

ΤΟ ΚΑΘΕΣΤΩΣ ΤΩΝ ΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ ΤΑΣΕΩΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΤΟΥ ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΥ-ΜΑΡΤΙΟΥ 1981 ΤΟΥ ΑΝΑΤΟΛΙΚΟΥ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ

Ζ. Καροτσιέρης*

Σ Υ Ν Ο Ψ Η

Στην εργασία αυτή προσδιορίζεται το καθεστώς των τεκτονικών τάσεων για το ανατολικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου, από γραμμές ολισθήσεως που μετρήθηκαν σε α) πρόσφατα νεοτεκτονικά ρήγματα, β) ενεργοποιηθέντα ρήγματα και γ) σεισμικά ρήγματα που προσδιορίστηκαν από μηχανισμούς γένεσης σεισμών της σεισμικής ακολουθίας του 1981. Οι διευθύνσεις των αξόνων σ_3 που καθορίστηκαν από όλους τους τανυστές απόκλισης των παραπάνω ρημάτων, είναι σχεδόν ίδιες.

Επιπλέον, υπολογίζεται με μία νέα μέθοδο ο μέσος τανυστής των πραγματικών τεκτονικών τάσεων από τα σεισμικά ρήγματα και τα αντίστοιχα βάθη των σεισμικών εστιών των τριών κύριων σεισμών και 18 μετασεισμών. Ο τανυστής αυτός έχει μία κύρια εφελκυστική συνιστώσα 0.45 kbars σε διεύθυνση παραπλήσια με τις διευθύνσεις των αξόνων σ_3 όλων των παραπάνω τανυστών απόκλισης.

Τέλος, καθορίζονται οι συντελεστές ασφαλείας για μελλοντική ενεργοποίηση των ρημάτων της περιοχής και κατασκευάζονται ανάλογα προβολικά διαγράμματα.

A B S T R A C T

In this paper a mean state of stresses for the easternmost part of the Gulf of Corinth have been computed, from slip vectors measured on a) recent neotectonic faults, b) reactivated faults and c) seismic faults, provided from the focal mechanism analysis of the 1981 earthquake sequence. The tensional directions σ_3 , deduced from all the deviatoric tensors, are nearly the same.

Furthermore, a mean tensor of real tectonic stresses have been computed by a new method from the seismic faults and the corresponding focal depths of three main shocks and 18 aftershocks. This tensor have a main tensional component of 0.45 kbars in direction that is nearly parallel to the σ_3 directions of all deviatoric tensors.

After all these computations of security coefficients for all the faults and analogous diagrams have been made.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Κατά τους πρώτους μήνες του 1981 εκδηλώνεται έντονη σεισμική δραστηριότητα στο βορειοανατολικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου, με τρεις κύριους σεισμούς στις 24 και 25 Φεβρουαρίου και στις 4 Μαρτίου, μεγέθους Ms 6.7, 6.4 και 6.4 αντίστοιχα.

Ενώ μέρος των επικέντρων της σεισμικής αυτής ακολουθίας εντοπίζεται τόσο στο θαλάσσιο χώρο, βόρεια του δυτικού άκρου της χερσονήσου Περαχώρας, όσο και πάνω σ'αυτή. Τα περισσότερα όμως, επικέντρα τοποθετούνται βορειο-ανατολικά αυτής, στην περιοχή του κόλπου του Πόρτο-Γέρμενου και μεταξύ των χωριών Καπαρέλλι και Ερυθρές.

Z. CAROTSIERIS. The state of the tectonic stresses in the area of the eastern Corinth gulf earthquakes of February - March 1981.

*University of Athens, Department of Geology, Panepistimiopoli Zografou GR-15784, Athens.

(Papazachos P.C. et al. 1981, Jackson J.A. et al. 1982, King G.C.P. et al. 1985) (Εικ. 1).

Από τις 4 Μαρτίου 1981 εγκαθίσταται στην επικεντρική περιοχή ένα σημαντικό δίκτυο τοπικών σειсмоγράφων από τα Πανεπιστήμια του Cambridge, των Παρισίων και της Θεσσαλονίκης, που για περίπου εβδομάδες καταγράφει τη μετασεισμική δραστηριότητα. Από σεισμολογικά δεδομένα του τοπικού αυτού δικτύου, καθώς επίσης και από τελεσεισμικά τοιαύτα, προσδιορίζονται τα επίκεντρα, τα βάθη και οι μηχανισμοί γένεσης τόσο των τριών κύριων σεισμών της ακολουθίας, όσο και ενός σημαντικού αριθμού μετασεισμών (Jackson J.A. et al. 1982, King G.C.P. et al. 1985).

Η σεισμική αυτή δραστηριότητα σχετίζεται με κανονικά ρήγματα, τα οποία εμφανίζονται στην ξηρά τόσο στη βόρεια, όσο και στη νότια πλευρά του βορειοανατολικού άκρου του Κορινθιακού κόλπου. Μερικώς από τα ρήγματα αυτά ενεργοποιήθηκαν, παρουσιάζοντας στην επιφάνεια μετακινήσεις των τεμαχών τους με κατακόρυφη συνιστώσα της τάξης των 50-70 cm περίπου. Εκτός από την ενεργοποίηση των ρηγμάτων αυτών δημιουργήθηκαν και ανοικτές σεισμικές ρωγμές, τόσο σε χαλκούς σχηματισμούς, όσο και σε σκληρά ανθρακικά πετρώματα (Μαριολάκος Η. et al. 1982, Vita-Finzi C. et al. 1985).

Η έντονη σεισμική ενεργοποίηση μίας περιοχής με πληθώρα σεισμών μικρού βάθους, όπως στην προκειμένη περίπτωση, μπορεί να μας προσφέρει στοιχεία για προσεγγιστικό υπολογισμό ενός μέσου τανυστή πραγματικών τεκτονικών τάσεων (Καροτσιέρης Ζ. 1989). Για το σκοπό αυτό απαιτούνται τα εστιακά βάθη ενός αριθμού σεισμικών συμβάντων, και τα ζεύγη των επιπέδων των μηχανισμών γένεσης των σεισμών αυτών. Τα στοιχεία αυτά βρίσκουμε στις εργασίες των Jackson J.A. et al. 1982 αφενός, και King G.C.P. et al. 1985 αφετέρου.

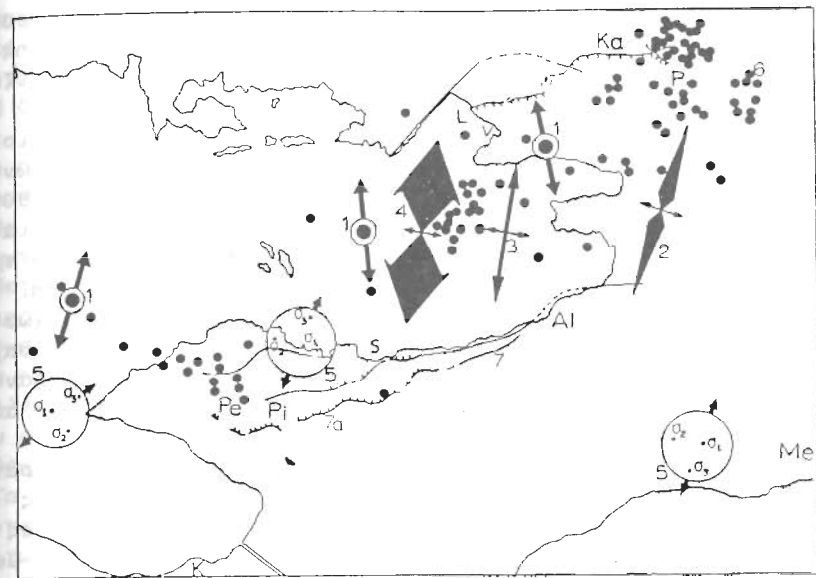
II. Ο ΡΗΓΜΑΤΟΓΟΝΟΣ ΙΣΤΟΣ ΤΗΣ ΕΠΙΚΕΝΤΡΙΚΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΚΑΙ Η ΕΝΕΡΓΟΠΟΙΗΣΗ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΤΟΥ ΡΗΓΜΑΤΩΝ

Η περιοχή που ενεργοποιήθηκε σεισμικά αποτελεί μία ασύμμετρη τεκτονική τάφρο στο βορειο-ανατολικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου, με προέκταση μερικών χιλιομέτρων ανατολικότερα, στην περιοχή μεταξύ Ψάθας και Καπαρελλίου, και επιμήκη άξονα σε διεύθυνση E-W περίπου.

