\tau| - \mu(\sigma_n - p) = |\tau| - \mu\sigma'_n \quad (1)$$

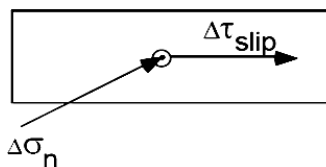
όπου $|\tau|$ η διατμητική τάση, σ_n η ορθή τάση, σ'_n η ενεργός τάση, p η τάση του νερού των πόρων, μ ο συντελεστής τριβής και $\mu\sigma'_n$ η διατμητική αντοχή. Κατά το κριτήριο λοιπόν αστοχίας Coulomb ένα ρήγμα διαρρηγνύεται – αρχίζει να ολισθαίνει – τη στιγμή που η διατμητική τάση γίνει οριακά ίση με τη διατμητική αντοχή του ρήγματος. Επομένως, η μεταβολή των τάσεων Coulomb θα δίνεται από την παρακάτω σχέση:

$$\Delta CFF = \Delta\tau - \mu\Delta\sigma' \quad (2)$$

όπου $\Delta\tau$ η μεταβολή της διατμητικής τάσης, $\Delta\sigma'_n$ η μεταβολή της ορθής τάσης και $\mu\Delta\sigma'_n$ η μεταβολή της διατμητικής αντοχής..

Η μεταβολή της διατμητικής τάσης είναι θετική όταν η διατμητική τάση αυξάνεται κατά την διεύθυνση ολίσθησης του ρήγματος, ενώ η μεταβολή της ορθής τάσης είναι θετική όταν αυξάνεται η θλιπτική ορθή τάση. Στην δεύτερη περίπτωση η αύξηση της ορθής θλιπτικής τάσης έχει σαν αποτέλεσμα την αύξηση της διατμητικής αντοχής. Έτσι, όταν η μεταβολή της συνάρτησης Coulomb είναι θετική $\Delta CFF > 0$, τότε η μεταβολή της διατμητικής τάσης $\Delta\tau$ είναι μεγαλύτερη της μεταβολής της διατμητικής αντοχής $\mu\Delta\sigma'_n$. Αυτό σημαίνει ότι η διατμητική τάση τείνει να γίνει ίση με τη διατμητική αντοχή, γεγονός που επιφέρει τη διάρρηξη του ρήγματος. Εκεί, λοιπόν, όπου παρατηρείται αύξηση στη μεταβολή της τάσης ($\Delta CFF > 0$) αναμένεται υψηλή συχνότητα σεισμικών διαρρήξεων και συγκεκριμένα η πρώτη διάρρηξη μπορεί να επισπεύσει τη διάρρηξη ενός γειτονικού ρήγματος, ενώ στην αντίθετη περίπτωση ($\Delta CFF < 0$) αναμένεται χαμηλότερη συχνότητα σεισμικών διαρρήξεων, δηλαδή η πρώτη διάρρηξη μπορεί να επιβραδύνει τη διάρρηξη γειτονικών ρηγμάτων (stress shadow). Το ρήγμα το οποίο διαρρηγνύεται αποτελεί την πηγή ενώ όλα τα υπόλοιπα γειτονικά ρήγματα αποτελούν τους δέκτες της μεταβολής των τάσεων.

Το πεδίο των τάσεων για μια περιοχή είναι αποτέλεσμα του συνδυασμού του πεδίου τάσεων λόγω της κίνησης των λιθοσφαιρικών



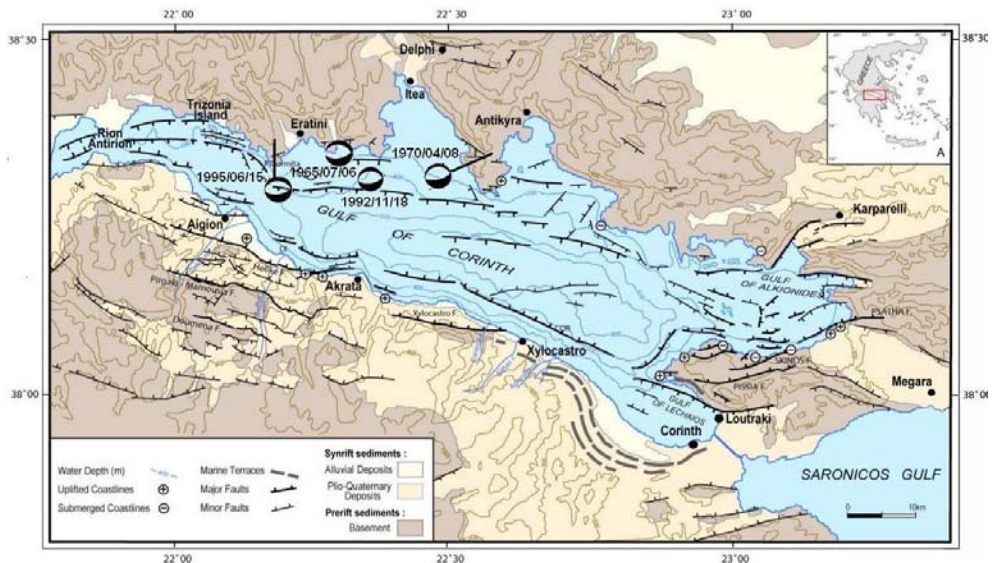
Σχήμα 2. Μεταβολή τάσης Coulomb

πλακών και του πεδίου των τάσεων που οφείλονται στις σεισμικές διαρρήξεις. Το μέγεθος και ο προσανατολισμός του πεδίου τάσεων λόγω ενός σεισμικού επεισοδίου μπορεί να εκτιμηθεί με τη μελέτη των μηχανισμών γένεσης σεισμών για τη περιοχή. Ωστόσο, απαιτούνται μακρόχρονες παρατηρήσεις για να προκύψει αξιόπιστη εκτίμηση του προσανατολισμού του πεδίου των τάσεων. Ακόμα και τότε, οι συνιστώσες του τανυστή των τάσεων είναι γνωστές για συγκεκριμένες θέσεις, αυτές των σεισμικών επεισοδίων και δεν αντιπροσωπεύουν το συνολικό πεδίο τάσεων της ευρύτερης περιοχής. Για να εκτιμηθεί το συνολικό πεδίο των τάσεων – σε τοπική κλίμακα– είναι αναγκαίες γεωλογικές παρατηρήσεις, όπως οι επί τόπου μετρήσεις τάσεων από γεωτρήσεις κατάλληλου βάθους (Stein, 2003). Μια απλούστερη τακτική είναι να χρησιμοποιηθούν εμπειρικές σχέσεις για να εκτιμηθεί η πτώση τάσης που προκαλείται κατά τη σεισμική διάρρηξη στην ευρύτερη περιοχή.

3. Ανάλυση δεδομένων

3.1 Ο Κορινθιακός Κόλπος

Στις περιοχές του ηπειρωτικού φλοιού, οι οποίες χαρακτηρίζονται από έντονες εφελκυστικές τάσεις, τα κανονικά-ορθά ρήγματα σχηματίζουν ζώνες διάρρηξης κατανεμημένες σχεδόν παράλληλα μεταξύ τους, ενώ η έκταση που καταλαμβάνουν μπορεί να αγγίζει τις μερικές εκατοντάδες χιλιόμετρα. Μια από τις σημαντικότερες και πιο ενεργές ζώνες διάρρηξης αυτού του είδους είναι η τεκτονική τάφρος του



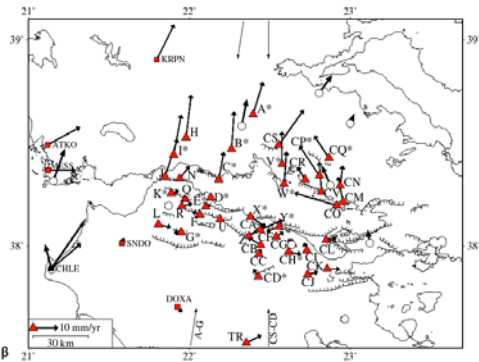
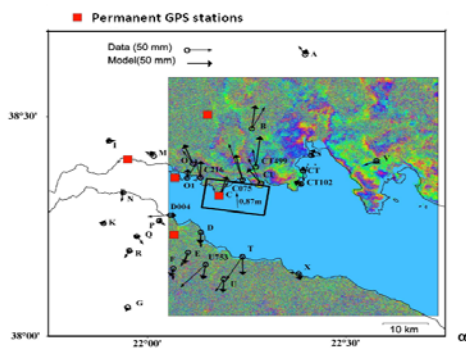
Σχήμα 3. Γεωλογικός χάρτης του Κορινθιακού Κόλπου με τους πρόσφατους κύριους σεισμούς για το δυτικό τμήμα του (Mitsakaki et al., 2006, διαμορφωμένο από Moretti et al., 2003, Lyon-Caen et al., 2004).