Οι σημαντικότερες διαρρήξεις εντοπίζονται στο νότιο περιθώριο της τάφρου και συγκεκριμένα τόσο στη χερσόνησο Περαχώρας, όσο και κατά μήκος των νοτιων περιθωρίων του βορειοανατολικού Κορινθιακού κόλπου, από το Σχοινό εως την Ψάθα (Εικ.1).

Νότιο περιθώριο.

Τρεις είναι οι κυριότερες ρηξιγενείς γραμμές στο νότιο περιθώριο της τάφρου, οι οποίες, με μέσες διευθύνσεις WSW-ENE και κλίσεις προς N, ελέγχουν απόλυτα την τοπογραφία της περιοχής.



Εικ.1 Χάρτης τεκτονικών και σεισμολογικών στοιχείων της επικεντρικής περιοχής.

1. Επίκεντρα των τριών κύριων σεισμών. Τα βέλη δείχνουν τις διευθύνσεις των αξόνων εφελκυσμού (T), που έχουν προσδιορισθεί από αναλύσεις μηχανισμών γένεσης σεισμών.
 2. Διεύθυνση μικρότερης (εφελκυστικής) (σ_3) και ενδιάμεσης (εφελκυστικής) (σ_2) κύριας τάσης του τανυστή απόκλισης που έχει υπολογιστεί από τα ενεργοποιηθέντα ρήγματα. Οι διευθύνσεις αυτές συμπίπτουν με τις αντίστοιχες του τανυστή απόκλισης, που προσδιορίστηκε από τεταρτογενή ρήγματα της περιοχής.
 3. Οι ίδιες, όπως παραπάνω, διευθύνσεις του τανυστή απόκλισης των σεισμικών ρηγμάτων, που έχουν καθορισθεί από μηχανισμούς γένεσης σεισμών.
 4. Διεύθυνση κύριας εφελκυστικής (σ_3) και ενδιάμεσης (σ_2) τεκτονικής τάσης του τανυστή των πραγματικών τεκτονικών τάσεων που υπολογίστηκε από σεισμικά ρήγματα και τα αντίστοιχα εστιακά βάθη.
 5. Διαγράμματα προβολών αξόνων ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) τοπικών τανυστών απόκλισης τεταρτογενών ρηγμάτων (Sévrier M. 1977).
 6. Επίκεντρα μετασεισμών.
 7. Κύρια κανονικά ρήγματα της επικεντρικής περιοχής (7) και ενεργοποιηθέντα τμήματα αυτών (7a).
- Pe : Περαχώρα, Pi : Πίσια, Me : Μέγαρα, Al : Αλεποχώρι
 Κα : Καπαρέλλι, P : Πλαταιές, K : Κόρινθος, V : Όρμος Αγίου Βασιλείου, L : Όρμος Λειβαδόστρας, S : Σχοίνος.

Η πρώτη ξεκινάει δυτικά από τα Πίσια και με κατεύθυνση προς ανατολάς ακολουθεί ένα κρημνό στο υψόμετρο των 600 m περίπου. Το σημαντικό ύψους κατοπτρική της επιφάνεια, που παρατηρούμε στη βάση του κρημνού αυτού, μπορούμε να παρακολουθήσουμε συνέχεια σε μήκος 12 km περίπου, με μία μόνο διακοπή ανατολικά των Πισίων. Το ρήγμα αυτό ενεργοποιήθηκε, παρουσιάζοντας επιφανειακές μετατοπίσεις των τεμαχών του σε όλο το μήκος του. Με κλίση της ρηξιγενούς επιφάνειας $45^\circ-50^\circ$

προς Ν, παρουσίασε ανύσματα ολισθήσης προς την ίδια κατεύθυνση που, με μία μικρή οριζόντια δεξιόστροφη συνιστώσα κίνησης.

Ανατολικότερα, η ρηξιγενής αυτή γραμμή μετατοπίζεται βορραιοότερα, σε άλλο κρημνό μικροτέρου υψομέτρου (300 m).

Βόρεια της γραμμής αυτής υπάρχει ένα άλλο κύριο, κανονικό ρήγμα με κρημνό σημαντικού ύψους. Ξεκινάει βόρεια των Πισίων περνώντας νότια του Σχολίνου και της Μαυρολίμνης, κατευθύνεται στο Αλεποχώρι. Και αυτό το ρήγμα ενεργοποιήθηκε, παρουσιάζοντας επιφανειακές μετατοπίσεις των τεμαχίων του σε ορισμένα μόνο τμήματά του. Και εδώ τα ανύσματα ολισθήσης είχαν την ίδια κατεύθυνση.

Η τρίτη από τις πιο σημαντικές διαρρήξεις, χωρίς όμως να πρόσφατης ενεργοποίησης, βρίσκεται στη χερσόνησο Περαχώρας, βορειότερα των δύο άλλων. Δημιουργεί και αυτή ένα σημαντικό κρημνό νότια από τον όρμο των Στραβών, αλλά σε μικρότερο μήκος από τις προηγούμενες.

Σε όλη την έκταση της παραπάνω χερσονήσου παρατηρούμε πλήθος μικροτέρων ρηγμάτων, κυρίως σε διεύθυνση E-W έως NW-SE. Αρκετά από αυτά τα ρήγματα, με κατοπτρικές επιφάνειες σημαντικού ύψους, διαπιστώσαμε γραμμές ολισθήσης που παρουσιάζουν μεγάλη συμβατότητα με τον τανυστή απόκλισης (deviatoric tensor) που υπολογίσαμε από τα ενεργοποιηθέντα ρήγματα. Το γεγονός αυτό δείχνει ότι υπάρχει σημαντική πιθανότητα να είναι και αυτά ενεργά, παρ' ότι δεν παρουσίασαν κανένα ίχνος ενεργοποίησής τους κατά τη διάρκεια των πρόσφατων σεισμών, εκτός από ένα μόνο στον όρμο Μυλοκοπής, με κλίση προς S.

Η ενεργοποίηση των ρηγμάτων του νοτίου περιθωρίου πρέπει να έγινε κατά τη νύκτα της 24 προς 25 Φεβρουαρίου.

Β ό ρ ε ι ο π ε ρ ι θ ώ ρ ι ο .

Το ίχνος της πρόσφατης ενεργοποίησης που παρουσιάστηκε με τον τρίτο κύριο σεισμό της 4 Μαρτίου στο βόρειο περιθώριο, ακολουθεί σε προϋπάρχουσα ρηξιγενή ζώνη κανονικών ρηγμάτων με διεύθυνση E-W και κλίση προς S.

Σ' αυτή τη ζώνη δύο είναι οι κύριες ρηξιγενείς γραμμές που ενεργοποιήθηκαν. Η πρώτη, στο ανατολικό τμήμα της ζώνης νότια του Καπαρέλλι, ακολουθεί ένα κανονικό ρήγμα με καλοδιατηρημένη κατοπτρική επιφάνεια σε ασβεστολίθους, ύψους 3 m περίπου. Λίγες εκατοντάδες μέτρα πριν από το ανατολικό άκρο της κατοπτρικής αυτής επιφάνειας, το ρήγμα διασταυρώνεται με ένα άλλο κανονικό ρήγμα με διεύθυνση NW-SE. Η ενεργοποίηση του πρώτου ρηγματος σταμάτησε στο σημείο διατομής των δύο ρηγμάτων, ενώ από το σημείο αυτό και νοτιοανατολικά κότερα ενεργοποιήθηκε το δεύτερο ρήγμα.