Κορινθιακού Κόλπου (Σχήμα 3). Η τάφρος αυτή που έχει διαστάσεις περίπου 120 km μήκος και 30 km πλάτος είναι από τις πιο ενεργές του ελλαδικού χώρου, ενώ θεωρείται ότι είναι ενεργή τα τελευταία 5Myrs (Taymaz et al., 1991; Armijo et al., 1996). Το έντονο εφελκυστικό πεδίο που χαρακτηρίζει την περιοχή, με γενικότερη διεύθυνση Βορειοδυτική, έχει ως αποτέλεσμα την επέκταση (extension) του Κορινθιακού Κόλπου κατά τη διεύθυνση WNW-ESE.

Και οι δύο όψεις της τάφρου οριοθετούνται από συστήματα ορθών ρηγμάτων, με τα βόρεια ρήγματα να βυθίζονται προς νότο, ενώ τα ορθά ρήγματα της ακτής της Πελοποννήσου να βυθίζονται προς τη διεύθυνση του Βορρά. Δορυφορικές μετρήσεις GPS που έχουν γίνει επί σειρά ετών στη περιοχή, αλλά και η παρουσία ενός μικρού μόνιμου δικτύου σταθμών GPS, παρουσιάζουν τη δυτική πλευρά του Κορινθιακού να υφίσταται μετακίνηση, λόγω εφελκυστικών τάσεων, με ταχύτητα 10-15mm/yr (Clarke, et al., 1997; Avallone et al., 2004), ενώ η ανατολική πλευρά του Κόλπου εκτείνεται με ταχύτητα μικρότερη (~5-6mm/yr) από αυτή της ανατολικής πλευράς (Briole et al., 2000).

Μοντέλα που αξιοποιούν τις δορυφορικές παρατηρήσεις GPS αλλά και άλλες μορφές γεωδαιτικών παρατηρήσεων επιτρέπουν την εκτίμηση του πεδίου ταχυτήτων της ελεύθερης γήινης επιφάνειας και μπορούν να δώσουν μια περισσότερο συγκροτημένη εικόνα της πραγματικής κινηματικής κατάστασης μιας περιοχής. Έτσι, από τα τέλη της δεκαετίας του 1980 το Εργαστήριο Ανώτερης Γεωδαισίας και το Κέντρο Δορυφόρων Διονύσου της ΣΑΤΜ του ΕΜΠ, σε συνεργασία με φορείς του εξωτερικού, έχουν ιδρύσει γεωδαιτικά δίκτυα ελέγχου και έχουν πραγματοποιήσει πολλαπλές σειρές παρατηρήσεων GPS σε διάφορες περιοχές της Ελλάδας, όπως ο Κορινθιακός και το Ιόνιο. Ειδικότερα, από τις αρχές του 1990, έχει εγκατασταθεί στη περιοχή του Κορινθιακού ένα πυκνό δίκτυο και έχουν γίνει επανειλημμένες παρατηρήσεις GPS, ενώ τη τελευταία δεκαετία ιδρύθηκε και ένα μικρότερο δίκτυο αποτελούμενο από πέντε μόνιμους σταθμούς GPS (Σχήμα 4α, β). Στη περίπτωση, μάλιστα, του Κορινθιακού κόλπου επιχειρήθηκε να διακριθεί το πεδίο ταχυτήτων της ελεύθερης γήινης επιφάνειας σε σεισμικό συνεχές και σεισμικό πεδίο για να εκτιμηθεί το μέγεθος της ολίσθησης στο ρήγμα που έδωσε το σεισμό του Αιγίου, του 1995 (Mitsakaki and Mimidou, 2010).

Οι περισσότερες από μια δεκαετία σειρές παρατηρήσεων GPS δείχνουν ότι η διαστολή της τάφρου περιορίζεται σχεδόν αποκλειστικά πέραν της ξηράς, σε μία στενή, θαλάσσια ως επί το πλείστον, ζώνη, όχι πλατύτερη από 10 km κοντά στην περιοχή του Αιγίου, το μέγεθος της οποίας αυξάνει από ανατολικά προς δυσμάς. Έτσι, αυτός ο ρυθμός διαστολής όπως εκτιμάται από τις μετρήσεις GPS είναι της τάξης των ~11 mm/yr στο κεντρικό τμήμα της τάφρου, ενώ φτάνει τα ~16 mm/yr στην περιοχή του Αιγίου με προσανατολισμό της επιμήκυνσης κατά την διεύθυνση N185°E και μειώνεται στα 5-6 mm/yr στο ανατολικό άκρο (Briole et al., 2000). Το γεγονός ότι το δυτικό τμήμα της τάφρου ανοίγει ταχύτερα από το ανατολικό αποτελεί μία ένδειξη ότι το ανατολικό τμήμα τείνει να ακολουθήσει την ΝΑ κίνηση



Σχήμα 4. α) Εικόνα της παραμόρφωσης από μετρήσεις GPS σχετική με τον σεισμό του Αιγίου της 15/6/1995 μαζί με τις θέσεις του δικτύου των μονίμων σταθμών GPS. Φαίνεται, επίσης, το μοντέλο του ρήγματος για το συγκεκριμένο επεισόδιο.

β) Επιμήκυνση εγκάρσια ως προς την τάφρο του Κορινθιακού εκφρασμένη σε τοπικό σύστημα αναφοράς (Σταθερή η Πελοπόννησος) (Briole et al., 2001).

της Εύβοιας και της Νότιας Πελοποννήσου, ενώ το ΒΔ τμήμα της τάφρου είναι συνδεδεμένο με την μικρο-πλάκα της Απουλία - Αδριατικής και την βόρεια Ελλάδα (Avallone et al., 2004).

Τα μεγάλα ρήγματα του νότιου τμήματος του κόλπου, σύμφωνα με γεωλογικές κυρίως παρατηρήσεις, φαίνονται να παραμορφώνονται με βραδύ ρυθμό. Συνεπώς, οι μικρότερες δομές στο εσωτερικό μέρος της τάφρου, όπως τα υποθαλάσσια ρήγματα που έδωσαν τα μεσαίου μεγέθους επεισόδια του Νοεμβρίου 1992 στο Γαλαξίδι ($M_S \sim 5.9$) και του Ιουνίου 1995 στο Αίγιο ($M_S \sim 6.2$) (Σχήμα 3) ικανοποιούν το μεγαλύτερο μέρος της διαστολής με σχετικά συχνούς σεισμούς αυτού του μεγέθους ($M_S \sim 5.5-6.5$). Αυτό μπορεί να υποδηλώνει ότι τα μεγάλα επεισόδια στα μεγάλα μήκους ρήγματα της ξηράς ($M_S \sim 6.5-7$) μπορεί να έχουν μεγάλες περιόδους επανάληψης (> 500 έτη) (Avallone et al., 2004).

Μία από τις εφαρμογές της μελέτης των τάσεων Coulomb για την περιοχή της τάφρου του Κορινθιακού κόλπου ήταν να εκτιμηθεί η μεταβολή της τάσης Coulomb που σχετίζεται με το σεισμό του 1992 στο Γαλαξίδι και η επίδραση της στο πεδίο των τάσεων της περιβάλλουσας περιοχής και ιδιαίτερα στο υποθαλάσσιο ρήγμα που έδωσε τον σεισμό του 1995 στο Αίγιο (Mitsakaki et al., 2006). Για την ανάλυση που έγινε χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό Coulomb, έκδοση 3 (King et al., 1994; Stein et al., 1994). Το πρόγραμμα υπολογίζει, σε κάθε επιφάνεια και για κάθε βάθος, μετακινήσεις, ανηγμένες παραμορφώσεις και μεταβολές τάσης που οφείλονται σε ολίσθηση σε ρήγμα ή σε σημειακές πηγές διόγκωσης/συρρίκνωσης, αλλά και σε διόγκωση /συρρίκνωση του κώνου ενός ηφαιστείου λόγω επικείμενης έκλυσης λάβας. Οι υπολογισμοί γίνονται σε ημιχώρο με ομοιόμορφες ισότροπες ελαστικές ιδιότητες. Το λογισμικό κάνει χρήση σχέσεων ελαστικής εξάρμωσης

(elastic dislocation) (Okada 1989, 1992) καθώς και σχέσεων συνοριακών στοιχείων (boundary element) (Crouch and Starfield, 1983).

Οι αναγκαίες για το μοντέλο ελαστικές παράμετροι ελήφθησαν είτε από την υπηρεσία USGS (NEIC) ή υπολογίσθηκαν (Πίνακας 1). Ετσι, το μέτρο διάτμησης G (Shear modulus) υπολογίσθηκε από την:

$$G = \frac{E}{2 \cdot (1 + \nu)} \quad (3)$$

όπου E είναι το Μέτρο Ελαστικότητας (Young's modulus) και ν ο λόγος Poisson.

Πίνακας 1. Ελαστικές παράμετροι του μοντέλου

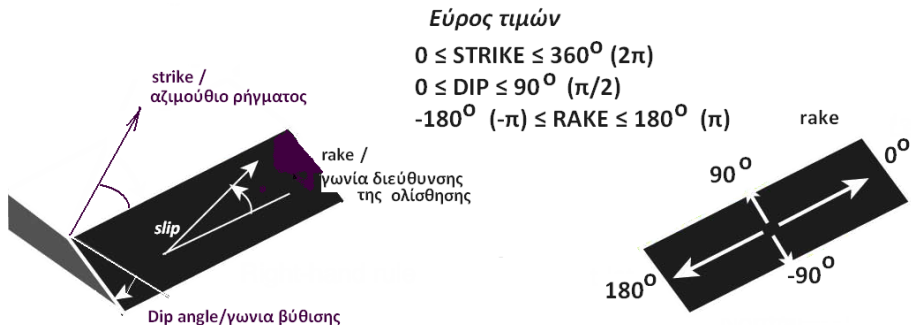
Μέτρο ελαστικότητας E (GPa)	Μέτρο διάτμησης G (GPa)	λόγος Poisson ν	Συντελεστής τριβής	Βάθος υπολογισμού (km)
73.2	29	0.28	0.6	7

Οι μεταβολές τάσης υπολογίσθηκαν για ορθά ρήγματα και για τις κατάλληλες παραμέτρους της γεωμετρίας και της διεύθυνσης ολίσθησης της σεισμικής διάρρηξης του ρήγματος που έδωσε τον σεισμό του 1992 στο Γαλαξίδι. Οι παράμετροι τόσο του 1992 όσο και του σεισμού του 1995 στο Αίγιο φαίνονται στο Πίνακα 2 (Mitsakaki et al., 2006). Τα γεωμετρικά μεγέθη κάθε ρήγματος είναι η γεωγραφική θέση της προβολής του ίχνους του ρήγματος στην ελεύθερη επιφάνεια (φ , λ), ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού (αζιμούθιο του ίχνους - *strike*, γωνία βύθισης - *dip* και γωνία διεύθυνσης του διανύσματος της ολίσθησης πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος - *rake*), μήκος του ρήγματος L , άνω και κάτω άκρο του ρήγματος καθ' ύψος και το μέγεθος της ολίσθησης (*slip*) (Σχήμα 5). Όλοι οι υπολογισμοί της μεταβολής των τάσεων Coulomb αναφέρονται σε βάθος 7 km. Το βάθος αυτό συμβαδίζει περίπου με το μέσο βάθος των επιπέδων των ρηγμάτων που έδωσαν τα δύο επεισόδια, αλλά και με το μέσο βάθος της σεισμογενούς ζώνης της περιοχής.

Πίνακας 2. Παράμετροι για τα υποθαλάσσια ρήγματα των σεισμών του 1992 και 1995

Ημερομηνία	M_s	φ ($^{\circ}N$)	λ ($^{\circ}E$)	Top/Bottom (km)	Μηχανισμός			μήκος L (km)	Slip (m)	Ref.*
					Strike (o)	Dip (o)	Rake (o)			
18/11/1992	5.9	38.30	22.45	5.2/9.7	270	30	-81	14	0.21	1
15/06/1995	6.2	38.36	22.20	4.5/9.7	277	35	-81	15	0.87	2

* 1: Briole et al., 1993; 2: Bernard et al., 1997



Σχήμα 5. Σχηματική απεικόνιση των γεωμετρικών μεγεθών του ρήγματος

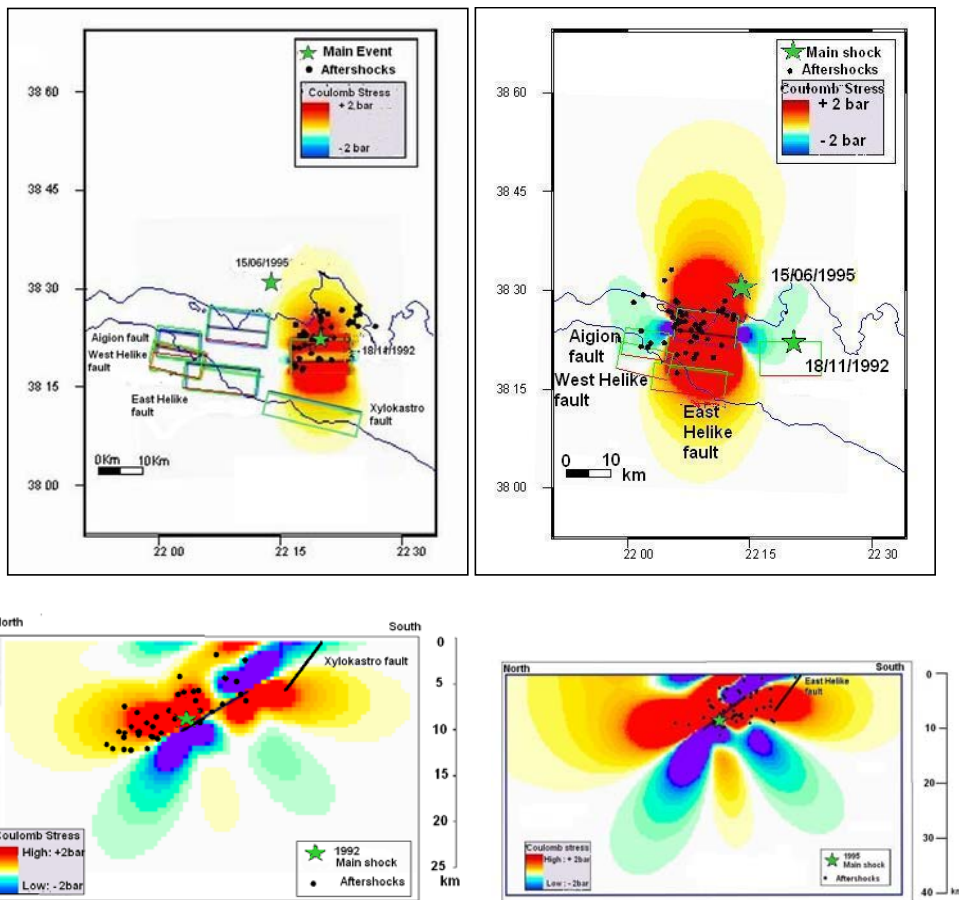
Η επιλογή των κατάλληλων ρηγμάτων "δεκτών" βασίσθηκε σε πρόσφατες μελέτες της μικρο-σεισμικότητας (2000-2001) και άλλα γεωφυσικά δεδομένα για τη δυτική και κεντρική ζώνη της τάφρου. Ανάμεσα στο σύστημα των σχεδόν παράλληλων επιφανειακών ενεργών ρηγμάτων των ακτών της Β. Πελοποννήσου (Σχήμα 1) επελέγησαν αυτά που θα μπορούσαν να επηρεαστούν από τη μεταβολή τάσεων λόγω των σεισμικών επεισοδίων του 1992 και 1995 (Πίνακας 3).

Πίνακας 3. Γεωμετρία των ρηγμάτων "δεκτών". * Τα δεδομένα του ρήγματος αυτού είναι κατά προσέγγιση και δεν έχει προτυποποιηθεί σαν εξάρμωση στην ανάλυση των τάσεων Coulomb (Mitsakaki et al., 2006) .