Στο δυτικό τμήμα του πρώτου ρηγματος η κατοπτρική του επιφάνεια έχει εξαφανιστεί, ενώ το ίχνος του δύσκολα μπορούσε εντοπισθεί πριν από την πρόσφατη ενεργοποίησή του, επειδή εισέρχεται σε μαλακούς μεταλλικούς σχηματισμούς (κροκαλοπαγή). Ακολουθώντας, όμως

το ίχνος της πρόσφατης ενεργοποίησής του προς τα δυτικά, διαπιστώνουμε ότι αυτό κάμπτεται προς SW, φθάνοντας μέχρι τον κρημνό της κοιλάδας του ποταμού Λειβαδόστρα, όπου και διακόπτεται η συνέχειά του.

Η δεύτερη ρηξιγενής γραμμή βρίσκεται νοτιότερα της πρώτης, ξεκινώντας από το νοτιο-ανατολικό άκρο του όρμου Λειβαδόστρας με κατεύθυνση προς W. παρουσιάζει σχεδόν συνεχές επιφανειακό ίχνος ενεργοποίησης σε μήκος 5 km περίπου.

Οι διαρρήξεις αυτές θα πρέπει να συνιστούν αντιθετικά ρήγματα εκείνων του νοτίου περιθωρίου.

Μεταξύ του δυτικού άκρου της πρώτης διάρρηξης και του ανατολικού άκρου της δεύτερης, υφίσταται μία περιοχή όπου δεν μπορούσαμε να διαπιστώσουμε ένα συνεχές ίχνος πρόσφατης διάρρηξης. Αντίθετα, υπήρχε ένα πλήθος μικρών διαρρήξεων με διευθύνσεις E-W έως NE-SW.

Αλλά επιφανειακά ίχνη διάρρηξης υπήρχαν τόσο κατά μήκος του όρμου που οδηγεί στο μικρό όρμο του Αγίου Βασιλείου, όσο και σε διάφορες θέσεις του όρους Κιθαιρώνας.

Τα ανύσματα ολισθήσης παρουσιάζουν μία μικρή οριζόντια συνιστώσα κίνησης σε όλες σχεδόν τις θέσεις, προσδίδοντας και'δω το χαρακτήρα των κανονικών, δεξιόστροφων ρηγμάτων, με κατακόρυφες συνιστώσες της τάξης των 50-70 cm.

III. ΔΥΝΑΜΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΩΝ ΕΝΕΡΓΟΠΟΙΗΘΕΝΤΩΝ ΚΑΙ ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ

Οι μετακινήσεις των τεμαχίων των ενεργοποιηθέντων ρηγμάτων που παρατηρήθηκαν στην επιφάνεια, τόσο στο βόρειο, όσο και στο νότιο περιθώριο της επικεντρικής περιοχής, μας έδωσαν ιδανικά στοιχεία για τον προσδιορισμό του σύγχρονου εντατικού της πεδίου. Σε πρώτη φάση, από τα ρήγματα αυτά υπολογίστηκε με τη μέθοδο της Carey E. (1979) ο τανυστής απόκλισης D_T . Σύμφωνα με τη μέθοδο αυτή ο υπολογισμός επιτυγχάνεται με την ελαχιστοποίηση της σχέσης:

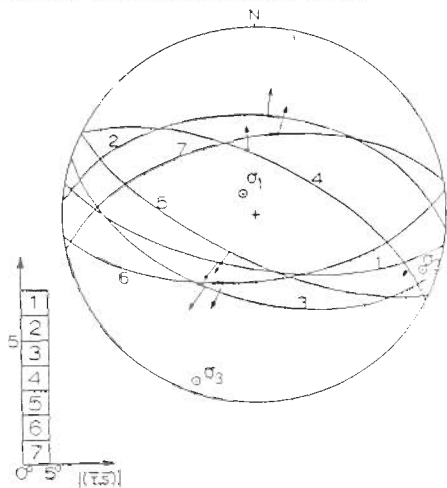
$$F = \sum_{k=1}^N \epsilon_k \cdot (\overline{\tau_k} \cdot \overline{s_k})^2 / \tau_k^2 \quad \eta \quad F = \sum_{k=1}^N \epsilon_k \cdot \cos^2(\overline{\tau_k}, \overline{s_k})$$

όπου: N είναι ο αριθμός των ρηγμάτων, $\overline{\tau_k}$ είναι το άνυσμα της επιφανειακής τάσης που ασκείται στην επιφάνεια του ρηγματος, $\overline{s_k}$ το άνυσμα της γραμμής ολισθήσης που μετράμε στην κατοπτρική επιφάνεια και ϵ_k ένας αριθμός που ισούται με +1 αν τα ανύσματα $\overline{\tau_k}$ και $\overline{s_k}$ είναι ομόρροπα, ή -1 αν είναι αντίρροπα.

Από τα στοιχεία επτά ρηγμάτων που ενεργοποιήθηκαν, υπολογίστηκε ο παρακάτω τανυστής απόκλισης D_T (Εικ.2):

$$D_T = \begin{vmatrix} -0.811626 & 0 & 0 \\ 0 & 0.194423 & 0 \\ 0 & 0 & 0.617203 \end{vmatrix} \quad \text{με άξονες } \begin{matrix} \sigma_1 : N 327.8^\circ E, 78.5^\circ \\ \sigma_2 : N 109.3^\circ E, 9.1^\circ \\ \sigma_3 : N 200.4^\circ E, 7.0^\circ \end{matrix}$$

και σχέση μορφής ελλειψοειδούς R [R = (σ₂-σ₁)/(σ₃-σ₁)] (ση με 0,7) πράγμα που δείχνει ένα σαφές τριαξονικό ελλειψοειδές τάσεων, διεύθυνση εφελκυσμού NNE-SSW.



Εικ. 2 Αποτελέσματα δυναμικής ανάλυσης ενεργοποιηθέντων ρηγμάτων κατά διάρκεια των σεισμών. Οι αριθμοί στο διάγραμμα αντιστοιχούν σε κεντρικούς του ιστογράμματος. Τα βέλη αντιστοιχούν στα μετρηθέντα ανύσματα ολίσθησης (S), ενώ τα παχιά τμήματα των κυκλογραφικών προβολών δείχνουν τις γωνίες μεταξύ των ανυσμάτων S και εκείνων των εφαπτομενικών (τ) τάσεων που ασκούνται πάνω στα επίπεδα των ρηγμάτων.

Αξιίζει να σημειωθεί ότι, όλες οι γωνιακές αποκλίσεις μεταξύ των ανυσμάτων τ_k και S_k είναι μικρότερες από 4°.

Παράλληλα με την ανάλυση των ενεργοποιηθέντων ρηγμάτων έγινε και η διερεύνηση του εντατικού πεδίου της περιοχής από ένα αριθμό κανονικών, πρόσφατων νεοτεκτονικών (τεταρτογενών) ρηγμάτων που παρατηρήθηκαν σε όλη την επικεντρική περιοχή (Εικ. 3). Από τα ρήγματα αυτά υπολογίστηκε ο παρακάτω τανυστής απόκλισης D₄:

$$D_4 = \begin{vmatrix} -0,8125008 & 0 & 0 \\ 0 & 0,2380655 & 0 \\ 0 & 0 & 0,5744353 \end{vmatrix} \text{ με άξονες } \begin{matrix} \sigma_1 : N 344,3^\circ E, 81,2^\circ \\ \sigma_2 : N 108,0^\circ E, 4,7^\circ \\ \sigma_3 : N 198,6^\circ E, 7,2^\circ \end{matrix}$$