Ρήγμα	ϕ ($^\circ$)	λ ($^\circ$)	Top / Bottom (km)	Μηχανισμός			Μήκος L (km)
				Strike ($^\circ$)	Dip ($^\circ$)	Rake ($^\circ$)	
Ανατ. Ελίκη	38.193	22.150	0.2/7.5	279	50	270	16.6
Δυτ. Ελίκη	38.231	22.030	0.2/7.5	283	50	270	12
Αίγιο	38.265	22.035	0.2/7.5	277	50	270	10
Ξυλόκαστρο*	38.10	22.50	0.2/7.5	280	50	270	15

Στο επόμενο σχήμα φαίνεται η μεταβολή των τάσεων Coulomb για το σεισμό του 1992 στο Γαλαξίδι αριστερά και του 1995 στο Αίγιο δεξιά, σε κάτοψη και τομή (Σχήμα 6). Επιπλέον, λόγω της γραμμικότητας του προβλήματος είναι δυνατός ο προσδιορισμός της αθροιστικής μεταβολής των τάσεων Coulomb για τα δύο σεισμικά επεισόδια του 1992 και του 1995 για να διερευνηθεί αν υπήρξε κάποια αλληλεπίδραση. Αυτή η αθροιστική μεταβολή μαζί με τη μετασεισμική ακολουθία του 1992 παρουσιάζεται σε κάτοψη (Σχήμα 7).

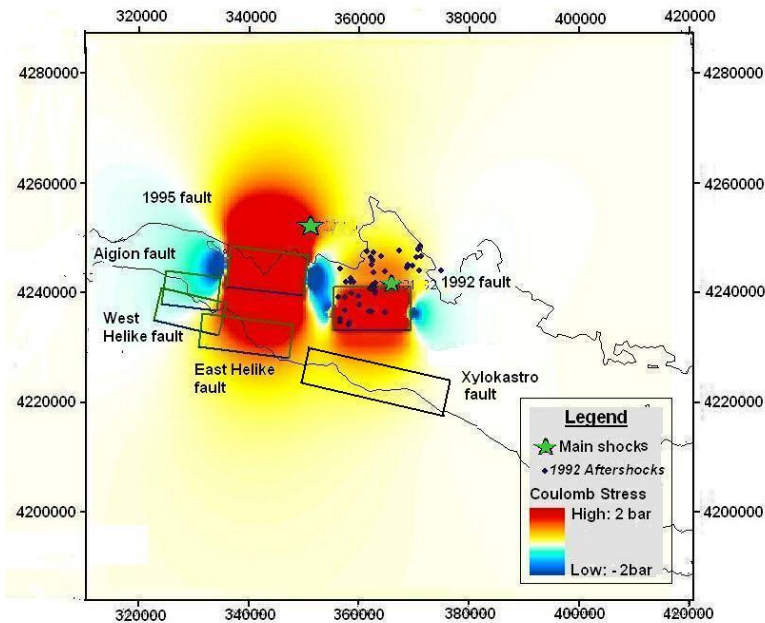
Μια βασική παρατήρηση είναι ότι η χωρική κατανομή των μετασεισμών και για τα δύο επεισόδια συσχετίζεται σε υψηλό βαθμό με περιοχές θετικής μεταβολής της τάσης Coulomb (Σχήμα 6). Δεν υπάρχει κάποια ένδειξη ότι η μεταβολή τάσεων



Σχήμα 6. Αριστερά: Πάνω η κάτωψη του σεισμού του 1992 με τους μετασεισμούς και τα ρήγματα "δέκτες" και κάτω η σε βάθος τομή με τις θέσεις των μετασεισμών. Δεξιά: Πάνω η κάτωψη του σεισμού του 1995 με τους μετασεισμούς και τα ρήγματα "δέκτες" και κάτω η σε βάθος τομή με τις θέσεις των μετασεισμών. Θετικές τιμές μεταβολής τάσεων Coulomb με ερυθρό χρώμα, αρνητικές με κυανό και διαστάσεις σε bar.

λόγω του σεισμού του 1992 επηρέασε τις συνθήκες του τασικού πεδίου των γειτονικών ενεργών επιφανειακών ρηγμάτων στη νότια ακτή του Κορινθιακού (Πίνακας 3) με μόνη εξαίρεση το ρήγμα του Ξυλόκαστρου, που φαίνεται να βρίσκεται εντός της ζώνης αύξησης της τάσης Coulomb. Αναφορικά με το σεισμό του 1995, το ρήγμα της Ανατολικής Ελικής, που είναι ένα από τα ενεργά ρήγματα της περιοχής μελέτης, φαίνεται να βρίσκεται εντός της θετικής μεταβολής της τάσης (~2bars) και μπορεί να αποτελέσει μια πιθανή περιοχή για μελλοντική διάρρηξη (Σχήμα 6, δεξιά). Αυτή η υπόθεση υποστηρίζεται και από την εικόνα της μικρο-σεισμικότητας της περιοχής για την περίοδο 2000-2001 (Mitsakaki et al., 2006).

Ενδιαφέρον παρουσιάζει η εικόνα της αθροιστικής μεταβολής των τάσεων (Σχήμα 6), όπου είναι πιθανό το επεισόδιο του 1992 να επηρέασε το υποθαλάσσιο ρήγμα που έδωσε το σεισμό του 1995. Η μετασεισμική ακολουθία του 1992 διαγράφει σε βάθος (Σχήμα 6, αριστερά κάτω) μια επιφάνεια ρήγματος μεγαλύτερη από αυτή που δικαιολογεί το μέγεθος του κύριου σεισμού. Ωστόσο, η κάτοψη των μετασεισμικών περιορίζεται στο βόρειο τμήμα του λοβού θετικής μεταβολής τάσης Coulomb γεγονός που υποδηλώνει μια μετανάστευση, σε βάθος, στα BBA προς τη θέση του κύριου σεισμού του 1995, ο οποίος με τη σειρά του εκδηλώθηκε στο BBA τμήμα της δικής του θετικής μεταβολής της τάσης Coulomb (Σχήματα 6 και 7). Ένα σμήνος μικρο-σεισμικότητας που εκδηλώθηκε τον Δεκέμβριο του 2002, περίπου 15km δυτικά από τα νησιά Τριζόνια και πολύ κοντά στο δυτικό άκρο του υποθαλάσσιου ρήγματος του 1995 καταγράφηκε και συσχετίστηκε με βραδεία παροδική ανηγμένη παραμόρφωση για τη περιοχή. Αυτό μπορεί να είναι μια περαιτέρω ένδειξη της προς τα δυτικά μετανάστευσης της σεισμικής δραστηριότητας που σχετίζεται με φαινόμενα θραύσης (Bernard et al., 2006; Mitsakaki et al., 2006).



Σχήμα 7. Αθροιστική μεταβολή των τάσεων Coulomb για τους σεισμούς του 1992 και 1995 με τις μετασεισμική ακολουθία του 1992 σε κάτοψη.

3.2 Το Ιόνιο Πέλαγος (Λευκάδα)

Το ρήγμα της Κεφαλονιάς αποτελεί τη δυτική απόληξη της Ελληνικής ζώνης βύθισης και διακρίνεται σε δύο τμήματα με διαφορετικά αζιμούθια. Το νοτιότερο στα

δυτικά του νησιού της Κεφαλονιάς έχει μήκος περίπου 90 km και ΒΑ αζιμούθιο ενώ το βόρειο τμήμα περίπου 40 km μήκους έχει αζιμούθιο ΒΒΑ και είναι γνωστό σαν ρήγμα της Λευκάδας (Scordilis et al., 1985; Louvari et al., 1999; Shaw and Jackson, 2010). Φαίνεται ότι το νησί υπόκειται σε ΒΑ-ΝΔ συμπίεση από την πρώτη Πλειόκαινο περίοδο, με αποτέλεσμα την σταδιακή ανύψωση της δυτικής ακτής (Sorel, 1989). Εκεί συναντώνται και τα πιο σημαντικά και κατά πάσα πιθανότητα ενεργά ρήγματα της Λευκάδας (Rondoyanni et al., 2007). Η περιοχή παρουσιάζει σημαντική σεισμική δραστηριότητα.

Τρεις σεισμοί μέσου μεγέθους επελέγησαν να μελετηθούν με τον πρώτο αυτόν της 4^{ης} Νοεμβρίου 1973, ένα σεισμικό επεισόδιο με μηχανισμό ανάστροφο και μάλλον μικρό μέγεθος της τάξης των 5.8 (Baker et al., 1997). Αυτός ο σεισμός είναι πιθανόν να ιχνηλατεί το βόρειο άκρο του ΡΜΚ αφού τέτοιου τύπου σεισμοί εκδηλώνονται βορειότερα, κατά μήκος της ακτής της βορειοδυτικής Ελλάδας (Louvari et al., 1999).

Ο δεύτερος πιο πρόσφατος σεισμός είναι αυτός της 25^{ης} Φεβρουαρίου 1994 ($M_w = 5.5$) με μηχανισμό δεξιόστροφης ολίσθησης σε ένα ΝΝΑ-ΝΝΔ επίπεδο του ρήγματος με βύθιση προς τα ανατολικά (Louvari et al., 1999) σε συμφωνία με τις επιφανειακές ρηγματώσεις που παρατηρήθηκαν. Φαίνεται ότι ο σεισμός αυτός ανήκει στη ζώνη δράσης του τμήματος της Λευκάδας του ΡΜΚ.

Ο τελευταίος σεισμός που μελετήθηκε ήταν ο πρόσφατος της 14^{ης} Αυγούστου 2003 ($M_w = 6.3$), που έχει συζητηθεί και αναλυθεί ευρέως (π.χ., Karakostas et al., 2004; Benetatos et al., 2005; Papadimitriou et al., 2006; Benetatos et al., 2007). Όλες οι μελέτες διαπιστώνουν ότι αυτό το επεισόδιο ανήκει στο βόρειο τμήμα της Λευκάδας του ΡΜΚ. Επελέγη να προτυποποιηθεί ο σεισμός αυτός διαχωρίζοντας το ρήγμα σε δύο τμήματα, βόρειο και νότιο, με το βόρειο να έχει ενεργοποιηθεί πρώτο. Η επιλογή αυτή βασίζεται σε προηγούμενες μελέτες της χωρο-χρονικής κατανομής των μετασεισμών, που φαίνεται να συμφωνούν σε ικανοποιητικό βαθμό με την ιδέα της διάρρηξης δύο τμημάτων, ανιχνεύοντας τη παρουσία μιας σχετικά ασεισμικής περιοχής ανάμεσα στα δύο (Benetatos et al., 2005; 2007; Karakostas and Papadimitriou, 2010).

Για να εκτιμηθούν διάφορα στοιχεία της γεωμετρίας των ρηγμάτων των τριών σεισμικών επεισοδίων χρησιμοποιήθηκαν οι ακόλουθοι εμπειρικοί τύποι, προσαρμοσμένοι για τον Ελλαδικό χώρο (Wells and Coppersmith, 1994; Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003) που συνδέουν το μήκος ρήγματος L (σε km), το πλάτος του ρήγματος w (σε km), την επιφάνεια ρήγματος S (σε Km^2), τη μέση ολίσθηση πάνω στο ρήγμα u (σε cm) και το μέγεθος του σεισμού M_w :

$$S = L \cdot w \quad (4)$$

$$\log L = 0.51M_w - 1.85 \quad (\text{km}) \quad (5)$$

$$\log S = 0.70M_w - 1.98 \quad (\text{km}^2) \quad (6)$$

$$\log w = 0.19M_w - 0.13 \quad (km) \quad (7)$$

$$\log S = 0.70M_w - 1.98 \quad (km^2) \quad (8)$$

Σαν ρήγμα "δέκτη" επελέγη να συμπεριληφθεί και το ενεργό, αλλά μέχρι στιγμής αδρανές, ρήγμα του Αγίου Νικήτα – Αθανίου (τελευταία γραμμή του Πίνακα 4), που εκτείνεται κατά μήκος της δυτικής ακτής με BBA-NNΔ διεύθυνση και γωνία βύθισης προς ανατολάς. Εκτείνεται σαν σύστημα ρηγμάτων από το κόλπο του Αγ. Νικήτα μέχρι το χωριό Αθάني, έχει μήκος περίπου 17 km και μέση γωνία βύθισης περίπου 65°-70°. Τα γεωμετρικά και κινηματικά του χαρακτηριστικά βρίσκονται σε πολύ καλή συμφωνία με αυτά του βόρειου τμήματος του PMK, κάτι που πιθανά υποδηλώνει ότι είναι συμπλήρωμα δεύτερης τάξης αυτού του τμήματος του PMK (Rondoyanni et al., 2011). Οι εμπειρικές σχέσεις που προαναφέρθηκαν χρησιμοποιήθηκαν και σε αυτή τη περίπτωση για να εκτιμηθούν κάποια από τα γεωμετρικά μεγέθη του ρήγματος (Mitsakaki et al., 2011).

Πίνακας 4. Γεωμετρία των ρηγμάτων για τους τρεις σεισμούς και το ρήγμα "δέκτη", που αποτελεί απλοποίηση του συστήματος ρηγμάτων επιφανείας της περιοχής Αγ. Νικήτα-Αθανίου.

Ημερομηνία	M_w	φ (°N)	λ (°E)	Βάθος (km)	Μηχανισμός			μήκος L (km)	πλάτος (km)	Slip (m)	Ref.*
					Strike (o)	Dip (o)	Rake (o)				
4/11/1973	5.8	38.90	20.50	23	320	50	80	14.5	10	13.5	1
25/2/1994	5.5	38.76	20.54	9	22	58	168	9	8	-6.2	2
14/8/2003											
Βορ. τμήμα	6.2	38.79	20.59	12				20	10	35	
Νοτ. τμήμα	≤5	38.69	20.57	5	12	80	172	5	7	5	3
σύστημα ρηγμάτων Αγ. Νικήτα- Αθανίου	6.5	38.73	20.59	10	14	70	172	17	11.5		4

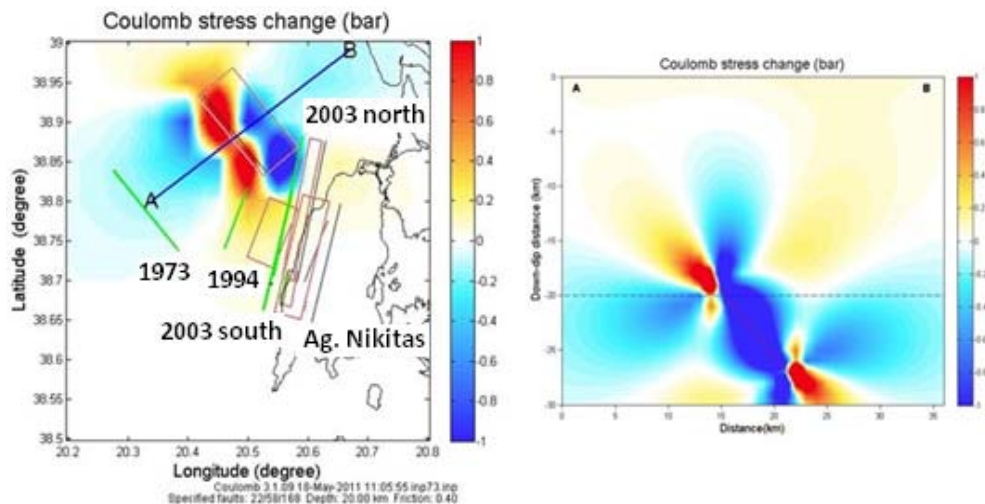
* 1: Baker et al., 1997, 2: Louvari et al., 1999, 3: Karakostas and Papadimitriou, 2010 και εκτίμηση κάποιων παραμέτρων από τη τρέχουσα εργασία, 4: Rondoyanni et al., 2011 και εκτίμηση κάποιων παραμέτρων από τη τρέχουσα εργασία

Όπως και στη προηγούμενη μελέτη οι ελαστικές παράμετροι που ήταν αναγκαίες για το μοντέλο προέκυψαν είτε από δεδομένα του USGS (NEIC) είτε υπολογίσθηκαν (Πίνακας 5). Σαν βάθος υπολογισμού επελέγησαν τα 10 km, που συμπίπτουν με το μέσο βάθος συγκέντρωσης των επαρκώς τεκμηριωμένων μετασεισμών του επεισοδίου του 2003 (Karakostas and Papadimitriou, 2010), αλλά και με το μέσο βάθος του ψαθυρού τμήματος του φλοιού για τη περιοχή που εκτιμάται στα 15-20 km.