και R = 0.75

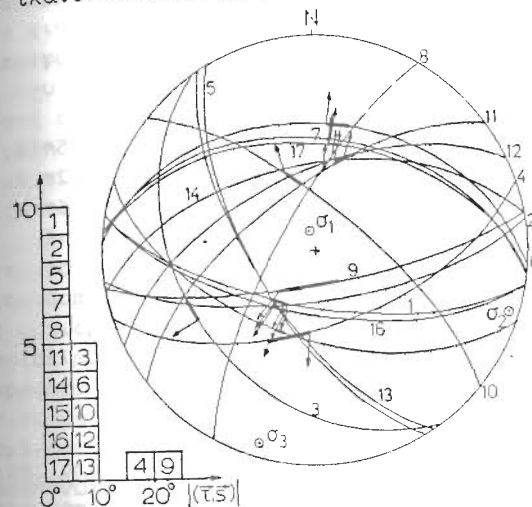
Από τη σύγκριση των δύο παραπάνω τανυστών απόκλισης D₄ και D₄ διαπιστώνουμε μία πλήρη, σχεδόν, ταύτιση τόσο των αξόνων τους όσο και της σχέσης R. Έτσι, μπορούμε να συμπεράνουμε ή ότι το εντατικό πεδίο της περιοχής μας παρουσιάζει σταθερότητα για αρκετό χρονικό διάστημα κατά τη διάρκεια του Τεταρτογενούς, ή, σε αντίθετη περίπτωση, ότι ένας σημαντικός αριθμός από τα ρήγματα αυτά ενεργοποιείται από το σύγχρονο εντατικό πεδίο, και φυσικά οι παρατηρούμενες γραμμές ολίσθησης έχουν δημιουργηθεί από τη δράση του πεδίου αυτού. Η συσχέτιση των γραμμών ολίσθησης των νεοτεκτονικών αυτών ρηγμάτων με τον τανυστή απόκλισης D₄, έδειξε μεγάλη συμπίεση, όπως άλλωστε αναμενόταν.

Από προηγούμενες μελέτες διαφόρων ερευνητών, τόσο στον ελλαδικό χώρο (Mercier J.L. 1973, Mercier J.L. et al. 1979, Mercier J.L. et al. 1983), όσο και σε άλλες περιοχές (Taronnier P. et al.

1981, Zoback et al. 1981, Muchon P.- Angelier J. 1982), έχει αποδειχθεί μία συμφωνία μεταξύ της τεκτονικής του Τεταρτογενούς και της σύγχρονης τεκτονικής δραστηριότητας, όπως αυτή υποδηλώνεται από σεισμική δραστηριότητα.

Ο Sèbrier M. (1977) διαπιστώνει μία αλλαγή του εντατικού πεδίου κατά τη διάρκεια του Τεταρτογενούς από εφελκυστικό σε συμπιεστικό και πάλι σε εφελκυστικό. Οι άξονες των ελλειψοειδών τάσεων που καθορίζονται από τοπικούς τανυστές απόκλισης του πιο πρόσφατου εντατικού πεδίου στην ευρύτερη περιοχή της Περαχώρας, συμπίπτουν ικανοποιητικά με αυτούς που παρουσιάζονται παραπάνω.

Αποτελέσματα δυναμικής ανάλυσης των τεταρτογενών ρηγμάτων. (βλέπε εικ. 2)



IV. ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΟΥ ΜΕΣΟΥ ΤΑΝΥΣΤΗ ΤΩΝ ΠΡΑΓΜΑΤΙΚΩΝ ΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ ΤΑΣΕΩΝ

Ο προσδιορισμός του τανυστή των πραγματικών τεκτονικών τάσεων έγινε με τη μέθοδο που έχουμε περιγράψει σε προηγούμενη εργασία (Καροτσιέρης Ζ. 1989). Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν τα αποτελέσματα της ανάλυσης των μηχανισμών γένεσης των τριών κύριων σεισμών της σεισμικής ακολουθίας και δέκα οκτώ (18) μετασεισμών αυτής. Τα στοιχεία πάρθηκαν από τις εργασίες των Jackson J.A. et al. 1982, και King G.C.P. et al. 1985. Στη μεν πρώτη παρουσιάζονται τα διαγράμματα των μηχανισμών γένεσης και τα εστιακά βάρη των τριών κύριων σεισμών, ενώ στη δεύτερη των μετασεισμών.

Τα στοιχεία των επιπέδων (ρηγμάτων και βοηθητικών) όλων των παραπάνω αναλύσεων προσδιορίστηκαν από τα διαγράμματα των αναλύσεων που παρουσιάζονται στις δύο αυτές εργασίες, ύστερα από ανάλογη μεγένθυσή τους.

Σε πρώτη φάση, από το σύνολο των 30 μηχανισμών γένεσης ισάριθμων σεισμικών συμβάντων, που αναφέρονται στις δύο παραπάνω εργασίες, διαλέχθηκαν 27 (3 των κύριων σεισμών και 24 μετασεισμών). Απο-

κλείστηκαν 3 μετασεισμοί, που οι μηχανισμοί γένεσής τους παρουσιάζουν πολύ μεγάλες αποκλίσεις σε ότι αφορά τις θέσεις των αξόνων T, από όλους τους άλλους μηχανισμούς.

Στη συνέχεια, για όλα τα ζεύγη των επιπέδων που καθορίστηκαν από τις παραπάνω αναλύσεις, έγινε ο έλεγχος συμβατότητάς τους με τον τανυστή D_r , για να εντοπιστούν τα επίπεδα των σεισμικών ρηγμάτων. Αυτό επιτεύχθηκε από τις τιμές του συντελεστή R, που υπολογίστηκε για κάθε επίπεδο. Πάρθηκαν, δηλαδή, εκείνα τα επίπεδα που ο συντελεστής αυτός είχε τιμές $0 < R < 1$ (Carey E.- Mercier J.L. 1987). Από τον έλεγχο αυτό αποκλείστηκαν 6 μετασεισμοί που δεν εκπληρούσαν την παραπάνω συνθήκη.

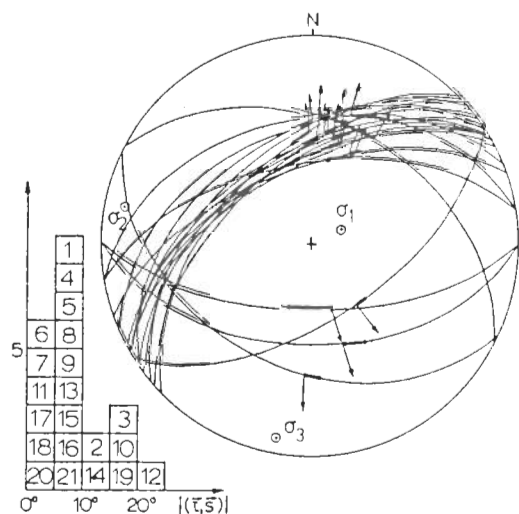
Από τα στοιχεία όλων των σεισμικών ρηγμάτων, υπολογίστηκε ο παρακάτω τανυστής απόκλισης D_a (Εικ.4):

$$D_a = \begin{vmatrix} -.8323014 & 0 & 0 \\ 0 & .2745125 & 0 \\ 0 & 0 & .5577891 \end{vmatrix} \quad \begin{array}{l} \text{με άξονες } \sigma_1 : N \ 64.5^\circ \ E, \ 76.2^\circ \\ \sigma_2 : N \ 281.2^\circ \ E, \ 11.1^\circ \\ \sigma_3 : N \ 189.6^\circ \ E, \ 8.0^\circ \end{array}$$

και $R = 0.79$

Παρατηρούμε ότι και αυτός ο τανυστής απόκλισης παρουσιάζει υψηλό βαθμό ταύτισης με τους δύο προηγούμενους (D_r και D_q).

Ένα άλλο στοιχείο που διαπιστώθηκε, είναι οι υψηλές τιμές εφαπτομενικών τάσεων που εξασκούνται από τον τανυστή αυτό πάνω σε



Εικ.4 Αποτελέσματα δυναμικής ανάλυσης σεισμικών ρηγμάτων προσδιορισμένων από μηχανισμούς γένεσής τους (βλέπε εικ.2).