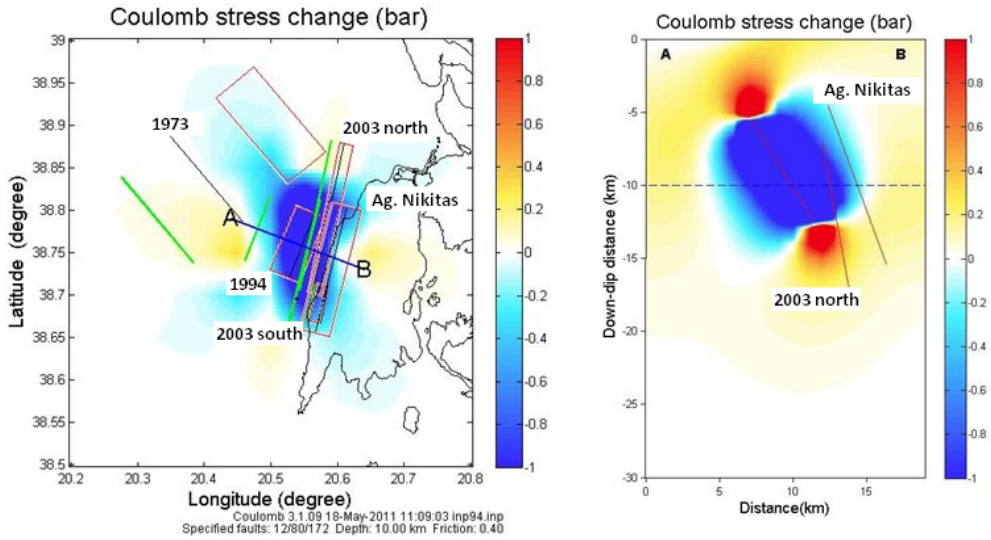
Πίνακας 5. Ελαστικές παράμετροι του μοντέλου

Μέτρο ελαστικότητας <i>E</i> (GPa)	Μέτρο διάτμησης <i>G</i> (GPa)	λόγος <i>Poisson</i> ν	Συντελεστής τριβής	Βάθος υπολογισμού (km)
80	32	0.25	0.4	10

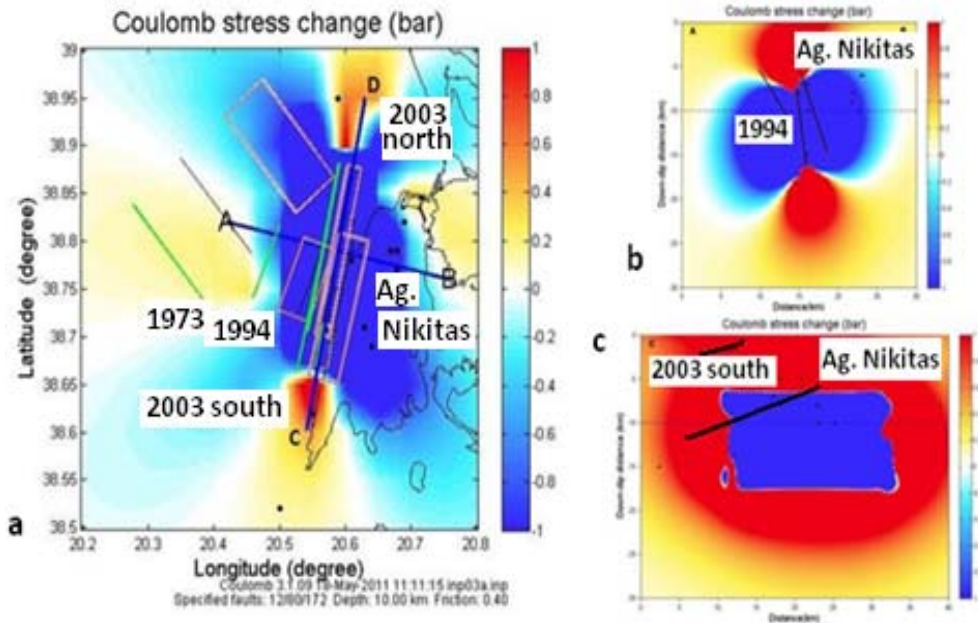
Οι μεταβολές των τάσεων Coulomb για τους τρεις σεισμούς που προτυποποιήθηκαν φαίνονται στα σχήματα 8 έως και 10. Συγκεκριμένα το σχήμα 8 παρουσιάζει τη κάτοψη και τομή της μεταβολής της τάσης Coulomb από το σεισμό του 1973 με ρήγμα "δέκτη" αυτό που έδωσε τον σεισμό δεξιόστροφης ολίσθησης του 1994. Το βάθος της τομής στη περίπτωση αυτή είναι τα 20 km, κοντά στο βάθος που είχε εκτιμηθεί για το σεισμό αυτό. Ο σεισμός του 1994 με ρήγμα "δέκτη" το βόρειο τμήμα τού σεισμού δεξιόστροφης ολίσθησης του 2003 απεικονίζεται σε κάτοψη και τομή στο σχήμα 9. Το βάθος υπολογισμού σε αυτήν και τις επόμενες τομές είναι στα 10 km. Στη τομή φαίνονται τα ίχνη σε βάθος τόσο του βόρειου τμήματος του 2003, όσο και του Αγ. Νικήτα-Αθανίου. Φαίνεται ένα σημαντικό μέρος του βόρειου τμήματος του σεισμού του 2003 να βρίσκεται εντός της θετικής μεταβολής των τάσεων Coulomb, σε αντίθεση με το ρήγμα του Αγ. Νικήτα όπου η εικόνα είναι περισσότερο ασαφής. Υπάρχει, συνεπώς, μια ισχυρή ένδειξη ότι ο σεισμός του 1994, παρόλο που ήταν μέτριος σε μέγεθος, είναι δυνατόν να επηρέασε τουλάχιστον



Σχήμα 8. Κάτοψη και τομή της μεταβολής τάσης Coulomb από το σεισμό του 1973 με ρήγμα δέκτη αυτό του δεξιόστροφου σεισμού του 1994. Βάθος υπολογισμού της τομής τα 20 km. Θετικές τιμές της μεταβολής τάσεων Coulomb με κόκκινο χρώμα, αρνητικές τιμές με μπλε (εύρος κλίμακας ± 1 bar).



Σχήμα 9. Μεταβολή τάσεων Coulomb για τον σεισμό του 1994 με ρήγμα δέκτη το βόρειο τμήμα του 2003. Η τομή σε βάθος 10 km. Θετικές τιμές της μεταβολής τάσεων Coulomb με κόκκινο χρώμα, αρνητικές τιμές με μπλε (εύρος κλίμακας ± 1 bar).



Σχήμα 10. a. Μεταβολή τάσεων Coulomb για το βόρειο τμήμα του σεισμού του 2003 και δέκτη το νότιο τμήμα. b. A-B εγκάρσια τομή στα 10 km. c. C-D κατά μήκος του ίχνους τομή στα 10 km. Θετικές τιμές της μεταβολής τάσεων Coulomb με κόκκινο χρώμα, αρνητικές τιμές με μπλε (εύρος κλίμακας ± 1 bar).

χιστον το βόρειο τμήμα του σεισμού του 2003, ενισχύοντας τις διατμητικές τάσεις στη περιοχή.

Το σχήμα 10 παρουσιάζει την κάτοψη και τομή της μεταβολής των τάσεων Coulomb που οφείλονται στο βόρειο τμήμα του σεισμού του 2003 και αποδέκτη το νότιο τμήμα. Στην κατά μήκος του ίχνους τομή (Σχήμα 10c) φαίνεται ότι το νότιο τμήμα βρίσκεται εντός της περιοχής με θετική μεταβολή των τάσεων Coulomb, ένδειξη ότι πιθανά το βόρειο τμήμα ενεργοποίησε τη διάρρηξη στο νότιο.