όλα τα σεισμικά ρηγματα. Το αποτέλεσμα αυτό είναι μία σημαντική ένδειξη ορθότητας για την επιλογή των επιπέδων των ρηγμάτων, καθ' όσον για να έχουμε μετακίνηση κατά μήκος μιάς ρηξιγενούς επιφανείας, θα πρέπει η εφαπτομενική τάση που ασκείται πάνω σ' αυτή να είναι αρκετά υψηλή, ώστε να υπερνικηθεί η διατμητική αντοχή, που, όπως θα δούμε παρακάτω, παρουσιάζει υψηλές, σχετικά, τιμές.

Στη συνέχεια, έχοντας καθορίσει πλέον τα επίπεδα των σει-

σμικών ρηγμάτων και προσδιορίσει τον τανυστή απόκλισης από αυτά (D_a) προχωράμε στον προσδιορισμό του τανυστή των πραγματικών τεκτονικών τάσεων, χρησιμοποιώντας παράλληλα και τα βάθη των σεισμικών εστιών. Είναι γνωστό ότι, κάθε τανυστής πραγματικών, ολικών τάσεων που προκάλεσε την ενεργοποίηση ενός ρηγματος, συνδέεται με τον τανυστή απόκλισης D_a με τη σχέση: $T_{ab} = a \cdot D_a + b \cdot I$ (1), όπου I είναι ο μοναδιαίος τανυστής ειδικών τιμών τάσεων, a τυχόν πραγματικός θετικός αριθμός και b κάθε πραγματικός αριθμός. Χρησιμοποιώντας τη σχέση $\tau_a = 50 + 0.6 \cdot \eta$ (2) (τ_a = διατμητική αντοχή, και η = ορθή τάση σε MPa) για τον προσδιορισμό της διατμητικής αντοχής των ασυνχειών, καθορίζουμε για κάθε επίπεδο ρηγματος ένα μέγιστο πιθανό εύρος τιμών της παραμέτρου a. Στη συνέχεια, για κάθε σεισμικό ρήγμα και για διάφορες τιμές του a προσδιορίζουμε τις αντίστοιχες τιμές της παραμέτρου b, έτσι ώστε ο εκάστοτε καθοριζόμενος από αυτές τανυστής T_{ab} να μας δίνει ορθή και διατμητική τάση πάνω στο επίπεδο του ρηγματος, που να αντιστοιχούν σ' ένα σημείο της καμπύλης διατμητικής αντοχής, η οποία καθορίζεται από την παραπάνω σχέση (2).

Από κάθε τέτοιο τανυστή ολικών τάσεων (T_{ab}) καθορίζουμε τον αντίστοιχο τανυστή τεκτονικών τάσεων μετά από αφαίρεση του τανυστή βαρύτητας, ο οποίος προσδιορίζεται από το βάθος της σεισμικής εστίας, αφού προηγουμένως έχουμε προβεί σε περιστροφή του συστήματος αξόνων του τανυστή T_{ab} , ώστε ο ένας του άξονας να γίνει κατακόρυφος. Από τα πεδία τιμών των έξι διαφορετικών συνιστωσών όλων των πιθανών τανυστών τεκτονικών τάσεων που εντοπίσαμε, διαλέγουμε τις έξι καλύτερες τιμές (μία για κάθε συνιστώσα), οι οποίες και θα μας καθορίσουν το βέλτιστο τανυστή τεκτονικών τάσεων. Η έκλογη αυτή γίνεται με παράλληλη εφραμύχηση δύο κριτηρίων. Συγκεκριμένα, αναζητούμε εκείνο τον τανυστή τεκτονικών τάσεων, ο οποίος προστιθέμενος στους τανυστές βαρύτητας κάθε σεισμικής εστίας, να μας καθορίζει ορθές και διατμητικές τάσεις στα επίπεδα των ρηγμάτων, που τα αντίστοιχα σημεία τους στη διάγραμμα ορθής - διατμητικής τάσης να απέχουν την μικρότερη συνολική απόσταση από την καμπύλη διατμητικής αντοχής.

Παράλληλα, ο τανυστής αυτός πρέπει να μας δίνει τις μικρότερες γωνίες μεταξύ των αντιστοιχών των εφαπτομενικών τάσεων, που ασκούνται πάνω στα επίπεδα των ρηγμάτων από τους τανυστές ολικών τάσεων αφενός (T_{ab}), και τον τανυστή απόκλισης (D_a) αφετέρου.

Για τον υπολογισμό του τανυστή των τεκτονικών τάσεων πάρθηκαν οι παρακάτω τιμές των παραμέτρων που χρησιμοποιούνται στους υπολογισμούς:

- α) η επιτάχυνση της βαρύτητας $g = 9.81 \text{ m/sec}^2$
- β) η μέση πυκνότητα των πετρωμάτων $\rho = 2.7 \text{ ton/m}^3$
- γ) ο λόγος Poisson $\nu = 0.15$.

Όλοι οι υπολογισμοί έγιναν με τη βοήθεια Η/Υ, και μία σειρά προγραμμάτων σε γλώσσα FORTRAN που συντάχθηκαν για το σκοπό αυτό.

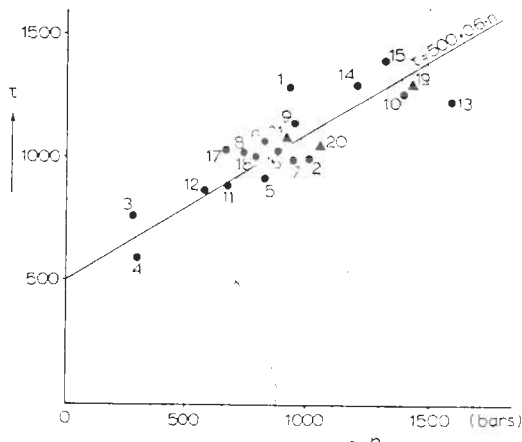
Ο βέλτιστος τανυστής πραγματικών τεκτονικών τάσεων (T) που προσδιορίστηκε είναι:

$$T = \begin{vmatrix} -18.0 & 0 & 0 \\ 0 & 17.3 & 0 \\ 0 & 0 & 450.7 \end{vmatrix} \quad (\text{οι τιμές σε bars, οι θε-} \\ \text{τικές τιμές αντιστοιχούν} \\ \text{σε εφελκυστικές τάσεις})$$

- με άξονες σ_1 : N 299.8° E, 64.0°
 σ_2 : N 96.6° E, 21.4°
 σ_3 : N 190.2° E, 9.3°

Βλέπουμε ότι ο τανυστής αυτός έχει μια κύρια εφελκυστική συνιστώσα 450 bars σε άξονα N 190° E, 9°, ο οποίος ταυτίζεται με τον άξονα της μεγαλύτερης εφελκυστικής τάσης του τανυστή απόκλισης D_{σ} , που προσδιορίστηκε από τα σεισμικά ρήγματα των μηχανισμών γένεσης σεισμών, και σχεδόν συμπίπτει με τον αντιστοιχο άξονα του τανυστή απόκλισης D_{τ} , που υπολογίστηκε από τα ενεργοποιηθέντα ρήγματα. Όσο αφορά τις δύο άλλες συνιστώσες του τανυστή T, θεωρούμε ότι είναι σχετικά μικρές και μέσα στο πιθανό σφάλμα της μεθόδου.

Αν σ' αυτό τον τανυστή τεκτονικών τάσεων προσθέσουμε για κάθε σεισμικό μας ρήγμα τον ανάλογο τανυστή βαρύτητας, που αντιστοιχεί στο βάθος της σεισμικής του εστίας, μπορούμε να υπολογίσουμε την εφαπτομενική και ορθή τάση πάνω στο επίπεδο του ρήγματος και να προσδιορίσουμε τα αντιστοιχα σημεία στο διάγραμμα ορθής-διατμητικής τάσης, πράγμα που βλέπουμε στην Εικ.5. Στο διάγραμμα αυτό διαπιστώνουμε μία πολύ καλή προσέγγιση όλων των σημείων στην καμπύλη διατμητικής αντοχής που χρησιμοποιήσαμε. Παράλληλα, υπολογίστηκε για κάθε ρήγμα η γωνία μεταξύ του ανύσματος της εφαπτομενικής τάσης ($\vec{\tau}_o$) που ασκείται στο επίπεδο του ρήγματος από τον τανυστή των ολικών τάσεων (τεκτονικών + βαρύτητας) και του ανύσματος της εφαπτομενικής τάσης ($\vec{\tau}_s$) που ασκεί ο τανυστής απόκλισης D_{σ} πάνω στο ίδιο επίπεδο. Όπως βλέπουμε και στον πίνακα I, αυτή η γωνία απόκλισης ($\vec{\tau}_o, \vec{\tau}_s$) είναι σχετικά μικρή για όλα τα σεισμικά ρήγματα, αφού κυμαίνεται μεταξύ 7°- 18°.



Εικ.5 Διάγραμμα ορθής - διατμητικής τάσης. Οι αριθμοί αν-
 φέρονται στον α/α που έχουν τα ρήγματα στον πίνακα I.

ΠΙΝΑΚΑΣ I

α/α	($\vec{\tau}_o, \vec{\tau}_s$)	α/α	($\vec{\tau}_o, \vec{\tau}_s$)	α/α	($\vec{\tau}_o, \vec{\tau}_s$)
1.	15°	8.	15°	15.	18°
2.	15°	9.	16°	16.	16°
3.	13°	10.	18°	17.	15°
4.	7°	11.	12°	18.	15°
5.	15°	12.	13°	19.	7°
6.	16°	13.	15°	20.	16°
7.	16°	14.	18°	21.	14°

V. ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΟΥ ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΗ ΑΣΦΑΛΕΙΑΣ ΤΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΓΙΑ ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΗ ΤΟΥΣ ΕΝΕΡΓΟΠΟΙΗΣΗ

Αν δεχθούμε ότι κατά τη φάση της σεισμικής ημερίας της περιοχής μας, οι εκ νέου συσσωρευόμενες τάσεις πρέπει να φθάσουν στα ίδια επίπεδα, για να εκδηλωθεί μία νέα ενεργοποίηση των ρηγμάτων, μπορούμε με ορισμένες παραδοχές, να προσδιορίσουμε το βαθμό επικινδυνότητας των ρημάτων για επαναδραστηριοποίηση τους. Η επικινδυνότητα αυτή μπορεί να εκφραστεί με ένα συντελεστή ασφαλείας. Όπως και σε άλλες περιπτώσεις (π.χ. κατολισθήσεις), ένας συντελεστής ασφαλείας για την εκδήλωση ενός φαινομένου καθορίζεται από το λόγο του μεγέθους μίας παραμέτρου, που εκφράζει την αντίσταση στην εκδήλωση του φαινομένου αυτού, προς το μέγεθος μίας άλλης, αντίστοιχης παραμέτρου, που εκφράζει το αίτιο που προκαλεί το φαινόμενο. Στην προκειμένη περίπτωση, σαν συντελεστή ασφαλείας Cs πέρνουμε το λόγο της διατμητικής αντοχής ενός ρήγματος, προς την εφαπτομενική τάση που ασκείται πάνω σ' αυτό, στο βάθος όπου υφίσταται η "συγκράτηση" ("δέσιμο") των δυο τεμαχών του. Στο βάθος αυτό θα εντοπιστεί και η σεισμική εστία σε περίπτωση ενεργοποίησής του.

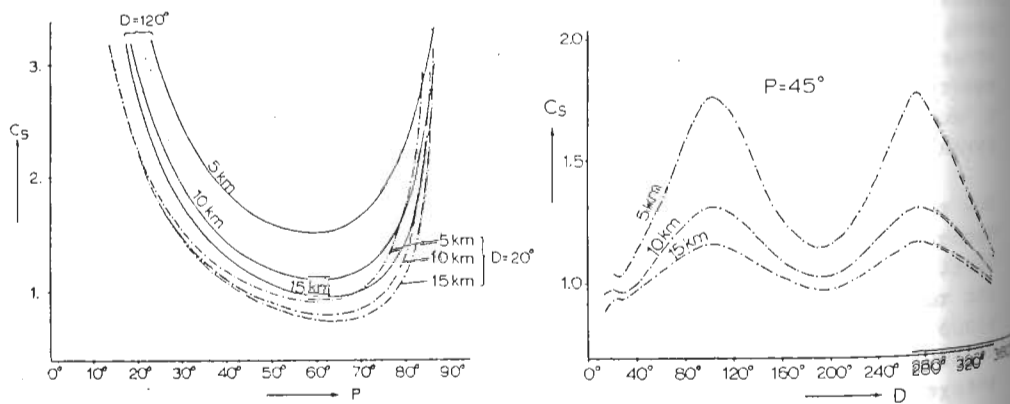
Από διερεύνηση που έγινε κατά τον υπολογισμό του τανυστή των τεκτονικών τάσεων, διαπιστώθηκε, όπως και για τους σεισμούς της Θεσσαλονίκης του 1979 (Καροτσιέρης Ζ. 1989), ότι η σχέση $\tau=500+0.6 \cdot n$ δίνει καλύτερα αποτελέσματα για τον υπολογισμό της διατμητικής αντοχής των ρημάτων, παρότι η σχέση αυτή χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της διατμητικής αντοχής ασυνεχειών, όταν οι ορθές τάσεις που ασκούνται πάνω σ' αυτές, είναι αρκετά υψηλές -πάνω από 200 Mpa- οπότε επέρχεται θραύση των "δοντιών" τους. Για την περίπτωση των σεισμικών μας ρημάτων, όμως, παρότι οι ορθές τάσεις πάνω σ' αυτά δεν έφθασαν το κατώτερο όριο εφαρμογής της παραπάνω σχέσης, φαίνεται ότι η ενεργοποίησή τους έγινε με θραύση πετρώματος ("κλείθρου") στο βάθος της σεισμικής εστίας, γεγονός που μας επιτρέπει να χρησιμοποιούμε τη σχέση αυτή.

Βασική λοιπόν προϋπόθεση για την εκτίμηση του συντελεστή

ασφαλείας των ρημάτων, είναι να δεχθούμε ότι η μελλοντική τους ενεργοποίηση θα γίνει με τις ίδιες συνθήκες (θραύση "κλειθρών").

Διερευνώντας τη μεταβολή του συντελεστή ασφαλείας των ρημάτων της περιοχής μας, σε σχέση με τη θέση τους στο χώρο και το βάθος συγκράτησης των τεμαχίων τους, διαπιστώνουμε ότι:

- Ο συντελεστής ασφαλείας C_s μεταβάλλεται πάρα πολύ γρήγορα σε σχέση με την κλίση των επιπέδων των ρημάτων. Με αύξηση της τελευταίας παρατηρείται αρχικά μια γρήγορη ελάττωση της τιμής του C_s . Ο ρυθμός μείωσης της τιμής του ελαττώνεται με συνεχή αύξηση της κλίσης των ρημάτων, μέχρι μηδενισμού του γύρω $60^\circ-65^\circ$ κλίσης, οπότε και αρχίζει να αυξάνεται εκ νέου η τιμή του C_s (Εικ.6).
- Με μεταβολή της φοράς μέγιστης κλίσης των ρημάτων επέρχεται μια συνεχής αλλαγή (αυξημείωση) του συντελεστή ασφαλείας C_s . Όπως βλέπουμε και στα διαγράμματα της Εικ.6B, ο συντελεστής ασφαλείας παρουσιάζει δύο μέγιστα που αντιστοιχούν σε φορά μέγιστη κλίση 100° και 275° περίπου, οι οποίες είναι κάθετες στη διεύθυνση του άξονα της μέγιστης εφελκυστικής τάσης του τανυστή των τεκτονικών τάσεων (T), και ένα ελάχιστο για φορά μέγιστης κλίσης 195° , που σχεδόν ταυτίζεται με τη διεύθυνση του παραπάνω άξονα.
- Ο συντελεστής ασφαλείας μεταβάλλεται σημαντικά με το βάθος συγκράτησης των τεμαχίων ενός ρήματος. Με αύξηση του βάθους αυτού επέρχεται μείωση του συντελεστή ασφαλείας. Ο ρυθμός της μεταβολής αυτής μειώνεται με την αύξηση του βάθους (Εικ.6), ενώ είναι μεγαλύτερος για μικρές και μεγάλες κλίσεις των ρημάτων, και φορά μέγιστης κλίσης αυτών 100° και 195° .