Στην εγκάρσια τομή (Σχήμα 10b) το ρήγμα του 1994 φαίνεται να είναι μερικώς εντός της θετικής μεταβολής, ενώ αντίθετα το ρήγμα του Αγ. Νικήτα-Αθανίου εμφανίζεται να κείται κυρίως εντός της περιοχής αρνητικών τάσεων Coulomb (περιοχή σεισμικής σκιάς) (Σχήμα 10b, c). Αυτή η εικόνα είναι πιθανόν να εξηγηθεί και γιατί το συγκεκριμένο ρήγμα δεν ενεργοποιήθηκε.

Οι μετασεισμοί που απεικονίζονται στο σχήμα αυτό προέρχονται από τους Benetatos et al., (2005) και φαίνονται στη πλειοψηφία τους να βρίσκονται στη σκιά του σεισμού του 2003. Σε ανάλογες μελέτες για τον Ελλαδικό χώρο (π.χ., Karakostas et al., 2004; Papadimitriou et al., 2006; Mitsakaki et al., 2006), έχει παρατηρηθεί ότι, όπως είναι αναμενόμενο, η χωρική κατανομή των μετασεισμών συσχετίζεται με τις περιοχές θετικής μεταβολής τάσεων Coulomb. Ωστόσο, η ασυμβατότητα που παρατηρήθηκε εδώ έχει εντοπισθεί και σε άλλες μελέτες διεθνώς, όπου γίνεται συζήτηση για το κατά πόσο η θεωρία της μεταβολής τάσεων Coulomb αδυνατεί να ερμηνεύσει με συστηματικό τρόπο τη κατανομή των μετασεισμών (Freed, 2005). Τέτοιες αποκλίσεις μπορεί να οφείλονται σε διάφορες αιτίες, όπως υπερ-απλούστευση του μοντέλου του ρυθμού της ολίσθησης του ρήγματος, ύπαρξη ετερογενειών των ιδιοτήτων του φλοιού που δεν έχουν αναγνωρισθεί για να συμπεριληφθούν στο μοντέλο, αλλά ακόμα ανακριβείς προσδιορισμοί της θέσης των μετασεισμών.

4. Συμπεράσματα - Σχόλια

Η εφαρμογή της σύγχρονης γεωδαιτικής μεθοδολογίας σε προβλήματα μελέτης παραμορφώσεων επιτρέπει στατιστικά αξιόπιστη εκτίμηση του πεδίου ταχυτήτων της ελεύθερης γήινης επιφάνειας, αποδίδοντας ρεαλιστικότερα την κινηματική εικόνα μιας περιοχής. Μόνιμοι σταθμοί GPS συνεχούς παρακολούθησης, αλλά και άλλες τεχνικές που παρέχουν γεωδαιτικά δεδομένα υψηλής ακρίβειας, συνδράμουν μαζί με τη Σεισμολογία και τη Γεωτεκτονική στη διάκριση του πεδίου ταχυτήτων μιας έκτασης σε ασεισμικό συνεχές πεδίο και συ-σεισμικό. Το συ-σεισμικό πεδίο των μετακινήσεων της ελεύθερης επιφάνειας αν χρησιμοποιηθεί σαν δεδομένο επιτρέπει τη λύση του αντίστροφου προβλήματος και, συνεπώς, την εκτίμηση κάποιων από τις παραμέτρους του ρήγματος που δίνει τον σεισμό, όπως το μέγεθος και τον προσανατολισμό του μεγέθους της ολίσθησης. Η εμπειρία που αποκτήθηκε

από τις εφαρμογές, που παρουσιάζονται στην εργασία αυτή, έδειξε ότι έχει μεγάλη σημασία ο αξιόπιστος και κατά το δυνατόν ακριβής προσδιορισμός της θέσης και των γεωμετρικών χαρακτηριστικών ενός ρήγματος που δίνει κάποιο σεισμικό επεισόδιο με την μετασεισμική ακολουθία.

Έτσι, μοντέλα που επιτρέπουν τη διάκριση του πεδίου μετακινήσεων σε σεισμικό συνεχές πεδίο και συ-σεισμικό μπορούν να αποβούν χρήσιμα, εκτός από την περιγραφή της μορφής της παραμόρφωσης και στην ανάπτυξη μιας αξιόπιστης μεθοδολογίας για τον προσδιορισμό των μεταβολών τάσεων που συνοδεύουν την σεισμική δραστηριότητα, όπως είναι οι μεταβολές στατικών τάσεων (τάσεις Coulomb). Ο προσδιορισμός των μεταβολών των τάσεων Coulomb στην περιοχή γύρω από το σημείο διάρρηξης λόγω σεισμού, είναι δυνατόν να οδηγήσει σε συμπεράσματα για το πως ο σεισμός αυτός μεταβάλλει το πεδίο τάσεων στην ευρύτερη περιοχή, γεγονός που βοηθάει στην καλύτερη αντιμετώπιση του σεισμικού κινδύνου.

Ωστόσο, θα πρέπει να σημειωθεί ότι οι σεισμοί εκδηλώνονται, συνήθως, σε ενεργά ή αδρανή, αλλά προϋπάρχοντα ρήγματα, και κατά συνέπεια μπορεί να θεωρούνται σαν φαινόμενα που ελέγχονται, κυρίως, από συμπεριφορά που έχει σχέση με τριβή παρά με διάρρηξη. Έτσι, τα τελευταία χρόνια οι σχέσεις που χρησιμοποιούνται για τη μελέτη της μεταβολής τάσεων Coulomb τροποποιήθηκαν με βάση ένα νόμο τριβής που διατυπώθηκε από τον Dieterich (1994) και είναι γνωστός σαν νόμος τριβής εξαρτώμενος από ρυθμό-και-κατάσταση (rate-and-state-dependent friction law) και έχει βασισθεί σε εργαστηριακές μελέτες. Είναι, πιθανόν, λοιπόν, αν ακολουθηθεί μια ανάλογη προσέγγιση και για τη περίπτωση των σεισμών που εξετάστηκαν εδώ, και κυρίως για το επεισόδιο του 2003, να προκύψει μια σαφέστερη εικόνα για τη τεκτονική συμπεριφορά της περιοχής. Πρόσφατα διατυπώνεται, από τους Hainzl et al., (2010) το ζήτημα της συμβολής των μετασεισμών, ενός μεσαίου ή μεγάλου μεγέθους σεισμού, στο πεδίο των τάσεων της ευρύτερης περιοχής. Θα είχε, λοιπόν, ενδιαφέρον να διερευνηθεί περαιτέρω, για τις συγκεκριμένες εφαρμογές, κατά πόσο οι σημαντικότεροι μετασεισμοί συμμετέχουν στη μεταβολή του πεδίου των τάσεων στην περιοχή μελέτης.

Βιβλιογραφία

- Armijo R., Meyer B., King G., Rigo A., Papanastassiou D., 1996. *Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean*, Geophys. J. Int., 126, 11–53.
- Avallone A., Briole P., Agatza-Balodimou A.M., Billiris H., Charade O., Mitsakaki C., Necessian A., Papazissi K., Paradissis D., Veis G., 2004. *Analysis of eleven years of deformation measured by GPS in the Corinth Rift Laboratory area*, Comptes Rendus Geoscience 336, 4-5, 301–311.

- Baker, C., Hatzfeld, D., Lyon-Caen, H., Papadimitriou, E., and Rigo, A., 1997. *Earthquake mechanisms of the Adriatic Sea and Western Greece*, Geophys. J. Int., 131, 559-594.
- Benetatos C., Kiratzi A., Roumelioti Z., Stavrakakis G., Drakatos G., Latoussakis I., 2005. *The 14 August 2003 Lefkada Island (Greece) earthquake: Focal mechanisms of the mainshock and of the aftershock sequence*, Journal of Seismology 9, 171-190.
- Benetatos C., Dreger D., and Kiratzi A., 2007. *Complex and Segmented Rupture Associated with the 14 August 2003 Mw 6.2 Lefkada, Ionian Islands, Earthquake*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 97, No. 1B, pp. 35-51.
- Bernard P., Briole R., Meyer B., Lyon-Caen H., Gomez J.-M., Tiberi C., Berge C., Cattin R., Hatzfeld D., Lachet C., Lebrun B., Deschamps A., Courboux F., Larroque C., Rigo A., Massonet D., Papadimitriou R., Kassaras J., Diagourtas D., Makropoulos K., Veis G., Papazissi E., Mitsakaki C., Karakostas V., Papadimitriou E., Papanastassiou D., Chouliaras G., Stavrakakis G., 1997. *The Ms. 6.2, June 15, 1995 Aigion earthquake (Greece): evidence for low angle normal faulting in the Corinth rift*. Journal of Seismology 1, 131-150.
- Bernard P., Lyon-Caen H., Briole B., Deschamps A., Ptilakis K., Manakou M., Boudin F., Berge C., Makropoulos K., Diagourtas D., Papadimitriou P., Lemeille F., Patau G., Billiris H., Castarède H., Charade O., Nercessian A., Avallone A., Zahradnik J., Sacks S., Linde A., 2006. *Seismicity, deformation and seismic hazard in the western rift of Corinth: New insights from the Corinth Rift Laboratory (CRL)*. Tectonophysics, 426, Issues 1-2, 7-30.
- Briole P., Deschamps A., Lyon-Caen H., Papazissi K. and Martinod J., 1993. *The Itea (M~5.9) Earthquake of November 18, 1992. - Characteristics of the Main Shock Inferred from Body Wave and Ground Displacement Analysis*. Proc. of the 2nd Congress of the Hellenic Geophysical Union, Florina, Greece, 5-7, May, 297-308.
- Briole P. Rigo A., Lyon-Caen H., Ruegg J.C., Papazissi K., Mitsakaki C., Agatzabalodimou A.M., Veis G., Hatzfeld D., Deschamps A., 2000. *Active Deformation of the Gulf of Korinthos, Greece: Results From Repeated GPS Surveys Between 1990 and 1995*. JGR, Solid Earth, Vol.105, No B11, 25605-25625.
- Briole P., Billiris H., Felekis S., Mitsakaki C., Papazissi K., Paradissis D., Veis G., Avallone A., Charade O., Nercessian A., 2001. *The Gulf of Corinth "CORSEIS" permanent GPS network : Framework and Perspectives*, XXVI Gen. Assembly of European Geophysical Soc., 25-30 March, Nice.
- Clarke P.J., Davies R.R., England P.C., Parsons B.E., Billiris H., Paradissis D., Veis G., Denys P.H., Cross P.A., Ashkenazi V., Bingley R., 1997. *Geodetic estimate of seismic hazard in the Gulf of Korinthos*. Geophysical Research Letters 24, 1303-1306.
- Crouch, S.L., and Starfield A.M., 1983. *Boundary Element Methods in Solid Mechanics*, 322 pp., Allen Unwin, London.
- Davies R.R., England P.C., Parsons B., Billiris H., Paradissis D., and Veis G., 1997. *Geodetic strain of Greece in the interval 1892-1992*. J. Geophys. Res. 102, pp. 24571-24588.
- Flerit F., Armijo R., King G., Meyer B., 2004. *The mechanical interaction between the propagating North Anatolian Fault and the back-arc extension in the Aegean*. Earth and Planetary Science Letters 224, 347-362.

- Freed, A.M. 2005, Earthquake triggering by static, dynamic, and post-seismic stress transfer, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 33:335–67, doi: 10.1146/annurev.earth.33.092203.122505.
- Kahle H.-G., Cocard M., Peter Y., Geiger A., Reilinger R., Barka A., Veis G., 2000. *GPS derived strain rate field within the boundary zones of the Eurasian, African, and Arabian Plates*. *J. Geophys. Res.*, 105, 23.353–23.370.
- Karakostas V. G., Papadimitriou E. E., and Papazachos C. B., 2004. *Properties of the 2003 Lefkada, Ionian Islands, Greece, Earthquake Seismic Sequence and Seismicity Triggering*, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 94, No. 5, pp. 1976–1981.
- Karakostas V. G. and Papadimitriou E. E., 2010. *Fault Complexity Associated with the 14 August 2003 Mw6.2 Lefkada, Greece, Aftershock Sequence*, *Acta Geophysica* vol. 58, no. 5, pp. 838-854.
- King, G., Sturdy, D., Whitney, J., 1993. *Landscape geometry and active tectonics of north-west Greece*. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 105, 137–161.
- King G. C.P, Stein R. S., and Lin J., 1994. *Static Stress Changes and the Triggering of Earthquakes*, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84, 935-953.
- Le Pichon X., Chamot-Rooke N., Lallemand S., Noomen R., Veis G., 1995. *Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe*, *J. Geophys. Res.*, 100, 12.675– 12.690.
- Lin, J. and R.S. Stein, 2004. *Stress triggering in thrust and subduction earthquakes, and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults*, *J. Geophys. Res.*, 109, B02303, doi:10.1029/2003JB002607.
- Louvari, E., Kiratzi, A., and Papazachos, B., 1999. *The Cephalonia Transform Fault and its extension to westwern Lefkada Island (Greece)*. *Tectonophysics* 308, 223-236.
- Lyon-Caen H., Papadimitriou P., Deschamps A., Bernard P., Makropoulos K., Pacchiani F. and Patau G., 2004. *First results of the CRLN seismic network in the western Corinth Rift: evidence for old-fault reactivation*. *Comptes Rendus Geoscience* 336, 4-5, 343-351.
- Mitsakaki C., Papazissi K., Sakellariou M., Marinou A., Tsinas D. 2006. *Coulomb Stress Changes in the Gulf of Corinth (Greece) for the 1992-1995 Period*. 3rd Symposium on Geodesy for Geotechnical and Structural Engineering and 12th Symposium on Deformation Measurements, May 22 - 24, Baden, Austria.
- Mitsakaki C., Mimidou A., 2010. *Simultaneous estimation of secular and episodic crustal motion via geodetic observations*, *Journal of Geodynamics* 49, 224–231
- Mitsakaki C., Rondoyanni Th., Anastasiou D., Papazissi K., Marinou A., Sakellariou M., 2011. *Static stress changes and fault interactions in the Lefkada Island (Ionian Islands-Greece)*, Submitted to the *J. of Geodynamics*, Special Issue of the WEGENER 2010.
- Moretti I., Sakellariou D., Lykousis V., Micarelli L., 2003. *The Gulf of Corinth: a half graben ?* *Journal of Geodynamics* 36, 323-340.
- Okada, Y., 1985. *Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space*, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 75, 1135-1154.
- Okada, Y., 1992. *Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space*, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 82 (2), 1018-1040.

- Papadimitriou P., Kaviris G., Makropoulos K., 2006. *The MW=6.3 2003 Lefkada earthquake (Greece) and induced stress transfer changes*, Tectonophysics 423, 73–82.
- Papazachos B. C., Papaioannou C. A., Papazachos C. B., Savvaidis A. S., 1999. *Rupture zones in the Aegean region*. Tectonophysics, 308, 205–221.
- Παπαζάχος, Β., Παπαζάχου, Α., 2003. *Οι Σεισμοί της Ελλάδας*, Εκδόσεις Ζήτη.
- Reilinger R, McClusky S, Vernant P, Lawrence S, Ergintav S, et al., 2006. *GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions*. J. Geophys. Res. 111:B05411.
- Rondoyanni Th., Mettos A., Paschos P., Georgiou Ch., 2007. *Neotectonic Map of Greece, scale 1:100.000, Lefkada sheet*, I.G.M.E. Athens.
- Rondoyanni Th., Sakellariou M., Baskoutas J., Christodoulou N., 2011. *Evaluation of active faulting and earthquake hazard in Lefkada Island, Ionian Sea, Greece: an overview*, Submitted to Natural Hazards.
- 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*. Pure and Applied Geophys. 123, 388–397.
- Shaw B. and Jackson J., 2010. *Earthquake mechanisms and active tectonics of the Hellenic subduction zone*, Geophys. J. Int. 181, 966–984.
- Sorel D., 1989. *L' evolution structurale de la Grèce nord-occidentale depuis le Miocène dans le cadre géodynamique de l' arc égéen*. Thèse Docteur es Sciences, Univ. Paris-Sud, 475 p.
- Stein, R. S., G. C. P. King. and J. Lin 1994. *Stress triggering of the 1994 M=6.7 Northridge, California, earthquake by its predecessors*, Science, 265, 1432-143.
- Stein, R.S. 2003. *Earthquake conversations*, Scientific American, v. 288 (1), 72-79.
- Taymaz T., Jackson J.A., McKenzie D.P., 1991. *Active tectonics of the north and central Aegean Sea*, Geophys. J. Int. 106, 433– 490.
- Thatcher W., 2009. *How the Continents Deform: The Evidence From Tectonic Geodesy*, Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 37, pp.237-262.