Εικ.6 Διαγράμματα συντελεστή ασφαλείας (C_s) - κλίσης ρημάτων (Α) και C_s - φοράς μέγιστης κλίσης (Β).

Είναι προφανές ότι δεν μπορούμε να προσδιορίσουμε ένα και μόνο συντελεστή ασφαλείας για μελλοντική ενεργοποίηση ενός ρήματος της περιοχής μας, αφού δεν γνωρίζουμε το βάθος στο οποίο υφίσταται

η συγκράτηση των δύο τεμαχίων του. Μπορούμε όμως να προσδιορίσουμε τις ακραίες τιμές του, αν δεχθούμε ότι το βάθος αυτό κυμαίνεται από την επιφάνεια του εδάφους μέχρι τα 20 km, αφού ο βαθύτερος σεισμός της σεισμικής ακολουθίας του 1981 εντοπίστηκε σε βάθος 18 km, ενώ τα συνθήκη βάθος σεισμικών εστιών κυμαίνονταν μεταξύ 4-12 km.

Για το σκοπό αυτό κατασκευάστηκε μία σειρά προβολικών διαγραμμάτων για διάφορα βάθη, στα οποία απεικονίζεται ο συντελεστής ασφαλείας ανάλογα με την προβλή του πόλου ενός ρήματος (Εικ.7α, 7β). Σε κάθε σημείο, δηλαδή, ενός τέτοιου διαγράμματος αντιστοιχεί μία τιμή συντελεστή ασφαλείας, η οποία αναφέρεται σε κείνο το ρήμα που ο πόλος του συμπίπτει με το σημείο αυτό.

Και από τα διαγράμματα αυτά μπορούμε να διαπιστώσουμε ότι με αύξηση του βάθους συγκράτησης των τεμαχίων ενός ρήματος μειώνεται ο συντελεστής ασφαλείας του.

Ακόμα μπορούμε να διαπιστώσουμε ότι, για μικρότερο βάθος από 3 km περίπου οι συντελεστές ασφαλείας είναι μεγαλύτεροι του 1.

Οι περιοχές ίδιου συντελεστή ασφαλείας σ'ένα τέτοιο διάγραμμα παρουσιάζουν μία συμμετρικότητα, που ελέγχεται από τη θέση του συστήματος άξονων του τανυστή των τεκτονικών τάσεων. Ανεξάρτητα όμως από το βάθος, οι περιοχές με τους μικρότερους συντελεστές ασφαλείας κάθε διαγράμματος συμπίπτουν.

Αν λάβουμε υπόψη μας μία προοδευτική μείωση της κλίσης των ρημάτων με το βάθος, θα πρέπει να υπολογίσουμε μία μετατόπιση των περιοχών ίσων συντελεστών ασφαλείας προς την περιφέρεια, προκειμένου να προσαρμοστούν στις επιφανειακές κλίσεις των ρημάτων.

Προβάλλοντας, τώρα, τους πόλους των σεισμικών ρημάτων στα προβολικά διαγράμματα με τα πλησιέστερα εστιακά βάθη, διαπιστώνουμε ότι οι πόλοι όλων αυτών πέφτουν σε περιοχές όπου αντιστοιχούν συντελεστές ασφαλείας $1. \pm 0.1$ (Εικ.7α,β). Δεδομένου ότι θεωρητικά η ενεργοποίηση ενός ρήματος συμβαίνει όταν ο συντελεστής ασφαλείας είναι ίσος με 1, το αποτέλεσμα αυτό θεωρείται σαν ένα πολύ θετικό στοιχείο για την ορθότητα των αποτελεσμάτων.

VI. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η διεύθυνση εφελκυσμού σ_3 , η οποία προσδιορίστηκε τόσο από τα ενεργοποιηθέντα ρήματα, όσο και από τα τεταρτογενή, είναι συμβατή με τους τοπικούς άξονες έκτασης που έχουν καθοριστεί, τόσο από μηχανισμούς γένεσης σεισμών της ευρύτερης περιοχής, όσο και από τους μηχανισμούς γένεσης των κύριων σεισμικών συμβάντων του 1981 (Εικ.1), αλλά και των περισσότερων μετασεισμών.

Από τη συσχέτιση των αποτελεσμάτων της δυναμική ανάλυση των τεταρτογενών και ενεργοποιηθέντων ρημάτων, διαπιστώθηκε ότι μπορούμε να προσδιορίσουμε από τα πρώτα με μεγάλη εμπιστοσύνη το σύγχρονο εντατικό πεδίο της περιοχής.

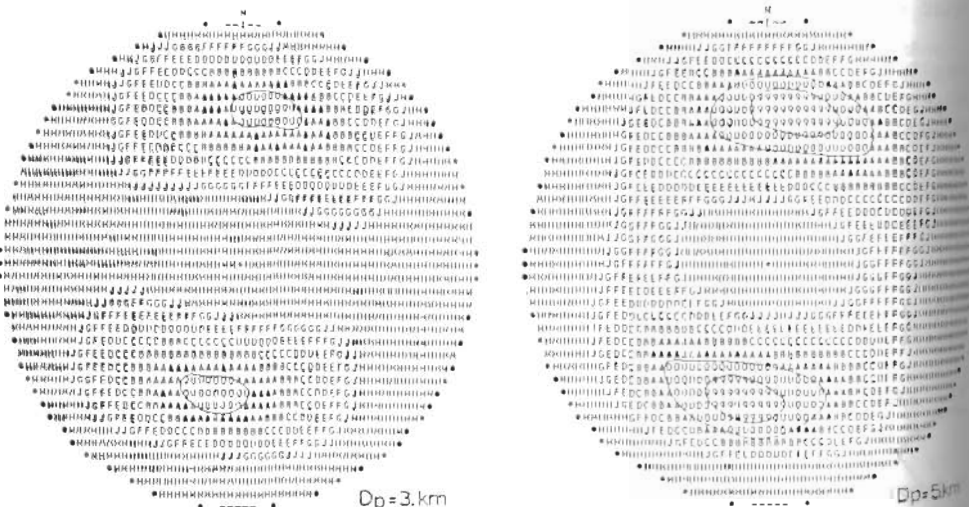
Ο υπολογισμός του μέσου τανυστή των πραγματικών τεκτονικών τάσεων, που βασίστηκε στις αναλύσεις των μηχανισμών γένεσης των 3

κύριων σεισμών και 18 μετασεισμών της σεισμικής ακολουθίας, έδωσαν πολύ ικανοποιητικά αποτελέσματα, παρ'ότι μικρές αποκλίσεις των τιμών των παραμέτρων που χρησιμοποιούνται στους υπολογισμούς αυξάνουν αθροιστικά το τελικό σφάλμα.

Ο άξονας της πραγματικής, εφελκυστικής, τεκτονικής τάσης που ασκείτο στην περιοχή κατά τη διάρκεια των σεισμών, συμπίπτει με τους άξονες έκτασης (σ_3) των τανυστών απόκλισης, που καθορίστηκαν από α) τα τεταρτογενή, β) τα ενεργοποιηθέντα, και γ) από τα σεισμικά ρήγματα που προσδιορίστηκαν από μηχανισμούς γένεσης σεισμών.

Τα προβολικά διαγράμματα των συντελεστών ασφαλείας των ρημάτων (C_s) έδειξαν σημαντικές μεταβολές των συντελεστών αυτών συναρτήσει της κλίσης και της διεύθυνσης των ρημάτων - σε σχέση πάντοτε με τη θέση των αξόνων του τανυστή των τεκτονικών τάσεων - καθώς επίσης και του βάθους "συγκράτησης" των τεμαχών των ρημάτων.

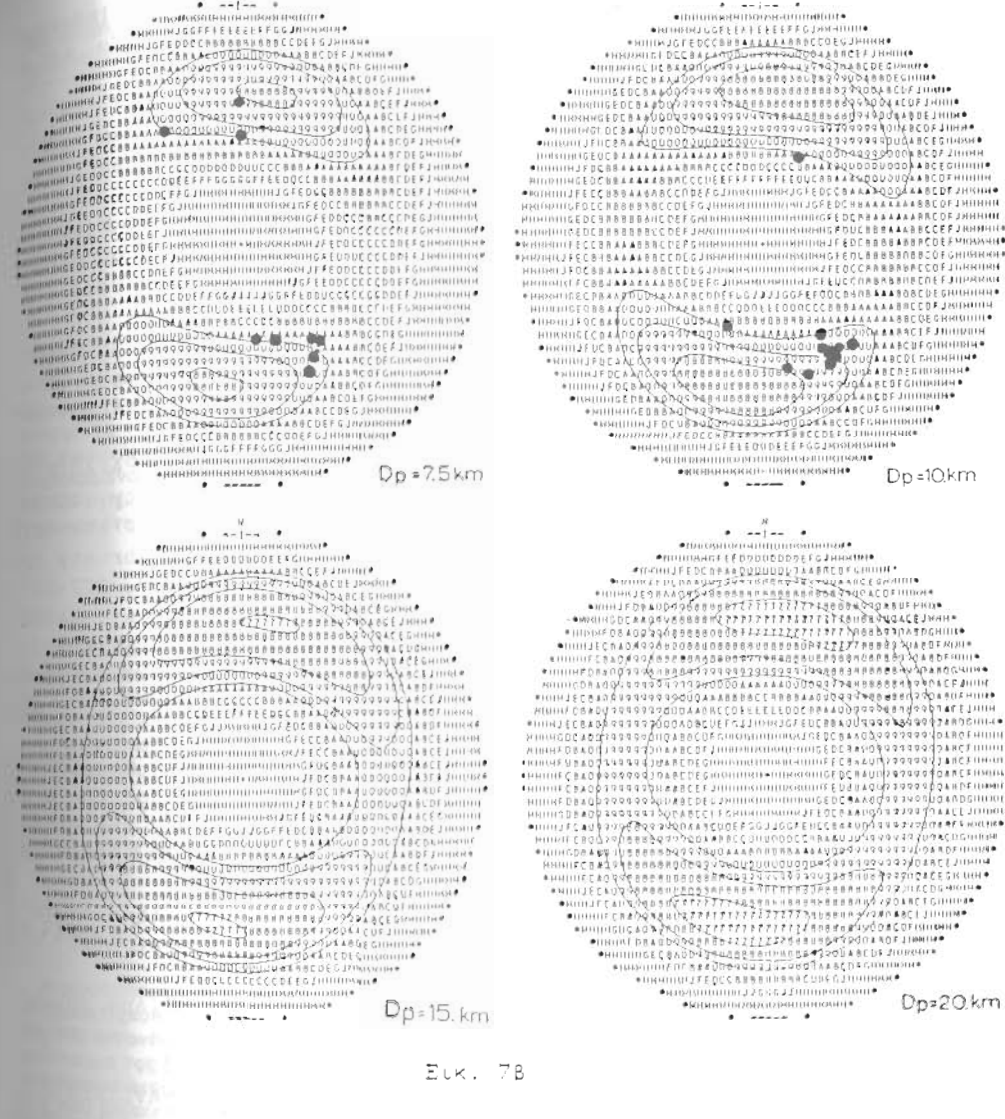
Τέλος, τα πολύ ικανοποιητικά αποτελέσματα του καθορισμού των συντελεστών ασφαλείας των σεισμικών ρημάτων από τα προβολικά διαγράμματα ($C_s = 1. \pm 0.1$) μας δείχνουν ότι μπορούμε να εντοπίσουμε από τα διαγράμματα αυτά τα πλέον επικίνδυνα για ενεργοποίηση ρήματα της περιοχής μας, ή να αποκλίσουμε άλλα με υψηλές τιμές C_s .



Εικ. 7α

Εικ. 7α, 7β Προβολικά διαγράμματα συντελεστών ασφαλείας (C_s) για διάφορα βάθη (D_p) συγκράτησης των τεμαχών των ρημάτων με την εξής αντιστοιχία συμβόλων και τιμών C_s :
 $A=1.05-1.15$, $B=1.15-1.25$, $C=1.25-1.35$, $D=1.35-1.45$, $E=1.45-1.55$, $F=1.55-1.65$, $G=1.65-1.75$, $J=1.75-1.85$
 $H>1.85$.

Κάθε σημείο του διαγράμματος αντιστοιχεί σε πόλο επιπέδου ρήματος.
 Οι προβολές έχουν γίνει σε δίκτυο Wulff.



Εικ. 7β

VII. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

1. ANGLIER J., 1979 : Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. *Tectonophysics*, 56, 17-26.
2. CAREY E., 1979 : Recherche de directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. *Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys.*, 21 (1), 57-66.
3. CAREY-GAILHARDIS E., MERCIER J.L., 1987 : A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of

- earthquake populations: application to Tibetan tectonics and microseismicity of Southern Peru. *Earth Plan. Sc. Lett.* **82**, 165-179.
4. CAROTSIERIS Z., 1989 : A numerical method for approaching the tectonic stresses tensor using focal mechanisms of an earthquake sequence: application to 1978 Thessaloniki earthquakes. *1st Cong. Geoph.* Athens (In press).
 5. ETHCHECOPAR A., VASSEUR G., DAIGNIERES M., 1981 : An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *J. Struct. Geol.*, **3**, 51-65.
 6. GEPHART J.W., FORSYTH D.W., 1984 : An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence. *J. Geophys. Res.*, **89**, 9305-9320.
 7. JACKSON J.A., GAGNEPAIN J., HOUSEMAN G., KING G.C.P., PAPANIKITRIOU P., SOUFLERIS C., VIRIEUX J., 1982 : Seismicity, normal faulting, and the geomorphological development of the Gulf of Corinth (Greece): the Corinth earthquakes of February and March 1981. *Earth and Planetary Science Letters*, **57**, 377-397.
 8. KING G.C.P., OUYANG Z.X., PAPANIKITRIOU P., DESCHAMPS A., GAGNEPAI J., HOUSEMAN G., JACKSON J.A., SOUFLERIS C., VIRIEUX J., 1985 : The evolution of the Gulf of Corinth (Greece): an aftershock study of the 1981 earthquakes. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **86**, 677-693.
 9. MARIOLAKOS I., SYMEONIDIS N., PAPANIKOLAOU D., LEKKAS S., CAROTSIERIS Z., SIDERIS CH., 1981 : The deformation of the area around the eastern Korinthian Gulf, affected by the earthquakes of February - March 1981. *Proc. of Inter. Symp. of H.E.A.T.*, Athens, vol. I, 400-420.
 10. MARIOLAKOS I., STIROUS S., 1988 : Is the recent evolution of Northern Peloponnesus a result of lithosphere stretching? *Ann. Geol. Soc. of Gr.*, Abstr., 73-74.
 11. MCKENZIE D.M., 1969 : The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **75**, 621-652.
 12. PAPAZACHOS P.C., COMNINAKIS P.E., MOUNDRAKIS D.M., PAVLIDES S.B., 1981 : Preliminary results of an investigation of the February - March 1981 Alkionides Gulf (Greece) earthquakes. *Proc. Int. Symp. H.E.A.T.*, Athens, vol. II, 74-87.
 13. SASSI W., CAREY-GAILHARDIS E., 1987 : Interpretation mécanique du glissement sur les failles : introduction d'un critère de frottement. *Ann. Tectonicae*, **1** (2), 139-154.
 14. SEBRIER M., 1977 : Tectonique récente d'une transversale à l'Est de l'Egée : le golfe de Corinthe et ses régions périphériques. Thèse 3^e cycle, Univ. Paris-Sud.
 15. VITA-FINZI C., KING G.C.P., 1985 : The seismicity, geomorphology and structural evolution of the Corinth area of Greece. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A 314**, 379-407.